# Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten



8 .

# Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten

Mit 149 Abbildungen, 7 Tabellen und 33 Tafeln im Anlagenband

Von

GÜNTER DROZDZEWSKI · HELGA ENGEL · RAINER WOLF · VOLKER WREDE

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen Krefeld 1985

Alle Urheberrechte vorbehalten

© 1985 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

| Anschrift<br>der Autoren: | DiplGeol. Dr. G. DROZDZEWSKI<br>DiplGeol. Dr. H. ENGEL<br>DiplGeol. Dr. R. WOLF<br>DiplGeol. Dr. V. WREDE | Geologisches Landesamt<br>Nordrhein-Westfalen<br>De-Greiff-Straße 195<br>D-4150 Krefeld 1 |
|---------------------------|---|---|
|                           | DIDIGEOI. DI. V. WHEDE  |   |

Druck der Tafeln im Anlagenband: KD Kartographie-Dienstleistung-GmbH, Dortmund

Gesamtherstellung:

Joh. van Acken, Krefeld

Vertrieb:

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen De-Greiff-Straße 195, D-4150 Krefeld 1 Best.-Nr. 90-0018

### Inhaltsverzeichnis

|  | 5  | Seite |
|--|----|-------|
| Vorwort  |    | 7     |
| 1. Tiefentektonik des Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebietes (V. WREDE)                             |    | 9     |
| 2. Tiefentektonik des linksniederrheinischen Steinkohlengebietes<br>(R. WOLF)                      |    | 105   |
| 3. Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im westlichen<br>Ruhrgebiet (G. DROZDZEWSKI) | ł, | 169   |
|  |    |       |
| 4. Tiefentektonik der Ibbenbürener Karbon-Scholle<br>(G. DROZDZEWSKI)                              |    | 189   |
| 5. Zur Tektogenese des Saarbrücker Hauptsattels und der Südlichen<br>Randüberschiebung (H. ENGEL)  |    | 217   |
| Verzeichnis der Tafeln im Anlagenband  |    | 237   |



Lage der Untersuchungsgebiete

- I Aachen-Erkelenz (Erkelenzer, Wurm- u. Inde-Revier)
- II linker Niederrhein
- III westliches Ruhrgebiet
- IV Ibbenbüren
- V Saar-Revier
- VI bis 1980 untersuchter Teil des Ruhr-Reviers (DROZDZEWSKI et al. 1980)

#### Vorwort

Im Jahre 1980 erschienen als Sonderveröffentlichung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen in Krefeld die "Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons".

In dem Band wurden die Ergebnisse des vom Minister für Wirtschaft, Mittelstand und Verkehr des Landes Nordrhein-Westfalen geförderten Untersuchungsvorhabens "Tiefentektonik" vorgelegt, die eine umfassende Dokumentation und Analyse des tektonischen Baus fast des gesamten rechtsrheinischen Ruhrkarbons darstellen. Ziel der Untersuchungen war, anhand umfangreicher Schnittserien die Entwicklung des Faltenbaus sowohl in streichender Richtung als auch zur Teufe hin zu analysieren und darzustellen. Aus dieser Analyse ließen sich wichtige Regelmäßigkeiten ableiten, deren Kenntnis für eine sachgerechte Projektion der Lagerstätte zur Teufe und lateral in die noch unverritzten Reserveräume unerläßlich ist. Darüber hinaus ergaben sich aus den Untersuchungen auch zahlreiche Ergebnisse, die dazu beitragen, unsere Kenntnisse vom Ablauf und der Mechanik der Faltengebirgsbildung zu vertiefen.

Die positive Aufnahme, die der genannte Band sowohl beim Bergbau als auch in geologischen Fachkreisen gefunden hat, ermutigte dazu, diese Art der Untersuchungen auch in den übrigen Steinkohlenrevieren Nordrhein-Westfalens fortzusetzen. Die dabei erzielten Ergebnisse sowie eine ähnliche Auswertung aus dem Saarland werden in diesem Band vorgestellt.

Das Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebiet (V. WREDE) vermittelt den Übergang zwischen dem Ruhrkarbon im Osten und den Steinkohlenlagerstätten der Niederlande und Belgiens im Westen. Geologisch gesehen liegt das Gebiet in den sich hier überschneidenden Einflußzonen des variscischen Gebirges, des im Untergrund verborgenen Brabanter Massivs und der von jüngerer Bruchtektonik geprägten Niederrheinischen Bucht.

Diese drei Faktoren beeinflussen sich gegenseitig und schaffen ein sehr komplexes tektonisches Gesamtbild der Lagerstätte. Daher stellt der tektonische Bau den Steinkohlenbergbau im Aachen – Erkelenzer Gebiet seit alters her vor besondere Probleme bei der Lagerstättenprojektion und bergbaulichen Ausrichtung.

Aus diesem Grunde wurde die Tektonik dieses Gebietes in einem etwas weiter gespannten Rahmen betrachtet, zumal eine ausführliche, das gesamte Gebiet behandelnde Bearbeitung des Gebirgsbaus bislang noch ausstand.

Das linksniederrheinische Steinkohlengebiet (R. WOLF) stellt den südwestlichen Randbereich des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers dar. Es ist gegliedert in einen intensiver gefalteten Bereich im Süden und einen nördlich anschließenden Bereich mit flachen, weitspannigen Falten. Strukturell ist es weiterhin gekennzeichnet durch ein Herausheben der Faltenachsen in Richtung auf das Krefelder Achsenhoch, wobei tiefere tektonische Stockwerke angeschnitten werden und die Faltungsintensität in südwestlicher Richtung abgeschwächt ist.

Das gefaltete Karbon ist durch intensive Bruchtektonik in zahlreiche Schollen zergliedert. Die Bewegungen an diesen Abschiebungen können anhand der teilweise sehr mächtigen Deckgebirgsschichten sowohl zeitlich als auch quantitativ zugeordnet werden. Hierdurch lassen sich bedeutende mehrphasige Bewegungen während des Mesozoikums und Tertiärs nachweisen, wohingegen der Anteil der variscischen Bruchbewegungen hier nur gering zu sein scheint.

Die Untersuchungen erstrecken sich nicht nur auf die Abbauzone des Niederrheingebietes, sondern beziehen auch die Explorationszone und einen Teil der nördlich und nordwestlich angrenzenden Reserveräume mit ein. Die Ergebnisse können daher als wichtige Planungshilfe für den in diesem Bereich tätigen Bergbau angesehen werden.

Im Gebiet der Emscher- und Essener Hauptmulde im westlichen Ruhrgebiet (G. DROZDZEWSKI) bestand eine Bearbeitungslücke zwischen dem bereits bis 1980 untersuchten Gebiet und dem linken Niederrhein. Daher erschien hier eine Bearbeitung sinnvoll, zumal im Rahmen der geologischen Landesaufnahme inzwischen wichtige neue Erkenntnisse über den tektonischen Bau des oberkarbonischen Untergrundes gewonnen werden konnten.

Die Steinkohlenflöze der Ibbenbürener Karbon-Scholle (G. DROZDZEWSKI) bilden das Lagerstättenpotential für das derzeitig tiefste Steinkohlenbergwerk Europas. Diese isoliert weit nördlich des Ruhrkohlenbeckens gelegene Lagerstätte verdankt ihre tektonische Formung weniger der variscischen Orogenese, als vielmehr jüngeren saxonischen Bewegungen im Zusammenhang mit dem Osning-Lineament. Hieraus resultiert ein interessanter tektonischer Formenschatz mit ausgeprägten Stockwerkeffekten.

Der bis 1 500 m tiefe Bergbau hat Aufschlüsse geschaffen, die eine Analyse der saxonischen Bewegungen im paläozoischen Gebirgsstockwerk erlauben. Daraus ergeben sich auch neue Deutungen über den Baustil und die Genese der Osning-Überschiebung, die ein bedeutendes Strukturelement im Gebiet des Teutoburger Waldes darstellt.

Die Tektonik des Saarkarbons wurde im Rahmen des vom Bundesminister für Forschung und Technologie finanzierten Forschungsvorhabens "Kohlenvorratsberechnung in den Steinkohlenlagerstätten Nordrhein-Westfalens und im Saarland" zum Teil

7

in ähnlicher Weise wie beim Untersuchungsvorhaben "Tiefentektonik" in Form einer Schnittserie ausgewertet. Dabei ergaben sich hinsichtlich der Tektogenese des Saarbrücker Hauptsattels und der Südlichen Randüberschiebung (H. ENGEL) wichtige neue Vorstellungen.

Im Zentralbereich dieser Strukturen beträgt die Überschiebungsweite der Randüberschiebung mehrere Kilometer. Nach den tektonischen Untersuchungen muß sowohl im Streichen als auch zur Teufe hin eine kontinuierliche Abnahme des Überschiebungsbetrages und der Übergang in eine Faltenstruktur angenommen werden.

Diese Erkenntnisse sowie auch zahlreiche Detailbeobachtungen zur zeitlichen Abfolge der tektonischen Bewegungen stellen nicht nur einen wichtigen Beitrag dar zum Verständnis der Einengungstektonik der flözführenden Schichten im Saar-Karbon; sie fordern auch zum Vergleich mit ähnlichen Strukturen in den anderen Lagerstätten heraus. Aus diesem Grunde wurde diese außerhalb des regionalen Rahmens der tiefentektonischen Untersuchungen durchgeführte Arbeit in diesen Band aufgenommen.

Besonderer Dank gebührt den Bergwerksgesellschaften in den Untersuchungsräumen für ihre Unterstützung und großzügige Bereitstellung aller benötigten Unterlagen. Hier sind zu nennen: Ruhrkohle AG, Eschweiler Bergwerksverein AG, Gewerkschaften Sophia Jacoba und Carolus Magnus, Friedr. Krupp Hüttenwerke AG, VEBA AG, Preussag AG Kohle sowie Saarbergwerke AG. Ebenso wurden die Arbeiten in vielfältiger Weise vom Rijks Geologischen Dienst der Niederlande unterstützt.

Krefeld, im Oktober 1985

ECKART REICHE

## 1. Tiefentektonik des Aachen – Erkelenzer Steinkohlengebietes

#### Von VOLKER WREDE

65 Abbildungen, 4 Tabellen, 13 Tafeln im Anlagenband

| 1.1.       | Einführung  |
|------------|---|
| 1.1.1.     | Einleitung  |
| 1.1.2.     | Methodik der Untersuchungen                                 |
| 1.1.3.     | Großtektonischer Rahmen                                     |
| 1.2.       | Erkelenzer Revier   |
| 1.2.1.     | Allgemeines   |
| 1.2.1.1.   | Lage und Umgrenzung des Arbeitsgebietes                     |
| 1.2.1.2.   | Unterlagen und Vorarbeiten                                  |
| 1.2.1.3.   | Stratigraphie   |
| 1.2.2.     | Beschreibung des tektonischen Baus                          |
| 1.2.2.1.   | Faltentektonik  |
| 1.2.2.2.   | Überschiebungen   |
| 1.2.2.3.   | Quer- und Diagonalstörungen                                 |
| 1.2.2.4.   | Die Hauptüberschiebung                                      |
| 1.2.3.     | Analyse des tektonischen Baus                               |
| 1.2.3.1.   | Faltentektonik  |
| 12311      | Streichende und guerschlägige Entwicklung des Faltenbaus 21 |
| 12312      | Stockwerktektonik   |
| 1232       | Zusammenhänge zwischen Falten- und Störungstektonik 25      |
| 12321      | Falten und Überschiebungen                                  |
| 12322      | Falten und Ouerstörungen                                    |
| 12323      | Zur Deutung der Hauptüberschiebung                          |
| 1233       | Vorstellungen über den tieferen Untergrund des              |
| 1.2.0.0.   | Erkelenzer Horstes  |
| 13         | Wurm-Revier 32  |
| 131        | Allgemeines 32  |
| 1311       | Lage und Limarenzung des Arbeitsgebietes                    |
| 1312       | Lage und Ongrenzung des Arbeitsgebietes                     |
| 1212       | Stratigraphie 32  |
| 1.0.1.0.   | Beschreibung des tektonischen Baus                          |
| 1.3.2.     | Faltonbau 33  |
| 1.0.2.1.   | Wurm Muldo 33   |
| 1.3.2.1.1. | Boropsborger Sattel und Sperser Mulde 34                    |
| 1.0.2.1.2. | Kehlenheider Sattel und Bassweiler Sattel                   |
| 1.3.2.1.3. | Wilhelming Mulde Adolf-Mulde Beggendorfer Mulde             |
| 1.3.2.1.4. | Wauhashar Sattal  |
| 1.0.2.1.0. |   |
| 1.3.2.2.   |   |
| 1.3.2.3.   | Sprungtektonik  |
| 1.3.2.4.   | Willow Adolf Carl Alexander Störung                         |
| 1.3.2.4.1. |   |
| 1.3.2.4.2. |   |
| 1.3.2.4.3. | 70-m-Storung und Emma-Hendrik-Storung                       |
| 1.3.2.5.   | Großschollenbau   |
| 1.3.2.6.   | Morphologie und Storungen der Karbon-Obernache              |
| 1.3.3.     | Analyse des tektonischen Baus                               |
| 1.3.3.1.   | Entwicklung des Faltenbaus                                  |
| 1.3.3.1.1. | Großfaltenbau 61  |
| 1.3.3.1.2. | Spezialfaltenbau  |
| 1.3.3.2.   | Faltenbau und Überschiebungen   64                          |
| 1.3.3.3.   | Stockwerktektonik   |
| 1.3.3.4.   | Schollengebundene Tektonik                                  |

| 1.3.3.5.   | Falten- und Bruchtektonik   | 67 |
|------------|---|----|
| 1.3.3.5.1. | Falten und Querstörungen  | 67 |
| 1.3.3.5.2. | Faltenbau und Südwest-Nordost-Brüche  | 69 |
| 1.3.3.6.   | Strukturen des tieferen Untergrundes  | 69 |
| 1.3.3.6.1. | Ostrand des Brabanter Massivs   | 69 |
| 1.3.3.6.2. | Zum möglichen Einfluß devonischer oder unterkarbonischer<br>Evaporite auf die Tektonik des Wurm-Reviers | 71 |
| 1.4.       | Inde-Revier   | 72 |
| 1.4.1.     | Allgemeines   | 72 |
| 1.4.1.1.   | Bergbau, Unterlagen, Methodik   | 72 |
| 1.4.1.2.   | Stratigraphie   | 73 |
| 1.4.2.     | Beschreibung des tektonischen Baus  | 76 |
| 1.4.2.1.   | Faltenbau und Überschiebungen   | 76 |
| 1.4.2.2.   | Querstörungen   | 79 |
| 1.4.2.3.   | Projektion der Inde-Mulde östlich des Weisweiler Horstes  | 81 |
| 1.4.3.     | Analyse des tektonischen Baus   | 83 |
| 1.4.3.1.   | Falten- und Störungstektonik  | 83 |
| 1.4.3.2.   | Analyse der Tektonik des Inde-Reviers im regionalen<br>Zusammenhang                                     | 85 |
| 1.4.4.     | Ausblick: Das Lagerstättenpotential des Inde-Reviers  | 88 |
| 1.5.       | Zusammenfassende Betrachtung des Aachen-Erkelenzer<br>Steinkohlengebietes                               | 90 |
| 1.5.1.     | Zusammenhänge der Strukturen des Erkelenzer Horstes mit denen des Wurm-Reviers                          | 90 |
| 1.5.2.     | Zur streichenden Entwicklung des Faltenbaus im Untergrund der Niederrheinischen Bucht                   | 92 |
| 1.5.3.     | Querschlägige und teufenmäßige Entwicklung der Faltentektonik.  | 93 |
| 1.5.4.     | Bruchtektonik und postvariscische Entwicklung   | 94 |
| 1.6.       | Verzeichnis der Schriften und Karten  | 96 |

Kurzfassung: Das Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebiet setzt sich aus den drei räumlich voneinander getrennten Teilen Erkelenzer Revier, Wurm-Revier und Inde-Revier zusammen. Der tektonische Bau dieser drei Reviere wird in der vorliegenden Arbeit anhand von Schnittserien und Kartendarstellungen dokumentiert und analysiert. Dabei werden einige Nachbargebiete, in denen zum Teil ältere Schichten als das flözführende Oberkarbon anstehen, mit in die Betrachtung einbezogen, soweit dies zum Verständnis der Tektonik der Steinkohlenlagerstätten zweckmäßig erscheint.

Die Lagerstätte des Erkelenzer Reviers befindet sich isoliert auf einer Hochscholle innerhalb des Bruchschollenmosaiks der Niederrheinischen Bucht. Dieses Gebiet liegt am Rand des variscischen Faltengebirges und zeigt daher nur noch eine schwache, von Südosten nach Nordwesten abklingende Faltung. Entsprechend schwach ist auch die mit der Faltung im Zusammenhang stehende Überschiebungstektonik ausgeprägt.

Die Faltenachsen tauchen generell nach Südwesten ab, örtlich ist aber auch ein entgegengesetztes Achsenabtauchen zu beobachten, so daß verschiedene lokale Achsendepressionen zu beobachten sind.

Das Streichen der Faltenachsen verläuft generell steiler, das heißt mehr in nördlicher Richtung, als im Wurm-Revier oder im Ruhr-Revier.

Obwohl die Aufschlüsse im Erkelenzer Revier nicht sehr tief reichen, ist zumindest in einem Teil des untersuchten Gebietes eine Stockwerkgliederung des tektonischen Baus zu erkennen: Unter einem ruhig gebauten Oberstockwerk liegt eine Zone mit relativ intensiver Kleinfalten- und Überschiebungstektonik, die in einem dritten, etwas stärker gefalteten Stockwerk wieder ausklingt. In nordwestlicher Richtung scheint sich mit abnehmendem Einfluß der variscischen Faltung auch dieser Stockwerksbau zu verlieren.

Die intensive Bruchtektonik, die das Gebiet in eine Vielzahl von Einzelschollen zerlegt, geht in ihrer Anlage auf die tektonischen Trennflächen der variscischen Orogenese zurück. Die Störungen wurden aber zu einem großen Teil in späterer Zeit in verschiedener Weise reaktiviert, so daß das ursprüngliche Bild stark von den jüngeren Bewegungen überprägt ist. Eine ungewöhnliche Störungsform liegt in der sogenannten "Hauptüberschiebung" vor, die offenbar eine Diagonalaufschiebung zum Faltenbau darstellt.

Für den tieferen Untergrund des Erkelenzer Horstes wird das Vorhandensein eines postvariscischen Intrusivkörpers angenommen.

Das Wurm-Revier stellt das Kernstück des Aachener Steinkohlengebietes dar. Es steht nach Westen hin unmittelbar mit dem niederländischen Südlimburger Bergbaurevier in Zusammenhang. Vom Standpunkt der Faltentektonik her läßt sich das Wurm-Revier in verschiedene Großfalten gliedern, die das Gebiet in einem Generalstreichen durchziehen, das von ca. 60° im Südwesten auf ca. 40° im Nordosten umbiegt. Die Faltenachsen sinken – von lokalen Ausnahmen abgesehen – generell zum Zentrum des Wurm-Reviers hin ein, so daß hier eine ausgeprägte Achsendepression vorliegt.

Diesem Großfaltenbau ist ein Spezialfaltenbau nachgeordnet, der im Süden beziehungsweise Südosten des Wurm-Reviers sehr intensiv ist, nach Norden beziehungsweise Nordwesten hin aber relativ rasch an Intensität verliert.

Es läßt sich im Wurm-Revier ein den Verhältnissen im Erkelenzer Revier und Ruhrkarbon analoger Stockwerksbau der Tektonik erkennen, bei dem generell eine Abnahme in der Dimension der tektonischen Elemente zur Teufe hin, aber bei gleichbleibender Einengung erkennbar ist.

In ihrer Ausbildung und räumlichen Verteilung sind die Stockwerke stark von der Achsenwellung abhängig, so daß die bergwirtschaftlich wichtigen Schichten in Achsendepressionen bevorzugt als Trogmulden vorliegen, während sie in den Achsenkulminationen in den Mulden meist stark gefaltet auftreten. Neben den mit der Faltung genetisch eng verknüpften Überschiebungen treten auch zahlreiche Quer- und Diagonalstörungen auf, die sich trotz einer starken postvariscischen Überprägung in ihrer Anlage auf den variscischen Kräfteplan zurückführen lassen. Sie sind vorwiegend als Abschiebungen ausgebildet (seltener weisen sie auch sinistrale Horizontalkomponenten ihrer Verwürfe auf) und gliedern zusammen mit eigenartigen, im Generalstreichen des Gebirges verlaufenden Südwest – Nordost-Brüchen das Wurm-Revier in ein annähernd orthogonales Schollenraster.

Während die Veränderungen im Faltenbau über die vorwiegend Nordwest – Südost streichenden Querstörungen hinweg meist kontinuierlich erfolgen, läßt sich bezüglich der Südwest – Nordost streichenden Bruchlinien eine stark schollengebundene Faltentektonik nachweisen. Durch den unterschiedlichen Faltenbau beiderseits dieser Störungen bedingt, schwanken die Verwurfsbeträge an diesen Brüchen stark, und es lassen sich an ein- und derselben Störung sowohl Auf- wie auch Abschiebungsbewegungen bis zu jeweils mehreren hundert Metern im Karbon nachweisen.

Diese Störungen werden deshalb als älter als die Faltung angelegte Durchpausungen aus dem Untergrund gedeutet. Sie verlaufen auffallend parallel zu den südlichen Randbrüchen des Brabanter Massivs, mit dessen wahrscheinlich schon prävariscisch zerblocktem Südostrand sie wohl in Zusammenhang zu bringen sind. Ähnliche Störungen, die aber flach Westnordwest – Ostsüdost parallel zum Nordostrand des Brabanter Massivs streichen, treten im Südlimburger Revier auf.

Die Karbon-Oberfläche des Wurm-Reviers weist neben einem generell nach Norden gerichteten Einfallen einestarke Morphologie auf, die zum Teil durch die jüngere Bruchtektonik bedingt wird, zum Teil auch durch Erosionsvorgänge herausgebildet wurde.

Das Inde-Revier, in dem seit dem Zweiten Weltkrieg kein Bergbau mehr umgeht, wird durch das Devon des Aachener Sattels und die Aachener Überschiebung vom Wurm-Revier getrennt. Es besteht im wesentlichen aus der kofferfaltenförmigen, stark nordvergenten Inde-Mulde, die von einigen bergwirtschaftlich unbedeutenden Spezialmulden begleitet wird, die im Norden, im Anstieg zum Aachener Sattel hin, stark verschuppt sind.

Der ehemals bergbaulich erschlossene Teil des Inde-Reviers befindet sich im Bereich einer nach Nordosten hin abtauchenden Achsenrampe, deren tiefster Punkt dicht östlich der Bergbauaufschlüsse der Grube Weisweiler vermutet wird.

Während die Überschiebungstektonik innerhalb des Oberkarbons des Inde-Reviers an Bedeutung stark zurücktritt, ist die mit der variscischen Faltung ursächlich zusammenhängende Bruchtektonik, die sich in Form zum Teil erheblicher Querstörungen zeigt, für den Bau der Lagersätte sehr wichtig.

Kennzeichnend für das Inde-Revier ist seine Lage zwischen zwei an großen Überschiebungen verschuppten Großsätteln: dem Aachener Sattel im Norden und dem Venn-Sattel im Süden.

Trotz ihrer großen Verwurfsbeträge von zum Teil über 1 000 m (bankrecht) werden die hier auftretenden Überschiebungen als faltungsbedingt entstanden gedeutet, während die Annahme eines etliche Zehnerkilometer oder mehr betragenden Deckenfernschubs abgelehnt wird.

Der Kohleninhalt des bisher unverritzten Teils des Inde-Reviers läßt sich aufgrund der vorliegenden tektonischen Projektionen grob auf ca. 40-60 Mt Steinkohle abschätzen. Die Faltenstrukturen des Wurm-Reviers und des Erkelenzer Reviers lassen sich im Streichen über die trennende Rur-Scholle hinweg verbinden. Die Faltenachsen beider Gebiete formen eine großräumige Achsendepression, die nach Nordwesten hin den Einbruch des niederländischen Zentralgrabens bereits variscisch vorzeichnete und nach Süden hin abknickend mit der Eifeler Nord – Süd-Zone in Verbindung stehen dürfte, wie die Achsenrampe des Inde-Reviers anzeigt. Da diese Achsendepression auch mit dem Ostrand des kaledonisch konsolidierten Brabanter Massivs zusammenfällt und andererseits bereits die Richtung der jungen, zum Teil noch quartär aktiven Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht vorgibt, wird sie als Teil einer bedeutenden Lineamentzone betrachtet.

Das im Untergrund verborgene, nach Osten hin abtauchende Brabanter Massiv ist von starkem Einfluß auf die Faltung im Aachen – Erkelenzer Gebiet gewesen: Aufgrund eines "Staueffekts" der Faltung am Südrand dieses Gebirgssockels kommt es zu einer schnellen Abnahme der Faltungsintensität in querschlägiger Richtung nach Nordwesten hin. Hierdurch liegen im heutigen Erosionsniveau beziehungsweise im durch den Bergbau erschlossenen Teufenbereich verschiedene variscische Gebirgsstockwerke dicht nebeneinander, die von fast ungefalteten Oberkarbon-Sedimenten im Druckschatten des Brabanter Massivs bis zu stark verfalteten, geschieferten und schwach metamorphen Gesteinen des Altpaläozoikums im Kern des Venn-Sattels reichen.

Infolge des Abtauchens des Brabanter Massivs nach Osten hin nimmt die Intensität dieses Staueffekts nach Osten hin allmählich ab, so daß die Faltenachsen nach Nordosten hin in ein steileres Streichen umbiegen und den Untergrund der Niederrheinischen Bucht mit sigmoidal gebogenem Verlauf durchziehen. Die örtlich vor allem im Wurm-Revier zu beobachtenden abweichenden Streichrichtungen von Faltenachsen werden mit diesem Umbiegen der Generalstreichrichtung in Verbindung gebracht.

Zur Klärung der in der Literatur aufgeworfenen Frage nach einer möglichen Evaporitfazies im Oberdevon oder Unterkarbon am Ostrand des Brabanter Massivs kann die Tektonik keinen Beitrag leisten, da weder Strukturen vorhanden sind, die eindeutig Hinweise auf halokinetische oder Subrosionsvorgänge geben, noch die Beteiligung solcher Erscheinungen an der Ausgestaltung mancher tektonischen Formen ausgeschlossen werden kann.

Die jüngere tektonische Entwicklung des Gebietes ist durch das Einsinken der Niederrheinischen Bucht einerseits und die Heraushebung des Rheinischen Schildes andererseits gekennzeichnet. Hieraus resultiert eine generelle Kippung des Gebirgsbaus in nördliche Richtung. Ferner rissen im Deckgebirgezahlreiche, zum Teil bis heute aktive Störungen auf, die in reaktivierten variscischen Störungen wurzeln. Dabei werden teilweise unterschiedlich streichende alte Störungsrichtungen wieder aufgenommen und in die Generalstreichrichtung der jungen Störungen integriert. Diese besitzen daher oft einen um ihre Generalstreichrichtung pendelnden Verlauf. Die Schollenbewegungen spielten sich im einzelnen in zeitlicher wie räumlicher Folge sehr differenziert ab, so daß häufig Bewegungsumkehrungen an den Störungen ("Schaukelbewegungen") festzustellen sind.

Neben den Auswirkungen der variscischen Orogenese spielen für die Tektonik des Aachen – Erkelenzer Steinkohlenreviers also auch ältere, sich aus dem Untergrund durchpausende, und jüngere, postvariscische tektonische Strukturen eine Rolle.

#### [Subsurface structural setting of the Aachen - Erkelenz coal district]

A b stract: The Aachen – Erkelenz coal district is composed of three isolated parts called "Erkelenzer Revier", "Wurm-Revier", and "Inde-Revier". Within this paper the tectonics of these three areas are analyzed and illustrated by means of series of cross and longitudinal sections and tectonic maps. Some sorrounding areas exposing partly pre-Silesian strata are included in these investigations when neccessary for these better understanding of the tectonics of these coal deposits.

The Erkelenz district ("Erkelenzer Revier") is isolated

on a tectonic high within the fracture zone of the Lower Rhine embayment. This area represents the outer edge of the Hercynian foldbelt and therefore the intensity of folding is low and decreases from southeast to northwest. Accordingly the overthrust tectonics, which are connected to the folding, are of low importance too.

The fold axes in this region generally dip towards the southwest but there are some areas with a counterwise dipping of axes forming local axis depressions. In the Erkelenz district the strike of the fold axes in general is directed more towards the north than it is in the Wurm district or the Ruhr Carboniferous.

Although mining has not reached great depth, at least in a part of the area stockwerk tectonics can be observed: Below an upper stockwerk with nearly flat bedding a zone of more intensive small-scale and thrust tectonics is developed which is underlain by a third stockwerk of more accentuated folds but less thrust faults.

The origin of the very intensive fault tectonics that affected this area can be dated back to the Hercynian orogeny. The faults have been re-activited in later times in different ways so that the original pattern has been largely altered.

A remarkable type of fault is exposed in the so-called "Hauptüberschiebung" which obviously is an upthrust fault striking diagonal to the fold axes.

The existence of a late-Hercynian intrusive body is assumed in the deeper underground of the Erkelenz area.

The Wurm district ("Wurm-Revier") is the central part of the Aachen mining district. To the west it is connected with the South-Limburg mining area of the Netherlands. Concearning fold tectonics the Wurm-district is composed of some major folds striking 60° in the south-western part and 40° in the north-east.

Apart from some local exceptions the fold axes dip towards the center of the Wurm district thus forming a large axis depression. Associated with the major folds is a system of special folds, having a high intensity in the south-western part of the Wurm district, while intensity decreases towards the north of the area.

Stockwerk tectonics similar to those in the Erkelenz district or the Ruhr Carboniferous can be observed within the Wurm district too. The scale of the tectonic structures within the different stockwerks generally decreases towards the depth although the compression rate of the rock remains similar. The development and regional pattern of the different stockwerks largely depends on the axial position: So the coal-bearing strata of economic significance are found in broad troughs within the axis depressions while they are more intensively folded within the range of axis culminations.

In addition to the overthrusts which are genetically related to the folding process numerous cross and oblique faults exist, which were initially generated by the Hercynian strainfield but have been reshaped in post-Hercynian times. These faults normally are developed as dip-slip faults, but in some cases also sinistral strike-slip displacements can be observed. The cross faults together with some southwest – northeast directed ruptures form a nearly orthogonal fault pattern. The shape of folds changes continuously along the strike and is not affected by the cross faults.

The mentioned southwest – northeast striking ruptures, however, separate blocks of different folding. Due to this the directions and amounts of displacements on these faults vary extremely. Thus these faults are regarded as being older than the Hercynian folding of the area and they may trace structures of the deeper underground. The strike of these ruptures is remarkably parallel to that of the faults at the southern edge of the Brabant massif. Therefore they also may be related to the pre-Hercynian faulted southeastern edge of this massif. Similar faults striking parallel to the northern edge of the Brabant massif are found in the South-Limburg area.

The surface of the Carboniferous in the Wurm district in general is dipping towards the north showing additionally morphology which is partly caused by younger fault tectonics, partly by fossile erosional events.

The Inde district ("Inde-Revier") where mining activity expired in World War II is separated from the Wurm district by the Devonian outcrop of the Aachen anticline and the Aachen overthrust. It is formed mainly by the box-shaped Inde syncline whose axis-plane dips towards the south and which is accompanied by some minor coal-bearing synclines without economic importance. In the north of the area these are imbricated towards the Aachen anticline.

Within the mined area the Inde syncline plunges towards the northeast thus forming part of an axis depression of which the deepest point is assumed to be situated closely east of the Weisweiler mine.

While thrust faulting of the coal-bearing Carboniferous within the Inde district is not very important, the Hercynian normal faulting is of great significance.

The tectonic situation of the Inde district is determined by it's position between two imbricated anticlinoria: the Aachen anticline in the north and the Venn anticline in the south. Although some of the here exposed overthrusts effect displa-cements of the strata of more than 1 000 meters they are most likely originated by the folding of these anticlinoria and not to be assumed to be nappes which might have effected lateral displacements of some tens of kilometers.

The coal reserves of the so-far unmined parts of the Inde district can be roughly figures by 40-60 Mt of hard-coal.

Although separated by the Rur block ("Rur-Graben"), the fold structures of the Wurm district and the Erkelenz district can be connected. Their axes form a large-scale axis depression that may have preceded the subsidence of the dutch "Zentralgraben" and that might be connected with the "Eifel North – South-Zone" in the south.

The coincidence of this axis depression with the eastern edge of the Caledonian Brabant massif and it's conformity with the direction of the young, partly still active fault tectonics of this part of the Lower Rhine embayment confirmes the assumption that it is part of an important lineamentic zone.

The Brabant massif, hidden in the underground and plunging towards the east, largely influenced the folding of the Aachen – Erkelenz district. Due to assumed accumulation of pressure at the southern edge of this consolidated block the intensity of folding decreased quickly from south to north. Hence, different Hercynian tectonic stockwerks are situated next to each other at the present erosional surface and within the mined levels.

They range from nearly unfolded sediments of the Upper Carboniferous, situated in the lee-side of the Brabant massif in the Erkelenz district to extremely folded and cleaved, low-grade metamorphic rocks of the early Palaezoic in the center of the Venn anticline.

The effect of the pressure accumulation at the edge of the Brabant massif decreases towards the east according to the plunge of this massif. Therefore in the east of the area the direction of the fold axes shifts more and more to the north thus passing the basement of the Lower Rhine embayment with sigmoidal strike.

There are no tectonic arguments to contribute to the discussion wheather and how far evaporitic rocks might be spread within the Upper Devonian or Lower Carboniferous on the eastern edge of the Brabant massif. There are no tectonic features that prove halokinetic or subrosional effects but on the other hand in some cases the possibility of such processes cannot be excluded.

The younger development of the tectonics is determined by the subsidence of the Lower Rhine embayment as well as the rise of the Rhenish massif. These movements caused a generally northward tilt of the ground and generated numerous faults, some of which are still active today. Thus the tectonic phenomena of the Aachen – Erkelenz coal district are mainly formed by the effects of the Hercynian orogeny but also influenced by older structures of the deeper underground and younger, post-Hercynian tectonic events.

#### [Tectonique profonde du bassin houiller d'Aix-la-Chapelle et d'Erkelenz]

R és u m é: Le bassin houiller d'Aix-la-Chapelle et d'Erkelenz est constitué par trois parties séparées qui s'appellent le "bassin d'Erkelenz", le "bassin de la Wurm", et le "bassin de l'Inde". La structure tectonique de cestrois bassins fait l'objet du présent ouvrage; elle est documentée et analysée au moyen de séries de coupes et de présentations de cartes. Certaines aires avoisinantes, où existent des assises plus anciennes que le Carbonifère supérieur houiller, sont également prises en considération en tant que cela paraît utile pour la compréhension de la tectonique des gisements houillers. Le gîte du bassin d'Erkelenz se trouve isolé sur un segment soulevé au-dedans de la mosaïque de blocs dans la Baie du Rhin inférieur.

La région est située au bord de la montagne de plissement varisque et ne présente de ce fait qu'un faible plissement s'amortissant du sud-est vers le nord-ouest.

Les axes de plis plongent généralement vers le sud-ouest, mais localement on trouve un plongement opposé des axes de sorte que l'on peut observer diverses dépressions axiales locales.

Ici, la direction des axes de pli est en général plus penchée, c.-à-d. plus vers le nord que dans le bassin de la Wurm ou celui de la Ruhr.

Bien que les affleurements miniers ne soient pas très profonds dans le bassin d'Erkelenz, la structure tectonique montre, au moins dans une partie de la région étudiée, un classement des stockwerks: Au-dessous d'un stockwerk à structure régulière se trouve une zone caractérisée par une tectonique relativement intense à petits plis et à chevauchement qui s'amortit au niveau d'un troisième stockwerk présentant des plis plus vifs. Dans la direction nord – ouest, cette structure à stockwerks semble s'affaiblir dans la mesure de l'influence diminuante du plissement varisque.

La tectonique intense de failles, décomposant la région en nombreux blocs individuels, doit son origine au plan de disjonction tectonique lors de l'orogénèse varisque. Mais plus tard, les fractures ont été réactivées en grande partie de sorte que l'image d'origine est fortement empreinte par les mouvements plus jeunes.

Une forme extraordinaire de dislocation se présente par le "chevauchement principal" qui, apparemment, constitue un "chevauchement diagonal" par rapport à la structure de plissement.

En ce qui concerne le sous-sol profond du horst d'Erkelenz, on suppose l'existence d'un intrusif postvarisque.

Le bassin de la Wurm est le noyau du bassin houiller d'Aix-la-Chapelle. Vers l'ouest, il communique directement avec le bassin houiller néerlandais du Limbourg du Sud. Sous l'aspect de la tectonique de plissement, le bassin de la Wurm se compose de plis principaux divers dont la direction générale change de 60° au sud-ouest jusqu'à environ 40° au nordest. Sauf quelques exceptions locales, les axes de pli s'inclinent vers le centre du bassin de la Wurm de sorte que l'on trouve ici une dépression axiale marquée.

Cette grande structure de plissement est accompagnée d'un système de plis spéciaux très intensifs au sud et au sud-ouest du bassin de la Wurm. Mais vers le nord et le nord-ouest, ils perdent leur intensité assez rapidement.

Dans le bassin de la Wurm, on peut reconnaître, analogue à la situation dans le bassin d'Erkelenz et dans le Carbonifère de la Ruhr, une tectonique à étages dont la dimension des éléments tectoniques diminue en profondeur tandis que le rétrécissement reste constant.

Le développement des stockwerks et leur disposition dans l'espace dépendent beaucoup de l'ondulation des axes. Les assises qui sont d'un certain intérêt économique pour l'industrie minière se présentent surtout en forme d'auge dans les dépressions axiales tandis que dans les aires de culmination des axes, les couches apparaîssent le plus souvent sous forme de plis plus vifs dans les synclinaux.

A côté des failles inverses, du point de vue de la génèse liées étroitement avec le plissement, on trouve de nombreux failles transversales et diagonales. Malgré une forte superposition postvarisque, elles sont dues aux forces varisques. Pour la plupart, ces failles sont des failles d'effondrement (plus rarement, elles ont des composantes horizontales sinistrales de leurs rejets), et elles divisent – en liaison avec des dislocations particulières passant en direction générale (sud-ouest – nordest)-le bassin de la Wurm en un réseau de blocs presque orthogonal.

Tandis que les variations du plissement suivent les failles transversales en direction nord-ouest – sud-est d'une façon continue, on peut constater, en ce qui concerne les lignes de dislocation passant du sud-ouest au nord-est, une tectonique de plissement qui est fortement liée aux blocs. Le plissement étant différent des deux côtés des fractures, les dimensions des rejets y varient. Sur une seule et même fracture, on peut observer des failles inverses ainsi que normales qui atteignent plusieurs centaines de mètres dans le Carbonifère.

Ces failles sont interprétées comme plux anciennes que le ponçage du sous-sol produit par le plissement. Elles passent d'une manière remarquable parallèle aux fractures marginales du sud du Massif du Brabant, et probablement elles sont en relation avec son bord sud-est qui, semble-t-il, fut cassé en blocs déjà à l'ère prévarisque. Des failles pareilles se trouvent dans le bassin du Limbourg du Sud, mais là, leur sens de la direction (ouest-nord-ouest – est-sud-est) est parallèle au bord nord-est du Massif du Brabant.

La surface du Carbonifère du bassin de la Wurm s'incline en général vers le nord, et elle montre une morphologie puissante, en partie grâce à la récente tectonique cassante, en partie due aux phénomènes d'érosion.

Le b a s s i n d e s l' I n d e, où l'on a cessé l'exploitation minière depuis la Seconde Guerre Mondiale, est séparé du bassin de la Wurm par le Dévonien de l'anticlinal d'Aix-la-Chapelle et le "chevauchement d'Aix-la-Chapelle". Essentiellement, il comprend le synclinal de l'Inde en forme de pli coffré avec un déversement marqué vers le nord. Ce synclinal est accompagné de quelques plis spéciaux sans aucun intérêt économique minière. Au nord, vers la montée de l'anticlinal d'Aixla-Chapelle, ils sont fortement imbriqués.

La partie du bassin de l'Inde jadis reconnue par l'industrie minière se trouve au niveau d'une rampe axiale plongeante vers le nord-est dont on présume le point le plus profond auprès de l'est de affleurements miniers de l'ancienne mine de Weisweiler.

La tectonique de chevauchement perd beaucoup de son importance dans le Carbonifère supérieur du bassin de l'Inde. Par contre, la tectonique de failles, qui se présente sous forme de failles transversales en partie importantes, est d'un intérêt particulier pour la structure du gisement.

Le bassin de l'Inde est caractérisé par sa position entre deux grands anticlinaux imbriqués sur des charriages importants: au nord, l'anticlinal d'Aix-la-Chapelle, et au sud, l'anticlinal des Hautes Fagnes.

Malgré l'importance de ses rejets (en partie plus de 1 000 mètres, normal à la stratification), on suppose l'origine des failles inverses trouvées ici dans le plissement; par contre, l'hypothèse d'une poussée de nappe déplacée de plusieurs dizaines de kilomètres ou plus est rejetée.

En vertu de la base des projections tectoniques disponibles, on estime le volume du charbon que contient la partie du bassin de l'Inde restée vierge jusqu'à ce jour, de 40-60millions de tonnes de charbon.

Les structures de pli du bassin de la Wurm et du bassin d'Erkelenz peuvent être raccordées en traversant le bloc de la Rur. Les axes de pli de deux zones forment une dépression axiale spacieuse. Au nord-ouest, celle-ci indique déjà varisquement l'effondrement du fossé central néerlandais, et, en tournant vers le sud, elle semble communiquer avec la zone nord-sud de l'Eifel, comme la rampe axiale du bassin de l'Inde l'indique. On considère cette dépression axiale comme une partie d'une zone de linéament importante puisqu'elle coïncide également avec le bord est du Massif du Brabant qui fut consolidé par l'orogénèse calédonienne, et puisque d'autre part, elle indique déjà la direction de la jeune tectonique de failles (partiellement encore active au Quaternaire) de la Baie du Rhin inférieur.

Le Massif du Brabant, caché dans le sous-sol et plongeant vers l'est, a exercé une grande influence sur le plissement de la région d'Aix-la-Chapelle et d'Erkelenz: En raison d'un "effet de retenue" du plissement au bord méridional de ce socle montagneux, l'intensité du plissement diminue rapidement en direction transversale vers le nord-ouest. Par conséquence, divers stockwerks de la montagne varisque sont assez serrés l'un contre l'autre au niveau actuel d'érosion, respectivement dans la profondeur exploitée par l'industrie minière. Ces stockwerks comprennent des sédiments du Carbonifère supérieur presque pas pliés à l'abri de la pression du Massif du Brabant et des roches du Paléozoïque inférieur fortement pliées, schisteuses, peu métamorphes dans la partie centrale de l'anticlinal des Hautes Fagnes.

Étant donné que le Massif du Brabant plonge vers l'est, l'intensité de cet "effet de retenue" diminue progressivement vers l'est de sorte que les axes de pli s'adaptent à une direction plus abrupte vers le nord-est et traversent le sous-sol de la Baie du Rhin inférieur en décrivant une coube Sigmoïde. Les directions divergeantes des axes de pli que l'on observe en particulier dans le bassin de la Wurm sont mises en rapport avec ce pliage de la direction générale.

Pour élucider la question évoquée dans la littérature au sujet d'un faciès d'évaporite possible au niveau du Dévonien supérieur ou du Carbonifère inférieur au bord est du Massif du Brabant, la tectonique ne sait fournir aucune aide puisque des structures qui seraient de nature à donner des indications claires sur les phénomènes halocinétiques ou de subrosion font défaut. La participation de tels phénomènes à la formation de certaines formes tectoniques ne peut être exclue non plus.

L'évolution tectonique plus jeune de la région est caractérisée par l'affaissement de la Baie du Rhin inférieur d'une part et le relèvement du bloc (Schild) rhénan d'autre part. Il en résulte un basculement général de la structure montagneuse vers le nord. En outre, de nombreuses failles, en partie actives encore aujourd'hui, se sont ouvertes dans les couches de couverture, phénomène qui est dû aux failles varisques reactivées. Au cours de ces événements, d'anciennes directions, en partie divergeantes, sont reprises et intégrées dans la direction générale des failles jeunes. Leur direction est de ce fait caractérisée par une allure oscillant autour de la direction générale. Les mouvements des blocs se sont déroulés d'une manière très différenciée quant à leur succession chronologique et dans l'espace de sorte que l'on assiste souvent à des renversements de mouvements des failles ("mouvements de bascule").

A côté des effets de l'orogénèse varisque, des structures plus anciennes, "ponçant" du sous-sol, et des structures tectoniques plus jeunes, postvarisques, jouent donc également un rôle pour la tectonique du bassin houiller d'Aix-la-Chapelle et d'Erkelenz.

#### 1.1. Einführung

#### 1.1.1. Einleitung

Das Aachen – Erkelenzer Steinkohlengebiet setzt sich aus den drei räumlich voneinander isolierten Bergbaugebieten Erkelenzer Revier, Wurm-Revier (zu dem geologisch gesehen auch das Südlimburger Revier der Niederlande zu rechnen ist) und Inde-Revier zusammen (vgl. Taf. 1).

Während im Erkelenzer Revier durch die Grube Sophia Jacoba in Hückelhoven und im Wurm-Revier durch das Verbundwerk Anna-Emil Mayrisch noch lebhafter Steinkohlenbergbau umgeht, liegen das Inde-Revier seit dem Zweiten Weltkrieg und das Südlimburger Revier seit 1974 still. Hier haben allerdings in letzter Zeit erneut Explorationsarbeiten mit dem Ziel der Erkundung von Steinkohlenvorkommen begonnen.

In der vorliegenden Arbeit soll der tektonische Bau dieses Lagerstättenbezirks analog zu den bereits durchgeführten tiefentektonischen Untersuchungen im Ruhrkarbon (DROZD-ZEWSKI et al. 1980) untersucht, dargestellt und analysiert werden. Zu diesem Zwecke werden nach einer kurzen methodischen Übersicht und einer Einführung in die großtektonische Situation des Gebietes die tektonischen Verhältnisse der drei Teilgebiete jeweils separat untersucht (Kap. 1.2., 1.3., 1.4.). Zum Abschluß der Darstellung werden dann einige das Gesamtgebiet betreffende Erscheinungen und Folgerungen gesondert herausgestellt (Kap. 1.5.).

Die gesamte bearbeitete und in den Tafeln 2, 6 und 11 grundrißlich dargestellte Fläche beträgt ca. 740 km<sup>2</sup> (vgl. auch Taf. 1). Bergbaulich erschlossen wurden davon rund 180 km<sup>2</sup>, wovon etwa 44 km<sup>2</sup> auf das Erkelenzer Revier entfallen, 116 km<sup>2</sup> auf das Wurm-Revier (mit den stillgelegten Bereichen) und 20 km<sup>2</sup> auf das Inde-Revier. Das benachbarte Südlimburger Revier umfaßt weitere rund 140 km<sup>2</sup> bergbaulich erschlossene Fläche. (Zum Vergleich sei angemerkt, daß die Fläche der Zone gegenwärtig aktiven Bergbaus des Ruhrkarbons etwa 600 km<sup>2</sup> beträgt.)

Die Tatsache, daß das Aachen – Erkelenzer Steinkohlenrevier sich aus verschiedenen, räumlich voneinander getrennten Einzelrevieren zusammensetzt, zwang ebenso wie die örtlich festgestellten besonderen tektonischen Verhältnisse dazu, auch das geologische Umfeld der eigentlichen Lagerstättenbereiche mit in die Bearbeitung einzubeziehen. Durch die Verknüpfung der Karbon-Tektonik mit den Verhältnissen teils in älteren Schichten, teils im Deckgebirge, dürften aber manche Erscheinungen besser verständlich werden. Die angestrebte konsequente Trennung bei der Bearbeitung der drei Einzelreviere hat den Vorteil, daß vor allem für den an einer bestimmten Lagerstätte interessierten Praktiker eine schnelle Orientierung im Text möglich ist. Als Folge dieser Gliederung ließen sich aber bei einigen Punkten kurze Wiederholungen nicht vermeiden. Allen, die durch die großzügige Bereitstellung von Unterlagen, durch fruchtbare Diskussionsbeiträge oder in anderer Form zum Zustandekommen dieser Arbeit beigetragen haben, sei an dieser Stelle herzlich gedankt. An erster Stelle sind hier die beteiligten Bergbaugesellschaften und die Mitarbeiter der jeweiligen Markscheidereien zu nennen, so von der Eschweiler Bergwerksverein AG die Herren Markscheider H. PETERS und Dr. E. SKUTTA sowie Herr H. MEYER jun. und von der Gewerkschaft Sophia Jacoba die Herren Markscheider W. BORN und G. WALLRAFFEN. Ferner bin ich den Kollegen vom niederländischen Rijks Geologische Dienst, Geologisch Bureau in Heerlen, für ihre großzügige Unterstützung sehr dankbar. Auch die Gewerkschaft Carolus Magnus stimmte der Veröffentlichung zu.

#### 1.1.2. Methodik der Untersuchungen

Die im Untersuchungsvorhaben "Tiefentektonik" angewandte Methodik ist bereits an anderer Stelle ausführlich dargestellt worden (DROZDZEWSKI 1980, DROZDZEWSKI et al. 1981), so daß hier ein kurzer Überblick genügt, wobei insbesondere auf die Abweichungen von dem im Ruhrgebiet benutzten Konzept eingegangen wird.

Die Untersuchungsgebiete wurden mit jeweils einer Serie von Querschnitten (generell in NW-SE-Richtung verlaufend) und Längsschnitten (SW-NE) überdeckt. Der Abstand der Schnittlinien voneinander beträgt im Mittel ca. 1 km, und die Schnittdarstellungen reichen meist bis etwa 1000 m Tiefe.

In den Schnitten ist eine Auswahl von Flözen jeweils in drei Abstufungen der Aussagesicherheit dargestellt worden.

Die Schnitte wurden im Maßstab 1:5000 und zum Teil 1:10000 erarbeitet und entworfen und dann auf den Maßstab 1:20000 für den Druck verkleinert.

Durch die Anordnung der Schnitte entlang von durchgehenden Basislinien im Generalstreichen beziehungsweise quer dazu entstehen Schnittserien, die ein quasi räumliches Bild der tektonischen Entwicklung im Streichen und zur Teufe hin erzeugen. Die Querschnittlinien wurden in der Regel so gewählt, daß sie möglichst keine größeren Querstörungen kreuzen, um ein zusammenhängendes Bild des Faltenbaus zu erzielen. Wo sich das Kreuzen von Bruchstrukturen nicht vermeiden ließ, wurden diese bei der Anfertigung der Schnitte in der von DROZDZEWSKI (1980: 26) und KUNZ (1983: 32–34) dargelegten Weise geometrisch eliminiert.

Dabei ergaben sich gewisse Probleme an den Störungen, die die Karbon-Oberfläche und das Deckgebirge mit Verwurfsbeträgen durchsetzen, die sich von denen im Karbon unterscheiden oder die sogar dem Verwurfssinn im Karbon entgegengesetzt sind. In diesen Fällen wurde immer der Verwurf im Karbon als maßgeblich betrachtet und entsprechend ausgeglichen.

In den Längsschnitten wird dagegen gerade der bruchtektonische Bau des Gebirges zur Darstellung gebracht.

Ergänzend zu den Schnittserien wurden tektonische Karten der Karbon-Oberfläche erarbeitet, in denen neben den tektonischen Elementen auch die Tiefenlage der Karbon-Oberfläche und der Verlauf der Schnittlinien eingezeichnet sind.

Abweichend von der Bearbeitung des Ruhrkarbons im Rahmen des Untersuchungsvorhabens "Tiefentektonik" (DROZD-ZEWSKI et al. 1980) wurden die Schnittserien und Kartendarstellungen in einheitlichem Maßstab erstellt. Hierdurch wird eine bessere Vergleichbarkeit erzielt und auch in tektonisch kompliziert gebauten Gebieten eine hinreichende Auflösung des Kartenbildes erreicht.

Das auf diese Art in Schnittserien und Karten zur Anschauung gebrachte Bild des tektonischen Baus wird dann im folgenden beschrieben, wobei weitere Darstellungen zur Verdeutlichung von Einzelheiten dienen sollen.

Wegen der bruchtektonisch bedingten, in Nordwest – Südost-Richtung gestreckten Form des Erkelenzer Reviers überwiegt dort die Anzahl der Längsschnitte (bezogen auf ihre Anordnung zu den Faltenachsen) die der Querschnitte deutlich. Für das Inde-Revier wurde dagegen nur ein einziger Längsschnitt erstellt, der der Muldenlinie der Inde-Mulde folgt, die für den tektonischen Bau des Gebietes bestimmend ist. Die als Tafel 1 beigefügte Übersichtskarte soll die räumlichen Beziehungen der drei Einzelreviere untereinander verdeutlichen.

#### 1.1.3. Großtektonischer Rahmen

Das Steinkohlengebiet von Aachen – Erkelenz liegt im Südwesten der Niederrheinischen Bucht.

Diese stellt einen Teilbereich der weitreichenden Trennfuge dar, die Mitteleuropa vom Mittelmeerraum bis zum Zentralgraben der Nordsee durchzieht. An dieser Lineamentzone haben sich über lange Perioden der Erdgeschichte bis heute anhaltend immer wieder verschiedenartige Bewegungsvorgänge abgespielt, die letztlich zum heute vorliegenden Bild einer tief in das variscische Grundgebirge eingesenkten, in sich vielfach gegliederten Grabenstruktur führten (vgl. R. TEICHMÜLLER 1974).

Umrahmt wird diese Senke von den variscischen Gebirgskernen der Eifel und des Hohen Venns im Süden und Westen und des Bergischen Landes im Osten.

Dabei fällt der unterschiedliche Baustil des Variscikums beiderseits der Niederrheinischen Bucht auf (HERBST & THOME 1978): Während rechtsrheinisch eine relativ weitspannige, bis weit nach Norden ins Ruhrgebiet reichende Faltung auftritt, liegt linksrheinisch im Süden eine zum Teil extreme Engfaltung vor, die durch zahlreiche, zum Teil sehr bedeutende Überschiebungen verschuppt wird. Nach Norden hin klingt diese Faltung, wie die Bergbauaufschlüsse im Aachener und (niederländischen) Südlimburger Steinkohlenrevier zeigen, schnell zugunsten fast ungefalteter, flacher Lagerung aus. Hiermit steht im Zusammenhang, daß rechtsrheinisch das Variscikum wesentlich weiter nach Norden vorgreift als links des Rheins. Diese Unterschiede in der Geologie beiderseits der Niederrheinischen Bucht, die noch durch Mächtigkeits- und Faziesänderungen der Schichten



Abb. 1

Schollengliederung der Niederrheinischen Bucht mit Lage des Arbeitsgebietes (J. H. = Jackerather Horst) Fig. 1

Block pattern of the Lower Rhine embayment and situation of the investigated area (J. H. = Jackerath horst) in diesem Bereich verstärkt werden, belegen, daß hier schon sehr früh eine geologisch bedeutsame Grenzzone aktiv war. Durch diese Unterschiede bedingt ist es bis heute auch noch nicht gelungen, die Strukturen im Variscikum beiderseits des Rheins zweifelsfrei miteinander zu verbinden.

Während im Süd- und Zentralteil der Niederrheinischen Bucht noch strukturelle Zusammenhänge der Großfalten zu vermuten sind (dem linksrheinischen Venn-Sattel dürftez. B. der Remscheid – Altenaer Sattel rechtsrheinisch entsprechen; HOYER 1978), so ließen sich bislang im Gebiet des etwa nördlich der Linie Mönchengladbach – Düsseldorf liegenden Krefelder Gewölbes die Strukturen kaum in Einklang bringen (SCHAUB 1954). Dieses Krefelder Gewölbe bildet eine quer zum allgemeinen Streichen verlaufende Achsenaufwölbung, in der heute ältere Gesteine als das flözführende Oberkarbon an die Grundgebirgsoberfläche treten und die somit das Steinkohlenrevier des Niederrheins (vgl. WOLF 1985) von dem des Aachen – Erkelenzer Gebietes trennt.

In der auf die variscische Orogenese folgenden geologischen Geschichte war das Gebiet der Niederrheinischen Bucht verschiedenen Hebungs- und Senkungsphasen unterworfen. Dabei wurde das Gebiet in einzelne Schollen gegliedert, die sich oft mit unterschiedlichen Bewegungstendenzen relativ zueinander bewegten. Seit etwa dem mittleren Tertiär überwiegt die Absenkung bei den Bewegungen in der Niederrheinischen Bucht, so daß das variscisch geformte Grundgebirge heute tief versenkt ist und von mächtigen Deckschichten der Oberkreide, des Tertiärs und des Quartärs verhüllt wird. Ein Teil der jüngeren Bruchstrukturen ist bis heute fortrebend aktiv, wie insbesondere seismische Beobachtungen zeigen (AHORNER 1966). Im einzelnen läßt sich südlich des Krefelder Gewölbes folgende Schollengliederung innerhalb der Niederrheinischen Bucht erkennen (Abb. 1):

Am Westrand der Niederrheinischen Bucht sinkt die Oberfläche des Paläozoikums im Eifelvorland an einer Reihe von großen Störungen staffelartig zur Rur-Scholle hin ab. Dort liegt die Karbon-Oberfläche mehr als 1 200 m tief (Brg. Straeten 1, FABIAN 1958). Dieser Halbgraben ist die am tiefsten versenkte Scholle innerhalb des Gebietes. Wie Feinnivellements (QUITZOW & VAHLENSIECK 1955) und seismische Untersuchungen (AHORNER 1966) gezeigt haben, hält die Absenkung der Rur-Scholle bis heute mit Beträgen von ca. 2,5 mm/a an. Diese Scholle setzt sich auf niederländischem Gebiet als "Zentralgraben" weiter fort.

Die nordöstliche Grenze der Rur-Scholle bildet der Rurrand-Sprung, der mit ca. 1000 m Verwurf (an der Karbon-Oberfläche) zur Hochlage des Erkelenzer Horstes (im Nordwesten) und etwas geringerem Verwurf zur Erft-Scholle (im Südosten) überleitet. Die Fortsetzung des Rurrand-Sprungs nach Nordwesten bildet in den Niederlanden der Peel-Rand, der den Peel-Horst begrenzt. Der Rurrand-Sprung streicht generell Nordwest – Südost, im Detail zeigt er jedoch mehrfach einen bogenförmigen Verlauf, so daß auch Nord – Süd und Ost – West streichende Abschnitte auftreten. Südlich des Erkelenzer Horstes läuft vom Rurrand-Sprung der Lövenicher Sprung nach Osten ab, der zur Spezialscholle des Jackerather Horstes hinführt. Der Erkelenzer Horst stellt den höchsten Teil der nach Nordosten einsinkenden Venloer Scholle ("Venloer Graben") dar, der seinerseits im Nordosten vom Viersener Sprung begrenzt wird (KLOSTER-MANN 1983). Südlich des Lövenicher Sprungs liegt zwischen Rurrand-Sprung und Erft-Sprung die gleichfalls nach Nordosten einsinkende Erft-Scholle, die durch den Erft-Sprung gegen die weiter östlich gelegene Kölner Scholle begrenzt wird.

Innerhalb dieses Gesamtgebietes ist – von nicht allzuvielen Bohraufschlüssen abgesehen – das Gebiet des Erkelenzer Horstes das einzige, wo aufgrund des hier umgehenden Steinkohlenbergbaus ein Einblick in die geologischen Verhältnisse des variscischen Grundgebirges innerhalb der Niederrheinischen Bucht genommen werden kann. Dieser Lagerstätte kommt daher als Bindeglied zwischen den Steinkohlenrevieren von Südlimburg – Aachen und denen des Rhein-Ruhr-Gebietes eine besondere Bedeutung zu.

Das Wurm-Revier liegt dagegen am nördlichen Rand des variscischen Gebirges. Dieses macht sich im Südteil des Teilgebietes noch durch intensive Faltung und zum Teil Verschuppung bemerkbar; nach Norden beziehungsweise Nordwesten zu nimmt die Intensität der Faltung aber rasch ab.

Nach Westen zu heben die Faltenachsen heraus, so daß in der Querstruktur von Visé-Puth ältere Gesteine als das flözführende Oberkarbon an die Geländeoberfläche treten (Taf. 1). Westlich hiervon sind jedoch erneut die kohleführenden Schichten im Becken von Lüttich eingesenkt, das viele Ähnlichkeiten mit dem Wurm-Revier aufweist (HUM-BLET 1941) und in dem bis 1981 Bergbau umging.

Der nur noch schwach gefaltete nördliche Teil des Wurm-Reviers setzt sich nach Nordwesten zu in die Steinkohlenvorkommen im nördlichen Bereich des Südlimburger Reviers (PATIJN 1963 a, DIKKERS 1945) und des belgischen Campine-Beckens fort. Dies wird wiederum durch das altpaläozoische Brabanter Massiv vom Lütticher Steinkohlenbecken getrennt. Dieses bereits kaledonisch konsolidierte Massiv taucht nach Osten zu ab und dürfte sich auch noch im Untergrund des Wurm-Reviers bemerkbar machen.

Im Süden trennt der Aachener Sattel und die mit ihm verbundene Aachener Überschiebung das Wurm-Revier vom Inde-Revier, das eine Einmuldung oberkarbonischer Schichten innerhalb der Schuppenzone nördlich des Massivs von Stavelot-Venn (Venn-Sattel) darstellt, in der sonst unterkarbonische und devonische Schichtenfolgen dominieren.

Der Venn-Sattel selbst erschließt schwach metamorphes Altpaläozikum (vgl. z. B. KNAPP 1978).

Das Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebiet liegt also im Grenzbereich mehrerer sich hier berührender großtektonischer Elemente, die alle einen Einfluß auf den tektonischen Bau dieses Gebietes ausgeübt haben.

#### 1.2. Erkelenzer Revier

#### 1.2.1. Allgemeines

#### 1.2.1.1. Lage und Umgrenzung des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt im wesentlichen auf den Blattgebieten 4802 Wassenberg, 4803 Wegberg, 4902 Heinsberg und 4903 Erkelenz der Topographischen Karte 1:25000 im deutsch-niederländischen Grenzgebiet westlich von Mönchengladbach. Darüber hinaus wurden die Ergebnisse von Bohrungen berücksichtigt, die im Bereich des östlich anschließenden Blattes 4904 Titz gelegen sind (Taf. 1). Tektonisch gesehen befindet sich die Steinkohlenlagerstätte von Erkelenz – Hückelhoven auf dem sogenannten Erkelenzer Horst. Dieser stellt eine Hochscholle im Schollenmosaik der Niederrheinischen Bucht dar, in der das sonst von mächtigen Deckgebirgsschichten verhüllte Paläozoikum bis dicht unter die Geländeoberfläche emporreicht.

Nach Südwesten wird diese Scholle vom bedeutenden Rurrand-Sprung begrenzt, der den Abbruch zum Rur-Graben bildet.

Dieser trennt mit ca. 15 km Breite das Erkelenzer Revier vom Wurm-Revier. Nach Nordosten leitet eine Reihe von geringe-

ren Sprüngen zum Venloer Graben über, ohne daß eine exakte Grenze festzulegen wäre. Vielmehr stellt der Erkelenzer Horst den höchsten Teil der nach Nordosten eintauchenden "Venloer Scholle" dar (KLOSTERMANN 1983). Die Fortsetzung des Erkelenzer Horstes nach Nordwesten zu wird auf niederländischem Gebiet als Peel-Horst bezeichnet. Dieses Gebiet wurde zuletzt in den fünfziger Jahren dieses Jahrhunderts intensiv auf Steinkohle exploriert (Rapport van de Peelcommissie 1963, KIMPE 1973).

Die Fortsetzung des Erkelenzer Horstes nach Südosten beziehungsweise Osten bildet die Hochscholle nördlich des Ost-West streichenden Lövenicher Sprungs, der seinerseits die Erft-Scholle nach Norden begrenzt. Das östliche Ende dieser Struktur stellt der sogenannte Jackerather Horst dar.

Bergbaulich erschlossen ist der engere Bereich des Erkelenzer Horstes durch die Schachtanlage Sophia Jacoba, die in einem sehr ausgedehnten Grubengebäude mit insgesamt acht Schächten (davon sind zwei Schächte stillgelegt) hochinkohlte Anthrazitkohle abbaut.

Im niederländischen Teil des Arbeitsgebietes wurde 1955 mit dem Abteufen der Beatrix-Schächte begonnen; die Arbeiten wurden aber 1962 unter dem Einfluß der damaligen energiepolitischen Entwicklung eingestellt, ohne daß ein Abbau von Kohle stattgefunden hätte.

#### 1.2.1.2. Unterlagen und Vorarbeiten

Das Steinkohlengebiet von Erkelenz – Hückelhoven stand in der Vergangenheit immer etwas im Schatten der weitaus größeren Lagerstättenbezirke des Ruhrgebietes und des eigentlichen Aachener Steinkohlengebietes. Dementsprechend besteht auch ein gewisses Defizit im Hinblick auf die geologische Erkundung dieses Raumes, obwohl vor allem in der älteren Literatur etliche Arbeiten erschienen sind, die sich meist aber mit speziellen Fragen, besonders zur Stratigraphie des Gebietes, befassen.

In den letzten Jahren erfolgten systematische lagerstättenkundliche Untersuchungen für das Erkelenzer Gebiet im Rahmen des vom Bundesminister für Forschung und Technologie finanzierten Forschungsvorhabens "Kohlenvorratsberechnung in den Steinkohlenlagerstätten Nordrhein-Westfalens und im Saarland" durch R. BURKHARDT, eine stratigraphische Korrelation des Oberkarbons des Erkelenzer Horstes mit dem Aachener und Rheinisch-Westfälischen Karbon durch M. ZELLER und die hier vorliegende tektonische Bearbeitung des Gebietes im Untersuchungsvorhaben "Tiefentektonik" am Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen.

Erste Ergebnisse dieser Untersuchungen veröffentlichten WREDE & ZELLER (1983) zusammen mit einer Übersicht über die bergbauliche Entwicklung der Lagerstätte. Auf diese Arbeit sei im Hinblick auf allgemeine Angaben und stratigraphische Fragen besonders hingewiesen.

Grundlage der Bearbeitung der Tektonik des Erkelenzer Reviers waren die umfangreichen markscheiderischen Unterlagen der Zeche Sophia Jacoba, die in dankenswerter Weise in jedem gewünschten Umfang zur Verfügung gestellt wurden.

Aus der Umgebung des bergbaulich erschlossenen Bereichs liegen ferner die Ergebnisse zahlreicher Bohrungen vor, die aber meist älteren Datums sind. Zuletzt wurden ganz im Osten des Arbeitsgebietes die Bohrung Jackerather Horst 1/1a (1978), im Norden des Abbaugebietes der Grube Sophia Jacoba die Bohrung Rödgen 1 (1980) und 1983/84 die Vorbohrungen für den geplanten Schacht 8 niedergebracht.

Darüber hinaus standen Unterlagen über umfangreiche seismische Untersuchungen im Vorfeld der Bergbauzone zur Verfügung, die bereits vor längerer Zeit durchgeführt wurden.

#### 1.2.1.3. Stratigraphie

Die vorliegenden Untersuchungen behandeln den tektonischen Bau im flözführenden Oberkarbon des Erkelenzer Horstes. Hier sind die Schichten vom höheren Namur C bis in die Mittleren Alsdorfer Schichten des Westfals B aufgeschlossen.

Diese etwa 1600 m mächtige Schichtenfolge setzt sich überwiegend aus einer Ton- und Schluffstein- ("Sandschiefer"-)folge mit vor allem im tieferen Teil häufigeren Sandsteineinschaltungen zusammen, in die insgesamt ca. 80 Steinkohlenflöze eingelagert sind.

Hiervon sind allerdings nach heutigen wirtschaftlichen Gesichtspunkten nur sieben Flöze in den Kohlscheider Schichten (= höheres Westfal A) bauwürdig.

Eine detaillierte Flözgleichstellung des Erkelenzer Raums mit dem Niederrheingebiet (= westliches Ruhrkarbon) einerseits und dem Aachener (= Wurm-)Revier andererseits führte ZELLER (in WREDE & ZELLER 1983) durch. Von der gesamten Flözfolge wurden in den Schnittserien und Karten der vorliegenden Arbeit die in Tabelle 1 genannten Flöze mit ihrer auf der Zeche Sophia Jacoba üblichen Bezeichnung dargestellt. Aufgrund des thermischen Einflusses eines im tieferen Untergrund des Erkelenzer Horstes vermuteten Intrusivkörpers ist die in den Flözen enthaltene Kohle hochinkohlt und liegt im Anthrazitstadium mit ca. 5,4 – 10% Flüchtigen Bestandteilen (waf) vor (M. TEICHMÜLLER & R. TEICH-MÜLLER 1971).

Das Deckgebirge über dem gefalteten Karbon des Erkelenzer Horstes setzt sich vorwiegend aus Schichten des Quartärs, Tertiärs und der Oberkreide zusammen. Trotz zahlreicher – meist allerdings älterer – Bohrungen bleiben bezüglich des Schichtenaufbaus, der durch starke Mächtigkeitsund Fazieswechsel gekennzeichnet ist, und der durch zum Teil offenbar synsedimentär aktive Störungen bestimmten Tektonik des Deckgebirges noch viele Fragen offen.

#### Tabelle 1

Gleichstellung der in den Tafeln 2–5 dargestellten Flöze (Sophia Jacoba Zechenbezeichnung) mit der Einheitsbezeichnung im Aachener Revier, im Ruhr-Revier und den Flöznummern des Geologisch Bureau Heerlen (Niederlande)

| Sophia Jacoba<br>(ZB) | Aachen<br>(EB) | Ruhr<br>(EB)                                | GB-Nr. |
|-----------------------|----------------|---|--------|
| 13                    | 13             | Zollverein 1                                | 42     |
| 6/7                   | 6,7            | Zollverein 8, 8 <sup>1</sup> / <sub>2</sub> | 36,37  |
| Hüls (D)              | D              | Anna  | 29     |
| Gr. Langenberg (E)    | E              | Matthias<br>(-Gruppe)                       | 27     |
| Meister (H)           | н              | Albert (-Gruppe)                            | 25     |
| Grauweck (N)          | N              | Karl  | 20     |
| Merl (T)              | Т              | Präsident                                   | 13     |
| Steinknipp (Z)        | Z              | Sonnenschein                                | 10     |
| Plaßhofsbank          | Plaßhofsbank   | Plaßhofsbank                                | 9      |
| Finefrau              | Finefrau       | Finefrau                                    | 5      |
|                       |                |   | 1 mm   |

#### 1.2.2. Beschreibung des tektonischen Baus

#### 1.2.2.1. Faltentektonik

Wie die Querschnittserie (Taf. 3) zeigt, wird die Längstektonik des Erkelenzer Horstes von flachwelligen, oft mit Überschiebungen verbundenen Falten gekennzeichnet, von denen sich einige örtlich etwas stärker als Kern weitspanniger Aufwölbungen herausheben (z. B. der Wassenberger Sattel, Taf. 3: Schnitt F). Lediglich am Südostrand der Bergbauzone wurden etwas lebhaftere Falten mit steileren Flanken angetroffen.

Um im folgenden eine Beschreibung der einzelnen Faltenelemente zu erleichtern, wurden in Absprache mit der Markscheiderei der Zeche Sophia Jacoba für die bedeutenderen und im Streichen länger aushaltenden Strukturen Namen (meist nach nahegelegenen Ortschaften) festgelegt. Diese sind in den Schnitten und auch in der tektonischen Karte enthalten. Bislang war eine eindeutig definierte Faltenbenennung noch nicht erfolgt, wenn auch von WUNSTORF (1928: 793) der Begriff "Lövenicher Sattel" benutzt wurde, der sich aber nicht durchsetzte, so daß HAHNE & FALKE (1938) für wahrscheinlich denselben Sattel die Bezeichnung "Wadenberger Sattel" benutzten. Daneben führten sie noch die Bezeichnung "Schacht-Mulde" für die etwas nördlich der Schachtanlage 1/2/3 vorbeistreichende Mulde und "Millicher Sattel" für die nördlich davon gelegene Aufwölbung ein. Diese Namen wurden beibehalten, ebenso die Bezeichnung "Wadenberger Sattel" für den südlich der Schächte 1/2/3 gelegenen Doppelsattel, da die an sich ältere und damit Priorität besitzende Bezeichnung "Lövenicher Sattel" nicht hinreichend genau definiert ist und auch der Ort Lövenich relativ weit von dieser Struktur entfernt liegt.

Im einzelnen lassen sich folgende Faltenelemente unterscheiden:

Nördlich der Schachtanlage 1/2/3 tritt mit Streichwerten zwischen 30 und 70° in bogenförmigem Verlauf die schon erwähnte Schacht-Mulde auf. Sie ist innerhalb des Wassenberger Horstes und der "Östlichen Scholle" durch den Bergbau gut aufgeschlossen (Schnitte A – E); nordöstlich hiervon belegt das Auftreten südfallender Schichten am südlichen Ende des 6. Abteilungs-Querschlags (Taf. 3: Schnitt F) das weitere Fortschreiten dieser Struktur.

Nordwestlich der Schacht-Mulde treten nun verschiedene, im Streichen meist nicht durchhaltende flache Sattel- und Muldenstrukturen auf, die den Anstieg zum Millicher Sattel kennzeichnen. Dieser bildet im Südwesten des aufgeschlossenen Gebietes eine relativ breite und deutlich ausgeprägte Aufwölbung (Taf. 3: Schnitt A), die nach Nordosten hin immer flacher und unbedeutender wird.

Nördlich hiervon trennt die Altmyhler Mulde den Millicher Sattel vom Luchtenberger Sattel, der auf seiner Nordflanke von der Luchtenberger Mulde begleitet wird. Auch der Luchtenberger Sattel ist im Südwesten stärker ausgeprägt als im Nordosten. Er zeigt damit eine zum Verhalten des nächstfolgenden Wassenberger Sattels umgekehrte Tendenz: Dieser ist im Südwesten nur schwach ausgeprägt (Taf. 3: Schnitte B, C), bildet aber im Nordosten eine breite und deutlich hervortretende Aufwölbung. Diese Verbreiterung des Sattels wird durch den eigentümlich gekrümmten Verlauf der anschließenden Wassenberger Mulde ermöglicht, die im Süden mit ca. 35° streicht, dann aber in fast Nord-Süd-Streichen umbiegt (zwischen den Schnitten C und E), um anschließend wieder in die ursprüngliche Streichrichtung zurückzuschwenken. Nördlich hiervon tritt im Dahlheimer Sattel erneut eine flache Aufwölbung auf, von der aus die Schichten flach nach Norden einfallen. Auf der Nordflanke dieser Struktur wurde örtlich eine etwas lebhaftere Spezialfaltung festgestellt (3. Abt. nördl. von Scht. 5 = Taf. 3: Schnitt D im Norden), die aber wahrscheinlich im Streichen nicht weit aushält.

Über den Faltenbau im nördlich anschließenden Beatrix-Gebiet ist nur wenig bekannt (KIMPE 1973). Immerhin ergibt sich aus der stratigraphischen Auswertung der dort niedergebrachten Tiefbohrungen mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit der in Tafel 3 dargestellte weitspannige Faltenbau. Dabei scheint es, als würde das Achsenstreichen aus der variscischen Streichrichtung in eher Nordnordwest – Südsüdost streichende Richtungen umschwenken. Als Beleg hierfür können die Bohrungen 131, XLVII und VL3 gelten, die jeweils etwa denselben stratigraphischen Horizont im Bereich von Flöz 13 an der Karbon-Oberfläche erreicht haben und damit den Verlauf einer weitgespannten Mulde markieren. (Die Darstellung dieser Mulde in der beigefügten tektonischen Karte (Taf. 2) beruht auf der stratigraphischen Ansprache dieser Bohrungen durch KIMPE (1973: 22). Sie weicht von der Kartendarstellung KIMPEs (1973: 24) ab, die auch von WREDE & ZELLER (1983) übernommen wurde, da diese bezüglich der Bohrung 131 einen Widerspruch zu dieser stratigraphischen Einstufung aufweist).

Der Achsenverlauf der Mulde wird einerseits bestimmt durch die Bohrung XLVIII, die in der Grabenscholle westlich des Meinweg-Sprungs (Effelder Scholle) steht und ältere Schichten als die vorgenannten Bohrungen angetroffen hat. Diese Bohrung muß die Karbon-Schichten also in einer relativen Sattelposition angetroffen haben, wenn man die Möglichkeit erheblicher horizontaler Bewegungen am Meinweg-Sprung ausschließen will. Ferner dürfte die Bohrung LXXVII, die deutlich jüngere Schichten als die vorgenannten Bohrungen angetroffen hat, etwa im Kern dieser Einmuldung stehen.

Das ungewöhnliche Streichen dieser Struktur dürfte darauf hindeuten, daß in diesem nördlichen Bereich des Erkelenzer (bzw. Peel-) Horstes die Intensität der Faltung schon soweit abgenommen hat, daß die Einflüsse der regionalen Querwellung, das heißt das Achsenabtauchen, diese überwiegen.

Nach KIMPE (1973) und den Ergebnissen der Prospektion im Peel-Gebiet (Rapport van de Peelcommissie 1963) scheint noch weiter nach Norden zu im Peel-Horst dann die Faltung ganz zu verklingen zugunsten eines allgemein flachen (5 – 10°), westlichen bis südwestlichen Schichteneinfallens.

Östlich der Schachtanlage 1/2/3 wurde im Bereich des Wassenberger Horstes beziehungsweise der "Östlichen Scholle" ein relativ stark ausgeprägter Doppelsattel erschlossen. Es handelt sich hierbei um den schon erwähnten W a d en berger Sattel. Dieser stellt das am stärksten ausgeprägte faltentektonische Element dar, das innerhalb des untersuchten Gebietes durch Aufschlüsse nachgewiesen wurde. Über die Fortsetzung dieses Sattels im Streichen nach Nordosten zu ist im Detail wenig bekannt. Zwar steht eine ganze Anzahl meist älterer Bohrungen in dem fraglichen Gebiet, doch läßt eine Auswertung der vorliegenden Bohrergebnisse der Interpretation noch einen weiten Spielraum.

In letzter Zeit haben die Vorbohrungen für den neuen Schacht 8 der Grube Sophia Jacoba zusätzliche Informationen über den Gebirgsbau in der streichenden Fortsetzung des Wadenberger Sattels geliefert (KUNZ 1984). Aus diesen Daten ergibt sich das in den Anlagetafeln dargestellte Bild. Wegen der immer noch sehr geringen Aufschlußdichte dieses Raumes ist die Darstellung aber nur als vorläufig zu betrachten, und zukünftige Explorations- und Aufschlußarbeiten im Ostfeld der Grube werden sicher zu einer Verbesserung beitragen.

Östlich des Wadenberger Sattels scheint, nach seismischen Messungen und Bohrungen zu urteilen, sich dann eine weitgespannte Mulde zu öffnen, in der zum Teil noch die Oberen Alsdorfer Schichten (Obere Essener Schichten des Ruhrkarbons) über Flöz 13 an der Karbon-Oberfläche auftreten (SEISMOS 1952). Diese Mulde wird als Hohenbusch-Mulde bezeichnet. Die Tatsache, daß auch westlich des Wadenberger Sattels ähnlich junge Schichten auftreten, verleitete gelegentlich zu dem Schluß, diese beiden Mulden miteinander zu verbinden, so daß eine Struktur von ungewöhnlichem ± Ost-West-Streichen entstand. Hiergegen spricht, daß dann der Wadenberger Sattel am Kleingladbacher Sprung beziehungsweise der Hauptüberschiebung abrupt abbrechen müßte (wofür keine Indizien vorliegen) und ferner, daß in der Bohrung Houverath 3 (Taf. 3: Schnitt H bzw. Taf. 4: Schnitt 2), die bruchtektonisch in einer Tiefscholle steht, relativ alte Schichten angetroffen wurden. Es ist daher wahrscheinlicher, für den Wadenberger Sattel und die Hohenbusch-Mulde ein normales Streichen anzunehmen und die Mulde westlich des Wadenberger Sattels als Fortsetzung der Schacht-Mulde aufzufassen. Inwieweit die Hohenbusch-Mulde in sich noch gegliedert ist, läßt sich mangels tektonisch aussagekräftiger Aufschlüsse nicht sicher beurteilen; nach den seismischen Untersuchungen dürfte sie aber insgesamt recht ruhig gebaut sein. Die Ergebnisse der alten Bohrungen Rombach 3, 7 und 13 legen nahe, einen allmählichen Anstieg der Muldenflanke nach Osten anzunehmen, der auf einen breiten, stark herausgehobenen Sattel im sonst noch völlig unbekannten Vorfeld hindeutet. Über die Lage dieser als Baaler Sattel bezeichneten Struktur läßt sich bislang wenig Konkretes aussagen, da weder die Einfallsrichtung der Schichten noch deren genaue stratigraphische Einstufung in den Rombach-Bohrungen bekannt ist. Es ist durchaus vorstellbar, daß entgegen der Darstellung in den Schnitten beziehungsweise der Karte - zum Beispiel die Bohrung Rombach 8 sich schon auf der Ostflanke dieses Sattels befindet. Östlich der Rombach-Bohrungen besteht bis zum Jackerather Horst eine Aufschlußlücke von rund 6 km. Im Jackerather Horst wurden von mehreren Bohrungen Schichten des Westfals A, des Namurs und des Devons auf engem Raum an der Grundgebirgsoberfläche nebeneinander nachgewiesen. Diese Tatsache allein deutet schon auf eine sehr extreme tektonische Beanspruchung dieses Gebietes hin. Die tektonische Bearbeitung der Bohrung Jackerather Horst 1/1a (KUNZ & NÖTH 1979) wies dann auch starke Faltung mit meist steilem Schichteneinfallen nach (Abb. 2). Auf die Deutung dieser Struktur wird noch näher eingegangen (Kap. 1.3.4.1.).

Die Abtauchrichtung der Faltenachsen ist im Westen des Untersuchungsgebietes im allgemeinen nach Nordosten gerichtet, im Osten und Norden dagegen nach Südwesten.

Hierdurch entsteht eine quer zum Achsenstreichen ausgebildete Achsendepression.



Abb. 2 Tektonischer Schnitt durch die Bohrung Jackerather Horst 1 (nach KUNZ & NÖTH 1979)

Fig. 2 Tectonic section of the Jackerather Horst 1 – borehole (after KUNZ & NÖTH 1979) Die Achsenlage wird allerdings von der Bruchtektonik durch Kippung einzelner Schollen (z. B. "Östliche Scholle", Taf. 4: Schnitt 2) oder Schleppungserscheinungen mit beeinflußt. Ganz auffallend ist jedoch das allgemeine Herausheben der Schichten nach Nordosten zu in Richtung zum "Krefelder Gewölbe", das mit einer gleichzeitigen Abschwächung des Faltenbaus in dieser Richtung einhergeht (vgl. aber Kap. 1.2.3.1.1.).

#### 1.2.2.2. Überschiebungen

Der Bergbau hat im Bereich des Erkelenzer Horstes eine große Anzahl von Überschiebungen aufgeschlossen, die trotz meist nur relativ geringer bankrechter Verwürfe (max. ca. 50 m) im Streichen oft über lange Strecken durchhalten. Das Einfallen der Überschiebungen ist fast ausnahmslos nach Südosten gerichtet. Von ganz wenigen Ausnahmen abgesehen treten nur synthetisch zur Schichtung verlaufende Überschiebungen auf. Die Streichrichtung dieser Störungen entspricht generell dem Streichen der Faltenachsen.

Der Tiefgang der Überschiebungen scheint nicht sehr groß zu sein. Wie die Aufschlüsse zum Beispiel im Bereich zwischen Millicher Sattel und Schacht-Mulde zeigen (Taf. 3: Schnitte C – E), laufen die hier in den höheren Partien besonders häufig angetroffenen Überschiebungen zur Teufe hin im Bereich der mittleren Kohlscheider Schichten aus, so daß Flöz Merl (T) über große Flächen fast ungestört abgebaut werden konnte.

Detailuntersuchungen zeigen eine enge Verknüpfung der Überschiebungstektonik mit der Faltentektonik. Auf diese die Genese der Überschiebungen berührende Frage wird im Zusammenhang mit der Analyse des tektonischen Bildes noch näher eingegangen.

Die sogenannte "Hauptüberschiebung" ist eine aufschiebende Querstörung zum Faltenbau und wird im Zusammenhang mit der Bruchtektonik beschrieben (Kap. 1.2.2.4.).

#### 1.2.2.3. Quer- und Diagonalstörungen

Das Gebiet des Erkelenzer Horstes wird durch zahlreiche, mit einer Ausnahme als Abschiebungen ausgebildete Querund Diagonalstörungen ("Sprünge") in ein Schollenmosaik zerlegt. Als Blattverschiebungen anzusprechende Störungen mit überwiegend horizontaler Bewegungskomponente wurden bisher nicht beobachtet.

Von ihrem Verwurfsmaß her und ihrer streichenden Erstreckung lassen sich die Sprünge grob in drei Gruppen einteilen:

a) Sprünge überregionaler Bedeutung

Diese Sprünge haben (im Karbon) mehrere hundert Meter Verwurf, besitzen über 10 km streichende Länge und versetzen auch deutlich die Karbon-Oberfläche und – soweit feststellbar – auch die Deckgebirgsschichten um große Beträge.

Prominente Vertreter dieser Gruppe sind der Rurrandund Meinweg-Sprung, die den Erkelenzer Horst nach Südwesten begrenzen und die Effelder Scholle einschlie-Ben. Die Verwurfsbeträge im Karbon sind an diesen Störungen nicht bekannt, doch wird die Karbon-Oberfläche am Rurrand-Sprung um rund 1 000 m verworfen und am Meinweg-Sprung um ca. 500 m. So traf die Bohrung Straeten 1 im Rur-Graben das Karbon mit höheren Alsdorfer Schichten erst bei – 1 230 m NN an (FABIAN 1958), während die in der Effelder Scholle gelegene Bohrung XLVIII das Karbon etwa im Bereich von Flöz 6/7 (= GB 36/37) bei – 911 m NN erreichte (KIMPE 1973).

Ferner kann zu dieser Gruppe noch der Kleingladbacher Sprung gerechnet werden, der immerhin maximal ca. 400 m Verwurf im Karbon erreicht. Dieser Sprung schließt zusammen mit Rurrand- und Meinweg-Sprung den Wassenberger Horst als die am stärksten emporgehobene Spezialscholle innerhalb des Erkelenzer Horstes ein. Östlich der Schachtanlage 1/2/3 der Zeche Sophia Jacoba spaltet der Kleingladbacher Sprung vorübergehend in zwei Äste auf, die eine deutlich nach Nordwesten gekippte Scholle ("Östliche Scholle") einschließen. Der Kleingladbacher Sprung vereinigt sich etwa dort mit dem Rurrand-Sprung, wo dieser als Ostgrenze des Rur-Grabens stark nach Süden abknickt und nach Osten zu der Lövenicher Sprung abspaltet.

#### b) Sprünge regionaler Bedeutung

Diese Sprünge versetzen das Karbon um deutlich geringere Beträge bis zu ca. 200 – 300 m. Sie lassen sich über einige Kilometer Länge verfolgen und reichen mit meist nur geringen Verwurfsbeträgen ins Deckgebirge hinein.

In diese Gruppe gehören unter anderen der Zandberg-Sprung im Peel-Gebiet und der Schaag-Sprung, der mit dem Wildenrather Sprung einen Spezialgraben bildet.

Wie jüngst geschaffene Aufschlüsse in der 10. Richtstrecke (4. Sohle) unmittelbar an der nördlichen Markscheide der Zeche Sophia Jacoba gezeigt haben, verläuft der Wildenrather Sprung hier etwas weiter östlich, als es in der Kartendarstellung bei WREDE & ZELLER (1983) angenommen worden war.

Eine Nord-Süd streichende, unbenannt gebliebene Störung verbindet den Wildenrather Sprung mit dem Kleingladbacher Sprung.

Ferner sind zu nennen der Golkrather Sprung östlich des Kleingladbacher Sprungs und der fast Nord-Süd streichende Houverather Sprung. Die Untertagebohrung UB 421 (1983) in der 2. Richtstrecke hat gezeigt, daß der Houverather Sprung im Karbon nach Nordwesten hin einfällt, da in dieser Bohrung das Flöz Hüls (D) etwa 90 m tiefer liegt als in benachbarten Abbauen westlich der Störung. Durch die Tagesbohrungen 35 und 36 ist dagegen ein entgegengesetzter Verwurf der Karbon-Oberfläche belegt.

Nur durch Seismik bekannt sind der Erkelenzer Sprung und der Belfeld-Sprung, der den Erkelenzer Horst nach Nordosten hin abgrenzen soll.

Auch der Ost-West streichende Lövenicher Sprung ist in diese Gruppe zu stellen, der als Nordgrenze der Erft-Scholle zum Jackerather Horst überleitet.



-200 m

-100

0 0

0,5

1 km

Blockbild der Sprungbrücke des Golkrather Sprungs im Wassenberger Horst (dargestellt im Niveau von Flöz Merl = T)

Fig. 3

Block diagram showing the offset of the Golkrath fault within the Wassenberg horst (seam MerI = T)

#### c) Sprünge lokaler Bedeutung

Diese haben im Verhältnis zu den vorgenannten Sprüngen nur relativ kleine Verwürfe (< 100 m), bleiben meist auf eine Gebirgsscholle beschränkt und reichen nicht in das Deckgebirge hinein. Für den Bergbau sind aber auch diese Sprünge sämtlich als abbaubegrenzend zu betrachten.

Aus der Gruppe dieser meist unbenannt gebliebenen Störungen seien hier der Rommelsdeller Sprung, der Hoverberg-Sprung und der Golkrather Sprung innerhalb des Wassenberger Horstes genannt. Letzterer ist dadurch auffällig, daß er im Streichen vorübergehend ausläuft, um seitlich etwas versetzt neu einzusetzen und so eine "Sprungbrücke" (HONERMANN 1962: 1184) bildet (Abb. 3). Ferner gehören in diese Gruppe wohl die relativ unbedeutenden Sprünge, die westlich des Belfeld-Sprungs eine zum Achsenanstieg antithetische Schollentreppe bilden (z.B. der Elmpter Sprung) und nur aus seismischen Untersuchungen bekannt sind.

Die nur lokal bedeutenden Sprünge streichen in fast allen möglichen Richtungen; es läßt sich aber eine besondere Häufung von Nordwest – Südost streichenden Sprüngen erkennen, daneben auch von Sprüngen in Nord – Süd und Ost – West-Richtung (vgl. Kap. 1.2.3.2.2.).

Das Einfallen der Sprünge ist meist steil (60 – 90°), nur bei sehr unbedeutenden Sprüngen konnten auch flachere Werte beobachtet werden.

Die größeren Sprünge der Gruppen a) und b) bilden ein Störungsraster, das den Gebirgskörper in einzelne Schollen von oft auffällig elliptischem oder rautenförmigem Grundriß zerlegt (vgl. Kap. 1.5.4.).

#### 1.2.2.4. Die Hauptüberschiebung

Im Zusammenhang mit den Quer- und Diagonalstörungen muß auch die sogenannte "Hauptüberschiebung" gesehen werden.

Diese vom Bergbau so bezeichnete Störung durchschneidet im Westen mit Nordwest – Südost-Streichen, weiter im Osten mit etwas flacherem, fast Ost – West gerichtetem Streichen, den flachwelligen Faltenbau des Wassenberger Horstes und der östlich anschließenden Schollen.

Sie verläuft damit auffällig parallel zu den Hauptsprüngen des Gebietes und quer bis diagonal zu den Faltenachsen. Schon aus diesem Grund darf sie nicht mit den unter 1.2.2.2. genannten faltungsbezogenen Überschiebungen verwechselt werden.

Das Einfallen der Störung ist meist steil mit ca. 70° gegen Südwest beziehungsweise Süd gerichtet, wenn auch örtlich erhebliche Abweichungen hiervon auftreten. So erfolgt in einem begrenzten Bereich dieser Störung eine ganz eigentümliche Verbiegung der Störungsfläche (vgl. Taf. 3: Schnitt C; Taf. 4: Schnitte 3, 4), die örtlich bis zu entgegengesetztem Einfallen führt (Abb. 4).

Vom Bewegungssinn her muß die Störung als Aufschiebung angesprochen werden, da die hangende Südscholle relativ zur Nordscholle um ca. 150 – 200 m gehoben erscheint. Horizontalbewegungen nennenswerten Ausmaßes haben an der Hauptüberschiebung nicht stattgefunden, wie das Fortstreichen der Elemente der Falten- und Überschiebungstektonik über die Störung hinweg erkennen läßt.

Dabei ähnelt sich der Faltenbau beiderseits der Störung generell, läßt aber im Detail (v. a. bezüglich des Achsenabtauchens) gewisse Unterschiede erkennen (vgl. Abb. 5). Dies deutet möglicherweise auf eine frühorogene Anlage dieser Störung hin. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang auch, daß sich die faltenparallelen Überschiebungen in der unmittelbaren Umgebung der Hauptüberschiebung im Streichen oft senkrecht auf diese stellen, während die Faltenachsen örtlich eher etwas in die Richtung der Hauptüberschiebung einlenken (z. B. die Schacht-Mulde in Abb. 5). Zum Hangenden hin laufen von der Hauptüberschiebung mehrfach mit spitzem Winkel Nebentrümer ab. Diese besitzen abschiebenden Charakter und schließen bei der Hebung der Südscholle staffelartig zurückgebliebene Randschollen ein.

#### 1.2.3. Analyse des tektonischen Baus

#### 1.2.3.1. Faltentektonik

#### 1.2.3.1.1. Streichende und querschlägige Entwicklung des Faltenbaus

Das Gebiet des Erkelenzer Horstes ist im allgemeinen nur schwach gefaltet: Nach KNETSCH (1954) fallen ca. 80 % aller Schichtflächen im engeren Grubenfeld von Sophia Jacoba mit weniger als 15° ein, nur ca. 15% zeigen ein Einfallen von 15-35° und lediglich bei 5% der Schichtflächen wird ein noch steileres Einfallen beobachtet. Wie ein Blick auf die Querschnittserie zeigt, ist die Faltung im Südosten des Arbeitsgebietes im Bereich von Hohenbusch-Mulde und Wadenberger Sattel am intensivsten, nach Nordwesten zu nimmt die Faltungsintensität deutlich ab. So erreicht die Faltenhöhe zwischen dem Tiefsten der Hohenbusch-Mulde und dem Höchsten des Wadenberger Sattels (bezogen auf ein Flöz) im Schnitt E (Taf. 3) ca. 450 m. Die Faltenhöhe in den nördlichen Falten (Luchtenberger Sattel/Mulde, Wassenberger Sattel/Mulde) erreicht kaum 100 m. Die Spannweite der größeren Falten (d. h. der horizontale Abstand von Sattelachse zu Muldenachse) beträgt im gesamten Gebiet im Mittel ca. 500-600 m.

Neben einer Abnahme der Faltungsintensität in guerschlägiger Richtung nach Nordwesten zu, läßt sich auch eine Abnahme der Faltenintensität in streichender Richtung nach Nordosten zu feststellen. So ist ein Verklingen zum Beispiel der Altmyhler oder Luchtenberger Mulde nach Nordosten hin deutlich zu erkennen und durch Aufschlüsse belegt (Taf. 3: Schnitte A bzw. B-F). Weiter nach Nordosten zu fehlen dann allerdings weitere Aufschlüsse (Taf. 3: Schnitte H und I beruhen weitgehend auf Projektionen), doch es dürfte der angezeigte Trend erhalten bleiben. Gleichzeitig mit dem Verklingen der genannten Falten bildet sich aber ein ganz flacher, sehr weitspanniger "Großfaltenbau" heraus, so daß der Wassenberger und Luchtenberger Sattel zum Kern einer breiten Aufwölbung werden (Taf. 3: Schnitte F, H, I), während sich die Hohenbusch-Mulde zum Kern einer breiten Einmuldung entwickelt. Dieses Verklingen der kleineren Falten zugunsten eines weitgespannten Großfaltenbaus geht mit einem deutlichen Achsenanstieg nach Nordosten zu einher. Dieses Herausheben der Schichten nach Nordosten zu ist wohl als Anstieg zur Großstruktur des Krefelder Gewölbes zu deuten. Da gleichzeitig die Karbon-Oberfläche nach Nordosten einsinkt, treten im Kartenbild verhältnismä-Big rasch relativ alte Schichten des Westfals A an die Karbon-Oberfläche. Die antithetisch zu diesem Achsenanstieg verlaufenden Sprünge reichen in ihren Verwurfsbeträgen offenbar nicht aus, um den regionalen Achsenanstieg auszugleichen.

Das Abtauchen der Faltenachsen beträgt dabei ca. 5° nach Südwesten. Den Tiefpunkt erreicht die Achsenrampe in einer Zone von Achsendepressionen, die das bergbaulich erschlossene Gebiet etwa von Nordnordwesten bis Südsüdosten durchzieht. Besonders deutlich ausgeprägt ist diese Achsentieflage im Südostteil des Arbeitsgebietes (vgl. Taf. 4: Längsschnitte 2–6), wo sie östlich des Kleingladbacher Sprungs verläuft und fast den Charakter einer Querfaltung annimmt. Über diese offenbar primär bei der Faltung angelegte Querwellung hinaus hat auch die Bruchtektonik zur Verstellung der Faltenachsen geführt: Dies wird besonders deutlich am Fall der nach Nordosten gekippten "Östlichen Scholle" zwischen Kleingladbacher und Östlichem Sprung und im Bereich der Hauptüberschiebung, deren Verlauf von einer Achsendepression begleitet wird. Die querschlägige Einengung, die durch den Faltenbau erzeugt wird, ist im Erkelenzer Gebiet nur gering:

Gibt KNETSCH (1954) für das Gebiet des südlichen Wassenberger Horstes die Einengung noch mit ca. 6 % an, so beträgt sie nach den jetzigen Untersuchungen für das Gesamtgebiet lediglich ca. 3 – 4 %. Dabei ist die Einengung im Südosten, das heißt in der stärker gefalteten Zone, naturgemäß größer als im Nordwesten. Dagegen läßt sich eine Abnahme der Einengung (jeweils über die gesamte Länge der Querschnitte A – I in Taf. 3 gemessen) in Nordostrichtung nicht feststellen. Offenbar gleichen hier die neu entstehenden "Großfalten" das Verklingen der Spezialfaltung aus.

Auch in vertikaler Richtung – beim Vergleich höherer und tieferer Flöze – läßt sich kein nennenswerter Einengungsunterschied feststellen.

Ein interessanter Aspekt in diesem Zusammenhang ist, daß nach GRÄF (1958) und BREDDIN (1958) die "Tektonische Gesteinsdeformation" (d. h. die interne Deformation des Gesteins) im Bereich der Bohrung Rosenthal im Norden des Arbeitsgebietes eine querschlägige Verkürzung von ca. 13 %





bewirkt hat. Dies ergab die Auswertung von tektonisch deformierten Goniatiten aus dem marinen Horizont über Flöz Sandberg (A) (ZB) = Flöz Katharina (Ruhr-EB).

#### 1.2.3.1.2. Stockwerktektonik

Für die Untersuchungen zur Tiefentektonik, das heißt zur Entwicklung des tektonischen Baus in vertikaler Richtung, ist das Problem der Stockwerktektonik von zentraler Bedeutung. Für das Ruhrkarbon konnten dank des dort bis in maximal fast – 1500 m NN Teufe erschlossenen Gebirgsbaus wichtige Erkenntnisse über die Abhängigkeiten von Faltenbau, Achsenwellung und Stockwerktektonik gewonnen werden (DROZDZEWSKI et al. 1980). Für das Erkelenzer Gebiet sind dagegen derartige Aussagen schwerer zu treffen, da hier der Bergbau längst nicht diese Tiefen erreicht hat, sondern sich bei nur ca. – 400 bis – 500 m NN bewegt.

Trotzdem läßt sich besonders im zentralen Teil des Gebietes zwischen Schacht-Mulde und Luchtenberger Sattel eine deutliche Änderung des tektonischen Baustils zur Teufe hin beobachten. Wie schon in Kapitel 1.2.2.2. ausgeführt, liegt hier ein höheres Stockwerk mit kurzspannigen Falten und Überschiebungen vor, das ein tieferes Stockwerk überlagert, dem die Überschiebungen weitgehend fehlen.

Wie sich in den Schnitten D und E (Taf. 3) andeutet, laufen diese Überschiebungen auch nach oben hin offenbar wieder aus. Allerdings sind die höheren Schichten nur in einem räumlich begrenzten Gebiet erhalten geblieben, so daß keine verallgemeinernden Aussagen über die Gestaltung eines höheren Stockwerks möglich sind.

Für den entsprechend aufgeschlossenen Bereich ist aber eine Gliederung in drei Stockwerke, ähnlich wie sie aus dem Ruhrkarbon bekannt ist, vorzunehmen:

Oberes Stockwerk mit relativ ruhigem Faltenbau und wenigen Überschiebungen (Alsdorfer Schichten in den Schnitten D-F der Taf. 3); mittleres Stockwerk mit kurzspannigen Falten und relativ zahlreichen Überschiebungen (höhere Kohlscheider Schichten in den Schnitten A-F; evtl. tiefere Alsdorfer Schichten im Schnitt H der Taf.3); unteres Stockwerk mit Faltenbau und wieder zurücktretenden Überschiebungen (tiefere Kohlscheider und Stolberger Schichten).

Es fällt auf, daß eine ähnliche Dreiteilung nach dem tektonischen Baustil auch in querschlägiger Richtung zum Gebirgsbau möglich ist:

Ein südöstlicher Bereich (Hohenbusch-Mulde, Wadenberger Sattel) entspräche mit stärkerem Faltenbau, aber wahrscheinlich ohne größere Überschiebungen dem unteren Stockwerk, ein zentraler Bereich (Schacht-Mulde bis Luchtenberger Sattel) zeigt ein ausgeprägtes mittleres Stockwerk, und der nördliche Bereich mit weitspannigen Falten, aber ohne Überschiebungen, spiegelt das obere Stockwerk wider.

Es stellt sich daher die Frage, ob in dieser querschlägigen Gliederung sich ein Einschieben der Stockwerktektonik in nordwestliche Richtung widerspiegelt (Abb. 6 unten). Dies läßt sich nicht beweisen, da im Norden tiefe Aufschlüsse fehlen, die das dann dort zu erwartende mittlere Stockwerk erschlossen hätten. In den tieferen Bohrungen Rosenthal (Taf. 3: Schnitt D) und Rödgen1 (Taf. 5: Schnitt 17), die jeweils bis unter -1000 m NN reichen, wurden jedenfalls keine Überschiebungen in der Tiefe festgestellt. Auffällig ist vielmehr, daß auch in diesem nördlichen Bereich im Zusammenhang mit der Wassenberger Mulde mehrere einander im Streichen ablösende Überschiebungen ausgebildet sind, die aber wiederum auf die höheren Kohlscheider Schichten beschränkt bleiben (Taf. 3: Schnitte E-H). Es scheint daher eher so zu sein, daß sich der Stockwerkbau mit dem Verklingen der Faltung in nordwestlicher Richtung allmählich verliert, seine stratigraphische Position aber in etwa beibehält (Abb. 6 oben).

Über einen möglichen Stockwerkbau im Südosten des Arbeitsgebietes (Hohenbusch-Mulde) lassen sich mangels tektonisch ausgewerteter Aufschlüsse keine sicheren Angaben machen, jedoch ist hier möglicherweise mit stärkerer Spezialfaltung zu rechnen, als sie die wenigen vorliegenden Daten (Seismik und Bohrungen) erkennen lassen.



Abb. 6 Mögliche regionale Gliederung des tektonischen Stockwerkbaus im Erkelenzer Revier
Fig. 6 Presumable regional arrangement of the tectonic stockwerks within the Erkelenz district
24

#### 1.2.3.2. Zusammenhänge zwischen Falten- und Störungstektonik

#### 1.2.3.2.1. Falten und Überschiebungen

Wie sich schon aus dem Vergleich der Streichrichtungen ergibt, besteht im Erkelenzer Gebiet offenbar ein enger Zusammenhang zwischen Falten und Überschiebungstektonik. (Die "Hauptüberschiebung" darf bei diesen Überlegungen nicht berücksichtigt werden, da es sich bei dieser Störung nicht um eine eigentliche Überschiebung, sondern um eine Querstörung handelt.) So zeigen die dargestellten Richtungsrosen (Abb. 7) für beide tektonische Elemente Maxima der Streichwerte um 50°.



- Abb. 7 Die Streichrichtungen der Überschiebungen in Beziehung zu den Streichrichtungen der Faltenachsen im Erkelenzer Revier
- Fig. 7 The strike of overthrusts in relation to the strike of fold axes within the Erkelenz district

Auch eine Betrachtung der Überschiebungen im Detail zeigt eine enge Bindung dieser Störungen an bestimmte, meist kleinere Faltenstrukturen, wobei sich Überschiebungen und Falten sowohl in vertikaler als auch in streichender Richtung ablösen können (Abb. 8). Eine häufige Erscheinung sind Aufschuppungen von relativ geringem Verwurf, die sich meist an den Umbiegungsachsen von kofferförmigen Sätteln bilden (sog. "Steilschläge") und dort die Funktion von sonst kaum entwickelten Schultersätteln (KUNZ 1980: 114) übernehmen.

Es bestehen also offenbar ganz ähnliche mechanische Beziehungen zwischen Falten- und Überschiebungstektonik, wie sie aus dem Ruhrkarbon beschrieben wurden (DROZD-ZEWSKI et al. 1980).

Diese mechanischen Beziehungen wurden für das Ruhrkarbon quantitativ-statistisch untersucht und ließen sich im Sinne eines einzeitigen, kombinierten Faltungs-/Überschiebungsvorgangs interpretieren (WREDE 1980 a, 1982 a). Nach diesem Modell dienen die Überschiebungen als Ausgleichsflächen, die während der Faltung Materialüberschüsse in den Faltenkernen abbauen und die selbst mit in den Faltungsprozeß einbezogen und hierdurch verformt werden. Die "Mitfaltung" von Überschiebungen wird daher als der Normalfall betrachtet, wobei das Aufreißen der Überschiebung und die Formung der Überschiebungsbahnen gleichzeitig erfolgen. Diese Zusammenhänge lassen sich in Form einer relativ einfachen mathematischen Funktion beschreiben, bei der eine Abhängigkeit des Einfallswinkels der Überschiebungen vom Schichteneinfallen festgestellt wird und ein wahrscheinlich material- und/oder auflastabhängiger sogenannter "primärer Scherflächenwinkel" für die Ausbildung der Störung im einzelnen bestimmend ist.

Trägt man die entsprechenden Winkel für die Überschiebungen des Erkelenzer Gebietes in eine derartige Darstellung ein, so entsteht ein den Diagrammen des Ruhrkarbons sehr ähnliches Bild (Abb. 9). Die in diesem Diagramm gestrichelt gezeichnete Linie stellt die genannte errechnete Funktion dar; der Schnittpunkt der Kurve mit der senkrechten Mittellinie (Ogon Schichteneinfallen) gibt die Größe des "primären Scherflächenwinkels" an.

Es fällt allerdings auf, daß – wie auch aus den Querschnitten zu ersehen – fast keine nordfallenden Überschiebungen auftreten (obere Quadranten des Diagramms) und auch antithetische Überschiebungen (rechter unterer Quadrant) sehr selten und überwiegend nur bei fast flacher Schichtenlagerung anzutreffen sind.

Die Überschiebungen betonen also offenbar stärker die Nordvergenz des Gebirgsbaus als dies die Falten tun, die nur eine schwache Vergenz erkennen lassen. Auffälligerweise fehlen auch Kombinationen entgegengesetzt einfallender Überschiebungen, wie sie von DROZDZEWSKI (1980: 31) als "Fischschwanzstrukturen" beschrieben wurden, im Erkelenzer Revier völlig. Diese kommen augenscheinlich bevorzugt in relativ weitgespannten Muldenstrukturen bei schon stärkerer Einengung des Gesamtgebirgskörpers zur Ausbildung, wie sie im Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen sind.

Insgesamt erlauben die Beobachtungen zur Falten- und Überschiebungstektonik im Erkelenzer Revier, das ja nur eine vergleichsweise geringe orogene Einengung erfahren hat, in Kombination mit denen aus dem Ruhr-Revier einen Schluß auf den möglichen Ablauf des Faltungs-/Überschiebungsvorgangs:

Dieser beginnt zunächst mit einer ganz flachwelligen Faltung (Nordteil Erkelenzer Horst), in der bei weiterer Einengung zunächst kleinere Überschiebungen in Richtung der Vergenz aufreißen (Südteil Erkelenzer Horst). Nimmt die Einengung weiter zu, so reißen einmal diese Überschiebungen weiter auf (und werden dabei bereits im Sinne einer schwachen Mitfaltung verformt), während andererseits nun auch gegenfallende Überschiebungsflächen und damit "Fischschwanzstrukturen" ausgebildet werden (nördliches Ruhrkarbon, BORNEMANN 1980: 182, 183). Schreitet die Einengung noch weiter fort, so wird dieses Störungsinventar unter gleichzeitiger Anlage neuer Störungsflächen in der von WREDE (1980 a) dargelegten Weise weiter verformt und ausgestaltet, bis schließlich ein Bild ähnlich dem an den großen Falten des mittleren und südlichen Ruhrgebietes mit ihren begleitenden, stark mitgefalteten Überschiebungen vorliegt.

In diesem stark vereinfachenden Modell der Faltungs- und Störungsentwicklung sind natürlich noch zahlreiche Einflüsse, zum Beispiel der Auflast oder Probleme der Stockwerktektonik, zu berücksichtigen. Trotzdem kann das Gebiet des Erkelenzer Horstes wohl als Beispiel für ein Frühstadium (bzw. ein Randgebiet) einer Faltungs- beziehungsweise Überschiebungstektonik vom Typ Ruhrkarbon gelten.

#### 1.2.3.2.2. Falten und Querstörungen

Im Bereich der Steinkohlenlagerstätte des Erkelenzer Horstes sind Quer- und Diagonalstörungen (Sprünge), zu denen wie erwähnt auch die sogenannte "Hauptüberschiebung" zu rechnen ist, von erheblich größerer Bedeutung als der insgesamt doch recht flachwellige Faltenbau.

Nach den zum Beispiel von PILGER (1956) durchgeführten Untersuchungen über die Richtungsbeziehungen zwischen Faltenbau und Sprüngen im Ruhrkarbon bestehen dort sehr





#### Abb. 9

Abhängigkeit des Einfallens der Überschiebungen vom Schichteneinfallen im Erkelenzer Revier (Besetzungsdichte: Isolinien >0,1,3,5%)

#### Fig. 9

Relation between the dip of strata and the dip of overthrusts in the Erkelenz district

enge, auch gebirgsmechanisch deutbare Abhängigkeiten: Neben den als "ac-Flächen" deutbaren Querstörungen, die senkrecht zu den Faltenachsen verlaufen und den Hauptteil der Störungen ausmachen, kommen dort bevorzugt die Faltenachsen schräg einschneidende Diagonalstörungen (gebirgsmechanisch hk0-Flächen) zur Ausbildung. Diese sind häufig als Blattverschiebungen ausgebildet.

Für den Erkelenzer Raum erscheinen solche Aussagen zunächst schwierig, da hier die komplexe junge Bruchtektonik im Zusammenhang mit dem Einsinken der Niederrheinischen Bucht das Bild der Störungen stark modifiziert hat.

Trägt man aber die Richtungen der Faltenachsen und der Sprünge in eine Richtungsrose ein (Abb. 10), so ergeben sich auch hier in überraschend klarer Form die aus dem Ruhrkarbon bekannten Beziehungen. Einem Generalstreichen der Faltenachsen um 50° stehen die ac-Querstörungen mit einer Streichrichtung um 140° als Hauptmaximum (etwa 42 % aller Sprünge streichen zwischen 130 und 150°) und die hk0-Scherrichtungen mit einem Streichen von ca. 5° beziehungsweise 95° als Nebenmaximum (zusammen ca. 10 % der Sprünge) gegenüber. Diesem deutlichen Zurücktreten der Diagonalstörungen entspricht das beobachtete Fehlen von Horizontalverschiebungen im Erkelenzer Gebiet.

Die Sprünge im Bereich des Erkelenzer Horstes lassen sich also in ihrer Anlage offensichtlich auf den bei der variscischen Faltung herrschenden Kräfteplan zurückführen. Die jüngeren Bewegungen in der Niederrheinischen Bucht führten lediglich zu einer Wiederbelebung der alt angelegten Störungsflächen, ohne daß aber neue Störungsrichtungen angelegt wurden. Immerhin stellten BURKHARDT & POLY-

- Abb. 8 Beispiele für Zusammenhänge zwischen Faltenund Überschiebungstektonik im Erkelenzer Revier:
  - a) Überschiebungen ersetzen zum Hangenden hin einen Spezialsattel der tieferen Schichten (4. Abt.).
  - b) Spezialfaltung baut im Hangenden einer Überschiebung deren Verwurfsweite ab (5. Abt.).
  - c) "Mitgefaltete" Überschiebung (5. Abt.)



- Abb. 10 Abhängigkeit der Streichrichtungen der Querund Diagonalstörungen im Erkelenzer Revier von den Streichrichtungen der Faltenachsen
- Fig. 10 Relation between the strike of cross and oblique faults and the strike of fold axes in the Erkelenz district
- Fig. 8 Examples of interrelation between folds and overthrusts within the Erkelenz district:
  - a) overthrusts in higher levels substitute an anticline exposed in the lower levels
  - b) special folds in the hanging wall reduce the throw of an overthrust
  - c) folded overthrust

SOS (1981: 188) fest, daß die "internen Abschiebungen" des Erkelenzer Horstes (d. h. die Störungen lokalen bis regionalen Ausmaßes; vgl. Kap. 1.2.2.3.) generell etwas flacher streichen als die überregional wirksamen Randbrüche des Erkelenzer beziehungsweise Peel-Horstes. Dies könnte darauf hindeuten, daß ein steileres Störungsstreichen dem Kräfteplan beim Einsinken der Niederrheinischen Bucht besser entsprochen hat und daher diese Flächen bevorzugt reaktiviert wurden. Diese Beobachtung wird auch durch die Untersuchungen von KLOSTERMANN (1983) im Bereich der nördlich anschließenden Venloer Scholle bestätigt.

Generell folgen jedoch die jüngeren, zum Teil bis heute fortlebenden aktiven Störungen den variscisch vorgezeichneten Bahnen, wobei offenbar verschiedene Störungstypen (Querstörungen und Diagonalstörungen beider Scherrichtungen) zu neuen, durchlaufenden Störungslinien zusammengefügt werden konnten. Hierfür ist der Rurrand-Sprung ein deutliches Beispiel, der (im Bereich der beigefügten tektonischen Karte, Taf. 2) von Süden nach Norden fortschreitend nacheinander die Streichrichtung der hk0<sub>1</sub>- (N-S), hk0<sub>2</sub>- (E-W), ac- (NW-SE) Störungen einnimmt und dabei um sein großräumiges Generalstreichen von ca. 40–50° pendelt (vgl. auch Taf. 1).

Die variscischen Verwurfsbeträge an diesen Störungen scheinen aber relativ zu den heute vorliegenden Verwürfen recht gering gewesen zu sein, wie sich zum Beispiel am Meinweg-Sprung erkennen läßt, wo der Verwurf des Karbons mit dem der Karbon-Oberfläche weitgehend übereinstimmt (Taf. 5: Schnitt 18). Die Hauptbewegungen an dieser Störung fanden also erst nach der Ausbildung der Karbon-Oberfläche (Paläozän in Bohrung XLVIII) statt. Präpaläozäne Inversionsbewegungen könnten allerdings einen Teil der variscischen Verwurfsbeträge rückgängig gemacht haben.

Da – wie schon eingangs erwähnt wurde – eine nach modernen Gesichtspunkten durchgeführte Bearbeitung des Deckgebirges des Erkelenzer Horstes noch aussteht, ist eine Gesamtanalyse der postvariscischen Bewegungen an den Sprüngen des Gebietes nicht möglich. HERBST (1954, 1958) hat jedoch anhand einiger relativ gut belegter Bohrprofile versucht, den Bewegungsablauf an einigen bedeutenderen Störungen, vor allem auch am Rurrand-Sprung, zu rekonstruieren. Danach befand sich das Gebiet der heutigen Hochscholle des Wassenberger Horstes bis mindestens zum Paläozän gegenüber dem heutigen Rur-Graben in tieferer Position. Erst mit dem Mitteloligozän setzten die Bewegungen ein, die zu der starken Absenkung des Rur-Grabens gegenüber dem Wassenberger Horst führten.

Auch am Kleingladbacher Sprung hat eine solche Umkehr der relativen Position der Schollen zueinander stattgefunden. Hier setzten die Bewegungen im heute vorliegenden Sinne wahrscheinlich schon vor dem Unteroligozän ein. HERBST (1954) bezeichnet diese Umkehr des Verwurfssinnes an den Störungen in Anlehnung an WUNSTORF (1914, 1933) als "Schaukelbewegungen" und führt sie auf Änderungen der Absenkungsgeschwindigkeit der einzelnen

Schollen relativ zueinander zurück. Auch für das nördlich anschließende Peel-Gebiet sind nach PATIJN& KIMPE (1961) ähnliche Verhältnisse feststellbar. So ist in den Bohrungen im Gebiet des Peel-Horstes über der Karbon-Oberfläche Oberkreide festgestellt worden, während in der Bohrung XLVIII in der um ca. 500 m abgesenkten Effelder Scholle unmittelbar das Paläozän auf dem Karbon liegt. Auch hier läßt sich also eine Umkehr in der relativen Höhenlage der Schollen erkennen. Diese "Schaukelbewegungen" an einzelnen Sprüngen führten örtlich zu dem ungewöhnlichen Bild, daß in der Tiefscholle ältere Schichten an der Karbon-Oberfläche anstehen als in der Hochscholle (z. B. Kleingladbacher Sprung im Bereich der Östlichen Scholle; Taf. 3: Schnitte 1 u. 2).

Es ist klar, daß nach derart komplexen Bewegungsabläufen an den Störungen die heute innerhalb des Karbons meßbaren Verwurfsbeträge die Summen all dieser Einzelverwürfe darstellen. Eine Rekonstruktion der allein auf die variscische Orogenese zurückzuführenden Verwurfsmaße ist zumindest solange nicht möglich, als die Deckgebirgsverwürfe in ihren einzelnen Phasen nicht quantitativ faßbar sind.

Diese Probleme machen es naturgemäß auch schwer zu beurteilen, ob sich in den Störungsmustern des Erkelenzer Raumes eventuell Strukturen aus dem prävariscisch geformten Untergrund durchpausen. Dies wurde von verschiedenen Autoren zum Beispiel im Zusammenhang mit dem hier vermuteten Ostrand des Brabanter Massivs vermutet (VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT 1938, SEIDEL 1937, KNETSCH 1954) oder als Ausdruck des Südwestrandes des im Untergrund der Niederrheinischen Bucht verborgenen "Krefeld-Zandvoorter Hochs" beziehungsweise Krefelder Gewölbes (PAPROTH & STRUVE 1982).

Die Grenzfläche zwischen dem Karbon und dem Deckgebirge weist eine relativ starke Morphologie auf. Ihre höchsten Punkte liegen im Süden des Wassenberger Horstes bei ca. - 100 m NN, die tiefsten Punkte im Bereich des Peel-Horstes bei ca. - 650 m NN. Dabei erfolgt der Abfall nicht gleichmäßig, sondern es lassen sich verschiedentlich Erhebungen und Einsenkungen in der Karbon-Oberfläche feststellen. Besonders bemerkenswert ist ein relativer "Steilabfall" der Karbon-Oberfläche, der streckenweise den Rurrand-Sprung begleitet. Da dieser Abfall nicht auf Schleppung der Karbon-Oberfläche am Rurrand-Sprung zurückgeht, wie die unbeeinflußte Lagerung der Flöze zeigt, muß sie als eine fossile Erosionsform gedeutet werden (Abb. 11). Derartige Erosionsformen an der Karbon-Oberfläche treten auch im Wurm-Revier mehrfach auf (Kap. 1.3.2.6.). Neben diesen bruchlosen Verformungen der Karbon-Oberfläche lassen sich auch zahlreiche durch Störungen hervorgerufene Höhenunterschiede dieser Fläche feststellen (vgl. Kap. 1.2.2.3.).

#### 1.2.3.2.3. Zur Deutung der Hauptüberschiebung

Wie schon bei der Beschreibung der Hauptüberschiebung in Kapitel 1.2.2.4. dargelegt wurde, muß diese ungeachtet ihres aufschiebenden Charakters im Zusammenhang mit der Sprungtektonik gesehen werden. Wie die Beobachtungen über den Faltenbau beiderseits der Störung zeigen, der im großen und ganzen ähnlich, im Detail aber doch unterschiedlich ausgebildet ist, muß diese wohl bereits während der variscischen Orogenese ausgebildet worden sein. Die Deutung der Hauptüberschiebung als Begrenzung einer Kippscholle, die im Zusammenhang mit dem relativen Aufstieg des Wassenberger Horstes am Rurrand-Sprung stehen soll, wie G. HERBST (1971) vorschlägt, ist aus verschiedenen Gründen abzulehnen: Einmal läßt sich keine Kippung der Hangendscholle der Hauptüberschiebung nach Südwesten feststellen, wie zu erwarten wäre, sondern es ist im Gegenteil ein Achsenabtauchen nach Nordosten zu beobachten. Zum anderen hätten derartig junge Bewegungen an der Hauptüberschiebung zu einem Verwurf der Karbon-Oberfläche und des Deckgebirges führen müssen. Dies ist ebenfalls nicht festzustellen.

Die Annahme von KNETSCH (1954), daß die Hauptüberschiebung einer postvariscischen, möglicherweise kimmerischen Bewegungsphase zuzuordnen sei, ist in der von ihm geäu-Berten Form wohl nicht haltbar. Sie beruht auf der Annahme, daß die Anlage der großen Sprünge des Gebietes, mit denen die Hauptüberschiebung im Zusammenhang gesehen wird, erst postvariscisch erfolgt sei. Gerade dies trifft aber nach dem vorher Gesagten wahrscheinlich nicht zu. Richtig ist aber die Feststellung KNETSCHs, daß die Hauptüberschiebung nicht mehr die Deckgebirgsschichten verwirft und daher die Bewegungen an ihr vor der Oberkreide-Transgression abgeschlossen waren. Dies spricht auch gegen eine Deutung der Hauptüberschiebung als "Umkehrverwurf" beziehungsweise durch die erwähnten "Schaukelbewegungen". Dabei hätte der aufschiebende, zweite Bewegungsakt vom Betrag im Karbon her den abschiebenden ersten Akt übertroffen. Ein solcher Fall ist bisher nicht bekannt geworden. Allerdings ist eine genaue stratigraphische

Einstufung der Oberkreide-Schichten an der Basis des Deckgebirges im Bereich der Hauptüberschiebung nicht gegeben (Campan? - Obermaastricht?), so daß eine postvariscische Aufschiebung eventuell in zeitlicher Übereinstimmung zum Beispiel mit den Inversionsbewegungen an der Benzenrader Störung im Südlimburger Revier (Kap. 1.3.2.3.) und verschiedenen Störungen im Wurm-Revier (Kap. 1.3.2.6.) nicht auszuschließen ist. Die Ausbildung der Karbon-Oberfläche in ihrer heutigen Form erfolgte dann erst nach Abschluß dieser Bewegungen, die sich in den genannten Fällen im Zeitabschnitt zwischen Santon und Maastricht abspielten. Auch die schon (Kap. 1.2.3.2.2.) genannten Inversionslagen der Schollen am Rurrand- und Kleingladbacher Sprung im Prätertiär sprechen möglicherweise für eine aufschiebende Bewegungsphase an den Querstörungen in der Oberkreide.

Bei der Deutung der Hauptüberschiebung ist aber auch die beulenartige Verbiegung in der Störungsfläche der Hauptüberschiebung zu berücksichtigen (vgl. Abb. 4 u. 12; Taf. 3: Schnitt C; Taf. 4: Schnitte 3, 4), die jede vertikale Bewegung an der Störung blockiert haben muß. Diese Verbiegung kann also erst nach Abschluß der aufschiebenden Bewegung an der Störung erfolgt sein. Eine Horizontalverschiebung, die bei dieser Störungsform allenfalls denkbar wäre, hat nach den vorliegenden Aufschlüssen nicht stattgefunden. Für die Frage des Alters der Bewegungen an der Hauptüberschiebung wäre also eine Datierung dieser Verformung der Störungsfläche wichtig.

Sie ist wohl nur als sekundäre Verbiegung der Störungsbahn bei anhaltender seitlicher Einengung während des Faltungsvorgangs zu deuten. Hierauf weisen auch aufblätterungsartige Mächtigkeitsschwankungen hin im Bereich der Schichten zwischen Flöz Meister (H) und Kleinlangenberg beziehungsweise zwischen Flöz Meister und Flöz Grauweck (N) (Abb. 12; Taf. 3: Schnitt C), die eine im Endstadium der Faltung erfolgte lokale Stauchung des Gebirges andeuten.

Aufgrund dieser Überlegung ist die Hauptüberschiebung wohl eher als Element der variscischen Tektonik als der jüngeren saxonischen Inversionsbewegungen aufzufassen.

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß solche zunächst ungewöhnlich erscheinenden, diagonal zur Faltung verlaufenden Aufschiebungen auch an anderen Stellen im Rhenoherzvnikum beobachtet werden können. Aus dem Harz ist beispielsweise der Zellerfelder Gangzug bekannt, der bei diagonal zum Faltenbau gerichtetem Streichen die Hangendscholle um mehrere hundert Meter aufschiebt (SPERLING & STOPPEL 1979: 129); ebenso wird für die variscische Störungsanlage der nördlichen Harzrand-Aufschiebung ein solcher Bewegungssinn wahrscheinlich gemacht (SPERLING & STOPPEL 1979: 301), wobei jeweils deutliche Horizontalkomponenten hinzukommen. Allerdings haben die bedeutenden jüngeren Bewegungen an der Harzrand-Störung dort das ursprüngliche Bild stark verändert. Trotzdem können interessanterweise an dieser Störung ganz ähnliche Beobachtungen zum variscischen Begleitgefüge gemacht werden wie an der Hauptüberschiebung (WREDE 1979): Örtliches Einlenken der Faltenachsen in die Störungsrichtung, Senkrechtstellung der in h0l verlaufenden Trennflächen (Überschiebungen bzw. Schieferung) auf die Störungsbahn, Abspalten von staffelartigen Randschollen an der Hangendscholle der Störung.

Sollten diese Ähnlichkeiten mehr als zufällig sein, so könnten sie Hinweise auf die Genese des vorliegenden Störungstypes der Diagonal-(Schräg-) Aufschiebung enthalten, der bislang noch wenig Beachtung fand.



Abb. 11 Morphologischer Steilabfall der Karbon-Oberfläche zum Rurrand-Sprung im Bereich des südlichen Wassenberger Horstes (vgl. auch Taf. 4: Schnitt 1)

Fig. 11 Morphologic rim of the surface of the Carboniferous at the Rurrand fault in the southern part of the Wassenberg horst (cf. plate 4: section 1)



Abb. 12 Aufschlüsse der Hauptüberschiebung in der 3. Abteilung (oben) und der 1. Richtstrecke (unten) der Grube Sophia Jacoba (Ausrichtung der Schnittlinien unterschiedlich)

Fig. 12 Exposures of the "Hauptüberschiebung" (main overthrust) in cross-cut No. 3 and heading No. 1 of Sophia Jacoba mine. Note the different orientation of sections.

#### 1.2.3.3. Vorstellungen über den tieferen Untergrund des Erkelenzer Horstes

Seit den Messungen von REICH (1926) ist das Gebiet von Erkelenz als das Zentrum einer ausgeprägten positiven Anomalie der magnetischen Vertikalintensität bekannt.

Diese Anomalie macht sich auch bei der Betrachtung der Inkohlung der Schichten als Maximum durch die starke Anthrazitisierung der Kohle bemerkbar (PATTEISKY & M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER 1962; M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER 1966, 1971); ebenso liegt im Erkelenzer Raum ein auffallend hoher Diagenesegrad der karbonischen Sandsteine vor. So stellten KARRENBERG & MEINICKE (1962) eine starke Verkieselung dieser Gesteine fest, die zu einer extrem niedrigen Porosität von 2,2 % und einer Dichteerhöhung auf 2,67 g · cm<sup>-3</sup> führte.

Als Ursache für diese Anomalie wird ein Lakkolith chloritisierter oder serpentinisierter basischer Intrusivgesteine angesehen, der im Bereich des Rurrand-Sprungs aufgestiegen ist (R. TEICHMÜLLER 1966, M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜL-LER 1971 sowie mdl. Mitt.).

BOSUM (1965) hat versucht, die Form und Tiefenlage dieses Lakkolithen anhand von Modellrechnungen zu bestimmen. Hiernach dürfte die Oberkante des Intrusivs bei ca. 3 000 bis 4 000 m Tiefe liegen und das Intrusiv vom Rurrand-Sprung aus in nordöstlicher Richtung ins Nebengestein eingedrungen sein (Abb. 13).

Für die Frage nach dem Alter dieses Intrusivkörpers kommen folgende Gesichtspunkte in Betracht: Nach den Untersuchungen von PATTEISKY (in PATTEISKY & M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER 1962) erfolgte die Inkohlung der karbonischen Schichten in zwei zeitlich getrennten Schüben; als frühester Ansatz für die Intrusion, die den zweiten Inkohlungsschub bewirkte, ist danach das höhere Oberkarbon (Stefan?) anzusehen. Da andererseits kohlige Reste im Campan des Deckgebirges von Schacht 5 der Grube Sophia Jacoba noch im Braunkohlenstadium vorliegen, muß die Wärmezufuhr durch das Intrusiv früher erfolgt sein. In Parallelität zum hypothetischen sogenannten Krefelder Intrusiv (BUNTEBARTH & MICHEL & R. TEICHMÜLLER 1982) und zu den Olivinbasaltgängen von Kamp-Lintfort (NIEMÖLLER & STAD-LER & R. TEICHMÜLLER 1973) ist die Intrusion daher wohl im "Permokarbon", wahrscheinlich im Rotliegenden, erfolgt.

Im Zusammenhang mit dem Aufstieg des Intrusivkörpers dürften auch die örtlich sehr intensiven Blei-Zink-Vererzungen stehen, die im Kleingladbacher und Wildenrather Sprung aufgeschlossen wurden (HERBST & STADLER 1971). Sie bestehen vornehmlich aus Zinkblende und Bleiglanz mit Quarz als ausschließlicher Gangart. Untergeordnet treten auch Kupferkies, Pyrit und Markasit auf. Das Vorkommen im Kleingladbacher Sprung wurde näher untersucht (HERBST & STADLER 1969); es lassen sich aber keine Aussagen über Ausdehnung und Vorräte der hier sehr reichen Vererzung machen. Immerhin ist die Vererzung über die gesamte Mächtigkeit der gut 30 m breiten Sprungzone und in einer streichenden Länge von 11 m nachgewiesen.

Der Aufstieg dieser Hydrothermen und Magmatite ist sicherlich durch die in den vorstehenden Kapiteln beschriebenen Faltenachsenverbiegungen und bogenförmigen Verläufe der großen Sprünge begünstigt worden. Wie detaillierte Untersuchungen an Erzgängen gezeigt haben, begünstigen derartige Erscheinungen die Hohlraumschaffung in den Sprungzonen. So kennzeichnet SPERLING (1973) im Bereich der Grunder Erzgänge im Harz unter anderen einen "Achsenverbiegungs-Gangtypus" und verschiedene andere, auf bogenförmigem Verlauf der Gangspalten im Streichen und Einfallen beruhende Gangtypen. Er hält die Krümmung der Gangspalten dabei für den entscheidenden Faktor bei der Hohlraumbildung für die Vererzung.

Im Erkelenzer Gebiet wird besonders dem Rurrand-Sprung mit seinem im Grundriß S-förmigen Verlauf eine besondere Bedeutung zukommen, zumal er in Anbetracht des großen Verwurfsbetrages tief in den Untergrund hinabreichen dürfte und wahrscheinlich auch sein Einfallen zur Tiefe hin Änderungen unterworfen ist (vgl. WREDE 1982 b).

Neuerdings wird auch versucht, die im Vorstehenden auf den Einfluß eines Intrusivkörpers zurückgeführten Anomalien im Zusammenhang mit einem hypothetischen Vorkommen von Evaporiten im Präoberkarbon unter anderem des Erkelenzer Raumes zu deuten (BLESS et al. 1980 b). Nach diesen, im wesentlichen auf Analogieschlüssen mit den Verhältnissen am Südrand des Brabanter Massivs in Belgien beruhenden Vorstellungen sollen insbesondere die bislang auf die thermische Wirkung des Intrusivkörpers zurückgeführten Erscheinungen durch einen höheren Wärmefluß in salinaren Gesteinen verursacht werden. Darüber hinaus spielen Überlegungen zur Salinität des Grundwassers, zur Genese der Pb-Zn-Vererzungen sowie zur Tektonik eine Rolle bei diesen Erwägungen. Die "Westfal-B-Mulde" im Gebiet von Erkelenz, die hier als Argument herangezogen wird (BLESS et al. 1980 b: 27, PAPROTH & STRUVE 1982: 367), läßt sich in Form der Hohenbusch-Mulde mit ihrer durch die Achsenwellung hervorgerufenen nordwestlichen Erweiterung aber durchaus im Sinne der normalen variscischen Tektonik deuten. Im Bereich des Erkelenzer Horstes sind vielmehr vom Standpunkt der Tektonik aus keine Erscheinungen bekannt geworden, die die Annahme einer "Erkelenzer Evaporit-Struktur" (PAPROTH & STRUVE 1982: 362) wahrscheinlich machen.



#### Abb. 13

Lage der magnetischen Anomalie und der Inkohlungsanomalie von Erkelenz und die Deutung dieser Anomalien durch einen (?) jungvariscischen Intrusivkörper (aus M. TEICHMÜLLER & R. TEICH-MÜLLER 1971)

#### Fig. 13

Position of the magnetic anomaly and the anomaly of coalification and their interpretation by a late-Hercynian (?) plutonic intrusion (from M. TEICHMÜLLER & R. TEICH-MÜLLER 1971)

#### 1.3. Wurm-Revier

#### 1.3.1. Allgemeines

#### 1.3.1.1. Lage und Umgrenzung des Arbeitsgebietes

Das Wurm-Revier stellt das Kernstück des Aachener Steinkohlenbezirks dar.

Als Wurm-Revier wird hier das Steinkohlenbecken verstanden, das nördlich der Aachener Überschiebung eingesenkt ist und im Norden beziehungsweise Osten von der Rur-Scholle geologisch begrenzt wird, während nach Westen zu die deutsch – niederländische Staatsgrenze die Abtrennung vom niederländischen Südlimburger Steinkohlenrevier bewirkt (Taf. 1). Da diese politische Grenze naturgemäß nicht den geologischen Strukturen des Untergrundes folgt, war es notwendig, in der vorliegenden Arbeit auch Teile des Südlimburger Gebietes mit zu bearbeiten, um ein geschlossenes Bild des tektonischen Baus zu erhalten.

Das untersuchte Gebiet überdeckt die Bereiche der Blätter 5002 Geilenkirchen, 5003 Linnich, 5102 Herzogenrath, 5103 Eschweiler und 5202 Aachen der Topographischen Karte 1:25 000.

Topographisch gesehen liegt das Arbeitsgebiet also im nördlichen Vorland der Eifel zwischen Aachen im Westen und dem Rurtal im Bereich zwischen Jülich und Linnich im Osten; der Westteil des Gebietes wird in nördlicher Richtung von der Wurm durchflossen. Das Wurmtal, in dem das flözführende Karbon teilweise zutage ausstreicht, war Ausgangspunkt für den spätestens im 14. - 16. Jahrhundert begonnenen Steinkohlenbergbau dieses Gebietes und gab dem Revier den Namen (SCHUNDER 1968). Von der Vielzahl von Bergbaubetrieben, die im Laufe der Jahrhunderte im Wurm-Revier tätig waren, ist heute nur die Förderschachtanlage Emil Mayrisch in Siersdorf übriggeblieben. Die anderen in neuerer Zeit tätig gewesenen Gruben des Arbeitsgebietes sind entweder im Verbund mit dieser Anlage aufgegangen (Anna I u. II, Adolf) oder wurden im Laufe der Zeit stillgelegt (Königsgrube 1904, Carl Friedrich 1927, Nordstern 1927, Laurweg 1960, Maria 1962, Carolus Magnus 1962, Gouley 1964, Carl Alexander 1975). Auf niederländischem Gebiet liegen die sämtlich stillgelegten Gruben Willem Sophia, Domaniale, Wilhelmina, Oranje-Nassau II, Laura/Julia und Hendrik ganz oder teilweise im bearbeiteten Gebiet. Dabei ist zu beachten, daß sich die Markscheide zwischen den deutschen und niederländischen Betrieben über weite Strecken nicht mit dem Verlauf der Staatsgrenze deckt, so daß zum Beispiel ein Teil der Konzession von Sophia auf deutschem Gebiet liegt.

#### 1.3.1.2. Unterlagen

Als Ausgangsmaterial für die tektonische Bearbeitung des Gebietes dienten in allererster Linie die markscheiderischen Unterlagen der genannten Zechen. Diese wurden dankenswerterweise von den beteiligten Bergwerksgesellschaften in jedem gewünschten Umfang zur Verfügung gestellt. Dabei konnte nicht nur auf die Unterlagen der modernen, wenn auch zum Teil stillgelegten Betriebe zurückgegriffen werden, sondern es standen zum Beispiel auch die Materialien der historischen Rißwerke der Eschweiler Bergwerksverein AG zur Verfügung, mit deren Hilfe einige sonst offengebliebene Fragen geklärt werden konnten. An älteren Unterlagen wurden ferner unter anderen die Kartendarstellungen von LONGRÉE (1862) und WAGNER (1927), benutzt, ferner das umfangreiche Kartenwerk von HOLLMANN & JANDA (1958 - 1963) und die kartenmäßige Darstellung der Karbon-Oberfläche des Wurm-Gebietes von G. HERBST (1967).

Von diesen Unterlagen ist die LONGRÉEsche Karte insofern besonders interessant, weil sie trotz einer teilweise wohl etwas schematischen Darstellung viele Details aus den höchsten Sohlen der alten Zechen im Wurmtal zeigt, über die sonst keine Unterlagen mehr vorliegen. Das Kartenwerk von HOLLMANN & JANDA zeigt in rund 100 Einzelblättern im Maßstab 1:10000 beziehungsweise in 16 Blättern im Maßstab 1:25000 in Form von Grund- und Flözrissen sowie Profilkarten den tektonischen Bau eines großen Teils des Wurm-Reviers. Zusätzlich ist ein Erläuterungsheft zu diesem Kartenwerk erschienen (HOLLMANN & JANDA & RODE 1963), in dem auch eine kurze Beschreibung des tektonischen Baus gegeben wird.

Für den niederländischen Teil des Gebietes liegen ausführliche Beschreibungen des tektonischen Baus mit Kartenund Schnittdarstellungen vor, unter anderen von SAX (1946), PATIJN & KIMPE (1961) sowie PATIJN (1963 a). Auf diese Arbeiten wurde bei der Darstellung des Südlimburger Reviers in erster Linie zurückgegriffen; ergänzt wurden sie durch umfangreiche Unterlagen, die der Rijks Geologische Dienst, Geologisch Bureau in Heerlen (Niederlande) dankenswerterweise zur Verfügung gestellt hat.

Neben diesen Unterlagen über die Bergbauaufschlüsse im Wurm-Revier wurden auch die Ergebnisse der in diesem Gebiet niedergebrachten Tiefbohrungen sowie – in begrenztem Umfang – auch die Ergebnisse seismischer Untersuchungen ausgewertet.

Für einen Teilbereich des Gebietes lagen auch geologische Projektionen vor, die von Dr. H.-O. NÖTH im Rahmen des Forschungsvorhabens "Kohlenvorratsberechnung" am Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen angefertigt wurden.

#### 1.3.1.3. Stratigraphie

Innerhalb des Wurm-Reviers sind Schichten des flözführenden Oberkarbons vom höheren Namur (etwa 270 m unter Flöz Sarnsbank, HAHNE 1947) bis zu den Merksteiner (Horster) Schichten im obersten Westfal B erschlossen.

Diese knapp 2000 m mächtige Schichtenfolge wird gegliedert in die Unteren Stolberger Schichten im Namur C, die den Sprockhöveler Schichten des Ruhrkarbons entsprechen und bis Flöz Sarnsbank hinaufreichen. Darüber beginnen die Oberen Stolberger Schichten (~ Wittener Schichten), die – im Gegensatz zum Ruhrkarbon – nicht mit dem Plaßhofsbank-Horizont, sondern erst mit dem hier besser ausgebildeten Wasserfall-Horizont abschließen und das tiefste Westfal A repräsentieren. Hierauf folgen bis zum Katharina-Horizont über Flöz A beziehungsweise Katharina die Kohlscheider (~ Bochumer) Schichten (Westfal A), darüber bis zum Domina-Horizont die Alsdorfer (= Essener) Schichten und schließlich die schon genannten Merksteiner (= Horster) Schichten (Westfal B).

Die Unteren Stolberger Schichten sind, soweit bekannt, sehr flözarm ausgebildet. Die Flöze der Oberen Stolberger Schichten tragen Namen, die weitgehend den im Ruhrgebiet üblichen entsprechen, lediglich bei den kaum aufgeschlossenen Flözen im tiefsten Teil dieser Serie liegen verschiedene, uneinheitlich benutzte Bezeichnungen vor (z. B. ist Flöz Mausegatt der Ruhrgebietsnomenklatur auf der Zeche Carl Friedrich als Flöz II und im Bereich der Grube Domaniale als Flöz Finefrau C bezeichnet worden, während HAHNE (1947) die Bezeichnung Flöz VIII vorschlägt und HAHNE & FISENI (1951) das Flöz in der Aachener Einheitsbezeichnung als Flöz XII bezeichnen. In den Kohlscheider Schichten werden die Flöze neben ihren altüberlieferten Namen mit Großbuchstaben bezeichnet, wobei das oberste Flöz dieser Gruppe (Katharina der Ruhrgebietsbezeichnung) den Buchstaben A trägt. Die darüberliegenden Flöze der Alsdorfer und Merksteiner Schichten werden dann von unten nach oben mit Zahlen bezeichnet. In den Südlimburger Gruben wurden die Flöze ursprünglich teilweise analog zu den Flözen im Wurm-Revier benannt. Später ist jedoch eine einheitliche Bezeichnung mit Zahlen (sog. GB-Nr. nach dem Geologisch Bureau) üblich geworden (vgl. ZELLER 1985 a).

Der petrographische Aufbau dieser ca. 1 800 – 2 000 m mächtigen Schichtenfolge ist ähnlich dem des Ruhrkarbons:

Einer vielfachen, mehr oder weniger zyklischen Abfolge von Sandsteinen, Sandschiefertonen und Tonsteinen sind zahlreiche Steinkohlenflöze eingeschaltet, von denen aber nur ein kleiner Prozentsatz nach heutigen Gesichtspunkten abbauwürdig ist.

Allerdings ist der Anteil wasserempfindlicher Tonsteine am Aufbau des Gebirges im Wurm-Revier relativ hoch, die infolge ihrer Quellfähigkeit bergtechnisch Probleme bereiten:

Konvergenzmessungen zeigen, daß sich Strecken im Aachener Revier in 850 m Teufe etwa so verhalten wie gleichartige Strecken im Ruhr-Revier bei ca. 1 200 m (STEINBACH 1984).

Aus dieser Schichtenfolge wurde in den Schnittserien eine Auswahl von Flözen dargestellt. Es handelt sich hier im wesentlichen um die gleichen Flöze, die auch bei der Bearbeitung des Erkelenzer Reviers zur Darstellung kommen (Tab. 1, Kap. 1.2.1.3.). Von den Flözen D und E wurde jeweils nur das besser aufgeschlossene dargestellt, der bankrechte Abstand zwischen diesen Flözen beträgt ca. 30 m.

Südlich der Aachener Überschiebung treten am Südrand des Arbeitsgebietes Knollenkalke, Sandsteine und Tonschiefer des Frasnes und Famennes (Oberdevon) auf (G. HERBST 1962 a).

Das Deckgebirge des Wurm-Reviers setzt sich vorwiegend aus Schichten der Oberkreide und des Tertiärs zusammen. In weiten Bereichen werden dessen häufig wasserführende Schichten gegen das Karbon vom sogenannten "Baggert" abgedichtet, einer vermutlich aus der Verwitterung und Aufarbeitung karbonischer Sedimente entstandenen Tonschicht an der Karbon-Oberfläche.

Im Wurmtal und seiner Umgebung tritt das Karbon unmittelbar an die Geländeoberfläche oder wird hier von nur geringmächtigen Quartär-Sedimenten verhüllt.

#### 1.3.2. Beschreibung des tektonischen Baus

#### 1.3.2.1. Faltenbau

Im folgenden soll die Faltentektonik des Wurm-Reviers im Zusammenhang beschrieben werden. Es hat sich beim Entwurf der Schnittserien gezeigt, daß sich die vor allem im Süden des Gebietes auftretende Vielzahl von Spezialfalten zu größeren "Hauptfalten" zusammenfassen läßt, die das gesamte Revier mit einem von ca.  $60-70^{\circ}$  im Westen nach ca.  $20-30^{\circ}$  im Osten umschwenkenden Generalstreichen durchziehen. Die nachstehende Beschreibung folgt generell diesen Hauptfaltenzügen (Taf. 7).

#### 1.3.2.1.1. Wurm-Mulde

Die Wurm-Mulde stellt im Südteil des Wurm-Reviers das am tiefsten eingemuldete Synklinorium nördlich der Aachener Überschiebung dar. Sie läßt sich vom äußersten Westen des Gebietes (Zeche Carl Friedrich, Taf. 8: Schnitt 1) bis nahezu zum Ostrand der Bergbauzone verfolgen. Am besten aufgeschlossen ist die Struktur im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes, in dem die alten Gruben Gouley und Laurweg in der Wurm-Mulde abbauten.

Der Bau der Mulde ist deutlich nordvergent: Einer steilen Südflanke der Mulde steht eine wesentlich flachere Nordflanke gegenüber. Dies trifft auch für die zahlreichen Spezialsättel innerhalb der Wurm-Mulde zu. Die Spezialsättel innerhalb des östlichen Teils der Wurm-Mulde werden traditionell mit römischen Zahlen benannt, wobei der Sattel, in dem die Schachtanlage Gouley niedergebracht worden war, als Sattel I bezeichnet wurde und die nördlich davon gelegenen entsprechend weiter numeriert wurden. Die südlich der Schachtanlage Gouley auftretenden Sättel wurden mit Buchstaben (A, B...) bezeichnet.

Da sich der Faltenbau dieses Gebietes in streichender wie in vertikaler Richtung rasch ändert, lassen sich die Falten von

Querschnitt zu Querschnitt nur innerhalb des gleichen stratigraphischen Abschnitts vergleichen. Unter Berücksichtigung dieses Gesichtspunktes sind die Spezialfalten innerhalb der Wurm-Mulde über weite Erstreckung zu verfolgen.

Der Sattel I ist im Bereich der Gouley-Schächte (Taf. 8: Schnitt 7) extrem vergent gebaut. Bezogen auf den Schichtenabschnitt Flöz E-N steht einer senkrecht einfallenden Nordflanke des Sattels von rund 350-400 m Höhe eine wesentlich kürzere, im höheren Teil nochmals spezialgefaltete Südflanke mit ca. 40° Einfallen gegenüber. Eine raumbildliche Darstellung dieses Bereichs findet sich in der Arbeit von RODE (1952: Abb. 1), in der sich auch gut erkennen läßt, daß die dem Sattel I vorgelagerte Mulde im Bereich Gouley-Laurweg (= Taf. 8: Schnitte 1 - 7) das Tiefste der Wurm-Mulde darstellt (Abb. 14). Auch östlich der als Feldbiss bezeichneten Querstörung (Taf. 8: Schnitt 8) liegt diese Situation vor, während sich dann das Muldentiefste rasch in den Bereich nördlich von Sattel II (Taf. 8: Schnitt 9; Taf. 9: Schnitt 10) und nach dessen Auslaufen (Schnitt 11) noch weiter nach Norden verlagert. Im Bereich östlich des Nordstern-Grabens (d. h. im Gebiet der Zechen Maria und Emil Mayrisch) wurden im Gegensatz zum westlichen Teil des Reviers nicht die Sättel, sondern die Mulden fortlaufend numeriert. Dabei entspricht die 1. Mulde der zwischen den Sätteln III und IV gelegenen Mulde, die 2. Mulde ist erst ab Schnitt 11 (Taf. 9) nach Osten zu ausgebildet, da sich hier zwischen Sattel IV und V ein weiterer, unbenannter Spezialsattel heraushebt. Östlich der Grube Maria ist die 2. Mulde praktisch das südlichste noch aufgeschlossene Faltenelement der Wurm-Mulde. Diese Mulde tieft sich zusammen mit der ihr vorgelagerten 3. Mulde nach Osten zu immer stärker ein, wobei etwa ab Schnitt 16 (Taf. 9) die Bedeutung der 3. Mulde überwiegt. Diese 3. Mulde wird dann im Südosten der heutigen Bergbauzone zu einer relativ breiten, weitgespannten Struktur (Taf. 9: Schnitte 17 - 18), in der an der Karbon-Oberfläche die Alsdorfer Schichten eine weite Verbreitung finden.

Das häufig dargestellte Bild der starken Engfaltung mit extrem langen, senkrecht einfallenden Nordflanken der Spezialsättel und spitzwinkliger Zickzackfaltung ist – wie auch GREBE (1958) betont – keineswegs allgemein verbreitet. Dieser Faltungsstil tritt im wesentlichen nur im Bereich der Gruben Gouley (Taf. 8: Schnitte 6 u. 7) und Maria (Taf. 9: Schnitte 11 u. 12) auf. In den übrigen Bereichen ist die



- Abb. 14 Blockbild der Falten im Bereich der Hauptquerschläge der Grube Gouley (Flöz Furth, umgezeichnet nach GREBE 1950 in RODE 1952; vgl. Taf. 8: Schnitt 7)
- Fig. 14 Block diagram of the folds in the vicinity of the main cross-cuts of the Gouley mine (seam Furth; modified after GREBE 1950 in RODE 1952; cf. plate 8: section 7)



Abb. 15 Veränderungen der Faltenform zur Tiefe hin (Grube Gouley, Hauptquerschläge; s. Taf. 8: Schnitt 7)Fig. 15 Changes in the shape of folds towards the depth (Gouley mine, main cross-cut; cf. plate 8: section 7)

Wurm-Mulde wesentlich symmetrischer gebaut, und es treten auch durchaus runde Faltenformen auf.

Sehr beachtenswert sind die starken Veränderungen, denen der Faltenbau in der "Engfaltenzone" in vertikaler Richtung unterworfen ist. Diese Veränderungen machen eine Projektion zur Teufe hin problematisch, da sich häufig auf kurze Entfernung hin das Bild der Falten stark ändert, ohne daß hierbei eine Regelmäßigkeit zu erkennen wäre (Abb. 15). Hierdurch kommt es, daß sich das Faltenbild in verschiedenen Flözen mit größerem stratigraphischen Abstand nur in den Hauptzügen gleicht, aber in den Details kaum noch Ähnlichkeiten aufweist, wie dies an Beispielen aus der Grube Maria (Abb. 16) und aus der Umgebung von Schacht Furth (Abb. 17) gezeigt werden kann. An der dem Grubenbild entnommenen, in sich zum Teil widersprüchlichen Bezeichnung der Mulden in Abbildung 16 läßt sich erkennen, welche Probleme dieser sehr variable Faltenbau aufwirft.

#### 1.3.2.1.2. Berensberger Sattel und Soerser Mulde

Über den südlich der Wurm-Mulde gelegenen Bereich bis zur Aachener Überschiebung ist nur wenig bekannt.

Bergbaulich aufgeschlossen wurde er nur von den südlichen Hauptquerschlägen der Grube Carl Friedrich (Taf. 8: Schnitt 1), vom Untersuchungsstollen "Woltershoffnung" und oberflächennahem Bergbau im Wurmtal (LONGRÉE 1862) (Taf. 8: Schnitte 3 u. 4) und den alten Zechen Teut und Königsgrube (Taf. 8: Schnitte 6 u. 7). Darüber hinaus liegen einige Bohrergebnisse vor (HAHNE 1947, ZELLER 1981) sowie Aufzeichnungen über Oberflächenaufschlüsse (BEISSEL 1886; G. HERBST 1962 a, 1975, 1976; BASTIN 1976; DIEDERICH 1983). Hiernach ergibt sich über die tektonische Situation südlich der Wurm-Mulde folgendes Bild: Wie schon die südlichsten Grubenbaue in der Wurm-Mulde andeuten, heben die Schichten hier zu einem Antiklinorium heraus, das aus zwei bis drei Einzelsätteln besteht und in das lokal eine Mulde von auffallend elliptischem Umriß eingesenkt ist (Taf. 8: Schnitte 3 u. 4).

Diese Hauptsattelstruktur soll als Berensberger Sattel bezeichnet werden. Südlich hiervon mulden die Schichten im verbleibenden Streifen bis zur Aachener Überschiebung offenbar wieder ein (Soerser Mulde) und sind stärker verschuppt, wie das wiederholte Auftreten des Sarnsbank-Horizonts am Nordhang des Ravelsberges

Abb. 16 Unterschiedliche Faltenausbildung in Flöz 11 (ZB) (oben) und Flöz E (ZB) (unten) der Grube Maria. Die beiden Blöcke stellen jeweils den gleichen Gebirgsausschnitt dar. (Taf. 8: Schnitt 4) oder die Aufschlüsse im "Woltershoffnung"-Stollen zeigen, wo mehrfach das Flöz Plaßhofsbank in einem eng verschuppten Faltenbau angetroffen wurde (Taf. 8: Schnitt 3). Auf dem östlichen Teil des Ravelsberges (in der Tiefscholle östlich des "Großen Bisses") waren örtlich noch jüngere Schichten aufgeschlossen: Beim Bau der Kläranlage Würselen wurde Flöz Plaßhofsbank erschürft und in einem Kabelgraben am Hang des Ravelsberges das Flöz Steinknipp (G. HERBST 1975). Die in der Nähe gelegene Bohrung Würselen 2 (1980) traf direkt unter der Karbon-Oberfläche Obere Stolberger Schichten etwa im Bereich der Schöttelchen-Partie an.

Auch auf der Flözkarte in der Bergrevierbeschreibung Aachen (WAGNER 1881) ist zwischen dem Gipfel des Ravelsberges und dem Dorf Haal ein Flöz von 63 – 80 cm Mächtigkeit verzeichnet, das danach eher dem tieferen Westfal A als dem Namur zuzurechnen ist. Die tektonischen Zusammenhänge zwischen diesen Aufschlüssen sind jedoch noch zu unklar, als daß sie sich in Form eines Schnittes darstellen ließen.

Noch weiter östlich traten bei Neusen in einem Versuchsschacht wieder namurische (?) Faunen auf (HOLZAPFEL 1910 a: 66).

Interessant sind auch die Verhältnisse ganz im Westen (Taf. 8: Schnitt 1). Die Grube Carl Friedrich hatte auf der Südflanke der Wurm-Mulde eine Schichtenfolge aufgeschlossen, die von Flöz Steinknipp bis unter Flöz Mausegatt (= Flöz II der Zeche) reicht. Dabei war das Auftreten des marinen Horizonts über Flöz I (ZB) sehr wichtig, da dieser die Einstufung des Flözes als Flöz Finefrau-Nebenbank erlaubte (HAHNE 1947). Die stratigraphisch tiefsten Aufschlüsse der Grube dürften bis in den Bereich von Flöz Sarnsbank hinabreichen, ohne daß dies aber eindeutig identifiziert worden wäre (Abb. 18).

In diesem Zusammenhang ist der Hinweis von MUELLER (1909) wichtig, der über die Auffindung eines marinen Horizonts in dem von den Schächten aus nach Süden geführten Untersuchungsquerschlag berichtet. Er hält diesen Horizont für denselben wie über Flöz I der Zeche und vermutet in einer dort aufgeschlossenen Störungszone den Laurensberger Sprung. Es kann sich bei dieser Störung aber kaum um eine Querstörung handeln, da sie dann in den nördlich gelegenen Abbauen von Flöz I bzw. II hätte angetroffen werden müssen. Es ist daher eher wahrscheinlich, daß es sich bei dieser

Fig. 16 Differences in fold pattern in coal seam No. 11 and coal seam E, Maria mine. Both sketches represent the same area.





Abb. 17

Blockbild der Falten in der Umgebung von Schacht Furth (Grube Gouley) in Flöz Furth = L (oben), Rauschenwerk = Q (Mitte) und Merl = T (unten) (nach SPRA-VE 1953, umgezeichnet; s. Taf. 8: Schnitt 6) Fig. 17

Block diagram of the folds in the vicinity of Furth shaft (Gouley mine) in the seams Furth = L (above), Rauschenwerk = Q (centre), and Merl = T (below) (redrawn after SPRAVE 1953; cf. plate 8: section 6)

Störung um eine Überschiebung handelt und der genannte marine Horizont dem Sarnsbank-Horizont entspricht. Leider ist der Hinweis von MUELLER die einzige Quelle, die auf diesen Aufschluß eingeht, so daß eine nähere Überprüfung nicht mehr möglich ist.

Südlich der Aufschlüsse von Carl Friedrich besteht eine ca. 1 km breite Aufschlußlücke im Bereich des Berensberger Sattels bis zu den Bohrungen Seffent und Schlottfeld (Wildbach), die offenbar im Gebiet der Soerser Mulde erneut Schichten im Sarnsbank-Bereich angetroffen haben.

Diese von HAHNE (1947) als Wildbach-Gruppe (Namur C) angesprochenen Schichten sind praktisch flözleer, wenn man von einigen Wurzelböden und Brandschieferlagen absieht. Es ist daher überraschend, daß an verschiedenen Punkten südlich der genannten Bohrungen früher zum Teil "ziemlich mächtige" Flöze aufgeschlossen waren und örtlich abgebaut wurden (BEISSEL 1886: 68, HOLZAPFEL 1910a), so zum Beispiel in der Sandkaulstraße im Stadtgebiet von Aachen.

Dies läßt sich wohl nur dahingehend interpretieren, daß sich hier zwischen der Wurm-Mulde beziehungsweise dem Berensberger Sattel und dem Aachener Sattel beziehungsweise der Aachener Überschiebung die Soerser Mulde deutlich eintieft, so daß relativ jüngere Schichten als im Bereich der Bohrungen Seffent und Schlottfeld (Wildbach) an die Oberfläche treten.

Auffallend ist auch, daß diese Mulde sich hier stark verbreitert:


Abb. 18 Querschnitt durch die Hauptquerschläge der Grube Carl Friedrich (s. Taf. 8: Schnitt 1) Fig. 18 Cross section through the main cross-cuts of Carl Friedrich mine (cf. plate 8: section 1)

So beträgt im Schnitt 1 (Taf. 8) der Abstand vom Tiefsten der Wurm-Mulde zur Aachener Überschiebung ca. 5,7 km, im Schnitt 4 sind es 3,4 km und im Schnitt 8 nur noch 2,9 km. Weiter nach Osten hin bleibt dieser Abstand dann in etwa konstant, wie Schnitt 18 (Taf. 9) andeutet.

#### 1.3.2.1.3. Kohlscheider Sattel und Baesweiler Sattel

Im Bereich der Kohlscheider Scholle hebt nördlich des Tiefsten der Wurm-Mulde der Faltenspiegel der hier entwickelten, oft sägezahnartig geformten, nordvergenten Spezialfalten heraus und bildet mit seiner Scheitellinie den Kohlscheider Sattel, der als Strukturelement sonst nur schwach ausgeprägt ist. Er ist jedoch in der Schnittserie (Taf. 8: Schnitte 1-7) gut zu erkennen und tritt auch im Kartenbild durch das Auftreten älterer Kohlscheider und Stolberger Schichten an der Karbon-Oberfläche deutlich hervor. Im Westteil des Arbeitsgebietes fehlen - da hier nur noch flözarme Schichten auftreten - im Bereich des Kohlscheider Sattels bergbauliche Aufschlüsse, so daß die tektonischen Zusammenhänge zwischen den Strukturen der Wurm-Mulde im Süden und den nördlich vorgelagerten Elementen im Bereich der niederländischen Grube Willem Sophia unklar bleiben.

Dort treten im Liegenden einer bedeutenden Überschiebungszone (Horbach-Überschiebungen, s. u.) neben normal mit ca. 60° streichenden Faltenelementen auch Sattelund Muldenstrukturen auf, die etwa Nord-Süd streichen und sich mit den vorgenannten Falten vergittern (Abb. 19, PATIJN 1963 a).

Wie die Aufschlüsse der Grube Willem Sophia in der 50-m-Sohle, die Strecken und Abbaue in Flöz Steinknipp und der Querschlag (Steengang) 607 (139-m-Sohle) gezeigt haben, kommt es hier zu einem sehr unregelmäßigen Faltenbau, der durch starke Wechsel in der Abtauchrichtung der Faltenachsen zusätzlich kompliziert wird.

Die Strukturen in diesem Bereich lassen sich nicht nur mit denen in der Wurm-Mulde schwer in Einklang bringen, zu denen eine Aufschlußlücke von immerhin rund 2 km besteht (Taf. 8: Schnitt 1), sondern auch die Zusammenhänge mit den unmittelbar westlich des Schachtes Sophia gelegenen Aufschlüssen der Grube Oranje-Nassau I (Querschlag 252 im Niveau – 130 m NN), die einen völlig normalen Faltenbau mit einem Generalstreichen von ca. 60° zeigen, sind sehr problematisch (Abb. 20).

Ein weiteres ungewöhnlich streichendes Element ist der etwas weiter östlich gelegene Sattel von Ham, der ebenfalls Nord – Süd streicht, im Norden von der Willem-Störung (Kap. 1.3.2.4.1.) abgeschnitten wird und im Süden wahrscheinlich in die normale Südwest – Nordost-Streichrichtung einschwenkt, wie die Lagerungsverhältnisse von Flöz Steinknipp in den Abbauen im Gebiet der Horbach-Böhrungen anzeigen.

Östlich des Sattels von Ham bildet sich nördlich der Horbach-Überschiebungen, die den Kohlscheider Sattel nach Norden begrenzen, eine relativ ruhige Flanke heraus, deren Einfallen generell nach Süden gerichtet ist und damit einen erneuten Sattelanstieg andeutet (Domaniale-Sattel, Taf. 8: Schnitte 6-8). Diese Flanke wird im Norden jedoch abrupt von der Willem-Adolf-Störung abgeschnitten, nördlich derer die Wilhelmina-Mulde eingesenkt ist (s. Kap. 1.3.2.4.1.).

Die Faltenspiegelkulmination des Kohlscheider Sattels liegt etwa im Bereich der Spezialsättel VI und VII (vgl. Taf. 8: Schnitte 3 - 8). Diese klingen nach Osten zu insbesondere im Bereich der Herzogenrather Scholle (Taf. 8: Schnitte 8 u. 9) allmählich aus, wodurch Raum geschaffen wird für die Ausbildung einer breiten, nur schwach herausgewölbten und etwas spezialgefalteten Struktur, die die südlich gelegene Wurm-Mulde von der Adolf-Mulde im Norden trennt (Taf. 8: Schnitt 9; Taf. 9: Schnitte 10 - 12). Diese als Fortsetzung des Kohlscheider Sattels gedeutete Herauswölbung läßt sich etwa auf der Linie Schachtanlage Gemeinschaft, Raum südlich Grube Anna 1, Schacht Anna 3 verfolgen und findet ihre Fortsetzung offenbar im sich nach Nordosten zu stärker herausmodellierenden Baesweiler Sattel der Grube Emil Mayrisch. Dieser stellt eine etwa 4-5km breite, im Westen (Taf. 9: Schnitte 13 u. 14) uhrglasförmige, nach Osten hin (Schnitte 15 - 18) mehr kofferförmige Sattelstruktur dar, die durch die Puffendorfer Mulde teilweise noch in zwei Teilsättel gegliedert wird (Schnitt 17).

Entgegen der Darstellung bei G. HERBST (1966) hebt die Achse des Baesweiler Sattels nach Nordosten zu deutlich heraus, wie sowohl die Aufschlüsse der 2. Östlichen Richtstrecke (Emil Mayrisch) als auch die Bohrungen Freialdenhoven 2, Ederen 63 und Gereonsweiler 63 zeigen. Für letztere Bohrung konnte die stratigraphische Einstufung durch ZELLER (1982) aufgrund der Identifizierung des Kaolin-Kohlentonsteins in Flöz S revidiert werden, so daß nunmehr feststeht, daß hier deutlich ältere Schichten anstehen, als noch von G. HERBST (1964) angenommen wurde.

Weiter nach Nordosten zu steht – bereits jenseits der Rur-Scholle im Bereich des Erkelenzer Reviers – die Bohrung Rombach 13, die die tiefsten Schichten des Westfals A und das Namur C erschlossen hat und damit die Verbindung zwischen dem Baesweiler Sattel und dem Baaler Sattel des Erkelenzer Reviers herstellt (vgl. Kap. 1.2.2.1.).

#### 1.3.2.1.4. Wilhelmina-Mulde, Adolf-Mulde, Beggendorfer Mulde

Nördlich des Kohlscheider beziehungsweise Baesweiler Sattels sinkt der Faltenspiegel erneut ein und bildet eine weitere, dem variscischen Streichen folgende Synklinalstruktur. Im Verlauf dieser Synklinale lassen sich verschiedene, unterschiedlich geformte Abschnitte unterscheiden, die zum Teil auch getrennte Namen tragen:

Im Westen liegt die Wilhelmina-Mulde als breite, fast ungegliederte Schüssel vor (Taf. 8: Schnitte 4 u. 7), deren Achse sowohl nach Osten wie nach Westen zu leicht heraushebt, so daß im Bereich der Schachtanlage Wilhelmina eine Achsendepression ausgebildet ist.

Nach Süden hin werden die mit ca.  $50-60^{\circ}$  streichenden, ruhigen Faltenstrukturen der Wilhelmina-Mulde von der fast parallel hierzu streichenden Willem-Adolf-Störung abgeschnitten, jenseits derer der schon erwähnte komplexe Fal-



- Abb. 19 Blockbild der Vergitterung Südwest-Nordost und Nord-Süd streichender Falten östlich von Schacht Sophia (Grube Willem Sophia), dargestellt in Flöz Steinknipp
- Fig. 19 Block diagram of the interfering of SW-NE and N-S directed folds east of Sophia shaft (Willem Sophia mine); seam Steinknipp

tenbau im Bereich des Sattels von Ham und westlich davon auftritt. Die Faltenstrukturen beiderseits der Willem-Adolf-Störung lassen sich in diesem Bereich (westlich des Feldbisses) nicht miteinander in Einklang bringen.

Östlich des Feldbisses tieft sich die Wilhelmina-Mulde unter Spezialfaltung ein und auch die weiter westlich fast völlig gleichförmig nach Süden einfallende, lange Nordflanke der Mulde wird stärker in Einzelfaltenelemente strukturiert (Taf. 8: Schnitt 8). Für diesen Nordteil der Wilhelmina-Mulde liegt nun weiter nach Osten zu eine größere Aufschlußlücke vor, jenseits derer sich das Faltenbild im Bereich der Zeche Carolus Magnus deutlich von dem der Grube Julia (Taf. 8: Schnitt 8) unterscheidet (Taf. 9: Schnitte 11 – 13): Aus den Spezialfalten an der Nordflanke der Wilhelmina-Mulde heraus entwickelt sich der in sich noch gegliederte Palen berger Sattel, der im Westen (Schnitt 11) eine mehr uhrglasförmige Wölbung aufweist und nach Osten hin zunehmend koffer- bis pultschollenartige Gestalt annimmt (Schnitte 12 u. 13). Nördlich hiervon tieft sich als ebenfalls neues Faltenelement die Marienberger Mulde ein.

In der Alsdorfer Scholle erweitert sich die Wilhelmina-Mulde zu einer weitgespannten, fast kreisförmigen, schüsselartigen Struktur, die als Adolf-Mulde bezeichnet wird (Taf. 8: Schnitt 9; Taf. 9: Schnitte 10 u. 11).

Im Bereich der Adolf-Mulde treten in der Umgebung der Adolf-Schächte mit den Merksteiner Schichten die jüngsten Karbon-Ablagerungen innerhalb des Wurm-Reviers auf. Die Erweiterung der Adolf-Mulde zu einer schüsselartigen Struktur ist an eine ausgeprägte Achsendepression gebunden und geht vornehmlich zu Lasten des südlich vorgelagerten Kohlscheider Sattels, der hier ja nur schwach ausgeprägt ist.

Weiter nach Osten zu wird die Mulde, die dann als Beggendorfer Mulde bezeichnet wird, in dem Maße wieder schmaler, wie sich im Süden der Baesweiler Sattel heraushebt (Taf. 9: Schnitte 12 – 14). Da weiter im Norden gelegene Auf-



Abb. 20 Faltenzusammenhänge in der Umgebung des Schachtes Sophia. Dargestellt sind die Sohlenniveaus - 130 m NN (Oranje-Nassau I, Willem Sophia 139-m-Sohle), - 50 m NN (Willem Sophia) und zum Teil die Tiefenlinien von Flöz Steinknipp

Fig. 20 Map of the folding pattern in the vicinity of Sophia shaft. Presented are the levels - 130 m NN (Oranje-Nassau I, Willem Sophia mine level - 139 m), - 50 m NN (Willem Sophia mine) and partly the contour lines of seam Steinknipp

schlüsse fehlen, läßt sich nicht beurteilen, ob die Beggendorfer Mulde im weiteren Fortstreichen die Eigenschaft als Hauptmulde im beschriebenen Muldenzug Wilhelmina-Mulde, Adolf-Mulde, Beggendorfer Mulde beibehält, oder diese Funktion eventuell an die nördlich vorgelagerte Marienberger Mulde abgibt (Schnitt 12). Die Tiefbohrung Waurichen 1, die in der Nordflanke der Beggendorfer Mulde steht und vielleicht zur Klärung dieser Frage beitragen könnte, ist leider stratigraphisch nicht einstufbar, da offenbar zahlreiche Flöze überbohrt wurden (QUAAS 1911).

Im Streichen biegt die Beggendorfer Mulde, ähnlich wie der Baesweiler Sattel und die Wurm-Mulde, nach Osten zu in eine immer mehr nach Norden weisende Richtung um, die in ihrer Verlängerung auf die Achse der Hohenbusch-Mulde des Erkelenzer Reviers deutet (vgl. Kap. 1.2.2.1.).

## 1.3.2.1.5. Waubacher Sattel

Der Waubacher Sattel stellt das nördlichste variscisch streichende Faltenelement im Wurm-Revier beziehungsweise auch im Südlimburger Revier dar (vgl. Taf. 1). Während dieser Sattel im westlichen Teil des Südlimburger Reviers relativ gut bekannt ist, liegen aus dem deutsch-niederländischen Grenzgebiet und dem deutschen Anteil nur wenige Bohraufschlüsse aus dem Sattelkernbereich vor. Dagegen wurden die Sattelflanken nur randlich von Grubenaufschlüssen erreicht. Im Südlimburger Gebiet handelt es sich bei diesem Sattel um eine weitgespannte, nordvergente Aufwölbung, die in ihrem Kernbereich ganz spitzwinklig von einer Südwest – Nordost streichenden Störung, der Oranjeoder Antiklinaal-Störung geschnitten wird (Taf. 8: Schnitte 4 u. 7; vgl. Kap. 1.3.2.4.1.).

In diesem Bereich streicht der Sattel mit ca. 55 – 60°, er biegt dann jedoch östlich des Feldbisses in ein steileres, mehr nach Norden gerichtetes Streichen von ca. 20 – 30° um. Hierdurch bedingt verlagert sich die Oranje-Störung auf die Südflanke des Sattels, wo sie in Grubenbauen der Zeche Carolus Magnus angetroffen wurde. Der Verlauf der Sattelachse dürfte etwa durch die Bohrungen 82 und 107 (Scherpenseel) gekennzeichnet werden (Taf. 8: Schnitt 8; Taf. 9: Schnitt 11), während über die Ausgestaltung der Nordwestund Südostflanke die Aufschlüsse der Gruben Hendrik und Carolus Magnus Auskunft geben: Danach fallen auf der Nordwestflanke die Schichten bis zu 70° steil ein, so daß sehr rasch relativ jüngere Karbon-Schichten an die Deckgebirgsbasis treten (Geologisch Bureau 1954, SAX 1946). Auch die Tiefbohrung 5 (Taf. 9: Schnitt 11), die wahrscheinlich Alsdorfer Schichten erreicht hat (G. HERBST & VAN DER WAALS 1955), deutet auf ein steiles Einfallen der Nordflanke des Waubacher Sattels hin.

Die Südflanke des Waubacher Sattels ist im Bereich der Zechen Laura und Julia (Südlimburg) und Carolus Magnus einer relativ unruhigen Spezialfaltung mit im Streichen stark divergierenden Faltenachsen unterworfen und zusätzlich durch Überschiebungen verschuppt. Die Bergbauaufschlüsse, die von Westen her nur etwa bis an die 1. Nordöstliche Hauptstörung reichen, und die vorhandenen Tiefbohrungen im bergbaufreien Gebiet bis zu den Abbauen der Zeche Carolus Magnus geben nur ein unzureichendes Bild dieses Bereichs, der zusätzlich von starker Bruchtektonik betroffen ist.

Erst die westlichen Aufschlüsse der Grube Carolus Magnus geben wieder Einblick in den Bau der Südflanke des Sattels beziehungsweise der Nordflanke der Marienberger Mulde, die hier ebenfalls deutlich spezialgefaltet aufgeschlossen wurde (Taf. 8: Schnitte 11 u. 12; vgl. auch Abb. 36, S. 54).

Die Ergebnisse der im Bereich des Waubacher Sattels abgeteuften Tiefbohrungen lassen erkennen, daß sich dieser vom Südlimburger Revier her nach Nordosten axial heraushebt, etwa im Bereich der Bohrung 82 eine Achsenkulmination besitzt und dann weiter nach Nordosten hin wieder abtaucht (Taf. 10: Schnitt H). Auffallend ist der Einfluß, den der Waubacher Sattel auf die Querstörungen ausübt. Mehrere bedeutende Störungen nehmen im Sattelbereich stark an Verwurfshöhe ab oder laufen vorübergehend ganz aus (z. B. im Südlimburger Revier die Heerlerheide-Störung; vgl. die Karte von PATIJN & KIMPE 1961). Auch für den Feldbiß ist nach dieser Karte im Waubacher Sattel zwischen den Bohrungen 38 und 82 nur ein geringer Verwurf im Karbon von einigen Zehner Metern anzunehmen (vgl. Kap. 1.3.2.3.).

# 1.3.2.2. Überschiebungstektonik

Die vorstehend beschriebenen Falten werden von einer Vielzahl streichender Störungen begleitet, die ganz überwiegend als südfallende Überschiebungen ausgebildet sind.

Im Südteil des Arbeitsgebietes (Soerser Mulde und Berensberger Sattel) tritt offenbar ein intensiver Schuppenbau auf, der an zahlreiche Überschiebungen unterschiedlicher Verwurfsbeträge geknüpft ist. Die wenigen Aufschlüsse im "Woltershoffnung"-Stollen (Taf. 8: Schnitt 3) und im Bereich



Abb. 21 Schnitt durch die mitgefaltete Überschiebung E (Grube Laurweg, 5. Östl. Abt.)

Fig. 21 Cross section of the folded overthrust E (Laurweg mine, cross-cut No. 5)

nördlich des Ravelsberges (Taf. 8: Schnitt 4) lassen jedoch kein zusammenhängendes Bild dieser Störungen erkennen. Die Aachener Überschiebung, die das Arbeitsgebiet nach Süden begrenzt, wird im Zusammenhang mit der Inde-Mulde (Kap. 1.4.) beschrieben.

In der Nordflanke der Wurm-Mulde tritt vor allem im Westteil des Gebietes eine ganze Anzahl von Überschiebungen auf, die vom Bergbau traditionell mit großen Buchstaben bezeichnet werden. Von diesen haben die Überschiebunggen E, G, I, K und L größere Bedeutung (Taf. 8: Schnitte 2-8); sie lassen sich im Streichen über einige Kilometer verfolgen und verwerfen die Flöze um bis zu ca. 100 m bankrecht. Im einfallenden Verlauf passen sich diese südfallenden Überschiebungen dem Faltenbau der Schichten an, so daß sie als "mitgefaltete" Überschiebungen anzusprechen sind (Abb. 21). Hierauf wird in Kapitel 1.3.3.2. bei der Analyse des tektonischen Baus noch näher einzugehen sein.

Auch flach einfallende Überschiebungen im Bereich sehr steiler Faltenflanken, die im Ruhrkarbon als "Deckel" bezeichnet werden, lassen sich im Wurm-Revier örtlich nachweisen (vgl. Abb. 45a, S. 64).

Zur Teufe hin laufen die Überschiebungen meist im Grenzbereich Untere Kohlscheider/Stolberger Schichten aus; es gibt aber Indizien dafür, daß auch in den tieferen Niveaus noch weitere Überschiebungen zu erwarten sind (vgl. z. B. Überschiebung F, Taf. 8: Schnitte 6 u. 7). Nach Osten hin tritt die Intensität der Überschiebungstektonik in der Alsdorfer Scholle im Bereich der Wurm-Mulde und vor allem des vorgelagerten Baesweiler Sattels etwas zurück (Schnitte 8–13). Im Zusammenhang mit der stärkeren Herauswölbung des Baesweiler Sattels gewinnen dann aber die Überschiebungen an seiner Südflanke noch weiter im Osten erneut stärker an Bedeutung (Taf. 9: Schnitte 13–18).

Von besonderem Interesse ist ein aus mehreren Überschiebungen bestehendes System, das im Westteil des Arbeitsgebietes die Engfaltenzone von Wurm-Mulde und Kohlscheider Sattel von den wesentlich ruhiger gebauten Elementen des Sattels von Ham und des Domaniale-Sattels trennt (Taf. 8: Schnitte 1 – 8). Da diese Überschiebungszone im Bereich der "Horbach-Bohrungen" ihren größten Verwurf aufweist, sollen diese Störungen hier als Horbach-Überschiebungen bezeichnet werden, die zur einzelnen Unterscheidung dann mit großen Buchstaben (A, B) gekennzeichnet werden. Sie setzen sich in das Gebiet der Zeche Domaniale hinein fort, wo sie ebenfalls mit Großbuchstaben (A, B, B', C und X) belegt wurden. Auch die Melanie-Überschiebung kann im weiteren Sinne noch mit zu dieser Zone gerechnet werden.

Den westlichsten Aufschluß dieser Überschiebungszone dürfte die niederländische Bohrung 116 darstellen, in der vier Überschiebungsbahnen festgestellt wurden, deren Liegendste allein ca. 250 m bankrechten Verwurf aufweist (BLESS & KIMPE 1980: 28, KIMPE et al. 1978: Anl. 7).

Der bankrechte Verwurf der Störungszone beträgt im Bereich der Horbach-Bohrungen bezogen auf Flöz Steinknipp über 300 m (G. HERBST 1949, vgl. Taf. 8: Schnitte 2 u. 3). Davon entfallen auf die Überschiebung A etwa 200 m, während die Überschiebung B in diesem Bereich zwischen 120 und 70 m Verwurf aufweist.

In den Aufschlüssen der Grube Domaniale läßt sich erkennen, daß der Verwurfsbetrag der Überschiebungszone nach Nordosten hin relativ schnell abnimmt: Im Schnitt 6 der Tafel 8 beträgt der Gesamtverwurf noch ca. 180 m, im Schnitt 7 (Taf. 8) lediglich rund 50 m. Gleichzeitig vermindert sich der Tiefgang der Überschiebungszone, so daß sie noch weiter im Nordosten – östlich des Feldbisses (Schnitt 8) – nur noch in den höheren Kohlscheider Schichten auftritt.

In dem gut aufgeschlossenen Bereich der Grube Domaniale lassen sich interessante Details im Umfeld der Horbach-Überschiebungen beobachten: So bildet sich im Hangenden der Überschiebung A örtlich eine Spezialfalte aus (Taf. 8: Schnitt 5), die einen Teil des Verwurfsbetrages dieser Störung aufnimmt. Aus dieser Falte entwickelt sich dann die Überschiebung X, die spitzwinklig zu den anderen Überschiebungen streicht und sich im Fortstreichen mit der Überschiebung B zusammenschließt. Hierdurch gewinnt die Überschiebung B das Übergewicht im Gesamtsystem der Horbach-Überschiebungen und wird nach Nordosten hin zur alleinigen Fortsetzung des Überschiebungssystems, nachdem sie sich auch mit der in ihrem Hangenden aufrei-Benden Überschiebung B' zusammengeschlossen hat (Abb. 22; Taf. 8: Schnitte 7 u. 8).



Abb. 22 Bankrechte Verwürfe der Einzelstörungen des Horbach-Überschiebungssystems in ihrer streichenden Entwicklung

Fig. 22 Changes of throw of the Horbach overthrusts along their strike

In der Umgebung der Überschiebung X im Bereich der Grube Domaniale wurden besonders eigentümliche Verhältnisse aufgeschlossen: Hier tritt im Liegenden der Störung in Flöz Steinknipp eine sowohl stark nach Norden wie nach Osten vergente, zum Teil liegende Kleinfalte auf, die zur Ausbildung eines fast kugelförmigen Körpers von ca. 150 m größtem Durchmesser führt (Abb. 23).

Gleichzeitig werden die Faltenachsen des ansonsten normal mit ca. 50 - 60° streichenden Faltenbaus im Hangenden der Überschiebung entgegen dem Uhrzeigersinn um ca. 40° rotiert, so daß sie dort fast Nord - Süd streichen. Diese Rotation kann nicht allein aus der Zunahme der Schubweite der Überschiebung von 0 m im Bereich der Bergbau-Koordinaten + 800/+ 800 nach Nordosten hin erklärt werden, da hierdurch nur eine Verstellung um ca. 10° resultiert; vielmehr ist anzunehmen, daß eine torsionsartige Beanspruchung der Scholle zwischen den Überschiebungen A und B zum Aufreißen der Überschiebung X geführt hat (Abb. 24). In der Hangendscholle des "Westlichen Sprungs", wo die Überschiebung X im Niveau von Flöz Steinknipp nicht mehr auftritt, liegt wieder ein normaler Faltenbau in Verlängerung der nicht rotierten Sattel- und Muldenstruktur der Liegendscholle vor.

Eng mit den Horbach-Überschiebungen verknüpft sind ferner stark nordvergente, zum Teil überkippte "Steilfalten", die im Fortstreichen nach Nordosten allmählich die Überschiebungsbeträge der Störungszone aufnehmen (Taf. 8: Schnitte 7 u. 8; Taf. 10: Schnitt D) und sich über den Feldbiß hinaus in die Herzogenrather Scholle verfolgen lassen. Ob die nördlich der Adolf-Störung auf der Südflanke des Palenberger Sattels angetroffenen Überschiebungen (Taf. 9: Schnitt 11) noch im Zusammenhang mit den Horbach-Überschiebungen stehen, läßt sich in Ermangelung von Aufschlüssen im Nordstern-Graben (Taf. 8: Schnitt 9; Taf. 9: Schnitt 10) nicht entscheiden.

In der Umgebung der Julia-Schächte (Taf. 8: Schnitt 8) tritt eine weitere, ebenfalls recht steil Nordnordost - Südsüdwest



- Abb. 23 Blockbild der Spezialfaltung von Flöz Steinknipp in der Umgebung der Überschiebung X (Domaniale-Grube; Koordinaten nach Zechensystem in Metern)
- Fig. 23 Block diagram of the special folding of seam Steinknipp in the vicinity of overthrust X (Domaniale mine; coordinates in metres according to mine system)

streichende Überschiebungszone auf. Die bedeutendste dieser Überschiebungen wird als Julia-Überschiebung bezeichnet und könnte sich nach Nordosten hin bis in das Gebiet der Zeche Carolus Magnus fortsetzen, wo sie dann mit der Oranje-Störung zusammentrifft (vgl. Kap. 1.3.2.4.2.).

Nordfallende Überschiebungen treten in Anzahl und Bedeutung im Wurm-Revier ganz zurück. Lediglich im Bereich der Schnitte 6 und 8 (Taf. 8) treten einige unbedeutende nordfallende Überschiebungen auf, die vor allem im Kern von Sattel III (Schnitt 6) als Andeutung einer "Fischschwanz"-Struktur (DROZDZEWSKI 1979) gedeutet werden können.

Ein weiterer, in seiner Ausbildung ungewöhnlicher Störungstyp tritt uns aber in einigen nordfallenden Aufschiebungen entgegen, die in Bereichen extremster Engfaltung angetroffen wurden (Königsgrube – Taf. 8: Schnitt 7; Maria – Taf. 9: Schnitt 12). Diese Störungen führen nach Süden aus der Wurm-Mulde gegen den Berensberger Sattel heraus und zerscheren dabei den engen, fast isoklinalen Spezialfaltenbau auf der Südflanke der Wurm-Mulde, ohne durch diese Falten beeinflußt zu werden (Abb. 25).

Abschließend zu diesem Kapitel sei darauf hingewiesen, daß örtlich enge Beziehungen zwischen Überschiebungen und streichenden Abschiebungen zu bestehen scheinen. So wird in Tafel 8: Schnitt 6 (= Laurweg 4 Ost) in der Südflanke von Sattel VII eine streichende Abschiebung zur Teufe hin von einer Überschiebung abgelöst (Abb. 26). Etwas weiter südlich ist dort im Flöz Merl (T) in der Südflanke von Sattel V eine weitere streichende Abschiebung aufgeschlossen.

Ähnliche Verhältnisse scheinen auch beim Schachtsprung der Grube Carolus Magnus (Taf. 9: Schnitt 12) und der südlich davon ausstreichenden "13-m-Störung" vorzuliegen; jedoch sind hier die Aufschlußverhältnisse wesentlich unklarer. So wurden an diesen Störungen von GRAFAH-REND (1959: 60) sowohl im Streichen als auch zur Teufe hin wechselnd Auf- und Abschiebungseffekte festgestellt:

"Der 13-m-Verwurf ist auf rd. 2 km Länge aufgeschlossen. Die Verfwurfshöhe wächst von Südwesten nach Nordosten und erreicht ... ihren Höchstwert mit 13 m seigerem Verwurf. ... Weiter nach Nordosten nimmt die Verwurfshöhe wieder ab und geht ... in eine Störungszone ohne Verwurfshöhe über... Eine Aufschiebung setzt an, die unter Beibehalten des Streichens der Abschiebung ... rasch nach Nordosten an Schubhöhe zunimmt". Wie Abbildung 27 und auch die Abbildung bei GRAFAHREND (1959: 76) zeigen, ändert sich der Verwurfssinn dieser Störung auch im Einfallen. Auch der Schachtsprung, der sich aus einer Sattelflexur heraus entwickelt hat, ist teilweise als Aufschiebung, teilweise als Abschiebung ausgebildet. Ein weiteres Beispiel für einen streichenden Übergang einer Überschiebung in eine Abschiebung liegt im Gebiet des Feldes Gemeinschaft vor (Taf. 8: Schnitte 8 u. 9), wo sich in der Verlängerung der nach Nordosten hin auslaufenden Überschiebung "E" eine Abschiebung ausbildet, die im spezialgefalteten und verschuppten Kern des Sattels VI wurzelt.

### 1.3.2.3. Sprungtektonik

Der Faltenbau des Wurm-Reviers wird von einer großen Zahl von Quer- und Diagonalstörungen durchschlagen, die ausnahmslos als Abschiebungen, in einigen Fällen auch mit Horizontalverwurfskomponenten, ausgebildet sind. Viele dieser Störungen verwerfen nicht nur das Karbon, sondern auch das postvariscische Deckgebirge; hierauf wird in einem späteren Kapitel noch gesondert eingegangen (Kap. 1.3.2.6.). Die am weitesten westlich gelegene, vom Bergbau aufgeschlossene und benannte Querstörung ist im Wurm-Revier der Laurensberger Sprung. Er wurde in den Abbauen der Zeche Carl Friedrich westfallend mit einem senkrechten Verwurf von ca. 25 mangetroffen. Von ihm spaltet nach Westen hin eine relativ unbedeutende, gegenfallende Störung ab, die so einen kleinen, sich nach Norden hin schließenden Graben bildet. Nach Süden hin dürfte sich der Laurensberger Sprung auf der Südflanke des Lousberges in das Stadtgebiet von Aachen und darüber hinaus weiter fortsetzen (HAHNE 1935, BREDDIN & BRÜHL & DIELER 1960, KNAPP 1978), obwohl er im Bereich der hier auftretenden Kreide-Überdeckung nur schwer auszumachen ist. Er dürfte aber mit ziemlicher Sicherheit zwischen den Bohrungen Wildbach und Seffent hindurchstreichen, wie die unterschiedliche Höhenlage der Karbon-Oberfläche (Wildbach: +138 m NN, Seffent: +101,4 m NN, HAHNE 1947) in diesen Bohrungen erkennen läßt. Die Frage, ob sich der Laurensberger Sprung nach Norden zu in die aus dem Südlimburger Revier bekannte Benzenrader Störung fortsetzt, wie früher von verschiedenen Autoren angenommen wurde (z. B. WAGNER 1927, PATIJN & KIMPE 1961), ist nur dann eindeutig zu entscheiden, wenn Klarheit über den Verlauf und das Einfallen dieser Störung gewonnen werden kann (vgl. Abb. 28 u. 29). Diese ist im nördlichen Teil des Südlimburger Reviers mit etwa Nordwest-Südost-Streichen, bei östlichem Einfallen der Störung relativ gut bekannt. Die Verwürfe betragen hier etwa 50 - 100 m, maximal ca. 140 m. Südlich des Waubacher Sattels beziehungsweise der Kreuzung mit der Antiklinaal- oder Oranje-Störung wird der Ver-



- Abb. 24 Räumliche Darstellung eines Flözrisses von Flöz Steinknipp aus dem Bereich der Horbach-Überschiebung (Domaniale-Grube); im Hangenden von Überschiebung X Rotation der Faltenachsen, vgl. Abb. 23 (Koordinaten nach Zechensystem in Metern)
- Fig. 24 Three-dimensional presentation of a contour map of seam Steinknipp in the area of the Horbach overthrusts (Domaniale mine). Note the rotation of fold axes in the hanging part of overthrust X, ref. fig. 23 (coordinates in metres according to mine system)





Fig. 25 Overthrusts within the extremely folded area showing no relation to the dip of strata (Königsgrube mine, left; Maria Reserves chacht mine, right)



- Abb. 26 Streichende Abschiebung, die zur Teufe hin von einer Überschiebung abgelöst wird (Ausschnitt aus Taf. 8: Schnitt 6)
- Fig. 26 Normal fault substituted by an overthrust towards the depth (plate 8: section 6)

lauf der Störung aber unübersichtlich: Nach den Untersuchungen von KLEIN (1909) und JONGMANNS & VAN RUMME-LEN (1929), die den Verlauf der Benzenrader Störung im Deckgebirge untersuchten, wo sie Oberkreide gegen Oligozän verwirft, knickt die Störung in ihrem Verlauf nach Süden zweimal fast rechtwinklig um, so daß sie auf ca. knapp 1 km Länge Ost-West streicht (Putberg-Störung) und dann in eine wieder Nordwest – Südost streichende Parallelstörung zur Grondgalerij-Lg.-VI-Störung einschwenkt, die sich dann mit ihr vereinigt und schließlich in die Heerlerheide-Störung einmündet.

Diese Darstellung wurde auch in die Karte von PATIJN & KIMPE (1961) übernommen, die aber andererseits den ursprünglichen Verlauf der Benzenrader Störung – mit entgegengesetztem Verwurf der Karbon-Oberfläche, der sich an den Bohrungen LXIV und 153, 236, 45 und 155 sowie 111, 116 und 117 ablesen läßt – bis in den Laurensberger Sprung verlängern. Im Karbon dürfte das Einfallen dieser Störung aber ebenfalls nach Osten gerichtet sein, wie das Auftreten vorwiegend älterer Karbon-Schichten in den Bohrungen westlich davon und die Aufschlüsse in der Umgebung von Schacht Sophia östlich davon zeigen.

Eine ähnliche Darstellung findet sich auch bei BLESS et al. (1980 a: Anl. 6), hier wird allerdings die Bezeichnung "Benzenrader Störung" für die Grondgalerij-Lg.-VI-Störung benutzt, während sowohl der abgeknickte Verlauf der Benzenrader Störung im Sinne von JONGMANNS & VAN RUMMELEN (1929) als auch die Verlängerung der Benzenrader Störung zum Laurensberger Sprung unbenannt bleiben.

Da der Nomenklatur in dieser Arbeit in erster Linie die Verhältnisse im Karbon zugrunde gelegt werden sollen, wird vorgeschlagen, den Namen Benzenrader Störung für den im Karbon ostfallenden, zwischen den Bohrungen LXIII, LXIV, 236, 45 und 111 einerseits und 42, 153, 155, 117 andererseits hindurchlaufenden Sprung zu benutzen (vgl. Abb. 28). Dieser kann dann aber wegen des entgegengesetzten Einfallens nicht die Verlängerung des Laurensberger Sprungs der Grube Carl Friedrich darstellen.

Statt dessen dürfte eher der unbedeutend erscheinende, ostfallende Sprung, der in der Grube Carl Friedrich westlich vom Laurensberger Sprung angetroffen wurde und von dem dieser abspaltet, als Ausläufer der Benzenrader Störung anzusprechen sein (vgl. auch Kap. 1.5.4.). In diesem Bereich spaltet wohl auch die Störung von Vleugendaal mit flachem Westnordweststreichen nach Westen hin von der Benzenrader Störung ab, die aber nur aus dem Deckgebirge als tektonische Grenze zwischen Campan und Maastricht bekannt ist (vgl. KNAPP 1978).

Die bereits genannte Grondgalerij-Lg.-VI-Störung verbindet mit einem von 120° auf 90° umbiegenden Streichen die Benzenrader Störung mit der Heerlerheide-Störung. Sie weist im Karbon nicht nur Abschiebungsbeträge zwischen 120 und maximal rund 300 m auf, sondern bewirkt auch einen sinistralen Verwurf von ca. 100 m, wie die Aufschlüsse in der Umgebung des Querschlages (Steengang) 252 der Grube Oranje-Nassau I gezeigt haben (vgl. Abb. 20).

Die nach Osten zu nächste Querstörung ist ein ostfallender Sprung, der im Südlimburger Revier als Heerlerheide-Störung bzw. - Sprung bezeichnet wird und im deutschen Gebiet als Richtericher Störung. Nach Norden beziehungsweise Nordwesten hin läßt sich diese Störung über eine weite Entfernung bis in das belgische Steinkohlenrevier der Campine (Taf. 1) verfolgen (DUSAR 1982). Im Bereich des Waubacher Sattels setzt die Störung vorübergehend aus (vgl. Kap. 1.3.2.1.5.), um dann mit bis zu ca. 300 m Verwurf wieder recht bedeutend zu werden.

Im Bereich der südlichsten Aufschlüsse der Grube Willem Sophia besitzt die Störung noch ca. 200 – 250 m Verwurfshöhe, während sie zwischen den Gruben Carl Friedrich und Laurweg noch mit ca. 120 m Verwurf angetroffen wurde (HAHNE 1935). Das Einfallen der Störung betrug hier ca. 65 – 70° nach Osten. Weiter südlich wurde die Richtericher Störung noch beim Bau der Autobahnauffahrt Aachen – Laurensberg beobachtet (KNAPP 1978), wobei interessante Details auch zur Deckgebirgstektonik festgestellt werden konnten (vgl. Kap. 1.3.2.6.). Die Richtericher Störung scheint hier in einen fast West – Ost streichenden Ast, der die Verbreitung der Aachener Kreide nach Norden begrenzt, und einen das ursprüngliche Streichen von Nordwesten nach Südosten beibehaltenden Ast aufzuspalten, der möglicherweise für das Vorspringen der Aachener Überschiebung nach Norden im Gebiet zwischen den Aufschlüssen am Aachener Nordbahnhof und dem Ravelsberg mit verantwortlich ist (Forster Störung bei HAHNE 1935). Die Verhältnisse hier ähneln also denen, die im System Benzenrader Störung, Putberg-Störung, Grondgalerij-Lg.-VI-Störung angetroffen wurden.

In der Wurm-Mulde wurde in den westlichen Aufschlüssen der Grube Laurweg die Uersfelder Störung angetroffen. Diese ebenfalls ostfallende Störung besitzt in den Abbauen von Flöz Merl (Sattel V) zwischen der 1. und 2. Westlichen Abteilung einen senkrechten Verwurf von 50 – 60 m, der nach Süden hin (Sattel I) bis auf ca. 20 m zurückgeht. Weiter südlich lassen die Aufschlußverhältnisse keine genaue Aussage über den weiteren Verlauf der Uersfelder Störung zu, doch ist anzunehmen, daß die Störungszone, die das nördliche Ende des "Woltershoffnung-Stollens" erreicht hat, die Uersfelder Störung darstellt (Taf. 8: Schnitt 3). Wahrscheinlich zweigt auch von der Uersfelder Störung nach Osten hin eine etwa West – Ost streichende Teilstörung ab, die sich nach G. HERBST (1962 a, 1976) bis zum Ravelsberg fortsetzen dürfte.

Nördlich der Wurm-Mulde fehlen im Bereich des Kohlscheider Sattels Aufschlüsse der Uersfelder Störung, doch geben die Bohrungen 15, 16 und 17 sowie "Haus Heyden" in den Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000, Blatt Herzogenrath (HOLZAPFEL 1911 c) durch die unterschiedliche Höhenlage, in der die Karbon-Oberfläche angetroffen wurde, Hinweise auf den Verlauf der Störung.

Südlich des Sattels von Ham ist die Störung dann wieder von den Aufschlüssen im Melanie-Feld (Horbach-Bohrungen und Abbaue von Flöz Steinknipp) mit Verwürfen von maximal ca. 80 m im Süden nachgewiesen worden, die nach Norden hin schnell abnehmen. Hier spaltet die Störung beim Durchgang durch den Sattel von Ham in mehrere Äste und Parallelstörungen von jeweils ca. 10 – 20 m Verwurf auf, biegt dabei etwas nach Westen hin um und klingt noch vor Erreichen der Willem-Störung ganz aus. In diesem Gebiet tritt auch die



Abb. 27 Übergang von Aufschiebung in Abschiebung an der 13-m-Störung der Grube Carolus Magnus
 Fig. 27 Conversion of overthrust to normal fault on the "13-m-fault" of Carolus Magnus mine





Störungsmuster im System Benzenrader Störung, Grondgalerij-Lg.-VI-Störung, Heerlerheide-Störung a) im Karbon, b) an der Karbon-Oberfläche, c) an der Quartär-Basis.

Die Schraffen zeigen den jeweiligen relativen Verwurfssinn und die relative Verwurfshöhe an, nicht aber die Einfallsrichtung der Störung (----= Schnittlinie; vgl. Abb. 29)

#### Fig. 28

Fault pattern of the Benzenrade fault, Grondgalerij Lg. VI fault, Heerlerheide fault a) within the Carboniferous, b) on the surface of the Carboniferous, c) on the base of Quaternary. The dots indicate the direction and amount of throw, not the dip of the fault plane (----= cross section, ref. fig. 29)



Abb. 29 Querschnitt über das Störungssystem Benzenrader Störung, Grondgalerij-Lg.-VI-Störung, Heerlerheide-Störung (etwas schematisiert; Lage des Schnittes s. Abb. 28)

Fig. 29 Cross section of the fault system Benzenrade fault, Grondgalerij Lg. VI fault, Heerlerheide fault; idealized (position of section indicated in fig. 28)

Grachter Störung auf, die mit ca. 110° im Westen und vermutlich 90° im Osten (bei südlichem Einfallen) wesentlich "flacher" streicht, als die meisten bisher beschriebenen Störungen. Sie verwirft die Schichten im Bereich östlich von Schacht Melanie um 60-90 m, wird dann ihrerseits von der Uersfelder Störung versetzt und dürfte mit einer etwa Ost -West streichenden Störung in Verbindung stehen, die in alten Aufschlüssen südöstlich der Bohrung Pannesheide angetroffen wurde (2. Östl. Querschlag Laurweg bzw. 2. Westl. Querschlag Voccart) und etwa 60m Verwurf aufwies (vgl. LONGRÉE 1862, G. HERBST 1966). Weiter östlich ist die Störung dann nicht mehr angetroffen worden. Der Kohlscheider Sattel und das nördlich anschließende Gebiet bis zur Willem-Störung wird ferner von der Westlichen Störung durchzogen, deren Name sich auf die Lage der Störung zum Grubenfeld der Zeche Domaniale bezieht. Es handelt sich hierbei um einen Nord - Süd streichenden, ostfallenden Sprung von ca. 30-40m Verwurfshöhe, der in der Umgebung des Schachtes Nulland vorübergehend in zwei Äste aufspaltet, die sich aber nach ca. 500 m wieder vereinigen.

Die Wurm-Mulde wird dagegen vom Großen Biß durchquert, der die Schichten des Muldenkerns bei ebenfalls östlichem Einfallen um ca. 40 m verwirft. Im Süden quert diese Störung das Wurmtal nördlich von Adamsmühle und setzt mit zunehmendem Verwurfsbetrag auf der Ostflanke des Ravelsberges in den Aachener Sattel hinein. Weiter nach Süden hin wird der Große Biß dann von der gegenfallenden Haarbach-Störung abgelöst, die sich durch die westlichen Ausläufer der Inde-Mulde verfolgen läßt (KNAPP 1978). Nach Norden zu läuft der Große Biß in der Südflanke des Kohlscheider Sattels aus. Er biegt dabei aus seiner Nordwest – Südost-Streichrichtung in fast Ost - West-Streichen um und spaltet in drei Teiläste auf. Über das Einfallen dieser drei Teilstörungen liegen widersprüchliche Informationen vor: Nach WAGNER (1881: 23) und VON DECHEN (1884: 233) fallen diese Störungen nach Süden, das heißt entgegengesetzt zur Hauptstörung ein. In der Karte von LONGREE (1862), die sich in erster Linie auf die Aufschlüsse in der ehemaligen Stollensohle stützt, sind sie dagegen nordfallend. Das nächste nach Osten hin folgende Querstörungselement ist der Feldbiß, der eine der bedeutendsten Störungen im Aachen-Südlimburger Steinkohlengebiet darstellt. Er läßt sich im Streichen vom Hohen Venn im Süden aus durch die Inde-Mulde verfolgen, wo er als "Münster-Gewand" bezeichnet wird (vgl. Kap. 1.4.2.2.). Weiter quert er den Aachener Sattel, läuft durch das Wurm-Revier und das Südlimburger Revier und ist auch noch im Gebiet der belgischen Campine bekannt, wo er sich nördlich des Steinkohlenfeldes von Neeroeteren-Rotem eventuell mit der Heerlerheide-Störung vereinigt und die westliche Randstörung des Zentral-Grabens bildet (DUSAR 1982). Innerhalb des Wurm-Reviers liegen die südlichsten und ältesten bergmännischen Aufschlüsse des Feldbisses im Grubengebäude der Königsgrube. Die Breite der Störungszone beträgt hier etwa 12 m, und sie fällt mit ca. 75° nach Osten ein.

Der Verwurf ließ sich mit rund 400 m senkrecht und 150 m horizontal ermitteln, wobei die Ostscholle relativ nach Norden, das heißt linkssinnig, verschoben ist. Ähnliche Verwurfsbeträge wurden auch bei der Durchörterung des Feldbisses im Südteil der weiter nördlich gelegenen Grube Gouley festgestellt, wo die Störungszone allerdings örtlich bis zu fast 90 m mächtig angetroffen wurde (VON DECHEN 1884). Weiter im Norden nimmt der Verwurf im Gebiet der Grube Gouley dann bis auf ca. 260 m senkrecht ab (Taf. 10: Schnitt B), wobei sich auch der Horizontalverwurf allmählich vermindert, wie ein Vergleich der Schnitte 7 und 8 in Tafel 8 zeigt.

Das Streichen des Feldbisses ist generell etwa Nordwest-Südost gerichtet, wobei sich steiler (d. h. mehr Nord-Süd) und flacher (d. h. mehr Ost-West) streichende Teilstücke ablösen. Im Grubenfeld Domaniale spaltet eine Teilstörung nach Westen hin vom Feldbiß ab, die als Nördlicher Sprung bezeichnet wird, und nach GÖRTZEN (1962) einen Verwurf von 35-60 m aufweist.

Die zwischen dem Nördlichen Sprung und dem Feldbiß eingeschlossene Scholle wird als "Nördliche Scholle" (der Grube Domaniale) bezeichnet.

Der Feldbiß hat in diesem Gebiet nur noch einen Vertikalverwurf von ca. 120 m, der nach Norden hin allerdings allmählich wieder zunimmt, so daß er im Feld der Gruben Laura und Julia wieder 280 m erreicht. In diesem Feld zweigt erneut eine fiederartige Teilstörung ab, die gegenfallende sogenannte C h e v r e m on t - S t ö r u n g. Diese Störung ist nach den Untersuchungen von HEYBROEK (1947 b) eindeutig als Horizontalverschiebung von maximal ca. 150 m Verwurf anzusprechen. Diese Störung nimmt offenbar den größten Teil der Horizontalkomponente der Bewegungen am Feldbiß auf, der in seinem weiteren Verlauf nach Norden nur noch relativ unbedeutende Horizontalverwürfe von höchstens etwa 50 m zeigt (KIMPE 1952).

Zwischen den Schachtanlagen Laura und Julia spaltet der sogenannte Westliche Julia-Sprung nach Osten hin vom Feldbiß ab. Dieser Sprung streicht in etwa Nord-Süd-Richtung, sein Verwurf nimmt von ca. 120 m im Süden bis auf ca. 80 m in der Flanke des Waubacher Sattels ab. Etwa im Bereich des Scheitels des Waubacher Sattels dürfte er sich mit der 1. Nordöstlichen Hauptstörung vereinigen.

Der Verwurf am Feldbiß geht nördlich der Scharung mit dem Westlichen Julia-Sprung auf Werte von zum Teil deutlich weniger als 100 m zurück. Es folgt nun im Bereich des Waubacher Sattels eine etwa 2,5 km lange Aufschlußlücke, innerhalb derer der Karbon-Verwurf des Feldbisses relativ gering bleibt, wie der Vergleich der Tiefbohrungen 38 und 82 zeigt. In Bohrung 38 wurde Flöz Plaßhofsbank in einer Tiefe von – 115,2 m NN erbohrt. In Bohrung 82, in der Tiefscholle der Störung, wurde unter der Karbon-Oberfläche bei – 170 m NN und Flözen der Girondelle-Gruppe das Flöz Finefrau (= GB5) in einer Tiefe von – 259 m NN erbohrt. Bei Annahme eines Schichteneinfallens von ca. 10° errechnet sich aus diesen Daten ein maximaler Verwurf von 125 m im Karbon (Geologisch Bureau 1954). (Auf die eigenartigen Verhältnisse an der Karbon-Oberfläche in diesem Gebiet wird in Kap. 1.3.2.6. noch näher eingegangen.

Östlich des Schachtes III der Grube Hendrik mündet von Westen her der Nord-Süd streichende Laura-Grenz-Sprung in den Feldbiß ein, der sich quer durch die Wilhelmina-Mulde nach Süden bis zur Willem-Störung verfolgen läßt. Die Verwürfe an dieser ostfallenden Störung liegen meist im Bereich von 50 – 60 m. Nördlich der Vereinigung mit dieser Störung wächst auch der Verwurf des Feldbisses rasch wieder auf Beträge von 200 – 250 m im Karbon an, wie die Aufschlüsse der Grube Hendrik beiderseits der Störung zeigen. Im weiteren Verlauf der Störung erreichen die Verwurfsbeträge dann im nördlichen Teil des Südlimburger Reviers Beträge von über 400 – 500 m (PATIJN & KIMPE 1961).

Nach Osten hin folgt auf den Feldbiß eine ebenfalls ostfallende Störung, die zusammen mit einer gegenfallenden Parallelstörung den Nordstern-Graben bildet und daher als Westlicher Grabensprung bezeichnet wird. Im Südlimburger Revier trägt dieser Sprung auch die Bezeichnung 1. Nordöstliche Hauptstörung. Erstellteine mehr oder weniger parallel zum Feldbiß verlaufende Großstörung dar, an der das Karbon um mehrere hundert Meter verworfen sein dürfte, wie seismische Untersuchungen vermuten lassen (PATIJN & KIMPE 1961). Weiter nach Süden hin nimmt der Verwurf an dieser Störung allmählich ab; im Feld der Grube Julia war sie mit ca. 170 m Verwurf aufgeschlossen, noch





Fig. 30 Section through the Nordstern graben west of Nordstern mine. The Western Graben fault is displaced by the Eastern Graben fault (plate 10: section C).



Abb. 31 Das Auslaufen der Anna-Adolf-Sprünge zur Tiefe hin

Fig. 31 The running-out of the Anna Adolf faults towards the depth

weiter im Süden zeigen die Aufschlüsse im Feld Nordstern Verwürfe, die auf unter 100 m zurückgehen (Taf. 10: Schnitte D u. C). Im Süden des Feldes Gemeinschaft dürfte die Störung beim Erreichen der Engfaltenzone der Wurm-Mulde auslaufen. In den südlichsten Aufschlüssen der Störung (Taf. 10: Schnitt A=SW3 der Grube Anna) ist der Verwurf des Westlichen Grabensprungs nicht mehr eindeutig zu ermitteln, da die vom Querschlag innerhalb des Nordstern-Grabens angetroffenen Schichten stratigraphisch nicht sicher eingestuft werden können.

Die östliche Begrenzung des Nordstern-Grabens bildet der Östliche Grabensprung, der unmittelbar westlich der Nordstern-Schächte (Taf. 10: Schnitt C) mit rund 300 m seinen größten Verwurferlangt. Nach Süden zu spaltet sich bald der Westliche Hauptsprung (der Grube Maria) mit zunächst West-Ost-, dann etwa Nordwest-Südost-Streichen vom Östlichen Grabensprung ab, der südlich des Seigerschachtes der Grube Maria ausläuft (Taf. 10: Schnitt A). Auch nach Norden hin spaltet der Östliche Grabensprung in drei größere Teilstörungen auf, die von Westen nach Osten als Östlicher Grabensprung, 1. Westlicher Hauptsprung und Carolus-Sprung bezeichnet werden, wobei die schlechten Aufschlußverhältnisse es aber nicht erlauben, die einzelnen Störungsverläufe lückenlos zu verfolgen und immer eindeutig zu korrelieren (Taf. 10: Schnitte D, F, G). Die bedeutsamste dieser Störungen scheint jedenfalls der Carolus-Sprung zu sein, der sich bis an die nördliche Grenze der Bergbauaufschlüsse der Zeche Carolus Magnus verfolgen läßt und dort rund 100 m Verwurf aufweist (GRAFAHREND 1959). Ein sehr interessantes Phänomen läßt sich in den Verbindungsquerschlägen zwischen der Schachtanlage Nordstern und dem Schacht V beobachten (Taf. 10: Schnitt C): Hier wird ganz offensichtlich der Westliche Grabensprung vom entgegengesetzt einfallenden Östlichen Grabensprung abgeschnitten und verworfen, so daß im Untergrund des Nordstern-Grabens eine horstartige Struktur nachweisbar wird (Abb. 30).

In der östlich des Nordstern-Grabens gelegenen Scholle treten einige nicht sehr bedeutsame Sprünge auf, die teils Westnordwest-Ostsüdost streichen, teils auch Nordnordost-Südsüdwest.

Zurersten Gruppe gehört ein südfallender 40 - m - V er wurf, der im Gebiet der Markscheide zwischen den Gruben Carolus Magnus und Adolf angefahren wurde und als Palenberger Störung bezeichnet werden kann (Taf. 9: Schnitt 11). Eine größere nordfallende Störung, die als Fortsetzung der Sandgewand aufgefaßt werden könnte, tritt in diesem Raum dagegen nicht auf, wie ein Niveauvergleich der in den Gruben Carolus Magnus und Adolf abgebauten Flöze zeigt.

Ferner ist der 110° streichende 60-m-Sprung der Grube Nordstern zu erwähnen, der mit dem Nördlichen und Südlichen Anna-Adolf-Sprung, die in der 30°-Gegenrichtung streichen, ein Scherflächensystem bildet (GRE-BE 1957). Diese Störungen sind insofern bemerkenswert, als sich an ihnen nachweisen läßt, daß sie zur Tiefe hin auslaufen (Abb. 31; Taf. 9: Schnitte 10 u. 11). So weist zum Beispiel der Nördliche Anna-Adolf-Sprung in Flöz 21 noch 20 m Verwurf auf, während im Flöz 6 zwar noch eine Störungszone, aber kein nennenswerter Verwurf mehr festgestellt wurde.

In gleicher Richtung wie die Anna-Adolf-Sprünge streicht der O i d t w e i l e r - S p r u n g, der im Schacht Anna 3 mit südöstlichem Einfallen angetroffen wurde und die Abbaue der Gruben Anna und Maria trennt. Diese Störung mündet in die S a n d g e w a n d ein, die eine weitere, das gesamte Wurm-Revier durchziehende, ostfallende Großstörung darstellt. Ähnlich wie der Feldbiß läßt sich auch die Sandgewand nach Süden durch das benachbarte Inde-Revier verfolgen (vgl. Kap. 1.4.), wo sie etwa 400 bis maximal 475 m Verwurf zeigt. Der Zusammenhang zwischen den Aufschlüssen der Sand-

gewand im Inde-Revier und denen im südlichen Wurm-Revier, wo die Störung auf der Grube Maria in den Jahren 1900 und zwischen 1918 und 1923 in Form einer über 100 m mächtigen, zum Teil völlig mylonitisierten Zone aufgeschlossen wurde (STEGEMANN 1900, 1923), ist bereits von JACOB (1902) eingehend dargestellt worden. Der Verwurf der Sandgewand im Wurm-Revier beträgt im Süden etwa 300 - 350 m und geht nach Norden hin, wo die Störung auch als Oidtweiler-Beggendorfer Sprung bezeichnet wird, auf ca. 250 bis 300 m zurück, während gleichzeitig die Breite der Störungszone im Feld der Grube Carl Alexander bis auf 10 m abnimmt. Bei der jüngst erfolgten Durchörterung der Sandgewand im Niveau der 860-m-Sohle (Verbindungsguerschlag zwischen den Gruben Anna und Emil Mayrisch) wurde etwas nördlich vom Schacht Anna 3 eine ca. 25 m breite Störungszone mit ca. 350 m Verwurf festgestellt (ARAUNER & BRESSER & MÜLLER 1983). Über den Verlauf der Sandgewand nach Norden zu bestand lange Unklarheit: Aufgrund der Verhältnisse an der Karbon-Oberfläche beziehungsweise der Deckgebirgsbasis wurde von verschiedenen Autoren vermutet, daß sich die Hauptstörung der Sandgewand nicht in den Oidtweiler-Beggendorfer Sprung fortsetzt, der östlich der Carl-Alexander-Schächte vorbeizieht, sondern nach Westnordwest umbiegt und als Palenberger Störung zwischen den Gruben Adolf und Carolus Magnus hindurchstreicht. Die verschiedenen Grubenaufschlüsse in diesem Gebiet zeigen jedoch. daß weder der im Westen der Grube Carl Alexander angetroffene, ostfallende 70-m-Sprung als Fortsetzung der Sandgewand in Frage kommt (GREBE 1957), da er nördlich der kreuzenden Willem-Adolf-Störung im Bereich der Zeche Carolus Magnus keinen Verwurf mehr aufweist (GRAFAHREND 1959: 41), noch dürfte ein 8-m-Verwurf, der noch von G. HERBST (1967) als Fortsetzung der Sandgewand betrachtet wurde, nach den Untersuchungen zum Beispiel von GÄRTNER (1948) als Relikt einer durch "Schaukelbewegungen" quasi rückgängig gemachten Großstörung anzusehen sein. Hiergegen spricht schon das Fehlen einer in diesem Falle zweifellos zu erwartenden breiten Störungszone. Es ist auch schwer vorstellbar, daß die erheblichen Rückschiebungsbewegungen, die zur Erzeugung eines solchen Störungsbildes erforderlich wären, nach Süden an der Störung nicht mehr erkennbar sein sollten. Fernerist eine bedeutende Aufschiebung in der Streichrichtung der fraglichen Struktur vor einer etwa gleichbedeutenden Abschiebung an derselben Störungsfläche, wie sie GRAFAHREND (1959) annimmt, sehr unwahrscheinlich, weil diese Nordwest-Südost-Richtung zwar den Verlauf der Sprünge kennzeichnet, aber keine variscischen Aufschiebungen dieser Streichrichtung vom allgemeinen Kräfteplan her zu erwarten sind (vgl. auch Kap. 1.3.2.6.).

Die Sandgewand streicht generell etwa Nordwest-Südost. Südöstlich der Schachtanlage Carl Alexander, das heißt da, wo sie die westlichen Ausläufer des Baesweiler Sattels quert, biegt sie vorübergehend bogenartig nach Osten aus. Hierdurch bedingt schließt sie sich spitzwinklig mit dem Bettendorfer Sprung zusammen, der in der Wurm-Mulde in etwa 1–1,5 km Abstand parallel zu ihr verläuft. Diese westfallende Störung besitzt etwa 50 m Verwurfshöhe.

Weiter nach Osten hin folgt der Siersdorfer Westsprung, der in der Wurm-Mulde rund 350 m Verwurf aufweist. Nördlich des Baesweiler Sattels spaltet dieser Sprung in zwei dicht nebeneinander parallel verlaufende Äste von 10-25 m (Vorstörung) beziehungsweise 20-40 m Verwurf (eigentlicher Siersdorfer Westsprung) auf.

Von dieser Sprungzone läuft nach Westen hin die Oststörung ab, die sich im Norden mit der Sandgewand zusammenschließt. Eine Abspaltung vom Siersdorfer Westsprung nach Norden stellt der Östliche Settericher Grabensprung dar, der im Süden ebenfalls aus zwei Teilästen besteht, die sich nach Norden hin zu einer Störung von maximal ca. 200 m Verwurf vereinigen. Diese fast Nord – Süd streichende Störung kreuzt und verwirft einen mehr Nordwest – Südost laufenden, ostfallenden Sprung, der südlich der Durchkreuzungsstelle als Siersdorfer Ostsprung, nördlich davon als Westlicher Settericher Grabensprung bezeichnet wird. Der Maximalverwurf dieser Störung dürfte etwa 120 m betragen.

Der Siersdorfer Ostsprung stellt eine Abspaltung vom Diagonal-Sprung dar, der östlich der Schachtanlage Emil Mayrisch mit etwa 450 m seinen größten Verwurf aufweist. Diese bedeutende ostfallende Störung dürfte sich nach Süden zu bis in den Bereich der Inde-Mulde fortsetzen und dort eine Randstaffel des Weisweiler Horstes bilden (vgl. Kap. 1.4.). Der Diagonal-Sprung wird von GRAFAHREND (1959) auch als Puffendorfer Sprung bezeichnet. Bemerkenswert ist ferner ein sehr flach Westnordwest - Ostsüdost streichender Sprung, der sowohl in der Horstscholle zwischen Östlichem Settericher Grabensprung und Diagonal-Sprung aufgeschlossen wurde, als auch östlich des Diagonal-Sprungs, von dem er offenbar verworfen wird. Diese Störung stellt zur Zeit die Begrenzung der Bergbauaufschlüsse in der Wurm-Mulde dar und wird als Freialdenhovener Sprung bezeichnet.

Östlich hiervon hat der Bergbau in der Rur-Scholle keine weiteren Sprüngemehraufgeschlossen. Nach den Ergebnissen seismischer Untersuchungen ist aber im unverritzten Vorfeld mit dem Auftreten eines schmalen Horstes zu rechnen, der von den Merzenhausener Sprüngen begrenzt wird und mit einem weiteren ostfallenden Sprung, der in Anlehnung an FLIEGEL (1922) zum Beispiel im Kartenwerk von HOLLMANN & JANDA (1958-1963) als Rur-Sprung bezeichnet wurde. Hierzu ist zu bemerken, daß nach der Definition FLIEGELs, die im wesentlichen vom Steinkohlenbergbau übernommen wurde, die Bezeichnung Rurrand, beziehungsweise Rurrand-Sprung, die östliche Begrenzung der von ihm als Graben aufgefaßten Rur-Scholle kennzeichnen sollte, der Rur-Sprung dagegen die westliche. Die Erkenntnis, daß eine einheitliche westliche Begrenzung des Grabens nicht existiert, führte zunächst dazu, daß zwischen einem Ersten und Zweiten Rur-Sprung unterschieden wurde, die aber nicht einheitlich zu korrelieren sind (z. B. HAHNE & FISENI 1942, SEISMOS 1957). Der Erste Rur-Sprung im Sinne von HAHNE & FISENI entspricht zum Beispiel dem heutigen Diagonal-Sprung, der Zweite Rur-Sprung dem Merzenhausener Ostsprung. Die Bezeichnung Rur-Sprung für den heutigen Diagonal-Sprung findet sich auch bereits auf der Geologischen Exkursionskarte von WUNSTORF (1911). Aufgrund der Ergebnisse der seismischen Untersuchungen im Ostfeld der Grube Emil Mayrisch (JANTZON 1956) und im Raum Baesweiler (SEISMOS 1957) wurde der Name Rur-Sprung dann auf einen Sprung übertragen, der östlich der Bohrung Merzenhausen (L 49) an der Karbon-Oberfläche ausstreicht. Dieser Name wurde auch in die Tektonische Übersichtskarte des Steinkohlenbergwerks Emil Mayrisch 1:20000 (1972) übernommen und ist auch in der Karte der Bruchstrukturen der Rur-Scholle von BREDEWOUT & VAN ZWIJK & JONGERIUS (1983) zu erkennen.

Zusätzlich kompliziert wird diese nomenklatorische Frage dadurch, daßes im Bereich des Braunkohlenbergbaus üblich geworden ist, das nach Süden auslaufende Ende des Rurrand-Sprungs (d. h. ein westfallendes Störungselement) im Gebiet der Jülicher Sprungbrücke als Rur-Sprung zu be-

Abb. 32 Aufschlußbilder der Willem-Störung im Bereich der Gruben Oranje-Nassau I (Querschlag 252), Willem (Querschlag 402) und Julia (Querschläge 506 und 192a)

Fig. 32 Exposures of the Willem fault within the mines Oranje Nassau I (cross-cut 252), Willem (cross-cut 402), and Julia (cross-cuts 506 and 192a)



zeichnen. Diese Art der Bezeichnung hat auch in die Karte von GLIESE & HAGER & KNAPP in KNAPP (1978) Eingang gefunden. Abschließend muß noch auf den sogenannten Frauenrather Sprung hingewiesen werden, der nach G. HERBST (1967) im Nordfeld der Grube Emil Mavrisch auftreten soll und angeblich einen Verwurf von 500 - 600 m nach Westen (!) aufweist. Zu dieser Deutung kommt G. HERBST aufgrund einer inzwischen überholten stratigraphischen Einstufung der Bohrung Gereonsweiler 63, die aber wesentlich ältere Schichten erschlossen hat, als von ihm angenommen wurde (G. HERBST1964, ZELLER1982). (Hierauf wurde bereits bei der Beschreibung des Baesweiler Sattels - Kap. 1.3.2.1.3. hingewiesen). Die Störungsindikationen, die bei den seismischen Untersuchungen im Nordfeld der Grube Emil Mayrisch festgestellt und als HInweis auf den Frauenrather Sprung interpretiert wurden (PRAKLA-SEISMOS 1978), dürften eher mit den östlichen Ausläufern der Willem-Adolf-Carl-Alexander-Störung in Verbindung zu bringen sein (Kap. 1.3.2.4.1.).

# 1.3.2.4. Südwest – Nordost streichende Brüche

Neben den Überschiebungen und den Querstörungen, die in den vorstehenden Kapiteln beschrieben wurden, treten im Wurm-Revier und im Südlimburger Revier noch ganz eigentümliche, etwa parallel zum Großfaltenbau streichende Störungszonen auf, die im folgenden genannt werden sollen:

### 1.3.2.4.1. Willem-Adolf-Carl-Alexander-Störung

Diese Störungszone durchzieht das gesamte Südlimburger und Wurm-Revier von den westlichsten Bergbauaufschlüssen bis in das seismisch erkundete Nordfeld der Zeche Emil Mayrisch mit einem Südwest-Nordost-Streichen von ca. 60-65° in etwa 8 km Abstand parallel zur Aachener Überschiebung. Sie stellt eines der auffälligsten tektonischen Elemente des Wurm-Reviers dar und wurde daher schon mehrfach eingehend beschrieben (z. B. SAX 1946, GREBE 1957, GRAFAHREND 1959, G. HERBST 1967). Der westlichste bekannte Aufschluß der hier als Willem-Störung bezeichneten Bruchzone befindet sich im Querschlag 252 der Grube Oranje-Nassau I bei etwa 6 160 m Streckenlänge (vgl. Abb. 20 u. 32). Hier tritt eine aus mehreren, teilweise gegeneinander einfallenden Teilstörungen bestehende Störungszone auf, die insgesamt wohl als steil nordfallende Abschiebung von etwa 55 m Verwurf anzusprechen ist.

Unmittelbar östlich der Heerlerheide-Störung lassen die Lagerungsverhältnisse der Schichten nördlich und südlich der Willem-Störung dagegen eine Abschiebung der Südscholle erkennen. Der Verwurfssinn der Störung kehrt sich aber im weiteren Verlauf um, so daß an der nun südfallenden Störungszone die südliche Scholle zunehmend aufgeschoben erscheint (Grube Willem, ZW-Hoofd-Stg. 180-m-S.: ca. 65 m Verwurf; Stg. 402: ca. 160 m Verwurf). Im Bereich des Sattels von Ham erreicht die aufschiebende Verwurfshöhe mit etwa 350-400 m ihr Maximum (Taf. 8: Schnitte 4 u. 6). PATIJN (1963 a: 10) gibt für den 2. NE-Querschlag der 105-m-Sohle der Zeche Willem sogar einen Verwurf von 475 m an. Nach Nordosten nimmt der Verwurf dann allmählich wieder ab: So liegt westlich des Feldbisses Flöz Rauschenwerk (GB 17 = Flöz VIII ZB) im Niveau der 153-m-Sohle der Grube Laura (= -35 m NN) nördlich der Willem-Störung, während südlich davon auf der Domaniale-Grube in diesem Niveau Flöz Steinknipp abgebaut wurde. Hieraus ergibt sich ein Verwurf von etwa 170 m. Östlich des Feldbisses wurde die Willem-Störung in den südlichsten Querschlägen der Zeche Julia mehrfach aufgeschlossen. So ist im Querschlag 506 eine ca. 150 m mächtige Störungszone aufgeschlossen, deren Verwurfsmaß allerdings nicht bestimmbar ist, da die Schichten im Süden der Störungszone nicht eingestuft werden können. Im Querschlag 192 a wurde die Störung in einer Mächtigkeit von etwa 60 m angetroffen und verwirft hier das Flöz B (ZB = Fl. Meister, GB 25) gegen Flöz V (ZB = Fl. N, GB 20). Dieses Flöz ist aufgrund des Kaolin-Kohlentonsteins eindeutig identifiziert. Hieraus resultiert eine Aufschiebung der Südscholle um etwa 90 m.

Auffallend ist, daß hier die Störungszone zwei Hauptstörungsbahnen erkennen läßt, zwischen denen eine relativ ungestörte Scholle liegt (Abb. 32). Weiter nach Osten zu tritt nun eine etwa 2,5 km lange Aufschlußlücke im Verlauf der Willem-Adolf-Störung auf, jenseits derer sich in den Hauptquerschlägen der Grube Adolf der Charakter der Störung völlig geändert hat: Sie ist hier als südfallende Abschiebung von rund 400 m Verwurf aufgeschlossen worden (Taf. 9: Schnitt 10, Abb. 33).

In ähnlicher Form wurde die Störung auch bei den übrigen Durchörterungen im Grubenfeld Adolf angetroffen (WOLFF 1952): Im 2. und 3. Nordwestlichen Hauptquerschlag mit ca. 500 – 550 m Verwurf, der im 4. Nordwestlichen Hauptquerschlag auf rund 370 m zurückgeht. Hier konnten bei detaillier-



Abb. 33Aufschluß der Adolf-Störung in den Hauptquerschlägen der Schachtanlage Adolf (s. Taf. 9: Schnitt 10)Fig. 33Exposure of the Adolf fault in the main cross-cut of Adolf mine (plate 9: section 10)



Abb. 34 Aufschluß der Carl-Alexander-Störung nördlich der Schachtanlage Carl Alexander

Fig. 34 Exposure of the Carl Alexander fault north of the Carl Alexander shafts

ten Untersuchungen neben abschiebenden Teilstörungen auch aufschiebende und solche mit offenbar horizontaler Bewegungsrichtung beobachtet werden (G. HERBST 1950). Dies weistauf mehrfache, zum Teilgegenläufige Bewegungen an der hier ca. 100 m mächtigen Störungszone hin. Das Streichen der Gesamtstörung beträgt etwa 65°, das Einfallen etwa 60° nach Süden, das Streichen der Einzelstörungen schwankt dagegen zwischen 20° und etwa 100°.

Noch weiter nach Osten hin nimmt der Verwurf an der Störung weiter ab und kehrt sich schließlich sogar um, so daß in den Schachtquerschlägen der Zeche Carl Alexander erneut eine südfallende Aufschiebung von etwa 150 m bankrechtem Verwurf vorliegt, die als Carl-Alexander-Störung bezeichnet wird (Abb. 34, Taf. 9: Schnitt 13). Weiter östlich ist diese Aufschiebung noch mehrfach in den Grubenbauen der Grube Carl Alexander und Emil Mayrisch aufgeschlossen worden. Der östlichste dieser Aufschlüsse liegt in der Hauptabteilung nach Norden der Zeche Emil Mayrisch, wo in der 610-m-Sohle Schichten im Liegenden von Flöz Steinknipp gegen Flöz T (Merl) verworfen werden und in der 810-m-Sohle Flöz Finefrau gegen Flöz Schöttelchen 1 (Abb. 35). Unter Berücksichtigung eines hier zusätzlich auftretenden Sprungs, der spitzwinklig zum Profil streicht und die Schichten um ca. 50 m verwirft, läßt sich der Verwurfsbetrag an der Carl-Alexander-Störung daher in den Hauptquerschlägen der Grube Emil Mayrisch mit ebenfalls etwa 150 m bankrecht beziffern.

Obwohl es den Anschein hat, als fiele die Störungszone hier steil nach Norden hin ein, haben sich die Hauptbewegungen doch an südfallenden Aufschiebungen abgespielt, wie sich unter anderem aus einer Deckgebirgsbohrung ergibt, die es ermöglichte, innerhalb der Störungszone die Flöze U, V und W zu identifizieren.

Die weitere Fortsetzung der Carl-Alexander-Störung nach Nordosten zu ist unbekannt; es spricht jedoch manches da-



Abb. 35

Aufschluß der Carl-Alexander-Störung in den Hauptquerschlägen der Grube Emil Mayrisch

Fig. 35

Exposure of the Carl Alexander (Adolf) fault in the main cross-cuts of the Emil Mayrisch mine für, die ursprünglich als "Frauenrather Sprung" angesprochene Störung in der Nordfeldseismik von Emil Mayrisch als Fortsetzung der Willem-Adolf-Carl-Alexander-Störung anzusehen (vgl. Kap. 1.3.2.3.).

Es muß nun darauf hingewiesen werden, daß die vorstehend beschriebene Bruchlinie, an der sowohl auf - wie abschiebende Verwürfe festgestellt werden können, von entscheidendem Einfluß auf den Faltenbau ist: Vor allem im westlichen und zentralen Teil des Gebietes unterscheidet sich der Spezialfaltenbau beiderseits der Störung völlig. So brechen zum Beispiel die Nord - Süd streichenden Falten im Bereich des Sattels von Ham an der Willem-Störung schlagartig ab; ebenso findet die schüsselartige Adolf-Mulde keine Fortsetzung nördlich der Adolf-Störung. Die extrem unterschiedlichen Verwurfsbeträge an diesem Störungszug sind daher in erster Linie wohl eine Folge dieser unterschiedlichen Faltung beiderseits der Störung. Obwohl sich an der Störung ganz augenscheinlich mehrere Bewegungsphasen abgespielt haben, läßt sich eine Fortsetzung der Störung ins Deckgebirge hinein nicht beobachten. Diese Feststellung ist für eine mögliche Altersdatierung der Störung wichtig.

Bemerkenswert sind auch die Beobachtungen über das Verhältnis dieser Längsstörung (bezogen auf den Großfaltenbau) zu den Querstörungen: Im Westen des Arbeitsgebietes bis etwa zur Kreuzung mit der Sandgewand bricht die überwiegende Zahl der kleineren Querstörungen an der Willembeziehungsweise Adolf-Störung ab, während die großen Querstörungen sich mit dieser offenbar ohne wesentliche gegenseitige Beeinflussung kreuzen. (Eine genaue Analyse dieser Kreuzungsbereiche ist nicht möglich, da der Bergbau diese extrem zerrütteten Zonen naturgemäß gemieden hat und daher Aufschlüsse fehlen). Westlich der Sandgewand ist dagegen zu beobachten, daß die Carl-Alexander-Störung von den Querstörungen verworfen wird. (Zur weiteren Deutung dieser Störung s. Kap. 1.3.3.5.2.).

#### 1.3.2.4.2. Oranje-Störung

Wesentlich weniger gut bekannt als die Willem-Adolf-Carl-Alexander-Störung ist die Oranje-Störung. Sie folgt in ihrem Streichen über den größten Teil ihrer bekannten Erstreckung dem Waubacher Sattel und wird daher im Südlimburger Revier auch als "Antiklinaal-Storing" bezeichnet (PATIJN & KIMPE 1961). Der Abstand zwischen Willem-Adolf-Carl-Alexander-Störung und Oranje-Störung beträgt ca. 9,5 km.

Im Zentrum des Südlimburger Reviers liegt die Störungszone der Oranje-Störung als ein Bündel von meist südfallenden Abschiebungen vor, die zusammen rund 200m Verwurfsbetrag erreichen. Diese Störungen verlaufen unmittelbar im Scheitel des Waubacher Sattels, so daß die Schichten nördlich der Störungszone nach Norden, südlich davon nach Süden einfallen und eine eigentliche Sattelkuppe gar nicht ausgebildet ist. Im Gebiet südlich von Heerlen bildet sich - bedingt durch das Auftreten einer nordfallenden Teilstörung von maximal 170 m Verwurf im Oranje-Störungssystem - ein Scheitelgraben im Waubacher Sattel aus, in dem die Schichten durch Schleppung (?) eingemuldet liegen (vgl. SAX 1946: Profil C-D). Diese nordfallende Abschiebung könnte dann im Fortstreichen nach Westen hin zum Hauptelement der Oranje-Störung werden, wie zum Beispiel die Bohrungen 113 und LXII erkennen lassen, die nördlich der Störungszone tiefes Westfal A, südlich davon Namur erschlossen haben (vgl. Karte bei PATIJN & KIMPE 1961). Im



Abb. 36 Aufschlüsse der Oranje-Störung in der Grube Oranje-Nassau IV (oben: Querschlag 248, unten: Querschlag 240/240c)

Fig. 36 Exposures of the Oranje fault within Oranje Nassau IV mine (cross-cut 248, top; cross-cuts 240/240c, bottom)

Ostteil des Südlimburger Reviers wurde die Oranje-Störung im Gebiet der Grube Oranje-Nassau IV mehrmals aufgeschlossen (Abb. 36). Dabei nimmt der Verwurf zwischen den Querschlägen 240 beziehungsweise 240 c und dem Querschlag 248 auf etwa 650 m streichende Entfernung von 300 m auf 400 m zu; die Störung besteht hier aus drei Hauptstörungsästen, die unterschiedlich steil nach Süden einfallen (Geologisch Bureau 1954).

Östlich des Laura-Grenzsprungs läßt sich der Verlauf der Störung nur ungefähr durch die Bohrung 38, die bereits in der Nordflanke des Waubacher Sattels nördlich der Störung steht und die nördlichsten Abbaue der Grube Laura südlich



Abb. 37 Das Auslaufen der Oranje-Störung durch Zusammenschluß mit der Julia-Überschiebung im Grubenfeld Carolus Magnus (Flözriß Fl. Groß Langenberg: E)

Fig. 37 The running-out of the Oranje fault caused by joining with the Julia overthrust within the Carolus Magnus field (contour map seam E)



Abb. 38 Schnitt durch die Oranje-Störung und die Julia-Überschiebung in der 2. Westl. Richtstrecke der Grube Carolus Magnus (vgl. Abb. 37)

Fig. 38 Cross section through the Oranje fault and the Julia overthrust (heading No. 2 W, Carolus Magnus mine; ref. fig. 37)

der Störung fixieren (Taf. 8: Schnitt 7). Ebenso ist östlich des Feldbisses der Verlauf und das ungefähre Verwurfsmaß der Oranje-Störung durch die nördlichen Abbaue der Schachtanlage Julia und die Bohrungen 37 und 118 südlich und 82 und 106 nördlich der Störung festzulegen (Taf. 8: Schnitt 8; Taf. 9: Schnitt 11). Danach zu urteilen löst sich in diesem Gebiet die Oranje-Störung von der Kammlinie des nach Norden ausbiegenden Waubacher Sattels und verläuft nunmehr auf dessen Südflanke. Dabei nimmt der Verwurf der Störungszone wahrscheinlich allmählich nach Osten hin wieder ab.

Im nordwestlichen Teil des Grubengebäudes der Zeche Carolus Magnus wurde schließlich an mehreren Punkten eine Störung angefahren, die als Fortsetzung der Oranje-Störung betrachtet wird (Abb. 37). Dabei betrug der abschiebende Verwurf in der 2. Westlichen Richtstrecke (575-m-Sohle) (nach GRAFAHREND 1959) etwa 65 m, im Querschlag 5 Norden (455-m-Sohle) 60 m und in der 3. Westlichen Richtstrecke (575-m-Sohle) nur noch 35 m. Hier schließt sich die Oranje-Störung offenbar mit einer etwas "steiler" (d. h. mehr nördlich) streichenden Überschiebung zusammen, die über 50 m bankrechten Verwurf aufweist und eventuell mit der Julia-Überschiebung des Südlimburger Reviers in Verbindung steht. Innerhalb der durch die Oranje-Störung und diese Überschiebung gebildeten, bis zu 500m breiten gestörten Zone treten noch weitere Störungsflächen auf, die teils aufschiebenden, teils abschiebenden Charakter besitzen und sich in ihren Verwurfsbeträgen in etwa aufheben (Abb. 38).

Auch bei der Oranje-Störung ist – soweit die Aufschlußverhältnisse ein Urteil hierüber zulassen – besonders im Gebiet nördlich der Gruben Laura und Julia beiderseits der Störung ein unterschiedlicher Faltenbau festzustellen, was zu den relativ starken Schwankungen im Verwurfsmaß führt.

#### 1.3.2.4.3. 70-m-Störung und Emma-Hendrik-Störung

Etwa 5 km nördlich der Oranje-Störung tritt im Südlimburger Revier eine weitere Südwest – Nordost verlaufende Bruchzone auf, die hier der Vollständigkeit halber erwähnt werden soll, obwohl sie auf deutschem Gebiet nirgends aufgeschlossen ist (Taf. 1).

Es handelt sich hierbei um die 70-m-Störung, die in den Grubenfeldern der niederländischen Staatsminen Emma und Hendrik mit wechselndem Einfallen und Verwurfsbeträgen zwischen 10 und 150 m aufgeschlossen wurde. Nach Nordosten zu spaltet von dieser Störung die fast parallel laufende und in ihrem Störungscharakter völlig ähnliche Emma-Hendrik-Störung von maximal aber nur ca. 15 m Verwurf ab (SAX 1946, PATIJN 1963 a).

Auch von der 70-m-Störung ist wie von der Oranje-Störung eine Fortsetzung in das Deckgebirge hinein nicht bekannt.

An der Störungszone der 70-m-Störung ist ebenfalls eine deutliche Änderung des Faltenbaus zu beobachten. Während südlich davon noch ein vorwiegend dem normalen variscischen Streichen folgender Faltenbau zu erkennen ist, biegen die Schichten nördlich der 70-m-Störung in ein Westnordwest – Ostsüdost gerichtetes Generalstreichen um, das von etwa Nord – Süd laufenden Flexuren (Flexur von Puth, Flexur von Krawinkel u. a.) überprägt wird (DIKKERS 1945). Dieser, von HOLLMANN & JANDA & RODE (1963) als "Limburg-Scholle" bezeichnete Bereich stellt den Übergang vom Aachen – Südlimburger Revier zum Revier der belgischen Campine her (DELMER 1963).

#### 1.3.2.5. Großschollenbau

Das Wurm-Revier als ganzes stellt einen Teil des paläozoischen Untergrunds der Rur-Scholle dar, die ihrerseits ein tektonisches Teilelement der Niederrheinischen Bucht ist (vgl. Abb. 1, S. 15).

Die größeren der vorstehend in Kap. 1.3.2.3. beschriebenen Querstörungen gliedern das Wurm-Revier in eine Anzahl von Horst-, Graben- und Staffelschollen, die zum Teil von alters her benannt sind (vgl. z. B. GRAFAHREND 1959, GREBE 1957). Im einzelnen lassen sich folgende Strukturen unterscheiden (Taf. 7):

Die Scholle westlich des Laurensberger Sprungs beziehungsweise westlich der Benzenrader Störung wird als Seffenter Scholle bezeichnet, die benachbarte Horstscholle zwischen der Benzenrader Störung und der Störung von Heerlerheide (bzw. dem Richtericher Sprung) als Lousberg-Scholle.

Hieran schließt sich nach Osten hin die Kohlscheider Scholle an, deren Ostgrenze der Feldbiß bildet. Weiter nach Osten folgt staffelartig die Herzogenrather Scholle, die der Westliche Grabensprung beziehungsweise die 1. Nordöstliche Hauptstörung gegen den Nordstern-Graben abschließt. Die östliche Begrenzung dieses Grabens ist nur im Bereich der Nordstern-Schächte eindeutig durch den Östlichen Grabensprung gegeben; dieser spaltet aber nach Süden und vor allem nach Norden zu auf, so daß eine Reihe von Staffelschollen entstehen, die hier noch als Bestandteil des Grabens aufgefaßt werden sollen. Die Ostgrenze des Nordstern-Grabens wird daher im Norden vom Carolus-Sprung gebildet, im Süden durch die Westliche Hauptstörung der Grube Maria. Es schließt sich nach Osten hin die bis zu 5 km breite Alsdorfer Scholle an, in der die Zechen Anna und Adolf gelegen sind. Die Ostgrenze dieser Scholle ist die Sandgewand.

Östlich hiervon wird das schollentektonische Bild unübersichtlicher: Der gesamte Bereich zwischen Sandgewand und Diagonal-Sprung wird als Baesweiler Scholle bezeichnet.

Im Süden des beschriebenen Gebietes gliedert sich diese Scholle in den Hoengener Graben (zwischen Sandgewand und Bettendorfer Sprung), die Schleidener Staffel (zwischen Bettendorfer Sprung und Siersdorfer Westsprung) und den Siersdorfer Horst, der vom Siersdorfer Westsprung und dem Diagonal-Sprung begrenzt wird. Der Hoengener Graben schließt sich nach Norden, da der Bettendorfer Sprung spitzwinklig auf die Sandgewand stößt. Aus der nördlichen Fortsetzung der Schleidener Staffel wird dadurch eine Grabenscholle, die als Wauricher Graben bezeichnet wird.

Der Siersdorfer Horst spaltet nach Norden hin auf, da sich in ihm der nach Süden geschlossene Settericher Graben bildet, der vom Westlichen und Östlichen Settericher Grabensprung begrenzt wird. Die verbleibenden Horstschollen beiderseits dieses Grabens heißen Lovericher Horst (im Westen) und Puffendorfer Horst (im Osten).

Über den Schollenbau östlich des Diagonal-Sprungs sind bislang nur wenige Einzelheiten bekannt: Im Süden schließen Diagonal-Sprung und Freialdenhovener Sprung den sich nach Norden schließenden Dürboslarer Graben ein; die Scholle östlich hiervon wird als Frauenrather Scholle bezeichnet. Im Osten dieser Scholle tritt ein schmaler Horst auf, der Merzenhausener Horst, ehe der Rur-Sprung zum Tiefsten der Rur-Scholle, dem Rur-Graben, hinableitet. Als Rur-Scholle wird im Gegensatz dazu die den bisher genannten Strukturen übergeordnete Großscholle verstanden, die die südliche Fortsetzung des niederländischen Zentral-Grabens bildet. Die östliche Begrenzung der Rur-Scholle bildet der Rurrand-Sprung, der gleichzeitig die westliche Randstörung der Erft-Scholle darstellt.

Die südwestliche Begrenzung der Rur-Scholle ist nicht scharf definiert. Sie wird durch das fiederartig angeordnete System bedeutender ostfallender Sprünge bewirkt, die das Arbeitsgebiet durchziehen (Heerlerheide-Störung, Feldbiß, Sandgewand, Meroder Störung etc.; vgl. KNAPP 1978: 131).

Die Strukturen östlich des Freialdenhovener Sprungs sind bisher bergbaulich nicht aufgeschlossen worden (wenn man von einigen älteren Bohrungen absieht) und im wesentlichen nur aus der Seismik bekannt. GRAFAHREND (1959) teilt das Wurm-Revier neben den bisher genannten Querschollen auch in "Längsschollen" ein, als deren Begrenzung er die großen Südwest-Nordost verlaufenden Störungen (Kap. 1.3.2.4.) betrachtet: So benennt er eine Anna-Scholle zwischen Aachener Überschiebung und Willem-Adolf-Carl-Alexander-Störung, eine Carolus-Scholle zwischen dieser Störung und der Oranje-Störung und schließlich eine Hendrik-Scholle nördlich der Oranje-Störung. Diese Art der Gliederung wird auch von HOLLMANN & JANDA & RODE (1963) aufgegriffen, die allerdings auch den Großfaltenbau teilweise in diese Gliederung einbeziehen und sie auf weiter südlich gelegene Bereiche (Inde-Mulde) und den Nordteil des Südlimburger Reviers ausdehnen. Dort setzen sie zum Beispiel die "Hendrik-Scholle" GRAFAHRENDs mit dem Waubacher Sattel gleich und benennen den Bereich

nördlich der auf der Grube Hendrik aufgeschlossenen "70m-Störung" als "Limburg-Scholle".

Im Kartenbild ist auffallend, daß die Kombination von Nordwest – Südost laufenden Sprüngen (wobei hier vorwiegend die über weite Entfernungen durchhaltenden, "schollenbegrenzenden" Sprünge gemeint sind) und Südwest – Nordost laufenden Bruchzonen zu einer erstaunlich gleichmäßigen, rasterartigen Zerlegung des Gebirgskörpers in Blöcke von etwa rechteckigem Grundriß führt.

#### 1.3.2.6. Morphologie und Störungen der Karbon-Oberfläche

Obwohl im Rahmen der vorliegenden Arbeit in erster Linie die Tektonik in nerhalb der Karbon-Schichten des Wurm-Reviers behandelt werden soll, erscheint es unumgänglich, auch auf die Morphologie der Karbon-Oberfläche dieses Gebietes einzugehen (Taf. 7). Die Karbon-Oberfläche des Wurm-Reviers besitzt nämlich (im Gegensatz zu den meisten anderen Steinkohlenrevieren Nordrhein-Westfalens) ein von der zusätzlich auftretenden Bruchtektonik unabhängiges, ausgeprägtes Relief. Dieses Relief ist von Einfluß auf die Darstellung der Geologie auf der Karbon-Oberflächenkarte (Taf. 6), da somit die hier benutzte Projektionsfläche nicht eben ist und Anschnitteffekte örtlich tektonische Strukturen vorspiegeln, die in Wahrheit nicht vorhanden sind. So tritt zum Beispiel südlich der Carolus-Magnus-Schächte kein Nordwest-Südost streichender Sattel auf, wie das Kartenbild vermuten läßt, sondern die Schichten fallen mehr oder weniger gleichmäßig nach Nordost hin ein. Lediglich der Anschnitt der Karbon-Schichten durch einen recht ausgeprägten Steilhang der Karbon-Oberfläche führt zu dem irreführenden Bild, wie der Vergleich mit den Schnitten 11 und 12 (Taf. 9) und F (Taf. 10) zeigt.

Im einzelnen lassen sich verschiedene morphologische Bereiche der Karbon-Oberfläche des Wurm-Reviers voneinander abgrenzen:

Im Wurmtal südlich des Feldbisses steht das Karbon zutage an. Die Tiefenlinien der Karbon-Oberfläche folgen hier demgemäß den Höhenlinien der heutigen Geländeoberfläche.

Östlich und westlich dieses Taleinschnittes liegt die Karbon-Oberfläche fast flach im Niveau von ca. + 160 bis + 180 m NN. Nach Westen zu wird diese Fläche von der Uersfelder Störung, dem Richtericher Sprung und der Benzenrader Störung jeweils um einige Zehner Meter verworfen.

Weiter nach Norden hin sinkt die Karbon-Oberfläche allmählich steiler werdend in nördliche bis nordwestliche Richtung hin ein, so daß sie im Bereich der Willem-Adolf-Störung, die die Karbon-Oberfläche nicht verwirft, etwa im Niveau + 100 m NN verläuft und im Bereich der Oranje-Störung etwa das Niveau  $\pm$  0 m NN erreicht. Im Detail wird dieses Bild noch durch die Bruchtektonik modifiziert, deren Nordwest – Südost verlaufende Störungen die Karbon-Oberfläche um maximal ca. 40 m versetzen (Heerlerheide-Sprung).

Nach Nordosten hin wird dieser Teilbereich der Karbon-Oberfläche vom Feldbiß begrenzt, der sie um Beträge zwischen 120 – 160 m im Süden und bis zu ca. 300 m im Norden verwirft. Auffallend ist der mittlere Bereich des dargestellten Störungsverlaufs im Gebiet der Grube Laura und Julia, wo der tektonische Verwurf der Karbon-Oberfläche am Feldbiß auf Werte von ca. 30 m und weniger zurückgeht und statt dessen aufgrund der guten Aufschlußverhältnisse eine dem Störungsverlauf folgende morphologische Hangbildung von ca. 80 m Höhe zu belegen ist (HEYBROEK 1947 a, Geologisch Bureau 1954: Profile 7 u. 10). Es liegt hier also eine ähnliche Situation vor, wie am Rurrand-Sprung bei Hückelhoven (vgl. Kap. 1.2.3.2.2.), wo ebenfalls der Sprungverlauf durch einen morphologischen Steilabfall nachgezeichnet wird (Abb. 39).

Auch östlich des Feldbisses fällt die Karbon-Oberfläche relativ ruhig und mit nur geringem Gefälle (ca. 3-5°) nach Norden bis Nordwesten hin ein. Sie wird jedoch in erhebliSW



Abb. 39 Durch rückschreitende Erosion gebildeter Abhang in der Karbon-Oberfläche im Bereich des Feldbisses im Gebiet der Gruben Laura und Julia (nach Geologisch Bureau 1954: Profile 7 u. 10)

Fig. 39 Morphologic rim of the surface of Carboniferous along the Feldbiß fault caused by erosion (mines Laura and Julia; acc. to Geologisch Bureau 1954: sections 7 and 10)

chem Maße von den Störungen des Nordstern-Grabens verworfen, wobei im südlicheren Bereich (Zechen Nordstern und Anna) die östlichen Grabenrandstörungen mit ca. 120-140 m die bedeutenderen Verwürfe zeigen, während weiter nach Nordwesten zu im Bereich der Grube Julia die Verwürfe am westlichen Grabenrand beziehungsweise der sich daraus entwickelnden 1. Nordöstlichen Hauptstörung überwiegen.

Dieser von der Bruchtektonik abgesehen relativ reliefarme Bereich der Karbon-Oberfläche wird nach Nordosten hin von einem Nordwest-Südost streichenden, stark ausgeprägten Steilhang abgeschnitten. Die Karbon-Oberfläche sinkt hier auf einem horizontalen Abstand von ca. 500 bis 600 m um bis zu 240 m nach Norden hin ein, was einer Hangneigung von rund 30° entspricht. Im Südosten entwickelt sich dieser Abhang in der Karbon-Oberfläche aus der Sandgewand heraus, die östlich der Grube Maria die Karbon-Oberfläche um ca. 200 m verwirft und - ähnlich wie der Feldbiß - von einem morphologischen Abfall der Karbon-Oberfläche von ca. 40 m Höhe begleitet wird. Der weitere, nach Nordwest von der Sandgewand abzweigende Verlauf dieser Struktur ist teils durch untertägige Aufschlüsse der Karbon-Oberfläche im Bereich der Gruben Anna/Adolf einerseits und Carl Alexander und Carolus Magnus andererseits, teils durch übertägige Bohrungen seit langem bekannt (JACOB 1902, HOLZAPFEL 1903, QUAAS 1916, 1917). Sie wurde bis in jüngste Zeit hinein aber stets als tektonisches Element gedeutet (entweder als Fortsetzung der Sandgewand oder als eigenständige Palenberger Störung (vgl. A HORNER 1962, GRAFAHREND 1959, G. HERBST 1966), obwohl spätestens seit den Untersuchungen von GÄRTNER (1948) bekannt war, daß dem Höhenunterschied an der Karbon-Oberfläche kein irgendwie adäquater Verwurf im Karbon gegenübersteht (vgl. Taf. 10: Schnitte C – F und Kap. 1.3.2.3.). Der Hangbereich in der Karbon-Oberfläche wurde nämlich mehrfach von Abbauen und Strecken unterfahren, ohne daß entsprechende Störungen im Karbon angetroffen wurden (Abb. 40). Die Deutung des "8-m-Verwurfs" im Sandgewand-Querschlag der Grube Carl Alexander als Umkehrverwurf, an dem zunächst eine Aufschiebung um ca. 250 m und anschließend eine Abschiebung um etwa denselben Betrag erfolgte (GRAF-AHREND 1959), ist aus den oben (Kap. 1.3.2.3.) erwähnten Gründen abzulehnen.

Ferner ist zu berücksichtigen, daß die Störungselemente, die im Bereich des beschriebenen Abhangs der Karbon-Oberfläche auftreten, keineswegs durchlaufen und zum Teil sogar gegensätzlich einfallen (Palenberger Störung, Kap. 1.3.2.3.). Nach den vorliegenden Befunden muß daher dieser Steilhang als Erosionsform gedeutet werden, die während einer prätertiären (?) Abtragungsphase entstanden ist. Auffallend ist in diesem Zusammenhang, daß sich auch die Ausbildung des Deckgebirges in diesem Bereich ändert (ZELLER 1979): Nördlich des Steilhangs bildet der Walsumer Meeressand (Mitteloligozän) die Deckgebirgsbasis, während südlich davon (d. h. auf der "Hochfläche") erst der etwas jüngere Ratinger Ton beziehungsweise der vielleicht auch als Verwitterungsbildung zu deutende "Baggert" angetroffen wird. Ferner sei an dieser Stelle auf eine rinnenförmige Eintiefung der Karbon-Oberfläche hingewiesen, die im Bereich der Zeche Julia parallel zum Westlichen Julia-Sprung verläuft und sich sowohl nach Norden hin als auch nach Süden entlang dem Feldbiß und im Bereich östlich der Grube Domaniale bis zu den Voccart-Schächten verfolgen läßt. Auch diese Eintiefung legt von ihrer Form her die Deutung als Erosionsrinne nahe.

Östlich der Sandgewand biegen die Streichlinien der Karbon-Oberfläche in ihrer Richtung um, so daß das Eintauchen der Fläche nunmehr nach Nordosten gerichtet ist. Das Einfallen der Karbon-Oberfläche beträgt auch hier generell ca. 3-5°, wird aber durch einige morphologische Elemente stärker strukturiert. Besonders hervorzuheben ist dabei ein der Karbon-Oberfläche aufgesetzter "Berg" im Bereich zwischen Diagonal-Sprung und Siersdorfer Westsprung, der sich um ca. 120 m über das ihn umgebende Niveau erhebt. Auch dieses tektonisch vorgezeichnete morphologische Element in der Karbon-Oberfläche dürfte als Erosionsform zu deuten sein. Derartige, relativ stark ausgeprägte Erosionsformen an der Grundgebirgsoberfläche beziehungsweise Tertiär-Basis der Niederrheinischen Bucht werden durch VON DER BRELIE & HAGER & WEILER (1981: 44) auch aus dem Bereich des Siegburger Grabens im Südostteil der Niederrheinischen Bucht beschrieben.

Ebenso weist KNAPP (1978: 87, 128) auf ein während der Oberkreide angelegtes Relief hin, das "zum Beispiel durch Erosion von Tälern oder submarinen Rinnen" entstanden sein dürfte. Auch die Verkarstungserscheinungen, die zum Beispiel von RUTTEN (1945a) aus obersantonen Kalken im Deckgebirge der Grube Hendrik beschrieben werden, deuten auf eine präoligozäne Erosionsphase hin.

Durch die zahlreichen Querstörungen, die im Bereich östlich der Sandgewand auftreten, wird die Karbon-Oberfläche in einzelne Schollen gegliedert. Die Verwurfsbeträge an den Störungen liegen aber meist nur im Zehner-Meter-Bereich und erreichen am Siersdorfer Westsprung mit ca. 60 m und am Diagonal-Sprung mit ca. 100 m ihre höchsten Werte.

Betrachtet man die Verwürfe der Karbon-Oberfläche an den Sprüngen im Gesamtbild (Taf. 7), so erkennt man den Einfluß, den die Bruchtektonik im Bereich des Wurm-Reviers auf das Einsinken der Karbon-Oberfläche nach Norden (bzw. Nordwesten und Nordosten) hin ausübt. Neben einigen sich antithetisch zu diesem großräumigen Einsinken der Rur-Scholle verhaltenden Sprüngen, die vor allem im Süden des Gebietes auftreten (Östl. Nordstern-Grabensprung, Bettendorfer Sprung, Siersdorfer Westsprung, Freialdenhovener Sprung) herrschen besonders im Nordteil des Reviers synthetische Sprünge vor: Heerlerheide-Störung, Feldbiß, 1. Nordöstlicher Hauptverwurf, Sandgewand, Diagonal-Sprung. Diese Störungen bewirken zusammen einen Gesamtverwurf der Karbon-Oberfläche von ca. 600m nach Osten beziehungsweise Nordosten, dem ein entgegengesetzter Verwurf von nur ca. 160-200m gegenübersteht.

Für die Ausgestaltung der Karbon-Oberfläche im Wurm-Revier sind daher neben den großräumigen Schollenkippungen, die im Zusammenhang mit der epirogenen, jungen Heraushebung des Rheinischen Schildes stehen (vgl. QUITZOW & VAHLENSIECK 1955, AHORNER 1962, MÄLZER & HEIN & ZIPPEL 1983), auch die postvariscische Bruchtektonik und in nicht geringem Maße wahrscheinlich prä-bis frühtertiäre Erosionsvorgänge von entscheidendem Einfluß gewesen.

Einige Beispiele mögen noch illustrieren, wie komplex die postvariscischen Bewegungen an den Sprüngen des Wurm-Reviers abgelaufen sind. So wurde zum Beispiel in der niederländischen Tiefbohrung D. B. 157 (Imstenrade), die im Bereich der Benzenrader Störung (bzw. der Grondgalerij-Abb. 28) niedergebracht wurde Lg.-VI-Störung, vgl. (R 2499500, H 5635600), die Karbon-Oberfläche zweimal durchörtert (PATIJN & KIMPE 1963): Nachdem die Bohrung bereits bei +61,85 m NN aus kretazischen in karbonische Gesteine geriet, durchteufte sie von +59.10 bis +17.60 m NN erneut stark gestörte Kreide-Schichten. Dieser Befund läßt sich wohl nur so interpretieren, daß an der Benzenrader Störung nach der abschiebenden auch eine aufschiebende Bewegung stattgefunden hat ("Schaukelbewegung", vgl. G. HERBST 1954), die zur Doppellagerung der Karbon-Oberfläche führte (Abb. 41).

Einen interessanten Aufschluß des Feldbisses beschreibt RUTTEN (1945 b). Anhand einer etwa 250 m unter der Karbon-Oberfläche angesetzten, schrägen Untertagebohrung im Feld der Staatsgrube Hendrik läßt sich nachweisen, daß der Feldbiß, der hier die Karbon-Oberfläche um etwa 340 m verwirft, in zwei nur etwa 6 m nebeneinander liegende Störungsbahnen aufgespalten ist, deren westliche Karbon gegen Senon verwirft.

Nach der Durchörterung von etwa 4 m Kreide (in der Bohrlochachse gemessen) geriet die Bohrung wieder in das Karbon und erreichte erst nach weiteren 2 m Bohrstrecke den östlichen Störungsast, der nun das Karbon gegen Oligozän verwirft. In der Profilkonstruktion ergibt sich, daß der westliche Störungsast einen Verwurf von etwa 220 m bewirkt, der östliche einen von etwa 115 m.









Abb. 42 Aufschluß der Störungszone des Richtericher Sprungs an der Autobahnanschlußstelle Aachen-Nord mit Nachweis von "Schaukelbewegungen" (nach einer Aufnahme von G. KNAPP)

Fig. 42 Exposure of the Richterich fault zone at the motorway exit "Aachen-Nord" proving the existence of oscillating movements (survey: G. KNAPP)

60

Aufschlußsohle

und

unter-

Als letztes Beispiel sei schließlich auf einen Aufschluß des Richtericher Sprungs an der Autobahnabfahrt Aachen – Nord hingewiesen, der von G. KNAPP untersucht wurde und in hervorragender Weise die Komplexität der Bewegungen an dieser Störung illustriert (KNAPP 1978: 126 u. mdl. Mitteilung).

Entlang einer nord- bis nordostfallenden Abschiebung erfolgte postsanton eine Aufschiebung der Nordscholle, wie das Auftreten von Santon-Schichten mit typischen Schleppungserscheinungen in der Südscholle zeigt. Diese Situation wurde diskordant von Maastricht-Sedimenten überdeckt, die unter Ausfall des Santons in der Nordscholle unmittelbar auf dem Karbon lagern. An einer südfallenden Teilstörung des Richtericher Sprungs wurden diese nun ihrerseits halbgrabenartig versenkt. In einer weiteren Bewegungsphase wurden schließlich die dem Oligozän angehörenden noch jüngeren Deckschichten an einer steil einfallenden Trennfläche abgeschoben (Abb. 42).

# 1.3.3. Analyse des tektonischen Baus

# 1.3.3.1. Entwicklung des Faltenbaus

# 1.3.3.1.1. Großfaltenbau

Das Wurm-Revier läßt sich vom Standpunkt der Faltentektonik her gesehen in eine Reihe von Hauptfalten gliedern. Diese bereits bei der Beschreibung des tektonischen Baus aufgeführten Hauptsättel und -mulden (Kap. 1.3.2.1.) sind zwar nicht so ausgeprägt wie beispielsweise die Hauptfalten des Ruhrkarbons; sie lassen sich aber kontinuierlich durch das gesamte Arbeitsgebiet verfolgen und kennzeichnen damit das variscische Generalstreichen des Gebirgsbaus (vgl. Abb. 43).

Dabei zeichnet sich neben einem in der "normalen" variscischen Streichrichtung um 60° liegenden Hauptmaximum ein deutliches Nebenmaximum bei Streichwerten um 20-30° ab. Diese vom allgemeinen Streichen nach Norden abweichenden Achsenverläufe der Hauptfalten finden sich bevorzugt im Ostteil des Arbeitsgebietes, wie ein Blick auf das Kartenbild (Taf. 7) bestätigt. Hier biegt das Generalstrei-



Abb. 43 Die Streichrichtungen der Großfalten im Wurm-Revier

Fig. 43 The strike of major folds in the Wurm district

chen der Hauptfaltenachsen deutlich nach Norden hin um, was besonders gut im Bereich der Wurm-Mulde und des Baesweiler Sattels durch Aufschlüsse belegt ist.

Diese Beobachtung im Wurm-Revier spielt für die regionalgeologischen Zusammenhänge eine wichtige Rolle: Erlaubt sie doch in Verbindung mit ähnlichen Feststellungen im Gebiet des Erkelenzer Horstes eine Verbindung der Hauptfaltenstrukturen zwischen diesen beiden Gebieten über das aufschlußfreie Gebiet der Rur-Scholle hinweg (vgl. Kap. 1.5.1.).

Die Falten ach sen der Großfalten liegen nicht horizontal, sondern tauchen – wie die Längsschnittserie (Taf. 10) zeigt – teils nach Nordosten zu, teils nach Südwesten hin ab. Ein Teil dieser Achsenverstellungen ist ganz offenbar auf Schollenkippungen im Zusammenhang mit der Sprungtektonik zurückzuführen, jedoch ist auch eine davon unabhängige Überlagerung des Faltenbaus durch eine etwa quer dazu angelegte Ach sen wellung unverkennbar: Besonders ausgeprägt ist dabei eine Achsendepression, die im Schnitt A (Taf. 10) in der Herzogenrather Scholle auftritt und sich dann weiter nach Norden in die Alsdorfer Scholle verfolgen läßt, wo sie für die eigentümliche, schüsselartige Verbreiterung der Adolf-Mulde verantwortlich ist.

Weitere ausgeprägte Achsendepressionen liegen in der Wilhelmina-Mulde vor, deren Achse etwa von der Schachtanlage Wilhelmina aus nach Osten wie Westen zu heraushebt, oder im Bereich der Wurm-Mulde östlich des Diagonal-Sprungs.

Obwohl eine durchgängige Linie, auf der diese Depressionen angeordnet sind, nicht erkennbar ist, zeigt sich im großräumigen Bild (Taf. 1) doch, daß das Zentrum des Wurm-Reviers ein Gebiet von axialen Tieflagen darstellt, das sich nach Nordwesten hin in den Bereich des niederländischen Zentral-Grabens fortsetzt.

Nach Süden hin stellt die Achsendepression der Inde-Mulde, die eventuell mit der Eifeler Nord – Süd-Zone in Verbindung zu bringen ist, die Fortsetzung dieser Depressionszone dar (vgl. Kap. 1.4.3.1.). Nach Südwesten hin heben die Faltenachsen des Wurm-Reviers generell in Richtung auf die Querstruktur von Visé-Puth hin heraus, während im Ostteil des Reviers offenbar der axiale Anstieg in Richtung auf das Krefelder Gewölbe hin einsetzt. Dies ist besonders deutlich am Baesweiler Sattel zu erkennen, der bereits innerhalb des Wurm-Reviers nach Nordosten hin heraushebt und dessen Fortsetzung dann auch in der östlichen Fortsetzung des Erkelenzer Reviers nachweisbar ist (vgl. Kap. 1.5.1.).

Auffallend ist die enge Verknüpfung der Faltenform der Großfalten mit der jeweiligen Achsenlage: Dort, wo Achsendepressionen ausgebildet sind, liegen die Großmulden in Form breiter Trogmulden vor (Wilhelmina-Mulde, Adolf-Mulde, 3. Mulde Emil Mayrisch), während die Sättel in ihrer Bedeutung zurücktreten (Kohlscheider bzw. Baesweiler Sattel in den Schnitten 8 - 12 (Taf. 8 u. 9). Andererseits modellieren sich in Kulminationsbereichen die Sättel als breite Antiklinorien stärker heraus, während sich die Mulden unter verstärkter Spezialfaltung verengen. Dies ist besonders deutlich an der Entwicklung der Wurm-Mulde nach Westen hin zu erkennen. Auch wenn diese Erscheinungen wegen der kleinräumigeren Entwicklung der Strukturen hier nicht so augenfällig sind, liegen in den Beziehungen zwischen Achsenwellung und Faltenform im Wurm-Revier also ähnliche Verhältnisse vor, wie sie aus dem Ruhrkarbon bekanntgeworden sind (DROZDZEWSKI et al. 1980).

In vorwiegend querschlägiger Richtung sind deutliche Strukturunterschiede zwischen den einzelnen Großfalten erkennbar: die südlichen Faltenelemente (Soerser Mulde, Berensberger Sattel, Wurm-Mulde und Kohlscheider Sattel) stellen aus zahlreichen Spezialfalten zusammengesetzte Antiklinorien und Synklinorien dar, das heißt, sie lassen sich (querschlägig betrachtet) als Wellung des Faltenspiegels beschreiben. Weiter im Norden beziehungsweise auch Osten tritt der Einfluß der Spezialfalten generell zurück, und die Großfalten nehmen weitgespannte, ruhige Formen an (Wilhelmina- bzw. Adolf-Mulde, Waubacher Sattel etc.).

# 1.3.3.1.2. Spezialfalten

Der den vorgenannten Großfalten nachgeordnete Spezialfaltenbau spiegelt in differenzierterer Weise das Verhalten des Großfaltenbaus wider.

Trägt man die Streichrichtung der Spezialfalten in Relation zu ihrer jeweiligen streichenden Länge in eine Richtungsrose ein, so zeigt auch diese das dominierende Maximum des variscischen Generalstreichens von ca. 60–70° (Abb. 44, unten rechts, "absolute Werte"). Diese Art der Messung wird den Verhältn issen des Wurm-Reviers jedoch nur bedingt gerecht, da die Anzahl und Dichte der Faltenachsen im Gesamtgebiet sehr ungleich verteilt ist. Aus diesem Grunde wurde das Gesamtgebiet in acht Einzelschollen gegliedert, die von den Hauptsprüngen Feldbiß, Sandgewand und Diagonal-Sprung und von den streichenden Störungen (Aachener Überschiebung, Willem-Adolf-Störung und Oranje-Störung) begrenzt werden. Innerhalb dieser Schollen wurden die Streichrichtungen und streichenden Längen der Faltenachsen nun jeweils separat erfaßt, auf eine Gesamtlänge von jeweils 100 hochgerechnet und dann ausgewertet. Es entsteht so das in Abbildung 44 und Tabelle 2 wiedergegebene, gewichtete und differenzierte Bild.

Aus dieser Darstellung lassen sich zwei räumliche Entwicklungen herauslesen:

Im Südwesten (Schollen 2, 5, 6) überwiegt bei weitem die als B1zu benennende Generalstreichrichtung von 60 – 70°. Eine fast Nord – Süd streichende B2-Richtung spielt, quantitativ gesehen, daneben fast gar keine Rolle, obwohl sie im Kartenbild hier besonders auffällt (z. B. Sattel von Ham in Scholle 5).

Im Fortstreichen nach Osten hin dreht die Richtung der B1-Achsen nun allmählich nach Norden, so daß im Osten des Wurm-Reviers (Schollen 4 u. 8) die B1-Richtung bei etwa 40° liegt. Gleichzeitig nimmt auch die Bedeutung der steiler





streichenden B2-Richtung deutlich zu. Eine ähnliche Entwicklung, wie sie sich hier in Ost – West-Richtung abzeichnet, ist auch in Nord – Süd-Richtung zu beobachten: Im Süden herrscht das flachere Generalstreichen von B1 um 60° vor, während im Norden (Schollen 1 u. 4) ein steileres Streichen von B1 um 40° und daneben eine deutlich ausgeprägte B2-Richtung um 20° auftritt.

Trägt man nun die Streichrichtungen der Faltenachsen schollenweise gewichtet in ein Richtungsdiagramm ein (wobei die Achsenlängen für jede Scholle auf 100 hochgerechnet werden), so entsteht das in Abbildung 44 (unten rechts, "gewichtete Werte") dargestellte Bild, das die Schwankungsbreite von B1 ( $30-80^\circ$ ) bei einem Mittelwert von 56° und B2 ( $0-30^\circ$ ) bei einem Mittelwert von 18° erkennen läßt.

Die Streichrichtungen der Spezialfalten entsprechen also im großen und ganzen denen der Großfalten, auch wenn lokal deutliche Abweichungen davon zu beobachten sind. Sie können daher auf einen gemeinsamen Kräfteplan bei der Faltung zurückgeführt werden. Generellist festzustellen, daß im Süden und Westen des Wurm-Reviers ein flacheres Streichen um 60° vorherrscht, während im Norden und Osten "steilere" Streichrichtungen auftreten.

Auch bezüglich des Abtauchens der Faltenachsen stimmen Großfaltenbau und Spezialfaltenbau weitgehend überein. Lokal läßt sich allerdings auch ein dem allgemeinen Trend entgegengesetztes Achsenabtauchen einzelner Spezialfalten beobachten: So taucht zum Beispiel Sattel III (Taf. 8: Schnitt 2) entgegen dem generell nach Osten gerichteten Eintauchen der Wurm-Mulde nach Westen zu ab, ebenso im Bereich östlich von Schnitt 7 (Taf. 8). Ein dem generellen Trend entgegengesetztes Achsenverhalten läßt sich auch bei Sattel IV und V im Gebiet der Grube Maria beobachten. Diese Erscheinung scheint an die Hangendscholle größerer Sprünge gebunden zu sein, wie die Lage der genannten Beispiele zur Uersfelder Störung, zu Feldbiß und Sandgewand vermuten läßt. Die großen Querstörungen, vor allem die Sandgewand, aber zum Beispiel auch der Westliche Grabensprung im Feld Julia, bedingen mitunter auch plötzliche Wechsel der Abtauchrichtung der Faltenachsen, die zum Teil auf die Schollenkippungen an den Sprüngen zurückgeführt werden können, zum Teil aber eventuell auch schon vor dem Aufreißen der Sprünge angelegt sein könnten (Taf. 10: Schnitte A', F, G).

Die Faltungsintensität nimmt im Wurm-Revier in querschlägiger Richtung von Südosten nach Nordwesten sehr schnell ab. Eine sehr intensive Spezialfaltung kann nur im Südostteil des Gebietes, in der sogenannten "Engfaltenzone" (val. G. HERBST 1966) der Wurm-Mulde und des Kohlscheider Sattels beobachtet werden, in den nördlicheren Teilen des Arbeitsgebietes treten dagegen nur mehr relativ weitspannige und wenig bedeutende Spezialfalten auf. So beträgt zum Beispiel die Einengung in den südlichsten 2 km von Schnitt 11 (Taf. 9) (d. h. in der Engfaltenzone) rund 49%, während sie in einem ebenfalls 2km breiten Abschnitt im Norden desselben Schnittes (um Brg. 107) nur noch weniger als 10% beträgt. Auch GREBE (1957) gibt als Einengungsmaß für die Engfaltenzone im Gebiet der Grube Gouley-Laurweg Werte zwischen 40 und 50 % an. Für den ruhiger gebauten nördlichen Teil dieses Gebietes errechnet er eine Einengung um 15-35%, während er für die Alsdorfer Scholle eine Einengung von 15-25% feststellt.

Nach seinen Untersuchungen ist der Grad der Einengung weder von der stratigraphischen Position der Meßstelle (d. h. von faziellen Einflüssen) noch von der Tiefenlage der Meßstelle abhängig, so daß auch von einer generellen Zu- oder Abnahme der Einengung zur Tiefe nicht gesprochen werden kann. Die Bereiche stärkerer beziehungsweise schwächerer Einengung durchziehen vielmehr den Gebirgskörper in erstaunlich gleichmäßiger Weise diagonal (GREBE 1957: Abb. 5), so daß der Autor eine Schollenkippung um etwa 5 – 10° nach Nordosten schon vor der Faltung annimmt.

Die gesamte Einengung des Wurm-Reviers beträgt nach Flözlängenmessungen in den Schnitten 4, 7 (Taf. 8) und 11 (Taf. 9), die das Gebiet vollständig überdecken, rund 18 – 23 %, wobei eine Tendenz zur Abnahme der Einengung in nordöstliche Richtung zu bestehen scheint. Die Gesamteinengung des Wurm-Reviers ist also deutlich geringer als zum Beispiel die im Ruhrkarbon, für das Werte um rund 30 % angegeben werden (WREDE 1980 b: 162).

Die Vergenz der Falten ist, von ganz unbedeutenden Ausnahmen abgesehen, deutlich nach Nordwesten gerichtet. Besonders in der Engfaltenzone tritt sie in der asymmetrischen Faltenausbildung deutlich hervor, so daß hier die steil bis überkippt einfallenden Nordflanken der Spezialsättel seit alters als "Rechtes", die relativ dazu flach einfallenden Südflanken als "Plattes" bezeichnet werden. (Auch die fast durchweg nach Süden einfallenden Überschiebungen zeichnen diese Nordvergenz des Gebirgsbaus nach – vgl. Kap. 1.3.3.2.). Es treten jedoch auch innerhalb der Engfal-

| Scholle   | 0 – 10°<br>(%)                                | 10 – 20°<br>(%)   | 20 – 30°<br>(%)                                       | 30 – 40°<br>(%)  | 40 – 50°<br>(%)  | 50 – 60°<br>(%)   | . 60 – 70°<br>(%)                           | 70 – 80°<br>(%)                     | 80 – 90°<br>(%)          | n*   |
|---|---|---|---|--|--|---|---|-------------------------------------|--------------------------|--|
| 1<br>2<br>3<br>4<br>5<br>6<br>7<br>8                          | 6,6<br>3,5<br>12,5<br>0,4<br>0,5<br>4,6<br>20 | 20,5<br>2,7<br>2,4<br>12,5<br>1,3<br>3,3<br>3,3<br>16,1 | 26,5<br>0<br>11,4<br>8,8<br>1,1<br>1,5<br>13,8<br>8,3 | 4,8<br>14,2<br>7,5<br>30,0<br>1,2<br>2,8<br>12,9<br>16,5 | 36,1<br>15,8<br>7,8<br>27,5<br>7,2<br>19,9<br>13,3<br>28,1 | 12,0<br>17,5<br>8,6<br>2,5<br>19,0<br>29,0<br>36,3<br>8,3 | 23,5<br>26,7<br>7,5<br>52,2<br>30,9<br>13,3 | 19,7<br>29,8<br>15,2<br>11,1<br>7,5 | 1,1<br>1,6<br>1,3<br>4,2 | 41,5<br>91,5<br>127,5<br>40,5<br>934,5<br>395<br>126<br>60,5 |
| abs. Werte<br>Länge d. Falten-<br>achsen im Gesamt-<br>gebiet | 2,2   | 3,2   | 3,7   | 4,6  | 12,6   | 20,6  | 37,8  | 13,8                                | 1,4                      | 1817   |
| gewichtet   | 5,9   | 7,7   | 8,8   | 11,1   | 19,6   | 16,4  | 19,1  | 10,3                                | 1,0                      | 800  |

Tabelle 2 Streichrichtungen der Faltenachsen im Wurm-Revier

\*n gibt die Länge aller Faltenachsen in der jeweiligen Scholle an.

tenzone örtlich durchaus Falten mit fast senkrecht einfallender Achsenebene auf, die eine ausgeprägte Vergenz nicht erkennen lassen.

Auch außerhalb der Engfaltenzone überwiegt der nord- beziehungsweise nordwestvergente Faltenbau, wie zum Beispiel die Falten im Bereich der Zeche Carolus Magnus erkennen lassen (Taf. 9: Schnitte 11 – 13).

An Faltenformen herrschen in der Engfaltenzone Spitzfalten vor, die allerdings mitunter in Rundfalten übergehen können. Daneben treten örtlich auch kofferartige Formen kleineren Maßstabes oder ganz unregelmäßige Faltenformen auf (Abb. 45, vgl. auch Abb. 15). Besonders hervorzuheben ist das Auftreten von Kaskadenfalten, das vor allem im Gebiet der Grube Maria für das Bild des Südflügels der Wurm-Mulde bestimmend ist (Taf. 9: Schnitte 11 – 12). Die starken Wechsel in den Faltenformen, die vor allem in der Engfaltenzone auftreten, erschweren eine Projektion zur Tiefe hin, worauf zum Beispiel SKUTTA (1979) hingewiesen hat. Irgendwelche Regelmäßigkeiten bei der Zunahme runder oder spitzer Faltenformen mit der Tiefe lassen sich nicht eindeutig erkennen, da es für jeden dieser Fälle Beispiele gibt (Abb. 15, 16, 45; vgl. auch GREBE 1957: 516). Generell scheint zur Tiefe hin aber die Vergenz der Falten stärker zu werden, was eventuell auf eine Übereinstimmung mit den experimentellen Ergebnissen von HOEPPENER & BRIX & VOLLBRECHT (1983) hindeutet (vgl. Kap. 1.5.3.).

## 1.3.3.2. Faltenbau und Überschiebungen

Schon bei der Beschreibung der Überschiebungen (Kap. 1.3.2.2.) wurde auf die engen Zusammenhänge zwischen Faltenbau und Überschiebungen hingewiesen. Die Überschiebungen passen sich sowohl im Streichen wie auch in ihrem einfallenden Verlauf weitgehend dem Spezialfaltenbau an, so daß sie – ähnlich wie es für das Ruhrkarbon



Abb. 45 Beispiele für unterschiedliche Faltenformen in der Engfaltenzone des Wurm-Reviers:
a) Laurweg, 1. Östl. Abt.; b) Gouley, 1. Östl. Abt. 650-m-S.; c) Laurweg, 2. Östl. Abt.; d) Maria, 1. Östl. Abt.
Fig. 45 Examples of different shapes of folds in the narrow folded zone of the Wurm district:

a) Laurweg mine, cross-cut 1 E; b) Gouley mine, cross-cut 1 E, level 650 m; c) Laurweg mine, cross-cut 2 E; d) Maria mine, cross-cut 1 E

64

nachgewiesen werden konnte (WREDE 1982a) - sicher in genetisch engem Zusammenhang mit der Faltung entstanden sind. Das Diagramm der Abbildung 46, das die Beziehungen von Schichteneinfallen und Einfallen der Überschiebungen zeigt, stellt diese Zusammenhänge klar heraus. Man erkennt deutlich, daß die überwiegende Mehrzahl der Überschiebungen den Bedingungen gehorcht, die für die Genese der Überschiebungen im Ruhrkarbon gelten und deren rechnerische Interpretation durch die gestrichelte Linie in Abbildung 46 wiedergegeben wird. (Zur Herleitung dieses Diagramms vgl. WREDE 1980a). Demnach lassen sich auch die Überschiebungen des Wurm-Reviers als mechanische Elemente des Faltungsvorgangs deuten, die bei der Faltung auftretenden Volumenüberschüsse in den Faltenkernen abbauen und selbst in den Faltungsvorgang mit einbezogen werden ("mitgefaltete Überschiebung").

Ein bedeutsamer Unterschied zum Ruhrkarbon liegt allerdings darin, daß im Wurm-Revier fast nur südfallende Überschiebungen auftreten, so daß die Besetzungsdichte des Diagramms stark asymmetrisch ist. Hierin dürfte die gegenüber dem Ruhrkarbon wesentlich ausgeprägtere Nordwestvergenz des Gebirges ihren Ausdruck finden. Auch im Südlimburger Revier sind diese Zusammenhänge zwischen Faltenbau und Überschiebungen zu erkennen: So fällt zum Beispiel in der das gesamte Südlimburger Revier überdeckenden Profildarstellung von MULLER (1947: Abb. 1) deutlich auf, daß auf der Südflanke des die Faltentektonik dieses Gebietes beherrschenden Waubacher Sattels nur synthetische, steiler als die Schichtung einfallende Überschiebungen auftreten. Auf der Nordflanke herrschen dagegen ganz flach einfallende, meist antithetische, "deckelartige" Überschiebungen vor. Genau dies entspricht den durch das vorstehend genannte Modell beschriebenen Verhältnissen. Auch hier ist aber nur die primär südfallende Fläche des h0l-Scherflächenpaares ausgebildet.

Das Auftreten von Überschiebungen, die Faltenkuppen kappen und damit nicht der sonst gültigen Regel vom stetigen stratigraphischen Aufstieg der Überschiebungen folgen, wie sie SCHOLZ (1956: 162) aufgestellt hat, muß daher überraschen (vgl. Kap. 1.3.2.2., Abb. 25). Betrachtet man diese Überschiebungen jedoch in ihrem extrem verfalteten Umfeld, so wird klar, daß sie genau die von SCHOLZ (1956: 163) hypothetisch aufgestellten Forderungen für solche, die stratigraphische Abfolge "wellenförmig" durchschneidenden "Wechsel" erfüllen: "Stratigraphisch wellenförmige Wechsel sind zweifellos in Schichtenpaketen möglich, die im Ablauf der Faltung so wirksam miteinander verzahnt wurden, daß die Schichtflächen ihre Funktion als spannungsausgleichende Bewegungsbahnen weitgehend verloren. Bei erneuter oder anhaltender Einwirkung äußerer Kräfte verhalten sich dann Schichtenpakete dieser Art mehr oder weniger wie ungeschichtete massive Gesteinskörper, und innere Spannungen können zur Bildung stratigraphisch wellenförmiger Wechsel führen, die unabhängig vom Faltenwurf der Schichten sind".

Tatsächlich ist in den Bereichen, in denen die genannten ungewöhnlichen Überschiebungen auftreten (Taf. 8: Schnitt 7, Taf. 9: Schnitt 12) eine weitere Einengung des Gebirges durch Biegegleitfaltung, das heißt durch Bewegungen auf den Schichtflächen (FLICK & QUADE & STACHE 1972), kaum mehr vorstellbar. Neben starken, tektonisch bedingten Mächtigkeitsschwankungen innerhalb der Schichtenpakete, die fast zum Bild ptygmatischer Falten führen. lösen die unbeeinflußt von der Spezialfaltung auf der Südflanke der Wurm-Mulde aufreißenden Überschiebungen die bei der weiteren Einengung auftretenden Volumenprobleme im Kern dieser Mulde. Insofern stellen diese Überschiebungen, die den Übergang von der Biegefaltung zur Scherfaltung markieren, eine Bestätigung dar für das von WREDE (1980 a) angenommene Modell einer Anlage der Überschiebungen als Flächen, an denen die bei der Faltung auftretenden Volumenüberschüsse abgebaut werden.

BREDDIN (1955: 247) beschreibt Anzeichen einer schwachen Schieferung in einigen Aufschlüssen der Engfaltenzone des Wurm-Reviers. Auch dies dürfte als Hinweis auf eine beginnende Zerscherung des Gebirges zu deuten sein, nachdem die Möglichkeiten zur Einengung durch Biegegleitfaltung weitgehend ausgeschöpft sind.



#### Abb. 46

Abhängigkeit des Einfallens der Überschiebungen vom Schichteneinfallen im Wurm-Revier (Besetzungsdichte: Isolinien > 0,1,3,5,7%)

# Fig. 46

Relation between the dip of overthrusts and the dip of strata in the Wurm district

## 1.3.3.3. Stockwerktektonik

Eine der wichtigsten Aufgaben der vorliegenden Untersuchungen ist es, nach Möglichkeit Aussagen über die Entwicklung des tektonischen Baus in vertikaler Richtung zu machen ("Tiefentektonik"). Derartige Aussagen sind insbesondere für die bergbauliche Planung von großer Bedeutung.

Die großräumigen Untersuchungen, die im Rahmen des Untersuchungsvorhabens "Tiefentektonik" am Geologischen Landesamt NW im Ruhrkarbon zu dieser Frage durchgeführt wurden (DROZDZEWSKI et al. 1980), konnten dort in den Hauptmulden drei übereinanderliegende tektonische Stockwerke nachweisen.

In einem oberen Stockwerk treten ruhige, fast ungefaltete Lagerungsverhältnisse ohne Überschiebungen auf. Im mittleren Stockwerk herrschen kurz- bis mittelspannige Falten mit ausgeprägter Überschiebungstektonik vor. Das untere Stockwerk ist lebhaft spezialgefaltet, jedoch treten hier keine oder nur sehr wenige Überschiebungen auf.

Die Verbreitung dieser Stockwerke ist im Ruhrkarbon nicht stratigraphisch gebunden, sondern hängt in erster Linie von der jeweiligen axialen Position ab: In den an Achsendepressionen gebundenen, breiten Trogmulden reicht das oberste Stockwerk in wesentlich tiefere Schichten hinab als in den Bereichen der Achsenkulmination, wo bereits in relativ jungen Schichten das mittlere und untere Stockwerk anzutreffen sind (DROZDZEWSKI et al. 1981: Abb. 4).

Für das Wurm-Revier sind Aussagen über einen möglichen Stockwerkbau nicht ganz so leicht zu treffen, da einmal die Bergbauaufschlüsse hier nicht den Tiefgang erreichen wie im Ruhrgebiet und zum anderen die relativ starken regionalen Strukturunterschiede des tektonischen Baus den Überblick erschweren.

Trotzdem gibt es eine Reihe von Beobachtungen, die zusammengefaßt Hinweise auf die Änderungen des Faltenbaus mit zunehmender Teufe geben:

Im Trogmuldenbereich der Adolf-Mulde (Taf. 8u, 9: Schnitte 8-11) zeigen die höheren Schichten ruhige, fast ungefaltete und ungestörte Lagerung. Wie die tieferen Grubenaufschlüsse aber gezeigt haben, stellen sich unter diesem Abschnitt erste Spezialfalten ein, die mit mehr oder weniger bedeutenden Überschiebungen verknüpft sind. Besonders deutlich wird dies beim Vergleich der Verhältnisse nördlich und südlich der Adolf-Störung im Schnitt 11 (Taf.9), da nördlich davon offenbar das tiefere Falten-/Überschiebungsstockwerk, südlich davon aber das ruhige obere Stockwerk vom Bergbau aufgeschlossen wurde. Der hier etwa 400 bis 500 m betragende Verwurf an dieser Störung kennzeichnet also den Tiefgang des oberen Stockwerks, das in diesem Gebiet etwa bis an die Grenze Alsdorfer gegen Kohlscheider Schichten hinabreicht. In den bruchtektonisch (Taf. 9: Schnitt 16) oder axial (Taf. 8: Schnitte 5 - 8) stärker herausgehobenen Teilen der Wurm-Mulde läßt sich dagegen ein Auslaufen der mit den hier zahlreich auftretenden Spezialfalten verknüpften Überschiebungen nach unten erkennen, worauf auch bei der Beschreibung der Überschiebungen schon hingewiesen wurde.

Faßt man diese Beobachtungen zusammen, so entsteht ein Bild, das eine zum Ruhrkarbon analoge Dreigliederung des Stockwerkbaus erkennen läßt:

Unter einem ruhigen oberen Stockwerk liegt auch im Wurm-Revier ein Spezialfalten-/Überschiebungsstockwerk, das zur Teufe hin von einem reinen Spezialfaltenstockwerk abgelöst wird.

In den Schnitten 8 und 9 (Taf. 8), die im Übergangsbereich zur Trogmulde liegen, ist im hier fast ausklingenden Kohlscheider Sattel diese Dreigliederung deutlich zu erkennen.

Ob die starke, kurzwellige Spezialfaltung und Verschuppung der Schichten, die im Gebiet von Berensberger Sattel ("Woltershoffnung-Stollen") und Soerser Mulde sowie in den stratigraphisch tiefsten Aufschlüssen der Wurm-Mulde in der Grube Carl Friedrich (Taf. 8: Schnitte 1, 3 u. 4) auftritt, ein viertes Stockwerk kennzeichnet oder eher auf regionale Bedingungen zurückzuführen ist, läßt sich wegen der geringen räumlichen Verbreitung dieser Aufschlüsse schwer entscheiden. Die Aufschlüsse auf Carl Friedrich (Taf. 8: Schnitt 1) legen eigentlich eher eine Interpretation im Sinne der Stockwerkgliederung nahe, da hier der Schuppenbau nach oben hin gegen ein reines Spezialfaltenstockwerk auszuklingen scheint.

Es ist zudem auch keine regional wirksame Einflußgröße zu erkennen, die in diesem westlichsten Teil des Wurm-Reviers eine solche Spezialtektonik verursacht haben könnte. Der Abstand der Aufschlüsse auf Carl Friedrich zur Aachener Überschiebung, die eventuell als derartige Größe zu betrachten wäre, ist eher größer als zum Beispiel der der Aufschlüsse im Süden der Gruben Gouley, Teut und Königsgrube (Taf. 8: Schnitte 5–7) oder Emil Mayrisch (Taf. 9: Schnitt 17), wo eine solche Tektonik nicht nachweisbar ist. (Allerdings reichen die Aufschlüsse dort auch nirgends bis in ein entsprechend tiefes stratigraphisches Niveau hinab.)

Es könnte nach den Befunden im Südwestteil des Wurm-Reviers also durchaus so sein, daß sich unter dem ungestörten Spezialfaltenstockwerk ein Bereich intensiver Kleinfaltung und Verschuppung (Falten im Dekameter-Bereich) einstellt.

Dies würde die von VOLLBRECHT (1983) aufgrund experimenteller Ergebnisse geäußerte Vermutung stützen, daß die Dimensionen der tektonischen Strukturen mit zunehmender Teufe abnehmen. Wie schon im Kapitel 1.3.3.1.1. festgestellt wurde, besteht bezüglich der Stockwerktektonik und der Achsenwellung eine enge Beziehung: In den Achsendepressionen reichen die tektonischen Stockwerke bis in wesentlich tiefere stratigraphische Bereiche hinab als in den Achsenkulminationen: Es ist also ähnlich wie im Ruhrkarbon eine Bindung der Trogmulden an die Achsensenken zu beobachten, während in den Gebieten mit Achsenhochlagen eher stärker spezialgefaltete Synklinorien auftreten. Eine stratigraphische Bindung dieser Erscheinungen ist nicht feststellbar.

# 1.3.3.4. Schollengebundene Tektonik

Das auffällige Schollenraster, das von den großtektonischen Störungen des Wurm-Reviers hervorgerufen wird, hat in der Vergangenheit verschiedene Bearbeiter des Wurm-Reviers dazu angeregt, die tektonischen Verhältnisse der Einzelschollen zu untersuchen und miteinander zu vergleichen. Die zum Teil beträchtlichen Unterschiede im Baustil der einzelnen Regionen des Wurm-Reviers wurden dann als schollenspezifisch betrachtet und das Bild einer stark schollengeprägten Tektonik des Wurm-Reviers entworfen (z. B. WUNSTORF 1929, GREBE 1957, GRAFAHREND 1959 u. a.).

Die vorliegenden Untersuchungen haben aber gezeigt, daß die Veränderungen, denen der Faltenbau im Streichen unterworfen ist, nicht schollengebunden, sondern als Folge der Achsenwellung zu betrachten sind. Der Übergang von der starken Spezialfaltung der Wurm-Mulde und des Kohlscheider Sattels in der Kohlscheider Scholle zur ruhigen, trogmuldenartigen Lagerung in der Herzogenrather beziehungsweise Alsdorfer Scholle vollzieht sich beispielsweise nicht abrupt am schollenbegrenzenden Feldbiß, sondern – wie ein Vergleich der Schnitte 6–10 (Taf. 8 u. 9) zeigt – allmählich im Streichen der Falten. Ähnlich läßt sich das die Baesweiler Scholle kennzeichnende Herausheben des Baesweiler Sattels bereits deutlich in der Alsdorfer Scholle erkennen (Taf. 9: Schnitte 12 u. 13).

Es ist allerdings wichtig, daß man beim Vergleich von Faltenstrukturen über die großen Querstörungen hinweg identische stratigraphische Horizonte betrachtet, da sonst die vorstehend beschriebenen Stockwerkunterschiede das Bild verfälschen. Unter Berücksichtigung dieses Gesichtspunkts verlieren auch die zum Beispiel von GREBE (1957) herausgestellten Faltungsunterschiede beiderseits der größeren Störungen in der Engfaltenzone (Großer Biß etc.) ihre Bedeutung. Es ist, wie die Schnittserie zeigt, vielmehr ohne weiteres möglich, die meisten der Spezialfalten über eine große streichende Erstreckung auch über die Sprünge hinweg zu verfolgen. Die zweifellos vorhandenen starken Änderungen in den Faltenformen vollziehen sich dabei im allgemeinen ganz unabhängig von der Bruchtektonik.

Ganz anders erscheint die Situation, wenn man die Längsschollen über die Südwest-Nordost streichenden Brüche hinweg vergleicht. Vor allem im Westteil des Arbeitsgebietes (westlich des Feldbisses) fällt sofort der völlig unterschiedliche tektonische Bau nördlich und südlich der Willem-Störung ins Auge. Nicht nur, daß sich die kleineren Spezialfalten nicht über diese Störung hinweg verfolgen lassen (z. B. der Sattel von Ham), auch der Großfaltenbau zeigt deutliche Unterschiede: So liegt nördlich der Willem-Störung die Wilhelmina-Mulde in einer großräumigen Achsendepression als weitgespannte, flache Trogmulde vor, während südlich davon Kohlscheider Sattel und Wurm-Mulde in Form einer Achsenrampe stark spezialgefaltet nach Westen hin herausheben.

Auch die klein- bis mitteltektonischen Elemente der Bruchtektonik setzen an der Willem-Störung ab, so daß mit Ausnahme der schollenbegrenzenden Großstörungen im Westen des Wurm-Reviers beziehungsweise im Süden des Südlimburger Reviers kein Sprung diese Störung quert.

Weiter nach Osten hin nehmen die Faltungsunterschiede an der Adolf-Störung und der Carl-Alexander-Störung dann an Deutlichkeit ab und lassen sich zum Teil durch Stockwerkeffekte erklären. So dürfte die Falten-/Überschiebungszone, die im Schnitt 8 (Taf. 8) in den Kohlscheider Schichten südlich dieses Störungszugs auftritt, mit der sehr ähnlichen Zone zusammenhängen, die im Schnitt 11 (Taf. 9) nördlich davon aufgeschlossen wurde.

Auch im Großfaltenbau und bei der Sprungtektonik verliert die Willem-Adolf-Carl-Alexander-Störung nach Osten hin allmählich ihre Bedeutung als Trennlinie tektonisch unterschiedlich gestalteter Gebiete.

Für die anderen Südwest-Nordost-Störungen im Südlimburger Revier wird von SAX (1946) ebenfalls die Bedeutung als Trennlinie zwischen tektonisch verschieden geformten Bereichen herausgestellt. Dabei trennen insbesondere die 70-m-Störung und die Emma-Hendrik-Störung den von Südwest-Nordost streichenden Faltenachsen bestimmten Bau der Hendrik-Scholle von der Limburg-Scholle mit vorwiegendem Westnordwest-Ostsüdost-Streichen der Schichten und Nord-Süd verlaufenden Flexuren (vgl. Kap. 1.3.2.4.3. u. 1.3.2.5.).

Während also die Querstörungen des Wurm-Reviers keinen schollenspezifischen tektonischen Bau verursachen, ist bezüglich der Längsschollen zumindest im Westteil des Arbeitsgebietes eine schollengebundene Tektonik festzustellen.

Inwieweit die Klein- und Klufttektonik des Wurm-Reviers schollengebunden ist (vgl. z. B. die Arbeiten von SEIDEL 1937, DEENEN 1942, GRAFAHREND 1959), soll ebenso wie andere Fragen zur Klufttektonik im Rahmen dieser Arbeit nicht näher erörtert werden.

## 1.3.3.5. Falten- und Bruchtektonik

Die Feststellung einer teilweise schollengebundenen Tektonik berührt zwangsläufig die Frage nach den Beziehungen zwischen dem Faltenbau und der Bruchtektonik, wobei die an sich ebenfalls zu den Gebirgsbrüchen zählenden Überschiebungen hier aus den in Kapitel 1.3.3.2. geschilderten Gründen als Elemente der Faltung betrachtet werden.

### 1.3.3.5.1. Falten und Querstörungen

Zwischen den Streichrichtungen der Falten und denen der Störungen bestehen im allgemeinen meist enge geometrische Beziehungen, die sich im Sinne eines einheitlichen Beanspruchungsplans auch mechanisch deuten lassen (ADLER et al. 1967, KRAUSSE et al. 1978). Für das Ruhrkarbon hat PILGER (1956) diese Zusammenhänge ausführlich untersucht und festgestellt, daß den dort um 56–65° streichenden Faltenachsen Querstörungen mit einem Streichen von 140–150° zugeordnet sind, die vorwiegend als Abschiebungen ausgebildet sind und daneben Nord–Süd und Ost– West streichende Diagonalstörungen auftreten, die hk0-Flächen zum Faltenbau darstellen und die im Ruhrkarbon vorwiegend horizontale Bewegungskomponenten zeigen.

Untersucht man Verteilung und Streichrichtungen der Sprünge im Wurm-Revier unter diesem Gesichtspunkt, so



- Abb. 47 Die Streichrichtungen der Quer- und Diagonalstörungen im Wurm-Revier in ihrer Beziehung zu den Streichrichtungen der Faltenachsen. Die untere Störungsrose stellt einen vergrößerten Ausschnitt des oberen Diagramms dar.
- Fig. 47 The strike of cross and oblique faults in the Wurm district in relation to the strike of fold axes. The lower diagram represents an enlarged section of the upper one.

stellt man fest, daß die Nordwest – Südost-Störungen mit einem Streichwert von 140–150° bei weitem überwiegen (Abb. 47). Daneben treten Nebenmaxima bei 110–120°, 170–180°, 10–20° und ganz untergeordnet bei ca. 60° Streichen auf (s. auch SEIDEL 1937). Vergleicht man diese Werte mit den Streichrichtungen der Faltenachsen, die durch die beiden Maxima B1 (um 55°) und B2 (um 15°, vgl. Kap. 1.3.3.1.2.) bestimmt werden, so erkennt man, daß die Hauptsprungrichtung des Wurm-Reviers um 145° der ac-Richtung zum Generalstreichen der Faltung entspricht. Es liegen hier also echte, geometrisch-mechanisch mit der variscischen Faltung verknüpfte Querstörungen vor. Auch die Diagonalrichtungen zur B1-Faltung treten in Form des 15°-Nebenmaximums und weniger deutlich im 100°-Bereich hervor.

Dem B2-System gehören die um 60° streichenden Störungen als hk0-Flächen an; die Maxima der zweiten hk0-Flächenschar und der ac-Störungen zum B2-System überlagern sich dagegen mit den vorherrschenden Richtungen des B1-Systems, so daß sie nicht ohne weiteres erkennbar sind.

Es ist hierbei auch zu berücksichtigen, daß schon die Richtungen der Faltenachsen stark streuen (Abb. 44) und von daher auch bei den Streichrichtungen der dieser Faltung zuzuordnenden Trennflächen entsprechende Streuungen zu erwarten sind. Auffällig ist auch das Umbiegen der Uersfelder Störung beim Durchgang durch den Nord – Süd streichenden Sattel von Ham und der fast Ost – West streichende Verlauf der Grachter Störung (Kap. 1.3.2.3.). Diese Erscheinungen stehen offenbar im Zusammenhang mit dem abweichenden Verlauf der Faltenachsen in diesem Gebiet.

Ferner ist gerade die Störungstektonik des Wurm-Reviers stark postvariscisch überprägt worden, so daß insbesondere die quantitativen Relationen der einzelnen Störungstypen zueinander verschoben sein dürften.

Es ist aber aufgrund der beschriebenen Verhältnisse klar, daß sich das heute vorliegende Störungsmuster ungeachtet seiner jüngeren Aktivität auf eine mit der variscischen Faltung im Zusammenhang stehende Anlage zurückführen läßt.

Für die Entstehung der Quer- (und Diagonal-) Störungen des Wurm-Reviers muß also ein ähnlicher Mechanismus angenommen werden wie für die entsprechenden Störungen des Ruhrkarbons. Dieser ist allerdings bis heute keineswegs in allen Einzelheiten klar, und es bestehen vor allem in der Frage der zeitlichen Einbindung des Aufreißens der Sprünge in den Faltungsprozeß durchaus unterschiedliche Meinungen (vgl. z. B. DROZDZEWSKI et al. 1980). Die Mehrheit der Autoren schließt sich dabei PILGER (1956) an, der die Anlage der Störungsrichtungen aufgrund des offenbar einheitlichen Kräfteplans während der Faltung annimmt, die Ausgestaltung der Störungen zu Abschiebungen und Blattverschiebungen aber erst gegen Ende der Faltung beziehungsweise in einem danach auftretenden "Zer-blockungsstadium" erfolgen sieht. Hierfür spricht neben den Ergebnissen gefügekundlicher Untersuchungen an einzelnen Störungsaufschlüssen im Ruhrkarbon (PILGER 1955) vor allem die Tatsache, daß die Falten im allgemeinen in ihrer Form von den Querstörungen völlig unbeeinflußt geblieben sind und eine schollengebundene Faltentektonik nicht erkennbar ist.

DROZDZEWSKI (1980: 34) nimmt dagegen eine mit der Faltung zeitgleiche Anlage und Ausgestaltung der Sprünge an, für die er regelmäßige Änderungen der Verwurfsbeträge der Sprünge in Abhängigkeit vom Faltenbau und örtlich zu beobachtende Änderungen des Faltenbaus an Sprüngen als Argumente benutzt.

Von EHRHARDT (1967) wird schließlich ein Aufreißen der Sprünge im Ruhrkarbon vor oder zu Beginn der Faltung angenommen, da er eine schollengebundene Kleintektonik zu erkennen glaubt, für die unter anderem die Konfiguration der schollenbegrenzenden Sprünge ausschlaggebend sein soll. Hierbei vernachlässigt er aber zum Teil die Effekte der

Stockwerktektonik, indem er über größere Querstörungen hinweg verschiedene Flöze vergleicht, die sich in unterschiedlichen tektonischen Stockwerken befinden.

Die "Mitfaltung", die nach PRIOR (1976) einige Sprünge des Ruhrkarbons in den Hauptfalten erfahren haben sollen und die ebenfalls als Argument für eine sehr frühe Anlage der Querstörungen benutzt wird, ist keineswegs allgemein verbreitet und läßt sich, wie BAUER (1956) und WREDE (1982 b) gezeigt haben, auch auf andere Ursachen zurückführen. Auch DEENEN (1942) nimmt für das Südlimburger Revier eine Entstehung der Brüche vor der Faltung an, ohne dies allerdings näher zu begründen. Auch er erkennt aber zwei Hauptdruckrichtungen (entsprechend den zwei Hauptfaltenachsenrichtungen des Wurm-Reviers), denen sich spezifische Störungs- und Kluftsysteme zuordnen lassen.

Das Wurm-Revier ist wegen der starken postvariscischen Überprägung der Bruchtektonik sicher nicht besonders geeignet, diese grundsätzliche Frage zu klären. Es soll jedoch auf einen Aspekt hingewiesen werden, der bislang in diesem Zusammenhang nur wenig Beachtung fand, aber für die Beurteilung der Zusammenhänge zwischen Faltung und Bruchtektonik von Bedeutung sein dürfte:

Es fällt auf, daß die Intensität der Bruchtektonik in den stärker gefalteten Gebieten (z. B. der Engfaltenzone) deutlich zurücktritt gegenüber der in den weniger stark gefalteten Gebieten. Vor allem fehlen in den stark gefalteten Gebieten diejenigen Störungen fast völlig, die diagonal zu den Faltenachsen streichen, und auch die Querstörungen verlieren zum Teil erheblich an Verwurfshöhe oder laufen ganz aus (Nordstern-Graben). Diese Beobachtung wird ergänzt durch die Untersuchungen des intensiv gefalteten Inde-Reviers (Kap. 1.4.3.1.), wo ebenfalls fast ausschließlich nur Querstörungen auftreten, wohingegen im unbedeutend gefalteten Erkelenzer Revier (Kap. 1.2.3.2.2.) eine intensive Bruchtektonik in sehr variablen Streichrichtungen vorliegt. Auch im Lütticher Steinkohlenrevier, das viele Ähnlichkeiten zum Wurm-Revier besitzt, sind Querstörungen gerade in den stärker gefalteten Gebieten ganz unbekannt und treten nur im relativ ruhig gelagerten Nordostteil des Gebietes auf (HUMBLET 1941)

Ebenso treten zum Beispiel im Northern Anthracite Coal Basin Pennsylvanias, das einen ähnlichen Faltungsgrad und -stil aufweist wie die Hauptmulden des Ruhrkarbons, keine Querstörungen auf (DARTON 1940). Im intensiv gefalteten südwestlichen Ruhrkarbon läuft der größte Teil der Sprünge und Blattverschiebungen an einer etwa Ost – West verlaufenden, von Duisburg über Bochum bis in den Süden von Dortmund zu verfolgenden Linie aus (vgl. Geol. Kt. Ruhrkarbon 1 : 100 000). Dagegen erscheint die Intensität der Bruchtektonik im Nordteil des Ruhr-Reviers, der von ruhig gebauten Trogmulden bestimmt wird, besonders groß. DROZD-ZEWSKI (1980: 34) stellt daher eine Bindung der großen Sprünge des Ruhrkarbons an einen Bereich fest, "der sich durch breite, trogförmige Hauptmulden auszeichnet".

Innerhalb der in seinem Arbeitsgebiet vorwiegend als Trogmulden ausgebildeten Hauptmulden beobachtet er ebenfalls eine bedeutendere Abschiebungstektonik als in den Hauptsattelbereichen. Auch im Südlimburger Revier konnte an den großen Querstörungen (Heerlerheide-Störung, Feldbiß) beim Durchgang durch den Waubacher Sattel eine deutliche Abnahme des Verwurfsbetrages festgestellt werden (Kap. 1.3.2.1.5.).

Obwohl sich Faltung und Bruchtektonik auf einen einheitlichen Kräfteplan zurückführen lassen, wie die engen Richtungsbeziehungen zeigen, scheinen sich intensive Faltung und Bruchtektonik aber in ihrem Auftreten eher auszuschließen als zu bedingen.

Eine ähnliche Beziehung stellt auch WOLF (1985) im Gebiet der Steinkohlenlagerstätte am Niederrhein fest. Dieser überraschende Befund läßt sich auf zweierlei Art interpretieren: Entweder es liegt auch hier ein Stockwerkeffekt vor, so daß die Bruchstrukturen auf den höheren Teil des Gebirgskörpers beschränkt bleiben, oder die Bruchtektonik ist erst nach der Hauptphase der Faltung wirksam geworden und durchsetzt die gefalteten Bereiche nicht oder nur in vermindertem Maße, weil diese durch die Faltung "versteift" worden sind.

In den Gebieten mit intensiver Bruchtektonik ist eine generelle Abnahme der Zahl oder Intensität der Störungen mit zunehmender Teufe nicht bekannt geworden. Allenfalls ließe sich im Wurm-Revier das Auslaufen der Anna-Adolf-Sprünge und des 60-m-Sprungs der Grube Nordstern (vgl. Kap. 1.3.2.3.) zur Teufe hin in diese Richtung deuten. Es dürfte daher also eher die zweite der genannten Möglichkeiten zutreffen: Die Quer- und Diagonalstörungen sind wahrscheinlich erst in der Spätphase oder nach Abschluß der Faltung wirksam geworden, folgen aber demselben orogenen Kräfteplan wie die Faltung.

### 1.3.3.5.2. Faltenbau und Südwest-Nordost-Brüche

Die Tatsache, daß sich der Faltenbau generell und vor allem das Axialverhalten der Großfalten an den Südwest – Nordost-Brüchen abrupt ändert, weist auf ein in bezug zur Faltung relativ hohes Alter dieser Störungen hin.

Innerhalb des variscischen Kräfteplans, der ja in erster Linie durch das Streichen des Faltenbaus nachgewiesen wird, sind in der Streichrichtung dieser Störungen um 60° Überschiebungen zu erwarten, wie sie zum Beispiel in der Aachener Überschiebung vorliegen. Die von SAX (1946: 32) erwähnten Stauchungserscheinungen der Flöze an diesen Störungen deuten dementsprechend auch auf eine derartige Einengung quer zum Streichen der Störungen hin. Anstelle von Überschiebungen haben sich aber steileinfallende Störungen herausgebildet, an denen offenbar regional und zeitlich differenzierte En-bloc-Bewegungen der Schollen in wahrscheinlich vorwiegend vertikaler Richtung stattgefunden haben. Echte horizontale Verschiebungen der nördlich und südlich der Störungen gelegenen Schollen gegeneinander sind nicht nachweisbar; die von G. HERBST (1950) und anderen beschriebenen horizontalen Bewegungsspuren an Trennflächen innerhalb der Störungszone der Adolf-Störung lassen sich auch allein durch die unterschiedliche Faltung beiderseits der Störungen erklären, ohne daß es zu einer Verschiebung der Gebirgsblöcke gegeneinander gekommen wäre.

Andererseits sind horizontale Bewegungen der Schollen auch nicht auszuschließen, da vergleichbare Strukturen, die eine derartige Aussage erlaubten, eben wegen der unterschiedlichen Faltung fehlen.

Ganz ähnliche Störungen, wie sie uns in den Südwest-Nordost-Brüchen des Wurm-Reviers und des Südlimburger Reviers entgegentreten, sind auch im Lütticher Steinkohlenrevier vorhanden (HUMBLET 1941). Dort liegen unter anderen mit der Faille de Cheratte, der Faille Saint-Gilles, der Faille de Seraing und der Faille Marie ebenfalls Südwest – Nordost streichende, meist steilstehende Brüche vor, deren Einfallsrichtung sich regional ändert und die daher örtlich teils als Aufschiebungen, teils als Abschiebungen ausgebildet sind. Auch diese Störungen trennen Bereiche unterschiedlicher Faltung.

Die Ähnlichkeiten dieser Störungen zu den entsprechenden Störungen im Südlimburger Gebiet sind so groß, daß SAX (1946: 33 u. Abb. 15) sie miteinander verbindet und zum Beispiel die Faille de Cheratte als unmittelbare Fortsetzung der Willem-Störung interpretiert. Diese Störungen laufen nun aber auffallend parallel zum lineamentären Südrand des Brabanter Massivs, dessen Randstörung das Lütticher Kohlenbecken nach Norden hin begrenzt (LEGRAND 1968) und von BLESS (1982) mit der Antiklinaal-(Oranje-)Störung verbunden wird.

Die plausibelste Erklärung für das Auftreten der genannten Störungen und ihren Einfluß auf den Faltenbau dürfte darin

liegen, daß das hier nach Osten hin abtauchende Brabanter Massiv schon vor der variscischen Faltung zerblockt war (Kap. 1.3.3.6.1.) und die einzelnen Schollen sich während der Faltung entlang diesen vorgezeichneten Bahnen gegeneinander bewegt haben. Hierdurch kamen in den einzelnen Schollen letztlich unterschiedliche Faltungsstockwerke nebeneinander zu liegen, ganz abgesehen davon, daß der Kräfteabbau an den vorgezeichneten Bewegungsbahnen auch das Faltenbild unmittelbar beeinflußt haben dürfte. Mit dieser Vorstellung steht auch im Einklang, daß die Bedeutung dieser Südwest-Nordost streichenden Strukturen nach Osten hin generell abnimmt. Dort liegt der Sockel des Brabanter Massivs tiefer, von dem aus sich die Störungen in das auflagernde Gebirge durchgepaust haben. Wie eine Betrachtung der Verhältnisse am Nordrand des Brabanter Massivs zeigt, pausen sich auch hier offenbar die begrenzenden Strukturen oder parallel dazu verlaufende Elemente bis in das Oberkarbon durch. Die mit ca. 100-110° streichenden Störungen, die ein Nebenmaximum in der Streichrichtung der Sprünge des Wurm-Reviers verursachen, werden nach Westen hin merklich bedeutender (Revieren-Störung, Kunrader Störung etc. im Südlimburger Revier) und verlängern die Linie des Nordrands der Struktur von Visé-Puth und des Brabanter Massivs (Taf. 1, vgl. BLESS et al. 1980 a: Anl. 7). Diese Störungen sind nach SAX (1946) älter als die Nordwest-Südost streichenden Querstörungen; es ist also durchaus möglich, daß auch sie bereits prävariscischen Ursprungs sind. Allerdings liegen diese Störungen von ihrer Streichrichtung her günstiger zur Richtung der variscischen Tektonik als die Südwest-Nordost-Brüche und konnten so als mehr oder weniger "normale" Diagonalstörungen erneut wirksam werden.

Die Südwest-Nordost-Brüche sind daher (ebenso wie die vor allem im Südlimburger Gebiet auftretenden Westnordwest-Ostsüdost-Störungen) tektonische Elemente, die sich wahrscheinlich aus dem prävariscischen Untergrund durchpausen und daher den Faltenbau beeinflussen konnten.

### 1.3.3.6. Strukturen des tieferen Untergrunds

## 1.3.3.6.1. Ostrand des Brabanter Massivs

Mindestens seit der zusammenfassenden Beschreibung der variscischen Faltungsfront durch VAN WATERSCHOOT VAN DERGRACHT (1938) wird ein Einfluß des aus einer Aufragung kaledonisch gefalteter Gesteine bestehenden Brabanter Massivs auf den tektonischen Bau des Südlimburger und Wurm-Reviers vermutet. Eine eingehende Beschreibung erfährt das Brabanter Massiv durch LEGRAND (1968). Dieses überall von jüngeren Sedimenten verhüllte Hochgebiet trennt an der Grundgebirgsoberfläche in Belgien das Steinkohlengebiet der Campine im Norden vom sogenannten Kohlenkanal, dessen östlichen Ausläufer das Bergbaurevier von Lüttich darstellt.

Nach Osten zu taucht dieses Massiv unter diskordant auflagernden devonischen und karbonischen Deckschichten ab, die es mit generell umlaufendem Streichen umschließen (Abb. 48, vgl. SAX 1946: Abb. 15 und BESS et al. 1976: Taf. 1), so daß seine östliche Fortsetzung im Untergrund des Südlimburger und Wurm-Reviers in vielleicht ca. 3 – 5 km Tiefe erwartet werden kann (vgl. z. B. M. TEICHMÜLLER & R. TEICH-MÜLLER 1979: Abb. 2).

SEIDEL (1937) kommt bei der Auswertung der Streichrichtungen von Störungen des Wurm-Reviers zu dem Schluß, daß die etwa 90 – 120° streichenden Störungen auf eine prävariscische Anlage zurückgehen, die sich in den jüngeren Oberbau hinein durchgepaust hat und bei der variscischen Faltung wieder auflebte. Die mit ca. 60° streichenden Brüche hält er dagegen ungeachtet ihrer ungewöhnlichen Ausbildung für rein variscisch.



Abb. 48 Die geologischen Verhältnisse am Ostrand des Brabanter Massivs; Schnittlinie a = Abb. 60, Schnittlinie b = Abb. 61
Fig. 48 Geological sketch map of the eastern edge of the Brabant massif (section a: ref. fig. 60; section b: ref. fig. 61)

SAX (1946) vermutet einen starken Einfluß des Brabanter Massivs auf den Gebirgsbau des Südlimburger Reviers. So erklärt er die starken Unterschiede im Faltenbau nördlich dieser Struktur (Campine, Nordteil des Südlimburger Reviers) und südlich davon (Becken von Namur, Lütticher Revier, Engfaltenzone des Wurm-Reviers) dadurch, daß sich die von Süden heranrückende Faltungsfront des variscischen Gebirges am bereits konsolidierten Brabanter Massiv "staute". Daher treten südlich davon sehr starke variscische Faltungs- und Überschiebungseffekte auf, die - entsprechend dem Abtauchen des störenden Massivs - nach Osten hin allmählich an Intensität verlieren. Das Gebiet nördlich des Brabanter Massivs hat dagegen im "Druckschatten" dieses Körpers gelegen und weist daher keine variscische Faltung auf. Der tektonische Bau der Campine wirft aber trotzdem zahlreiche Probleme auf, die zum Teil auch für die Deutung des tektonischen Baus im Südlimburger und Wurm-Revier von Bedeutung sind (TYS 1980): So sind zahlreiche Fragen in bezug auf die Zeitlichkeit und den Bewegungsablauf der postvariscischen Hebung des Brabanter Massivs noch offen. Dabei spielen sowohl die Altersstellung der im Zusammenhang mit dem Einsinken des Zentral-Grabens zu sehenden Bruchtektonik eine Rolle wie auch bedeutsame Erosionsphasen, die sich im Präzechstein und im Mesozoikum nachweisen lassen (d. h. in Zeiträumen, über deren Entwicklung im Wurm-Gebiet wir mangels erhaltener Sedimente kaum etwas wissen – vgl. auch PATIJN 1963 b). Im Bereich des Südlimburger und Wurm-Reviers vereinigen sich diese beiden das Brabanter Massiv umrahmenden, unterschiedlich ausgestalteten Zonen.

Dieser Gedanke einer sich am Brabanter Massiv stauenden Faltung wird von verschiedenen späteren Autoren aufgegriffen (z. B. G. HERBST & THOME 1978). Von BLESS et al. (1976: 143) wird dabei nicht nur ein Einfluß des Brabanter Massivs auf die Intensität der Faltung nördlich und südlich davon angenommen, sondern auch auf die Streichrichtung. Dadurch, daß der "stauende" Einfluß des Brabanter Massivs auf die Faltung nach Osten zu abnimmt, können die Faltenstränge dort weiter nach Norden vorgreifen und umschmiegen so mit steilerem Streichen das abtauchende Massiv.

PATIJN (1963a) hält dagegen den Einfluß des Brabanter Massivs auf die Tektonik des Südlimburger und Wurm-Reviers für gering. Da sich seiner Meinung nach in der Sedimentation des Oberkarbons ein Einfluß des Brabanter Massivs nicht nachweisen läßt, hat es nach seiner Auffassung auch bei der anschließenden variscischen Faltung keinen bedeutenden Einfluß ausgeübt.

Lediglich die von DIKKERS (1945) beschriebenen Nord – Süd streichenden Flexuren im Feld der Grube Maurits ganz im Nordwesten des Südlimburger Reviers deutet er als Folge der postvariscischen Hebung des Brabanter Massivs.

Nach den paläogeographisch-faziellen Untersuchungen von BLESS (1973) im stratigraphischen Bereich des marinen Horizonts über Flöz Finefrau Nebenbank stellte das Gebiet des Brabanter Massivs aber zumindest während dieser Zeit ein relatives Hochgebiet dar. Er stützt sich dabei unter anderem auch auf die faziellen Arbeiten von JANDA (1966), nach denen auch der Aachener Sattel, der Waubacher Sattel und die Flexur von Puth im Südlimburger Revier während der Sedimentation der flözführenden Schichten zeitweilig als Faziesgrenzen wirksam gewesen seien. Die hierfür vorliegenden Indizien reichen jedoch besonders im Gebiet des Waubacher Sattels nicht aus, generell die Vorstellung einer synsedimentären Tektonik zu begründen: Eine Faziesgrenze im Bereich des Waubacher Sattels läßt sich nur im stratigraphischen Abschnitt um die Flöze Steinknipp und Merl deutlich erkennen und auch hier folgt die Grenzlinie nicht dem Generalstreichen der Faltenstruktur (vgl. JANDA 1966: Anl. 2 u. 3). In den übrigen von JANDA untersuchten stratigraphischen Einheiten ist dagegen eine Beziehung zwischen Fazies und Faltenbau nicht zu erkennen. (Auf die Verhältnisse im Gebiet des Aachener Sattels wird in Kap. 1.4.3.2. noch gesondert eingegangen.)

Neuere geophysikalische Untersuchungen am Ostrand des Brabanter Massivs (BLESS et al. 1980 a) und einige Bohrungen im Gebiet der Struktur von Visé-Puth südlich von Maastricht (BLESSet al. 1981, BLESS 1982, KIMPEet al. 1978) haben nun gezeigt, daß der unter jüngeren paläozoischen Schichten verborgene Ostrand des Brabanter Massivs bereits vor dem Unterkarbon stark zerblockt war, was zur Ausbildung von sehr kleinräumigen, stark differenzierten Sedimentationsbecken vor allem im Unterkarbon geführt hat. Das hierdurch entstandene geologische Bild ist wesentlich komplizierter, als wenn das Brabanter Massiv lediglich ruhig nach Osten hin eintauchen würde (BLESS & BOUCKAERT & PAP-ROTH 1982). Das durch die vorstehenden Untersuchungen im flözführenden Oberkarbon gewonnene Bild von Störungen, die sich von Randbrüchen des Brabanter Massivs nach oben hin durchpausen (Kap. 1.3.3.5.2.), erfährt durch diese Feststellung einer prävariscischen Bruchtektonik eine deutliche Stütze.

Der Einfluß des Brabanter Massivs läßt sich in diesen geophysikalischen Untersuchungen mit nach Osten abnehmender Intensität etwa bis in das Gebiet der deutsch-niederländischen Grenze erkennen. Das Wurm-Revier liegt also wahrscheinlich bereits unmittelbar östlich der oberflächennahen Aufragung des Brabanter Massivs.

Auch die Vorstellung der sich am bereits konsolidierten Block des Brabanter Massivs stauenden Faltung, die dort, wo das allmählich abtauchende Massiv weniger Widerstand entgegensetzte, weiter nach Norden vorgreift, findet durch die Untersuchungen im Wurm-Revier eine Bestätigung: Deutet schon die in querschlägiger Richtung sehr schnell nach Norden beziehungeweise Nord – West abnehmende Faltungsintensität auf einen solchen "Stau"-Effekt hin, so entspricht auch das Umbiegen der Faltenachsen aus der 60°-Streichrichtung in die 40°-Richtung (Kap. 1.3.3.1.) einem "Umschmiegen" des östlichen Sporns des Brabanter Massivs durch die Faltung. Wie Abbildung 49 zeigen soll, ist



- Abb. 49 Prinzipskizze zur Entstehung der Nord-Süd streichenden Spezialfalten und des Umbiegens des Generalstreichens der variscischen Falten am Ostrand des Brabanter Massivs
- Fig. 49 Sketch map illustrating the origin of N S striking special folds and the turn of strike in general of the Hercynian folds at the eastern edge of the Brabant massif

auch das Auftreten der zweiten Faltenachsenrichtung mit mehr nördlich gerichtetem Streichen durch diesen Vorgang erklärlich, der anschaulich mit der Brechung von Wellenfronten an einem Hindernis verglichen werden kann. Die offenkundige Interferenz der beiden Hauptfaltenrichtungen im Westteil des Arbeitsgebietes (vgl. Abb. 19, 20) und im Gebiet des Sattels von Ham sowie die Torsionserscheinungen im Zusammenhang mit den Horbach-Überschiebungen weisen auf eine gleichzeitige Anlage beider Richtungen hin. Auch das Auftreten der Nord – Süd-Flexuren im Norden des Südlimburger Gebietes findet in diesem Bild eine Erklärung. (Im Norden des Erkelenzer Reviers bzw. dem Peel-Gebiet fehlen solche Strukturen dagegen offenbar, weil dieser Bereich bereits außerhalb der unmittelbaren Einflußzone des Brabanter Massivs liegt.)

Auch die Horizontalbewegungen an den Südwest – Nordost-Brüchen finden in diesem Bild der nach Norden hin ausbiegenden Faltung eine weitere denkbare Erklärung: Sie könnten – ähnlich wie schichtparallele Verschiebungen es bei der Auffaltung einer Mulde tun – als Ausgleichsflächen für Volumenüberschüsse bei der Biegung der Faltenstränge nach Norden hin gewirkt haben.

Der im Untergrund des Wurm-Reviers versenkte, kaledonisch konsolidierte Gebirgskern des Brabanter Massivs hat also sowohl den Faltenbau wie die Bruchtektonik dieses Gebietes wesentlich beeinflußt.

## 1.3.3.6.2. Zum möglichen Einfluß devonischer oder unterkarbonischer Evaporite auf die Tektonik des Wurm-Reviers

Ausgehend von den speziellen Sedimentationsbedingungen im Oberdevon und Unterkarbon am Ostrand des Brabanter Massivs und dem Nachweis von zum Teil mächtigen Anhydritvorkommen im Devon und Unterkarbon der südlichen Umrandung des Brabanter Massivs wurde in den letzten Jahren die Möglichkeit diskutiert, ob auch am Ostrand des Brabanter Massivs evaporitische Gesteine im tieferen Untergrund vorhanden sind oder waren und möglicherweise einen Einfluß auf die Tektonik genommen haben (z. B. BLESS et al. 1980 a, 1980 b).

Auf die paläogeographischen, sedimentologischen, geophysikalischen, geochemischen und geothermischen Aspekte dieser Diskussion soll hier nicht eingegangen werden, ebenso nicht auf die speziellen Verhältnisse im Bereich der Aufwölbung von Visé-Puth (STOPPEL 1982). Als tektonische Argumente werden, soweit sie das Wurm-Revier betreffen, in den genannten Arbeiten hauptsächlich folgende Aussagen für einen Einfluß evaporitischer Gesteine im Untergrund herangezogen:

Die Sättel von Ham und Waubach und die Wurm-Mulde (gemeint ist hier die Adolf-Mulde im Sinne der vorliegenden Arbeit) seien Strukturen, die sich nicht aus tangentialem Druck allein erklären ließen und ein von der variscischen Hauptrichtung abweichendes Streichen aufweisen. Sie werden daher in den genannten Arbeiten als teilweise subrodierte Salzkissen beziehungsweise Subrosionssenken gedeutet (vgl. auch KIMPE et al. 1978: 44). Auch der stark ausgeprägte Faltenbau am Südrand der Wurm-Mulde (d. h. in der Engfaltenzone) wird von BLESS et al. (1980 b) unter Bezugnahme auf BEYSCHLAG (1919) mit dem ruhigeren Faltenwurf der Inde-Mulde verglichen und als "Subrosions- und Kollaps-Struktur" angesprochen.

Wie die vorstehenden Untersuchungen zur Tektonik des Wurm-Reviers gezeigt haben, ist es durchaus möglich, die genannten Strukturen rein aus der variscischen Faltung heraus zu deuten, wobei die teilweise abweichenden Streichrichtungen durch den Ostrand des Brabanter Massivs beeinflußt sein dürften. Die Adolf-Mulde entspricht in ihrer Ausbildung, ihrer axialen Position und ihrem internen Stockwerkbau völlig den Trogmulden des Ruhrkarbons. Der Sattel von Ham dürfte schon von seiner geringen Ausdehnung her (2 x 1 km) kaum als Ausdruck eines sich aus etlichen hundert Metern Tiefe durchpausenden Salzkissens zu deuten sein, ebensowenig wie die eigenartigen, durch Vergitterung Nord – Süd und Südwest – Nordost streichender Falten entstandenen, sehr engräumigen Strukturen im Baufeld der Grube Sophia (vgl. Abb. 19, 20).

Es ist allerdings vom Standpunkt der Tektonik her nicht auszuschließen, daß an der Ausgestaltung der größeren Antiklinal- und Synklinalstrukturen des Wurm-Reviers und Südlimburger Reviers (Waubacher Sattel, Wilhelmina-Mulde, Adolf-Mulde) im einzelnen im tieferen Untergrund lagernde Evaporite beteiligt waren – zwingend erforderlich ist diese Annahme aber nicht.

Eine Deutung der Engfaltung der Wurm-Mulde als Kollapsstruktur scheidet dagegen wohl völlig aus, da es sich hierbei eindeutig um eine durch seitliche Einengung hervorgerufene Erscheinung handelt, ohne daß irgend etwas auf eine besondere Vertikalbewegung infolge einer Massenabwanderung im tieferen Untergrund hindeutet.

Unter Berücksichtigung des Maßstabs und des geologischen Umfelds der Inde-Mulde erscheint der Unterschied im Faltenstil zwischen Wurm-Revier und Inde-Revier auch keineswegs so groß wie behauptet wird (vgl. Kap. 1.4.). Er entspricht im Grunde etwa dem Unterschied in der Faltungsintensität, wie er (in kleinerem Maßstab) auch beim Vergleich von Hangend- und Liegendscholle großer Überschiebungen, zum Beispiel im Ruhrkarbon, feststellbar ist (vgl. Abb. 60).

# 1.4. Inde-Revier

# 1.4.1. Allgemeines

# 1.4.1.1. Bergbau, Unterlagen, Methodik

Das Inde-Revier stellt das südlichste der drei Teilgebiete der Aachener Steinkohlenlagerstätte dar. Es erstreckt sich südöstlich von Aachen im Bereich der Städte Stolberg und Eschweiler in den nördlichen Ausläufern der Eifel und darüber hinaus in nordöstlicher Richtung bis weit in den Untergrund der Niederrheinischen Bucht, wo es durch Bohrungen nachgewiesen wurde. Das Gebiet wird im wesentlichen durch die Blätter 5103 Eschweiler, 5104 Düren und 5203 Stolberg der Topographischen Karte 1:25000 abgedeckt (Taf. 1).

Der Bergbau in diesem Gebiet reicht bis mindestens ins 14. Jahrhundert zurück, wie eine urkundliche Erwähnung des "Eschweiler Kohlberges" aus dem Jahre 1394 belegt (SCHUNDER 1968: 30).

Der Bergbau nahm naturgemäß dort seinen Ausgang, wo das flözführende Karbon an der Geländeoberfläche zutage anstand und die Kohle leicht gewonnen werden konnte. Mit dem Vordringen des Bergbaus in größere Teufen wuchsen die technischen Probleme insbesondere bei der Wasserhaltung, die neben wirtschaftlichen Entwicklungen nach und nach zu einer Konzentration der vorher großen Zahl von Bergbaubetrieben auf einige größere Anlagen zwangen. Auch diese Gruben wurden dann im Zeitraum von 1870 bis 1891 bis auf die Grube Eschweiler Reserve in Nothberg sämtlich stillgelegt, die somit der einzige Bergbaubetrieb im Inde-Revier in diesem Jahrhundert war. Diese Grube blieb bis 1944 in Betrieb, als sie durch Kriegseinwirkung zerstört wurde. Zu dieser Zeit hatte sie eine Förderkapazität von ca. 2500t/d und lieferte damit rund 10% der Förderung des gesamten Aachener Reviers.

Die Schwere der Kriegsschäden und die nur noch geringen aufgeschlossenen Vorräte in der Grube führten zu dem Beschluß des Eschweiler Bergwerksvereins (EBV), die Grube Eschweiler Reserve nicht wieder in Betrieb zu setzen und damit den Bergbau im Inde-Revier aufzugeben. Das Unterlagenmaterial, auf das sich die vorliegende Untersuchung zum tektonischen Bau des Inde-Reviers stützt, stammt daher sämtlich aus der Zeit vor 1945 und wurde dankenswerterweise überwiegend vom EBV aus seinem Rißarchiv zur Verfügung gestellt.

Benicht der Koolgange nach der liefte ist Zu wissen, das in medie des Kooldense Swischen die School, alle Koolgange, See Beidenseiten, ge Liefter man in der Erden Kombt, die Koolen Ach unten mehr, and mehr ein den anderen Sulehnen, daraus wäre Vermuhllich i wofen möglich i Das nach vicken Splanfligen Jahren, Das was for so lies aus der Erden Gonte gen werden, das wiel foolen in der Sicht su Sulammen Spilsen, und eine Kool da mus Werden Soll, wie hierbeij verzeut net Luteken ist und nach den menschen die Giefe der gerte und gar Serborgen Sind , werden Solike Se Jen bergokneben eine errige riefte genend

Abb. 50 Ausschnitt aus der Beschreibung des Grundrisses des Eschweiler Kohlberges aus der Mitte des 17. Jahrhunderts

Fig. 50 Excerpt from the legend of a 17th century mine map of the Eschweiler mines
Es mag in diesem Zusammenhang von Interesse sein, daß aus dem Bereich des Inde-Reviers der älteste Grubenriß eines Steinkohlenbergwerks in Deutschland vorliegt, der in erstaunlich genauer Form den Bereich westlich der Sandgewand-Störung darstellt und zwischen 1656 und 1666 zu datieren ist (STEGEMANN 1910, 1938). Ein erläuternder Text auf dem Riß beschreibt die Flöze und die Störungstektonik und stellt Überlegungen zur Fortsetzung der Lagerstätte zur Tiefe hin an (Abb. 50):

"Bericht der Koolgänge nach der Tieffe ist zu wissen, das in medio des Koolbergs zwischen die Scholl alle Koolgänge zu beiden Seiten, je tieffer man in der Erden kombt, die Koolen sich unten mehr und mehr ein den anderen zulehnen, daraus wäre vermuhtlich (:wofern möglich:) das nach vielen künftigen Jahren, das wasser so tieff aus der Erde könte gebracht werden, das viel Koolen in der Tiefe sich zusammen spitzen und eine Kool daraus werden soll, wie hierbey verzeichnet zu sehen ist... und nach den Menschen, die Tiefe der Koolgänge gantz und gar verborgen sind, werden solche Tieften von den bergknaben eine ewige Tiefte genendt."

Die in den Text eingefügte Skizze zeigt einen schematischen Querschnitt durch die Inde-Mulde und dürfte damit eine der ältesten geologischen Schnittdarstellungen im deutschen Raum sein (STEGEMANN 1910). Das Wort "Scoll" bezeichnet das in diesem Muldenteil jüngste aufgeschlossene Flöz "Scholl".

Bereits zu einer Zeit, als die sedimentäre Natur und Schichtengebundenheit der Kohlenflöze noch gar nicht bekannt war, wurde also der Muldenbau des Gebirges im Inde-Revier von den Bergleuten bereits im Prinzip erkannt und in einer Art von tektonischem Schnitt dargestellt.

In der geologischen Literatur wird die Tektonik des Inde-Reviers nur wenig behandelt, nachdem der relativ einfache Muldenbau dieses Gebietes und seine Querstörungstektonik bereits durch VON DECHEN (1865, 1884) und HOLZAPFEL (1910 a, 1910 b, 1911 a, 1911 b, 1911 c) im Rahmen der geologischen Landesaufnahme beschrieben wurden. Letzte zusammenfassende Darstellungen des engeren Bergbaubereichs stammen dann noch von G. HERBST (1962, 1971), der auch eine tektonische Karte der Karbon-Oberfläche veröffentlichte.

In der letzten Zeit ist der tektonische Bau der nördlichen Eifel aus verschiedenen Gründen wieder mehr in das geologische Interesse gerückt worden; darüber hinaus stellt das Inde-Revier – wie noch gezeigt wird – ein nicht völlig unbedeutendes Lagerstättenpotential dar. Aus diesen Gründen wird die Tektonik dieses Gebietes hier im Zusammenhang mit den anderen Steinkohlenrevieren Nordrhein-Westfalens erneut untersucht.

Es erschien hierbei zweckmäßig, auch Gebiete, in denen keine Bergbauaufschlüsse vorliegen, und in denen zum Teil ältere Gesteine als das flözführende Oberkarbon anstehen, in analoger Weise in die Schnittserien einzubeziehen. Dabei wird ausschließlich auf die in der Literatur vorhandenen Daten zurückgegriffen (insbesondere die geologischen Karten 1:25 000 der Landesaufnahme), so daß hier keine Neukartierung dieses Gebietes vorliegt. Es erscheint aber zum besseren Verständnis der Tektonik des Inde-Reviers nötig, auch die tektonischen Verhältnisse der benachbarten Strukturen mit darzustellen, da sich hier wesentliche Zusammenhänge abzeichnen.

#### 1.4.1.2. Stratigraphie

Der stratigraphische Aufbau des flözführenden Oberkarbons im Inde-Revier unterscheidet sich teilweise deutlich von dem des Wurm-Reviers, so daß die Parallelisierung der Flöze bislang auf zum Teil erhebliche Schwierigkeiten stieß.

Über die stratigraphischen Probleme des Inde-Gebietes liegt eine umfangreiche Literatur vor (z. B. HAHNE 1929, 1931, 1932 a, 1932 b, 1933 a; HARTUNG 1952; WUNSTORF & GOTHAN 1925), deren Ergebnisse hier referiert werden (vgl. Abb. 51). Das Liegende des flözführenden Oberkarbons bildet der ca. 200 m mächtige Kohlenkalk, der hier das Unterkarbon (Dinantium) vertritt.

Die darüber folgenden Walhorner und Stolberger Schichten repräsentieren mit einer ca. 1 200 - 1 400 m mächtigen Folge von Tonsteinen und zum Teil konglomeratischen Sandsteinen das gesamte Namur und das tiefere Westfal A. Dabei setzt die Flözführung bereits ungefähr 200 m über der Basis des Namurs ein, wo verschiedentlich bis zu drei Flöze von maximal 50 - 60 cm Mächtigkeit aufgeschlossen wurden. Die Flöze gehören eindeutig noch dem Namur A an und werden als "Wilhelmine-Flöze" bezeichnet. Sie waren verschiedentlich Objekte von Bergbauversuchen, so zum Beispiel in der namengebenden Grube "Wilhelmine" bei Büsbach. Es ist nicht eindeutig festzustellen, ob diese Flöze über den gesamten Bereich durchhalten oder ob an den einzelnen Fundpunkten unterschiedliche Flöze vorliegen. Die Kohlenführung setzt aber überall im genannten Abstand über dem Kohlenkalk ein, so daß es gerechtfertigt erscheint, in den tektonischen Schnitten diesen Bereich herauszuheben.

Auf die Wilhelmine-Flöze folgt eine flözarme bis flözfreie Partie von ca. 400 m Mächtigkeit.

Hierauf folgt das Doppelflöz Krebs-Traufe, das örtlich noch von einem oder mehreren Flözchen unterlagert wird (Gerhardine-Flöze) (BOUCKAERT & G. HERBST 1960).

Etwa 150 m über dem Flöz Krebs beginnt mit den sogenannten "Außenwerken" die bergbaulich bedeutsame Folge im Oberkarbon des Inde-Reviers.

Die Untergrenze der Außenwerke bei Flöz Kleinkohl wird als Grenze Namur C/Westfal A betrachtet, auch wenn der marine Sarnsbank-Horizont hier nicht beobachtet werden konnte.

Von den insgesamt neun Flözen der rund 350 m mächtigen Außenwerke werden in den beigefügten tektonischen Schnitten die Flöze Großkohl (Außenwerke = AW) und Breitgang dargestellt, die relativ weiträumig abgebaut wurden.

Durch den Nachweis des marinen Wasserfall-Horizonts über Flöz Kleinekohl an der Basis der Binnenwerke (HAHNE 1932 a) läßt sich das darunterliegende Flöz Padtkohl mit dem Flöz Steinknipp im Wurm-Revier beziehungsweise dem Flöz Sonnenschein im Ruhrgebiet parallelisieren. Mit diesem Flöz beginnen die sogenannten Binnenwerke, die demnach den Kohlscheider Schichten des Wurm-Reviers und den Bochumer Schichten über Flöz Sonnenschein des Ruhr-Reviers entsprechen. Lassen sich die Außenwerke und das Namur aufgrund mariner Leitschichten stratigraphisch noch grob mit den Verhältnissen im Wurm-Revier und Ruhrkarbon vergleichen, so war eine Flözparallelisierung in den Binnenwerken bislang im einzelnen nicht möglich, da hier keine marinen Horizonte aufgefunden wurden und auch andere Leithorizonte wie Kaolin-Kohlentonsteine oder kennzeichnende Mikrofossilien nicht bekanntgeworden sind.

Die Folge der Binnenwerke ist bis zum obersten sicher bekannten Flöz Furth rund 450 m mächtig und enthält insgesamt 34 Flöze. Hiervon wurden die Flöze Padtkohl, Großkohl (Binnenwerke = BW), Mumm, Groß Bücking und Furth in den Schnittserien (Taf. 12, 13) dargestellt. Der Bereich über Flöz Furth ist mangels Aufschlüssen stratigraphisch nicht genau bekannt, doch ist sicher, daß hier weitere Flöze auftreten.

Da der marine Katharina-Horizont im Inde-Revier nicht aufgeschlossen wurde, ist unklar, ob die Binnenwerke stratigraphisch noch bis in den Bereich der Essener Schichten des Ruhrkarbons hineinreichen.

Die Nebengesteine der Flöze im Inde-Revier sind häufig faziell sehr uneinheitlich ausgebildet und daher für stratigraphische Vergleiche meist nur innerhalb engerer Räume benutzbar (HOLZAPFEL 1910a).

Von ZELLER (1985b) wurde nun ein neuer Versuch einer Flözgleichstellung zwischen Wurm-Revier und Inde-Revier





Fig. 52

Abb. 52 Versuch einer Korrelation der Flöze der Oberen Stolberger und der Kohlscheider Schichten im Inde- und Wurm-Revier (aus ZELLER 1984b) Attempt of correlation between the coal seams of the Upper Stolberg strata and the Kohlscheid strata in the Inde and Wurm districts (from ZELLER 1984b)

----



vorgelegt (Abb. 52). Danach ist entgegen den älteren Ansichten eine weitgehend flözweise Parallelisierung der Schichtenfolgen beider Reviere trotz der stellenweise bemerkenswerten faziellen Unterschiede möglich. Trifft die damit gegebene stratigraphische Einstufung zu, so treten im Bergbaugebiet des Inde-Reviers keine Alsdorfer (Essener) Schichten mehr auf, da die jüngsten erschlossenen Flöze noch zu den höchsten Kohlscheider (Bochumer) Schichten zu rechnen sind (vgl. aber Kap. 1.4.2.3.).

#### 1.4.2. Beschreibung des tektonischen Baus

#### 1.4.2.1. Faltenbau und Überschiebungen

Großräumig gesehen stellt das Inde-Revier eine Einmuldung oberkarbonischer Schichten dar zwischen den Antiklinorien des Aachener Sattels im Norden, in dem Oberdevon an die Grundgebirgsoberfläche tritt, und des Venn-Sattels im Süden, der im Kern von altpaläozoischen, bereits kaledonisch gefalteten Schichten aufgebaut wird (Taf. 1). Der Aachener Sattel trennt dabei das Inde-Revier vom Wurm-Revier.

Beide Großsättel sind an großen Überschiebungsbahnen nach Norden hin auf die ihnen vorgelagerten Mulden aufgeschuppt und werden auch in ihrem Internbau von bedeutenden streichenden Störungen bestimmt, an denen die Nordflanken der einzelnen Spezialsättel meist unterdrückt werden

Der Ausbiß der Aachener Überschiebung und damit des Nordrandes des Aachener Sattels wird im engeren Untersuchungsgebiet (s. Taf. 11) lediglich im Bereich westlich der Sandgewand-Störung durch die Bohrungen zwischen Neusen und St. Jöris (s. Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1:25000, Bl. 5103 Eschweiler, Brg. 65 u. 67) festgelegt, von denen die mehr westlich gelegene Bohrung 67 bereits das Oberkarbon des Wurm-Reviers angetroffen hat, während die mehr südwestlich stehende Bohrung 65 noch im Oberdevon steht (vgl. Taf. 12: Schnitt 5).

Etwas westlich hiervon liegen die Aufschlüsse der Aachener Überschiebung auf dem Ravelsberg, die G. HERBST (1962 a) beschreibt (vgl. Taf. 6): Hier liegen dem Frasnes und Famenne angehörende Oberdevon-Schichten auf flözführendem Karbon, das durch das Auftreten des marinen Sarnsbank-Horizonts stratigraphisch einstufbar ist. Der stratigraphische Verwurf an der Überschiebung beträgt demnach hier rund 1400 m.

Wie die Aufschlüsse im Geultal im belgisch-niederländischen Grenzgebiet westlich von Aachen gezeigt haben, spaltet die Aachener Überschiebung hier auf ("Faille de Plombières", "Faille de Moresnet") und verliert deutlich an Verwurfshöhe (VERHOOGEN 1935).

Die Bohrungen bei Kinzweiler haben Devon angetroffen, das südlich Kinzweiler im Hohlweg östlich von Helrath auch an der Geländeoberfläche aufgeschlossen war (vgl. Bl. 5103 Eschweiler). Da noch etwas weiter südlich das tiefere Oberkarbon anstehend angetroffen wurde, muß in dem aufschlußfreien Gebiet dazwischen der Ausbiß des Kohlenkalks vermutet werden.

Südlich der Karbon-Aufschlüsse trafen die Bohrungen Kinzweiler. Eschweiler-Roehe 297 und 299 südlich von Helrath nun wiederum Devon an, so daß unmittelbar nördlich dieser Bohrungen eine südfallende Überschiebung zu vermuten ist. Es handelt sich hierbei um die Burtscheider Überschiebung, die im Stadtgebiet Aachen die sogenannte Burtscheider Quellenlinie bildet (SCHULZ 1978). Der genaue streichende Verlauf dieser Störung ist im Arbeitsgebiet nicht festzulegen. Verbindet man jedoch in der Projektion den östlichsten Aufschluß der Störung auf Blatt 5202 Aachen der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25000 (R 2510325, H 5629000) zwischen Haaren und Verlautenheide mit dem vermuteten Ausbiß bei Helrath unter Berücksichtigung der Querstörungstektonik, so ergibt sich etwa der in den Anlagetafeln dargestellte Verlauf.

Südlich der Burtscheider Überschiebung mulden die Schichten erneut ein, so daß von Norden nach Süden Devon, Kohlenkalk und Namur ausstreichen. In dieser Nirmer Mulde sind verschiedentlich Flöze der Wilhelmine-Gruppe aufgeschlossen worden, so zum Beispiel am Fundpunkt des Steinkohlenfeldes "Steinbruch" (Taf. 12: Schnitt 3). Die Südflanke der Nirmer Mulde wird im dargestellten Bereich weitgehend von der Eilendorfer Überschiebung unterdrückt, die im Nirmer Eisenbahntunnel (SCHNEIDER 1978) im westlichen Randgebiet der beigefügten Karte (Taf. 11), im Probsteier Wald (vgl. GK 25: 5103 Eschweiler) und in der Brunnenbohrung Roehe aufgeschlossen war. An dieser Störung wird erneut das oberste Devon auf das Oberkarbon der Nirmer Mulde überschoben. Da sich diese Mulde zwischen Burtscheider und Eilendorfer Überschiebung im Streichen von West nach Ost kontinuierlich verschmälert, ist anzunehmen, daß sich diese beiden Überschiebungen nach Osten hin vereinigen, wie es in der Darstellung des Schnittes 10 (Taf. 13) angenommen wurde. Hier deutet das zur Teufe hin stark zunehmende Einfallen der Schichten in der Bohrung 42 Duerwiss (GK 25: 5103 Eschweiler) eventuell die Nähe dieser Überschiebungen an. Der im Hangenden der Eilendorfer Überschiebung befindliche Eilendorfer Sattel ist durch eine allgemein schwach ausgeprägte, nach Osten hin an Intensität aber zunehmende Einmuldung spezialgefaltet, wie das gegensätzliche Einfallen der Schichten südwestlich von Roehe und das faltungsbedingte Auftreten des Kohlenkalks am östlichen Rand dieses Ortes anzeigen. Vom Eilendorfer Sattel aus fallen die Schichten nach Süden hin zur Inde-Mulde ein, die das Kernelement des Inde-Reviers bildet.

Diese Mulde hat im bergbaulich aufgeschlossenen Bereich die Form einer nach Norden gekippten Koffer- oder Trogmulde, so daß ein südfallender Nordflügel, ein normal liegender nordfallender Mittelteil und ein steil bis überkippt liegender Südflügel der Mulde auftreten.

Der Mittelteil der Mulde verkürzt sich zum stratigraphisch Hangenden hin, so daß sie im Bereich von Flöz Furth und darüber die Troamuldenform verliert und nur noch eine stark nordvergente Spitzmulde vorliegt.

Die Umbiegung von einem Faltenflügel in den anderen erfolgt im allgemeinen sehr schnell, wobei mitunter bemerkenswerte Stauchungserscheinungen aufgeschlossen wurden (Abb. 53). Streichende Störungen treten überwiegend

S



Abb. 53 Stauchungserscheinungen im Bereich der Muldenumbiegung der Inde-Mulde (Grube Eschweiler Reserve, Hauptquerschläge)

Compression effects of strata in the vicinity of the Fig. 53 hinge of the Inde syncline (Eschweiler Reserve mine, main cross-cuts)

Abb. 54 Versuch einer stratigraphischen Korrelation zwischen den Schichten der Grube Eschweiler Reserve und der Grube Weisweiler (in Anlehnung an HOLZAPFEL 1911a)

Attempt of correlation of strata between the mines Fig. 54 Eschweiler Reserve and Weisweiler (acc. to HOLZ-APFEL 1911a)



nur im Kern der Mulde in den höheren Schichten auf; die Faltenflanken sind dagegen meist ungestört. Die streichenden Störungen sind meist als Überschiebungen - seltener auch als Abschiebungen ausgebildet und halten im allgemeinen im Streichen und Einfallen nicht weit durch, sondern werden von unbedeutenden Spezialfalten abgelöst, die ihrerseits schnell verklingen. Sie stehen offenbar genetisch in engem Zusammenhang mit der Faltung, wie schon in der Bergreviersbeschreibung Düren (1902: 67) festgestellt wurde. Besonderes Augenmerk verdient eine Störung, die im Bereich der Schächte der Grube Weisweiler im Knickbereich zwischen Mittel- und Südflügel der Mulde mit ca. 40°-Einfallen nach Süden angetroffen wurde. Diese Störung ist vermutlich als Untervorschiebung von ca. 140 m bankrechtem Verwurf anzusprechen (HOLZAPFEL 1911 a: Taf. 2). Zur Klärung dieser Frage war es nötig, die in den Querschlägen der Grube Weisweiler aufgeschlossenen Flöze zu identifizeren. Diese Flözidentifizierung machte erhebliche Schwierigkeiten, da das Profil verhältnismäßig stark gestört ist und sich vor allem die Nebengesteine der Flöze kaum mit denen der weiter westlich gelegenen Grube Eschweiler Reserve vergleichen lassen (vgl. HOLZAPFEL 1911a: 59). Die Flözbezeichnungen, auch im Grubenbild, sind daher widersprüchlich. In Abbildung 54 wurde versucht, ausgehend von den Flözmächtigkeiten - soweit bekannt - und Flözabständen im Vergleich zur Grube Eschweiler Reserve eine Flözbenennung durchzuführen. Hierbei stand der Gedanke im Vordergrund, daß in der betreffenden Schichtenfolge nur relativ wenige Flöze von größerer Mächtigkeit auftreten.

Die so erzielte Gleichstellung ist keineswegs völlig eindeutig, die wichtigsten Flöze dürften aber richtig angesprochen sein. Auffallend ist das starke Aufspalten einiger Flöze (Gyr, Kaiser, Hartekohl), in Einzelbänke im Vergleich zum Normalprofil von Eschweiler Reserve. Diese Tendenz deutet sich aber bereits in den östlichen Aufschlüssen dieser Grube an.

Bemerkenswert ist, daß die Schichtenmächtigkeiten im Mittelschenkel der Inde-Mulde deutlich größer sind als im Nord- und Südflügel. Abbildung 55 soll dies am Beispiel der Hauptquerschläge der Grube Eschweiler Reserve illustrieren. Dort beträgt der Abstand Flöz Padtkohl bis Flöz Furth im Südschenkel der Mulde ca. 430 m, im Mittelschenkel 525 m und im Nordschenkel wieder rund 450 m.

Diese Erscheinung hängt sicherlich mit der Faltentektonik ursächlich zusammen und läßt sich nicht als Hinweis auf eine Gleichzeitigkeit von Faltung und Sedimentation im Inde-Revier deuten (STACH 1932) oder als Abbild eines sedimentären "Binnenbeckens" (HAHNE 1933 b) mit nach außen hin verringerter Sedimentation.

Die Inde-Mulde hebt in ihrem gesamten bekannten Verlauf mit durchschnittlich 10° nach Westen hin heraus. Hierdurch und durch die Bruchtektonik bedingt treten im Westteil des Gebietes nur noch die älteren Flöze der Außenwerke auf, wobei im wesentlichen nur der flache Mittelschenkel vor der Erosion bewahrt blieb. Besonders wichtig ist daher der Aufschluß im Gute-Hoffnungs- oder Amalien-Schacht (Taf. 12: Schnitt 1), in dem in der Grabenscholle westlich des "Kropps" auch der überkippte Südschenkel der Mulde erhalten ist (Abb. 56).

Auf der Nordflanke der Inde-Mulde beginnen sich etwa westlich des Schachtes Atsch (Taf. 12: Schnitt 2) im Untergrund Spezialfalten herauszubilden, die auf die starken Veränderungen hindeuten, die der Faltenbau in der streichenden Fortsetzung nach Westen hin erfährt. Über die Strukturen in der westlichen Fortsetzung des Inde-Reviers gibt insbesondere der ca. 2 500 m lange Eicher Stollen der Aachener Wasserversorgung Auskunft (BOUCKAERT & G. HERBST 1960, EISBEIN & KUCK 1960, KNAPP 1975). Dieser Stollen wurde ca. 1 400 m südlich der Eilendorfer Überschiebung im tiefsten Oberkarbon angesetzt und durchfuhr dann nach Süden hin zunächst eine enge Mulde (Hitfelder Mulde), in der Flözchen der Wilhelmine-Gruppe angetroffen wurden (Taf. 12: Schnitt 0; dieser Schnitt liegt außerhalb des eigent-



Abb. 55 Änderung der Schichtenmächtigkeit in der Inde-Mulde (Grube Eschweiler Reserve)

Fig. 55 Changes of thickness of strata in the Inde syncline (Eschweiler reserve mine)



Abb. 56 Schnitt durch den "Gute-Hoffnungs-Schacht" der James-Grube mit dem überkippten Muldenflügel

Fig. 56 Cross section through "Gute Hoffnung" shaft of James mine exposing the overturned limb of the syncline lichen Arbeitsgebietes ca. 6 km westlich vom Schnitt 1 in Taf. 12). Danach durchfuhr er einen verschuppten Sattel, in dessen Kern im Hangenden einer bedeutenden Überschiebung das höchste Devon angetroffen wurde (Eicher Sattel und Eicher Überschiebung). In der Südflanke dieses Sattels trat dann etwas spezialgefaltet der Kohlenkalk auf, in den eine lediglich ca. 200 m breite Oberkarbon-Mulde eingesenkt war. Südlich hiervon ist der Kohlenkalk erneut aufgesattelt und verschuppt, ehe sich die ca. 1,7 km breite Oberforstbacher Karbon-Mulde eintieft. In dieser Mulde wurden verschiedentlich Flöze erschürft, die zur Verleihung von Kohlenfeldern geführt haben. Sie dürften wohl ebenfalls der Wilhelmine-Gruppe angehören.

Betrachtet man nun diesen sich stark vom Bild des Inde-Reviers unterscheidenden Faltenbau in seiner streichenden Entwicklung (vgl. KNAPP 1978), so stellt man fest, daß die genannte kleine Karbon-Einmuldung im Eicher Sattel den letzten Ausläufer der Inde-Mulde darstellt. Dadurch, daß die beiden Kuppen des Eicher Sattels nach Osten hin im Streichen divergierend abtauchen und die Überschiebungen an Bedeutung verlieren, gewinnt die Inde-Mulde immer mehr Raum und vereinigt sich schließlich mit der Hitfelder Mulde. Die Oberforstbacher Mulde wird dagegen immer mehr zusammengedrängt und geht augenscheinlich in einer relativ unbedeutenden Spezialfalte in der Südflanke der Inde-Mulde auf.

Dieser Vorgang des Verspringens des Hauptmuldencharakters von der Oberforstbacher zur Inde-Mulde vollzieht sich in einem relativ engen Bereich westlich der als Münster-Gewand bezeichneten Störung.

Südlich der Oberforstbacher Mulde hebt sich deutlich nordvergent der Hammerberg-Sattel heraus, der in seinem Kern Kohlenkalk und Devon an der Grundgebirgs- beziehungsweise Geländeoberfläche enthält.

Die im Kohlenkalk des Hammerberg-Sattels örtlich auftretenden Blei-Zinkerze wurden früher von verschiedenen Gruben abgebaut, wobei an einigen Stellen im Hangenden des Kohlenkalks auch Flöze der Wilhelmine-Gruppe angetroffen wurden, die zur Verleihung von Steinkohlengrubenfeldern führen ("Georgsfeld", Feld "Friedrich Wilhelm"). Der Fundpunkt "Friedrich Wilhelm" ist insofern interessant, als hier im Stollen des Bleierzbergwerks "Albert-Grube" störungsbedingt nur ca. 40 m vom Kohlenkalk entfernt ein Flöz mit Nordwest – Südost-Streichen, das heißt genau im Scheitel des Hammerberg-Sattels angetroffen wurde (WAGNER 1927).

Auch die südlich anschließende Burgholzer Mulde ist vor allem durch den Erzbergbau der Grube Diepenlinchen gut bekannt geworden (vgl. F. HERBST 1910: 54). Auch hier liegt ein stark nordvergenter Faltenbau vor: Einem senkrecht bis überkippt einfallenden Muldensüdflügel steht ein mit ca. 30° südfallender Muldennordflügel gegenüber. Durch den Erzbergbau wurden auch hier an mehreren Punkten Flöze der Wilhelmine-Gruppe aufgeschlossen, die ebenfalls zur Verleihung von Steinkohlenfeldern führten (VON DECHEN 1884, SCHIFFMANN 1888).

Während es im Bereich der Grube Diepenlinchen nicht zu einem Abbau der Steinkohle kam, ging ganz im Nordosten der Burgholzer Mulde im Feld "Gerhardine" bei Langerwehe in den Jahren um 1840 Bergbau um. Abgebaut wurde hier im Stollenbetrieb ein Flöz von ca. 60 cm Mächtigkeit im überkippt lagernden Südflügel der Burgholzer Mulde (Taf. 13: Schnitt 10). Von diesem Flöz aus führte ein querschlägiger, rund 50 m langer Stollen ins Wehebachtal, in dessen Mundlochbereich Flöze auftraten, die aufgrund ihrer begleitenden marinen Fauna stratigraphisch etwas unter den Flözen Krebs-Traufe stehen müssen (HAHNE 1931: 784). BOUCKAERT & G. HERBST (1960) beschreiben weitere Aufschlüsse in diesem Bereich. Daraus geht hervor, daß der Gerhardine-Stollen offenbar den Kern der Burgholzer Mulde durchörtert hat, da die stratigraphisch einstufbaren Schichten im Mundlochbereich des Stollens normal mit ca. 35-45° südfallend angetroffen wurden. Hieraus ist zu schließen, daß das von der Grube Gerhardine abgebaute Flöz dem stratigraphischen Bereich ca. 100 m unter dem Flöz Krebs-Traufe angehört.

Die Burgholzer Mulde ist die südlichste der Steinkohlenmulden des Inde-Reviers. Ihr steil bis überkippt einfallender Südflügel wird vom Störungssystem der Venn-Überschiebung abgeschnitten. An dieser aus mehreren Einzelstörungen zusammengesetzten Störungszone wird der aus Unterdevon und altpaläozoischen Schichten aufgebaute Kern des Venn-Sattels deckenartig über die Burgholzer Mulde geschoben.

Im Verlauf von Westen nach Osten schließt sich die eigentliche Venn-Überschiebung mit ihren nördlich vorgelagerten Begleitstörungen zusammen (z. B. der Heisterner Überschiebung) und bildet so eine etwa 200 m mächtige Störungszone, innerhalb derer die einzelnen Schichtenglieder des Unterkarbons und Devons im inversen Muldenflügel örtlich völlig ausgewalzt auftreten (Abb. 57; SCHMIDT 1956: Taf. 4 u. 5). Der Verwurf der Venn-Überschiebung nimmt von Südwesten nach Nordosten hin stark zu: So tritt im Zentralteil des Arbeitsgebietes (etwa im Bereich der Schnitte 3-5, Taf. 12) noch Kohlenkalk und Oberdevon im Liegenden der Überschiebungszone an die Grundgebirgsoberfläche, während noch weiter im Südwesten die Störung nach KNAPP (1978: 120) relativ schnell ganz ausläuft. Im Nordosten dagegen (Taf. 13: Schnitte 10-11) erreicht die hier auch als Jüngersdorfer Überschiebung bezeichnete Störung am Rande des Schiefergebirges mit ca. 4000 m bankrechtem Verwurf ihr größtes bekanntes Ausmaß. Sie überschiebt hier Schichten des Ordoviziums und des Gedinnes auf Stolberger Schichten des Namurs C.

Über den weiteren Verlauf der Venn-Überschiebung nach Osten zu ist wenig bekannt. Die Bohrung Oberzier am Rande der Erft-Scholle hat das Unterdevon im Hangenden der Überschiebungsbahn erreicht (vgl. Kap. 1.4.2.3.). GLIESE & HAGER (1978) sowie WREDE (1982 b) interpretieren bestimmte Sprungmuster im Deckgebirge der Niederrheinischen Bucht als Indizien für das Vorhandensein größerer Überschiebungen im Untergrund; die erstgenannten Autoren verlängern daher hypothetisch die Venn-Überschiebung bis in den Bereich der Überschiebungen auf der Nordflanke des Remscheid – Altenaer Sattels im rechtsrheinischen Schiefergebirge.

Bedingt durch die starke Zunahme des Verwurfsbetrages von Südwesten nach Nordosten ist das Streichen der Venn-Überschiebung im aufgeschlossenen Gebiet um ca. 20° mehr nach Norden gerichtet als das der Strukturen in ihrem Liegenden.

#### 1.4.2.2. Querstörungen

Der Faltenbau des Inde-Reviers wird von einer Vielzahl von überwiegend quer zum generellen Faltenstreichen verlaufenden Störungen durchschlagen. Ein großer Teil dieser Störungen ist seit alters her mit Namen belegt, die auf die alten bergmännischen Ausdrücke "Gewand" oder "Kropp" für "Störung" enden. Zur Darstellung dieser Quertektonik dient der auf Tafel 11 wiedergegebene Längsschnitt durch das Inde-Revier. Im Westen des Bergbaugebietes werden die flözführenden Schichten an der Münster-Gewand herausgehoben, so daß westlich dieser ostfallenden Störung mit Ausnahme der Wilhelmine-Flöze keine Kohlenflöze mehr auftreten. In der Grube Wilhelmine bei Büsbach wurde die Störung durchörtert und hatte hier einen vertikalen Verwurf von 250 m (VON DECHEN 1884). Nach Norden hin läßt sich die Münster-Gewand weiter verfolgen; sie ist im Nirmer Eisenbahntunnel aufgeschlossen gewesen (SCHNEIDER 1978), wo sie Oberdevon und Karbon gegen Tertiär verwirft und setzt sich dann in den Feldbiß des Wurm-Reviers fort. Südlich der Inde-Mulde setzt sich die Münster-Gewand als "Bleigrubengang" im Gebiet der Devon-Kalke fort, wo sie einen wichtigen Erzgang darstellte. Auf der Grube "Breini-



os = Salm, ds = Siegen, df,k = Frasnes-Kalk, dfaMF = Montfort-Schichten, dfaEX = Evieux-Schichten, ct1a = Unt. Kohlenkalk, ct2-3 = Oberer Dolomit, cv = Oberer Kohlenkalk, cnST = Stolberger Schichten



- Abb. 57 Aufschlüsse der Venn-Überschiebung bei Wedau-Schöntal (umgezeichnet nach THOME 1955: 287, SCHMIDT 1956: Taf. 4 u. 5, RICHTER 1975: Abb. 15); oben: vergrößerter Ausschnitt des Aufschlusses im Steinbruch Hack. Die nach unten gerichteten Dreiecke an den Überschiebungsbahnen sollen die inverse Lagerung der gesamten Struktur andeuten.
- Fig. 57 Exposures of the Venn overthrust at Wedau-Schöntal (modified after THOME 1955: 287; SCHMIDT 1956: plate 4, 5; RICHTER 1975: fig. 15). Top: enlarged section of the exposure of "Hack" quarry. The downward direction of the overthrust symbols indicates the overturned bedding of the complete structure.

ger Berg" konnte beobachtet werden, daß die Störung hier steil mit 85° nach Westen einfällt, obwohl die östliche Scholle abgeschoben ist (HOLZAPFEL 1911 b).

Nach Osten hin spaltet von der Münster-Gewand die schon erwähnte, als Kropp bezeichnete Störung am Gute-Hoffnungs-Schacht der James-Grube ab, die einen Verwurf von ca. 15–20 m besitzen dürfte und mit 60–75° nach Südwesten einfällt. Die nächste bedeutendere Querstörung stellt die Steinwegs-Gewand dar, die die Schichten mit ca. 50 m nach Westen verwirft.

Von der hierauf nach Osten zu folgenden Ewigen Gewand spaltet im Südflügel der Inde-Mulde die Kehrgewand ab. Beide Störungen zusammen erreichen im Südflügel der Inde-Mulde (ehem. Grube Birkengang) einen Verwurf von ca. 85 m. Weiter südlich nimmt der Verwurf an der Kehrgewand deutlich zu und erreicht im Kohlenkalk des Hammerberg-Sattels bereits 125m. Die Münster-Gewand und die Ewige Gewand bilden die westliche und östliche Randstörung des Stolberger Grabens.

Auf diesen Graben folgt nach Osten hin der Auer Horst, der bis zur Sandgewand reicht. Innerhalb des Horstes treten weitere Querstörungen auf, von denen hier die wichtigsten in ihrer Reihenfolge von Westen nach Osten genannt seien:

Die Zittergewand verwirft die Schichten um ca. 150 m nach Osten, so daß östlich von ihr die Flöze der Binnenwerke erhalten sind, während diese westlich von ihr erodiert wurden. Nach Süden zu läßt sich die Zittergewand bis in die Burgholzer Mulde verfolgen, wo sie im Bereich der Grube Diepenlinchen als Erzgang auftrat. Es folgen nun nach Osten hin zwei unbenannt gebliebene Sprünge von jeweils ca. 20-25 m Verwurf.

Die westliche dieser Störungen fällt nach Osten ein und spaltet wohl von der Zittergewand ab; die östliche Störung streicht westfallend von Norden her in das Gebiet der Inde-Mulde und läuft in ihrem Kern aus.

Die nächste Störung nach Osten zu ist die Kirschbaum-Gewand, die einen Verwurfsbetrag von ca. 20m nach Osten aufweist. Sie schließt sich im steilen Südflügel der Inde-Mulde mit der gegenfallenden Dicken Gewand (ca. 35m Verwurf) zusammen. In dem dazwischen gebildeten kleinen Graben tritt im nördlichen Muldenflügel noch der westfallende Buschends-Kropp auf.

Auf der Nordflanke der Inde-Mulde läuft die Dicke Gewand aus und wird von einer gegenfallenden Störung, der Steinlochs-Gewand, abgelöst, die ihrerseits mit dem Feldends-Kropp einen Spezialgraben in der Nordflanke der Inde-Mulde bildet.

Die nächste größere Querstörung nach Osten zu bildet der Verbotene Kropp, der die Abbaugrenze der Grube Centrum gegen die Störungszone der Sandgewand hin bildete. Diese Störung besteht aus mehreren Ästen von insgesamt ca. 30 m Verwurf.

Es folgt nun eine schmale Staffelscholle, ehe die breite Störungszone der Sandgewand auftritt. Diese Störung ist eine der bedeutendsten des gesamten Gebietes. Sie verwirft das Karbon um ca. 475 m und bildet so die Westbegrenzung des Hastenrather Grabens. Dasie auch das Deckgebirge mit verwirft, stoßen in den höheren Sohlen der alten Gruben westlich der Störung die flözführenden Schichten an stark wasserführende Sande des Tertiärs. Diese stellten eine große Gefahr für den ehemaligen Bergbau dar, so daß ein Anfahren oder gar eine Durchörterung dieser Störung lange Zeit vermieden wurde. Ein Vesuch zur Durchörterung der Sandgewand auf der Beust-Sohle der Grube Centrum im Jahre 1855 führte zu einem Wassereinbruch von maximal 6 m<sup>3</sup>/min, der beinahe zum Absaufen dieser Grube geführt hätte (SCHUNDER 1968: 155). Daraufhin wurde zur Erschlie-Bung der östlich der Sandgewand gelegenen Kohlenvorräte die Grube Eschweiler Reserve in Nothberg eingerichtet.

Die Sandgewand läßt sich vom Wurm-Revier im Norden her kommend durch den Aachener Sattel und die Inde-Mulde verfolgen. Sie schneidet den Kohlenkalk des Hammerberg-Sattels an der Geländeoberfläche ab. In diesem Bereich war die Störung vererzt (Albert-Grube). Weiter nach Süden läßt sich die Störung unter Aufspaltung weiter bis in das Altpaläozoikum des Venn-Sattels hinein verfolgen.

Die östlich der Sandgewand auftretenden Störungen werden von den Eschweiler-Reserve-Schächten aus zählend als 1., 1 a und 2. Westliche Störung sowie 1., 2. und 3. Östliche Störung bezeichnet. Die 2. Westliche Störung ist mit Verwürfen von 2–8 m ganz unbedeutend und wurde auf der Karte (Taf. 11) deshalb nicht dargestellt.

Die 1. Westliche Störung wird auch als Omerbach-Stör ung bezeichnet und bildet die Ostbegrenzung des Hastenrather Grabens. Der Verwurf an dieser Störung beträgt maximal rund 250 m. Die 2. Östliche Störung, die auch Hoerschberg-Störung genannt wird, fällt ebenfalls nach Westen ein und hat einen Verwurf von etwa 240m. Diese Störung besitzt eine sehr breite, im Südflügel der Inde-Mulde bis zu ca. 250 m mächtige Störungszone. Die übrigen Störungen sind dagegen mit Verwürfen von 15-30m relativ unbedeutend und halten zum Teil auch im Streichen nicht weit durch. Es folgt nun nach Osten zu der Weisweiler Sprung, hinter dem die Schichten im Weisweiler Horst um rund 375m herausgehoben sind. Nach Norden zu setzt sich dieser Sprung in den Siersdorfer Westsprung des Wurm-Reviers fort, nach Süden zu bilden die Wilhelmshöfer Verwerfung und die Sürbach-Störung seine Fortsetzung, die sich bis in den Venn-Sattel verfolgen lassen. Die Sprunghöhe der Sürbach-Störung

dürfte bei über 100m liegen, wie das starke Verspringen der Heisterner und Venn-Überschiebung vermuten läßt.

Innerhalb des Weisweiler Horstes treten noch mehrere Sprünge auf, über deren Verlauf und Verwurfsbeträge aber mangels geeigneter Aufschlüsse keine genauen Angaben möglich sind.

Die Ostgrenze des Weisweiler Horstes bildet die Meroder Störung, die etwa 350-400 m Verwurf aufweisen dürfte (vgl. Kap. 1.4.2.3.). Diese Störung markiert zusammen mit dem Diagonal-Sprung, mit dem sie sich wohl nach Süden vereinigt, den Abbruch des Gebirgslands zur Rur-Scholle, die einen Teil der Niederrheinischen Bucht darstellt.

#### 1.4.2.3. Projektion der Inde-Mulde östlich des Weisweiler Horstes

Über den Bau der Inde-Mulde im Gebiet östlich der Bergbauaufschlüsse der Grube Weisweiler ist nur wenig bekannt.

Etwas östlich der Meroder Störung, die den Weisweiler Horst nach Osten begrenzt, wurde im Jahre 1922 die Bohrung Weisweiler abgeteuft, die ein ca. 470 m langes Karbon-Profil aufschloß (WUNSTORF 1922, HAHNE 1933 c). Ferner wurden in der Zeit um die Jahrhundertwende in der Umgebung der Ortschaften Inden, Pier und Lucherberg etliche Mutungsbohrungen niedergebracht, die zwar kaum längere Karbon-Strecken erbrachten, trotzdem aber wichtige Hinweise für den Bau des Ostteils der Inde-Mulde liefern.

Betrachten wir nun zunächst die Bohrung Weisweiler (1922), die noch relativ nahe bei den Bergbauaufschlüssen liegt (Taf. 13: Schnitt 11, Abb. 58). Das Karbon wurde in der Bohrung bei 147,3m Bohrtiefe entsprechend + 22,3m NN erreicht.

Das Einfallen der Schichten in der Bohrung beträgt ca. 20-30°, wenn man von örtlichen Versteilungen (Störungen?) bei 182 m und 290 m Bohrtiefe absieht. Dies deutet darauf hin, daß die Bohrung im relativ flach einfallenden Nordflügel der Inde-Mulde steht.

Die stratigraphische Einstufung der Bohrung machte den bisherigen Bearbeitern Schwierigkeiten, da in dem als Kernbohrung ausgeführten oberen Teil des insgesamt 470 m langen Karbon-Profils wahrscheinlich mehrere Störungen auftreten, während die letzten 225 m der Bohrung nur als Mei-Belbohrung durchgeführt wurden und daher über das eventuelle Auftreten von Störungen nichts ausgesagt werden kann.

WUNSTORF (1922) stellte die von der Bohrung erschlossene Schichtenfolge in den tieferen Teil der Binnenwerke über Flöz Padtkohl, wobei in erster Linie floristische Gesichtspunkte, nämlich das Auftreten von *Neuropteris schlehani* STUR im Bohrprofil ausschlaggebend waren. Eine flözweise Identifizierung des gesamten Bohrprofils führte er aber nicht durch. Nach dieser Auffassung müßte die Bohrung dann noch auf dem Weisweiler Horst stehen, was wegen des fast 150 m mächtigen Deckgebirges aber ausgeschlossen erscheint.

Da nach JOSTEN (1962) *Neuropteris schlehani* STUR aber auch in den höheren Teilen der Bochumer Schichten vorkommt, liegt es nahe, eine stratigraphisch höhere Einstufung des Bohrprofils zu versuchen.

HAHNE (1933 c) stellt die erbohrte Schichtenfolge in Anlehnung an die damalige Einstufung der Markscheiderei in den Bereich über Flöz Steinkohl bis ca. 225 m über Flöz Furth. Diese Einstufung, die neben den Flözabständen vor allem die Nebengesteinsausbildung berücksichtigt, weist allerdings – wie HAHNE selbst feststellt – beträchtliche Unstimmigkeiten auf, wenn man die Flözmächtigkeiten mit in die Betrachtung einbezieht. So hat das vermutete Flöz Steinkohl im Bereich der Grube Eschweiler Reserve lediglich nur ca. 30 – 40 cm Kohlenmächtigkeit, während es in der Bohrung 110 cm mächtig sein soll. Die Bohrung hätte damit also ein beträchtliches Profil über Flöz Furth erschlossen, das wahrscheinlich bis in die Essener Schichten hineinreicht, ohne daß aber der marine Katharina-Horizont erkannt worden wäre. Aufgrund des allerdings nicht mehr vollständig vorliegenden Bohrprofils scheint es auch möglich zu sein, den tieferen Teil der Bohrung in die Schichten zwischen Flöz Gyr im Liegenden bis Flöz Rheinfisch im Hangenden einzustufen und darüber eine größere Störung (Meroder Störung?) anzunehmen, über der dann ähnlich junge Schichten wie nach der HAHNEschen Einstufung anständen (Abb. 58). Da auch diese Deutung letztlich nicht beweisbar ist und in ihrer Auswirkung auf die Projektion lediglich die Lage der Meroder Störung etwas modifizieren würde, wurde der Darstellung in Schnitt 11 (Taf. 13) und dem Längsschnitt (Taf. 11) die Auffassung HAHNES (1933 c) zugrunde gelegt.

Es ergibt sich hieraus ein Verwurf an der Meroder Störung von rund 350-400m, der sich allerdings etwas reduziert, wenn man annimmt, daß sich das östliche Achsenabtauchen von der Grube Weisweiler aus weiter fortsetzt.

Über das weitere Verhalten der Inde-Mulde nach Osten hin geben nun nur noch die erwähnten Mutungsbohrungen Aufschluß (Taf. 13: Schnitt 12). Über diese Bohrungen liegen verhältnismäßig umfangreiche Unterlagen vor, die relativ ausführliche Schichtenverzeichnisse beinhalten (HOLZAP-FEL 1906, 1907; SCHULTE 1907). Die am weitesten nördlich gelegene Bohrung in diesem Bereich ist die Bohrung Altdorf, die das Oberdevon erreicht hat. Hiermit ist die Nordgrenze der Inde-Mulde (im weitesten Sinne) beziehungsweise die ungefähre Lage des Aachener Sattels markiert.

Südlich hiervon liegen die Bohrungen Inden 3, 4, 5 und 7 sowie Pier 3 (= Aachen XI, X, XV, XVII, XXI).

Diese Bohrungen haben angeblich jeweils Flöze von rund 1 m scheinbarer Mächtigkeit angetroffen, die mit 40–50° einfielen. Dieses steilere Einfallen spricht für eine Position der Bohrungen an einer Sattelnordflanke. Ferner wurde in der Bohrung Inden 5 ein nichtmariner Muschelhorizont unter anderen mit *Carbonicola* und *Naiadites* festgestellt (GK 25: 5104 Düren, Brg. 14). Diese Feststellung ist insofern wichtig, als nichtmarine Faunenhorizonte im Inde-Revier erst oberhalb vom Krebs-Traufe-Horizont auftreten (HAHNE 1933 b). Die Bohrungen haben also das Karbon wahrscheinlich im Bereich der tiefsten Außenwerke erreicht. Die Annahme einer stratigraphisch höheren Position würde in Anbetracht der relativ nahen Bohrung Altdorf zu Konstruktionsschwierigkeiten führen.

Die nächst südlich gelegenen Bohrungen Iden-Pier (= Nr. 16 der GK 25: 5104 Düren) und Inden 2 haben ebenfalls steil gelagerte Schichten erschlossen, wobei die Bohrung Inden 2 (= Aachen VIII) offenbar eine bedeutendere Überschiebung mit ausgeprägter Schleppungszone im Hangenden durchörtert hat.

Weiter südlich fallen die Schichten nun allmählich flacher ein: Bohrung 20 (GK 25: 5104 Düren) 60° Einfallen, Bohrung Pier (Nr. 5 der GK 25: 5104 Düren) 22°, Bohrungen Lucherberg 1 – 4 mit 20 – 30° Einfallen. Diese Bohrungen dürften demnach auf dem Nordflügel der Inde-Mulde stehen. Von stratigraphischem Interesse ist ein mariner Horizont mit *Reticuloceras bilingue* SALTER, der in den Bohrungen Lucherberg 1 (Düren 23), Lucherberg 2 (Düren 22) und Lucherberg 3 festgestellt wurde. Diese Form ist als Leitfossil für den Krebs-Traufe-Horizont anzusehen, womit auch diese Bohrungen grob stratigraphisch einstufbar sind. Die unterschiedliche Höhenlage dieses marinen Horizonts in den drei Bohrungen bestätigt die Annahme von südfallenden Schichten.

Abb. 58 Alternative Deutungsversuche des Schichtenschnitts der Bohrung Weisweiler (1922)

Fig. 58 Different attempts of correlation of the stratigraphic section of the Weisweiler (1922) borehole



Setzt man nun voraus, daß sich der tektonische Bau der Inde-Mulde nach Osten hin nicht grundsätzlich ändert, so ist nach den vorstehenden Befunden wahrscheinlich, daß die genannten Mutungsbohrungen den Bereich des Eilendorfer Sattels oder eines sich südlich davon herausbildenden Vorsattels (vgl. Taf. 12: Schnitt 5, Taf. 13: Schnitt 10) mit steiler Nordflanke, einer Überschiebung im Kern und flacherer Südflanke angetroffen haben. Die eigentliche Inde-Mulde ist daher erst weiter südlich zu erwarten.

In diesem Bereich fehlen aber alle Aufschlüsse, so daß Näheres über den Bau der Inde-Mulde nicht ausgesagt werden kann.

Von Interesse ist aber noch die Bohrung Oberzier, die noch ca. 5,7 km weiter nordöstlich bereits am Rande der Erft-Scholle steht. Diese Bohrung hat an der Grundgebirgsoberfläche Schichten des Gedinnes angetroffen; sie steht also südlich des Ausbisses der Venn-Überschiebung. Projiziert man den hierdurch gegebenen Verlauf der Venn-Überschiebung in die Ebene des Schnittes 12 (Taf. 13), so erkennt man, wie sich diese Überschiebung flach über die Strukturen der Inde-Mulde legt. Vergleicht man nun die Höhenlage der Schichten in der Bohrung Weisweiler (Taf. 13: Schnitt 11) mit der in Schnitt 12, so ergibt sich - unter der Voraussetzung eines etwa gleichbleibenden Schichtenstreichens und einer analogen Faltenform - ein deutliches Herausheben der Faltenachse der Inde-Mulde nach Osten hin. Dieses Bild kann noch durch die Sprungtektonik dieses Raums modifiziert werden, über die aber fast nichts bekannt ist. Lediglich die Höhenlage der Karbon-Oberfläche (bzw. Tertiär-Basis) (vgl. GLIESE & HAGER & KNAPP in KNAPP 1978) gibt Hinweise auf das Auftreten von Bruchstrukturen im Untergrund. Hiernach tritt östlich der Meroder Störung ein weiterer ostfallender Sprung auf, der die Karbon-Oberfläche um ca. 35m verwirft. Diese Störung dürfte die Fortsetzung des Diagonal-Sprungs des Wurm-Reviers darstellen. Weiter östlich folgen zwei westfallende Sprünge von 40 und 20 m Verwurf an der Karbon-Oberfläche. Zwischen den Bohrungen Pier III und Inden-Pier einerseits und Pier I und 20 (GK 25: 5104 Düren = D 20) andererseits dürfte ein ostfallender Sprung von vielleicht ebenfalls 20m Verwurf an der Karbon-Oberfläche verlaufen. Ob diese Störungen mit den aus dem Osten des Wurm-Reviers bekannten Störungen zusammenhängen (Freialdenhovener Sprung, Merzenhausener Sprünge) ist nach den lückenhaften Indizien im Karbon nicht zu entscheiden, erscheint aber unter Berücksichtigung der Verhältnisse im Deckgebirge durchaus wahrscheinlich.

Im Bereich des Kartenrandes tritt dann der sogenannte "Rur-Sprung" auf, der ein Ausläufer des westfallenden Rurrand-Sprungs ist und nicht mit dem vermuteten ostfallenden Rur-Sprung im Bereich des Ostfelds der Zeche Emil Mayrisch verwechselt werden darf (vgl. Kap. 1.3.2.3.).

Der Rurrand-Sprung läuft von Nordwesten her kommend in diesem Bereich als "Rur-Sprung" aus und setzt etwas nach Osten versetzt neu ein. Er bildet hier also eine Sprungbrücke, die möglicherweise genetisch mit dem Zusammentreffen dieses Sprungs mit der Aachener Überschiebung im Untergrund zusammenhängt (GLIESE & HAGER 1978, WREDE 1982 a).

In der beigefügten Kartendarstellung und dem Längsschnitt (Taf. 11) wurden für die Sprünge in der Rur-Scholle nur relativ geringe Karbon-Verwürfe angenommen. Hieraus folgt ein steiles Auftauchen der Faltenachse der Inde-Mulde nach Nordosten mit ca. 15°. Dieser Wert erscheint sehr groß, zumal die Rur-Scholle eine postvariscische Kippung um ca. 5° nach Norden erfahren hat, wie am Einsinken des Deckgebirges erkennbar ist.

Die Darstellung in der Karte zeigt also die minimale Ausdehnung der Inde-Mulde nach Osten zu (vgl. Kap. 1.4.4.).

Das starke axiale Herausheben der Inde-Mulde nach Osten zu führt in Verbindung mit der deutlichen Nordvergenz des Gebirgsbaus und dem Eintauchen des Deckgebirges im Kartenbild zu einem scheinbaren flachen Generalstreichen der Mulde an der Karbon-Oberfläche.

#### 1.4.3. Analyse des tektonischen Baus

#### 1.4.3.1. Falten- und Störungstektonik

Der Faltenbau des Inde-Reviers ist relativ einfach: Es liegt eine trogförmige, deutlich nordvergente Hauptmulde vor, die an ihrem Nordrand von einer Schuppenzone begleitet wird, die zum Aachener (Haupt-)Sattel überleitet. Die Südflanke der Inde-Mulde leitet dagegen zum ebenfalls recht einfach gebauten Hammerberg-Sattel über, der schließlich von der gleichfalls stark nordvergenten Burgholzer Mulde begleitet wird. Deren Südflanke leitet zum Venn-Antiklinorium über, das mit von West nach Ost zunehmender Tendenz an einem komplexen System flach einfallender Überschiebungsbahnen über die Strukturen des Inde-Reviers geschoben ist.

Auf die streichende Entwicklung der Inde-Mulde westlich des Bergbaugebietes, wo sie sich von Westen her unter "Aufzehrung" ihrer benachbarten Strukturen nach Osten zu stark verbreitert (Schnitt 0-1) wurde bei der Beschreibung der Falten bereits hingewiesen. Um so bemerkenswerter ist die Konstanz der dann westlich der Münster-Gewand erreichten Faltenform bis an die östliche Grenze des Aufschlußbereichs. Es fällt auf, daß auch im Wurm-Revier sich der Stil des Faltenbaus in der Umgebung des Feldbisses (d. h. der nördlichen Verlängerung der Münster-Gewand) ändert: Westlich dieser Störung liegt das meist als typisch für das Wurm-Revier bezeichnete Bild der Engfaltung vor, während sich östlich davon die Falten schnell ausglätten (Taf. 8: Schnitte 6-9). Der Übergang erfolgt dabei nicht abrupt, sondern vollzieht sich kontinuierlich innerhalb eines schmalen Streifens beiderseits der Störung im Fortstreichen der Falten. Auch das im Kartenbild auffallende Vorspringen des Venn-Sattels nach Norden, das mit der nach Osten hin rasch zunehmenden Schubweite der Venn-Überschiebung zusammenhängt, erfolgt in der südlichen Verlängerung der Feldbiß-/Münster-Gewand-Störungszone (vgl. KNAPP 1978: 120). Diese Störungszone scheint daher von größerem Einfluß auf den regionaltektonischen Bau zu sein, oder aber die Änderungen im Faltenbau haben das Aufreißen der Störungszone begünstigt.

Die Form der Inde-Mulde ist im untersuchten Gebiet als kofferförmige Trogmulde zu bezeichnen. Sie läßt sich in drei deutlich voneinander abgesetzte Teile gliedern: die mit ca. 30-40° südfallende Nordflanke, den wegen der starken Nordvergenz der Gesamtstruktur mit ca. 30° nach Norden einfallenden Trogboden und den überkippten Südflügel der Mulde. Dieser ist westlich der Sandgewand weitgehend der Erosion zum Opfer gefallen, so daß zum Beispiel in den Schnitten 4 und 5 (Taf. 12) Muldennordflügel und Trogboden das Bild einer Spitzmulde vortäuschen. Ganz im Westen der Bergbauzone, wo bedingt durch das Herausheben des Karbons in dieser Richtung fast nur noch der Trogboden erhalten ist, scheint diese Mulde dann zu verflachen (Taf. 12: Schnitte 1 u. 2). Tatsächlich aber zeigt die steil bis überkippt einfallende Nordflanke das Hammberg-Sattels ebenso wie der Aufschluß der überkippten Muldensüdflanke im Graben zwischen Kropp und Münster-Gewand (vgl. Abb. 56, S. 78), daß die Inde-Mulde auch in diesem Bereich ursprünglich eine überkippte Südflanke besessen hat.

Mit dem Abtauchen des Hammerberg-Sattels nach Osten hin nimmt im Bereich des Weisweiler Horstes ganz im Osten der Bergbauzone die Überkippung dann wohl ab. Die Aufschlüsse reichen jedoch nicht aus, um exakte Angaben über die weitere Entwicklung dieser Flanke nach Osten hin zu machen.

Zum Hangenden hin bildet sich im Kern der Inde-Mulde eine enge, fast isoklinale Spitzmulde heraus, wo der Raum nicht mehr zur Ausbildung eines Mittelschenkels ausreichte. Auf die bei der Faltung im Muldenkern entstehenden Volumenprobleme deuten die Überschiebungen hin, die gerade im Grenzbereich zwischen Trogmulde und Spitzmulde gehäuft auftreten (Taf. 12: Schnitt 6). Während im Trogmuldenbereich die bei der Einengung der Mulde entstehenden Volumenüberschüsse offenbar durch schichtparallele Gleitung in den Muldenflanken und Verdickung des Mittelschenkels (vgl. Kap. 1.4.2.1., Abb. 55) abgebaut werden konnten, rissen im höheren Teil der Mulde die Überschiebungen auf, um den Materialüberhang durch Schichtendoppellagerung abzubauen. Im höchsten Muldenteil erlaubten die fast parallel einfallenden Schichten beider Muldenschenkel offenbar wieder erneut den Materialabbau durch schichtparalleles Gleiten, und es erfolgte darüber hinaus auch eine Zerscherung des Muldenkerns entlang der Achsenfläche, wie die in Schnitt 9 (Taf. 13) erkennbare Störung andeutet. Leider liegen aus diesem Bereich nur wenige Aufschlüsse vor, so daß eine genauere Analyse des Muldenkernbereichs nicht möglich ist. Auch der Faltenbau der Inde-Mulde zeigt also eine gewisse Stockwerkgliederung: Unter einer fast isoklinalen "Engfalte" folgt eine durch Überschiebungen gekennzeichnete Übergangszone, die zu einer Trogmulde überleitet. Ob sich hierunter weiter Spezialfalten einstellen, wie es dem Baustil des Ruhrkarbons entspräche (DROZDZEWSKI et al. 1980), läßt sich mangels tiefreichender Aufschlüsse nicht feststellen. Es ist auch ein Übergang zu einer großen Rundfalte im Untergrund vorstellbar, zumal eine örtlich zu beobachtende schwache Knickung des Muldennordflügels (Taf. 12: Schnitte 6 u. 7) eine derartige Tendenz andeutet. Die Analyse des Faltenbaus der Inde-Mulde weist in jedem Falle auf einen einzeitigen Verformungsakt hin und läßt sich nicht im Sinne einer doppelten Faltung mit zeitlich nacheinander angelegten Achsenflächen interpretieren (BREDDIN 1968: 414, 415).

Auffällig ist die große Ähnlichkeit der Faltenform der Inde-Mulde mit der der Wittener Mulde des Ruhrkarbons im Gebiet der Zeche Königsborn, die auch einen weitgehend analogen Stockwerkbau erkennen läßt (vgl. DROZDZEWSKI 1980: 36).

Bezüglich der Achsenposition ist festzustellen, daß sich der bergbaulich erschlossene Teil der Inde-Mulde im Bereich einer nach Nordosten abtauchenden Achsenrampe befindet. Nach Westen zu läßt sich dieser Achsenanstieg weit über das Arbeitsgebiet hinaus bis in den Bereich westlich von Eupen verfolgen, wo die in der südlichen Fortsetzung der Querstruktur von Visé-Puth gelegene Aufwölbung von Booze-Le Val Dieu eine Achsenkulmination bildet (BLESS & BOUCKAERT & PAPROTH 1982). Im Osten dürfte der Tiefpunkt der Achsenrampe dicht östlich des Weisweiler Horstes liegen. Die hier ausgebildete Achsendepression bildet vielleicht die Fortsetzung der Eifeler Nord – Süd-Zone (SHOU-CHANG 1940, WIENECKE 1983) und läßt sich weiter in das Wurm-Revier verfolgen.

Auffällig ist, daß die Trogmuldenform der Inde-Mulde an die Achsendepression gebunden ist. Mit dem Herausheben der Faltenachsen nach Westen und wahrscheinlich auch nach Osten verliert sie sich zugunsten einer Spezialfaltung (Taf. 12: Schnitt 0, Taf. 13: Schnitt 12). Der Hammerberg-Sattel zeigt bezüglich seiner Achsenstruktur ein von der Inde-Mulde abweichendes Verhalten: Er besitzt etwa im Bereich des Vichtbachtals eine Achsenkulmination (d. h. dort, wo er von den Ausläufern der Münster-Gewand geschnitten wird) und taucht von dort aus nach Westen wie Osten zu ab (HOLZ-APFEL 1911 b: 45, THOME 1955: 280). Das Westabtauchen des Hammerberg-Sattels steht dabei ganz im Gegensatz zu den regional generell nach Osten einfallenden Achsen. Der Abtauchwinkel der Faltenachse des Hammerberg-Sattels nach Osten ist deutlich steiler als der von den Achsen der benachbarten Inde- und Burgholzer Mulde, so daß sein von Oberdevon und Kohlenkalk gebildeter Kern im Kartenbild schnell vom Oberkarbon überdeckt wird.

Bezüglich der streichenden Störungen wurde bereits erwähnt, daß die Schubweite der Venn-Überschiebung von West nach Ost zunimmt. Die bankrechten (stratigraphi-

schen) Verwürfe sind dagegen stark veränderlich, da im Hangenden der Überschiebung der kaledonisch beeinflußte Faltenbau zum Teil diagonal zur Überschiebung streicht (Wenauer Sattel, Hüttenhau-Sattel) und daher teils Sattel-, teils Muldenstrukturen an die Überschiebung treten.

Etwas einfacher liegen die Verhältnisse bei der Heisterner Überschiebung, die sich im Gebiet von Langerwehe nach Norden von der Venn-Überschiebung abspaltet und sich nach Westen hin im Fortstreichen immer mehr von ihr entfernt. Im Bereich des Hastenrather Grabens spaltet die Heisterner Überschiebung weiter auf und läuft westlich der Sandgewand aus. Dabei läßt sich zeigen, daß die nördliche der Teilstörungen in eine Spezialfalte in der Südflanke der Burgholzer Mulde ausläuft (Taf. 12: Schnitt 4). Dies deutet auf eine faltungsbezogene Anlage dieser Störung hin.

Im Bereich des Aachener Sattels reichen die wenigen Aufschlüsse nicht aus, um ein genaues Bild der streichenden Entwicklung zu zeichnen. Es dürfte jedoch sicher sein, daß die Eilendorfer Überschiebung von West nach Ost an Bedeutung verliert. Im Osten schließt sie sich eventuell mit der Burtscheider Überschiebung zusammen.

Der Faltenbau des Inde-Reviers wird von den bereits genannten zahlreichen Störungen durchschlagen, die fast ausnahmslos quer zu den Faltenachsen streichen (Abb. 59). Diese Störungen sind generell als Abschiebungen anzusprechen; irgendwelche bedeutsamen horizontalen Bewegungskomponenten konnten bislang nicht festgestellt werden. Dies ist insofern auffällig, als offenbar auch fast keine Diagonalstörungen (in hk0-Richtung zum Faltenbau) auftreten, die ja sonst meist als Blattverschiebungen wirksam sind. Lediglich ganz kurze Nord - Süd streichende Abschnitte der Hoerschberg-Störung und des Weisweiler Sprungs könnten als hk0-Störungen gedeutet werden und eventuell die flacher als die übrigen Sprünge streichende Wilhelmshöher Verwerfung. Auch die Münster-Gewand, die im Bereich des Wurm-Reviers als Feldbiß einen deutlichen Horizontalversatz zeigt, scheint zumindest im Bereich der alten Grube Wilhelmine als reine Abschiebung wirksam gewesen zu sein (VON DECHEN 1884: 227).

Bezüglich des axialen Eintauchens läßt sich im Karbon keine Tendenz in der Einfallsrichtung der Querstörungen festlegen, das heißt, es treten gleichberechtigt syn- und antithetische Sprünge auf.



Abb. 59 Die tektonischen Richtungen im Inde-RevierFig. 59 The directions of structures in the Inde district

Auch ein sprungtektonisch bedingter Abfall des Grundgebirges zur Rur-Scholle hin (Rur-Graben) ist nicht erkennbar, da sich die jeweiligen Verwurfsbeträge der ost- und westfallenden Störungen im wesentlichen ausgleichen. So stehen zum Beispiel der ostfallenden Sandgewand mit ca. 475 m Verwurf die westfallenden Störungen Omerbach- und Hoerschberg-Sprung gegenüber, die zusammen etwa 490 m Verwurf zeigen. Ebenso gleichen sich die Randstörungen des Weisweiler Horstes in etwa aus: Weisweiler Sprung 325 m Verwurf, Meroder Sprung ca. 350 m Verwurf.

Etliche der beschriebenen Störungen verwerfen nicht nur das Karbon, sondern auch die Karbon-Oberfläche und das Deckgebirge. In Tabelle 3 sind die jeweiligen Verwurfsbeträge – soweit bekannt – gegenübergestellt:

Tabelle 3 Die Verwürfe der Deckgebirgsbasis an den Sprüngen des Inde-Reviers im Verhältnis zum Karbon-Verwurf

| Sprünge             | Verwu<br>im Kar<br>(m) | Verwurf<br>der Karbon-<br>Oberfläche<br>(m) |     |      |
|---------------------|------------------------|---|-----|------|
|                     |                        | nach  |     | nach |
| Rur-Sprung          | -?-                    | W   | 200 | W    |
| Diagonal-Sprung     | -?-                    | Е   | 50  | Е    |
| Meroder Sprung      | 350 - 400              | Е   | 70  | E    |
| Weisweiler Sprung   | 325                    | W   | 150 | W    |
| Hoerschberg-Störung | 240                    | W   | 70  | W    |
| 1. Östl. Störung    | 30                     | Е   | 30  | Е    |
| Omerbach-Störung    | 250                    | W   | 90  | W    |
| Sandgewand          | 475                    | Е   | 100 | Е    |
| Münster-Gewand      | 250                    | Е   | -?- | Е    |

Aus diesen Zahlen läßt sich grob ablesen, daß rund 30 % des jeweiligen Verwurfsbetrages an diesen Störungen erst synoder posttertiär entstanden ist. Eine Ausnahme bildet die 1. Östliche Störung, bei der der Verwurf im Karbon mit dem an der Deckgebirgsbasis übereinstimmt. Während die übrigen das Deckgebirge verwerfenden Störungen also auf alte, reaktivierte Störungen zurückgehen, ist diese Störung auch in ihrer Anlage offenbar jung.

Hinweise auf Umkehrverwürfe sind an den Sprüngen des Inde-Reviers nicht bekanntgeworden.

Die Karbon-Oberfläche beziehungsweise Deckgebirgsbasis fällt im gesamten Gebiet mit ca. 5 – 10° nach Nordosten hin ein. Dies ist eine Folge einerseits des Heraushebens des Rheinischen Schildes im Süden (MÄLZER & HEIN & ZIPPEL 1983), andererseits des allmählichen Einsinkens der Niederrheinischen Bucht und hier speziell der Rur-Scholle im Norden beziehungsweise Nordosten (QUITZOW & VAH-LENSIECK 1955). Setzt man die Verwürfe der Deckgebirgsbasis zu dieser großräumigen Kippbewegung in Beziehung, so erkennt man, daß die Störungen bevorzugt antithetisch wirksam gewesen sind. Einem Verwurf der Deckgebirgsbasis um 510 m an westfallenden Störungen steht lediglich ein Verwurf von ca. 250 m an ostfallenden Störungen gegenüber (Tab. 3).

#### 1.4.3.2. Analyse der Tektonik des Inde-Reviers im regionalen Zusammenhang

Kennzeichnend für die tektonische Situation des Inde-Reviers ist großräumig gesehen ihre Lage zwischen zwei bedeutsamen, streichend zum Faltenbau verlaufenden Abscherzonen: der Aachener Überschiebung und ihren Begleitstörungen im Norden und dem Venn-Überschiebungssystem im Süden. Diese Störungen sind Teil einer kompliziert gebauten, über große Entfernungen bis weit nach Belgien und Nordfrankreich zu verfolgenden Überschiebungszone, die den Nordrand des Variscikums in den Ardennen und der Nordeifel markiert.

Im belgischen Bereich konnten an dieser Überschiebungszone sehr große Verwurfsbeträge und eine weite Erstreckung der Störungsflächen nach Süden unter das gefaltete Variscikum festgestellt werden, so daß für die Hangendscholle Deckennatur angenommen wird (BLESS & BOUC-KAERT & PAPROTH 1980, 1982). Auch für die Fortsetzung dieser Überschiebungen nach Deutschland hinein und hier insbesondere für die Aachener Überschiebung wird die Möglichkeit einer Deckennatur diskutiert, zumal die Ergebnisse von seismischen Untersuchungen auf einen großräumigen Abscherhorizont in ca. 4 km Tiefe hindeuten (MEISS-NER & BARTELSEN & MURAWSKI 1981).

Es ist allerdings relativ unwahrscheinlich, daß sich im tieferen Untergrund des Inde-Synklinoriums beziehungsweise des Venn-Antiklinoriums noch eine völlig überfahrene, flache Mulde befindet, die möglicherweise noch Oberkarbon enthält (BLESS & BOUCKAERT & PAPROTH 1982, WALTER 1982: Abb. 2). In diesem Falle müßte die Überschiebung die Sattelkuppe des Aachener Sattels gekappt haben und dabei abschnittsweise von stratigraphisch jüngeren in ältere Schichten eingeschnitten sein. Dieser Fall wäre an Überschiebungen des Rhenoherzynikums und Subvariscikums ganz ungewöhnlich und wurde bisher weder an den mitgefalteten Wechseln des Ruhrkarbons beobachtet (SCHOLZ 1956), noch bei der Konstruktion der Überschiebungs- beziehungsweise Deckenbahnen der Ardennen als zwingend erachtet (z. B. GEUKENS 1962).

Es ist tatsächlich auch ohne weiteres möglich, den Verlauf der Aachener Überschiebung zur Tiefe hin zu konstruieren, ohne daß ein derartig ungewöhnliches Bild entsteht (Abb. 60). Es ist bei dieser Abbildung ein im großen und ganzen kongruenter Faltenbau im Hangenden und Liegenden der Überschiebungsbahn angenommen worden (hierfür sprechen die Erfahrungen aus dem Ruhrkarbon), und der Verlauf der Störungsbahn wurde gemäß der von WREDE (1980 a) aufgestellten Regeln über die Zusammenhänge von Schichten- und Überschiebungseinfallen im gefalteten Gebirge konstruiert. Dabei ergab zunächst die Auswertung der wenigen Aufschlußpunkte der Aachener Überschiebung, daß sie offenbar einen sehr kleinen "primären Scherflächenwinkel" von nur ca. + 10 gon besitzt. Dies ist sicher Ausdruck der starken Nordvergenz des Gebirges im Aachener Gebiet (vgl. auch Abb. 62, S. 88).

Zusätzlich wurde für die Darstellung des Gebirgsbaus der Faltenbau in Abbildung 60 (unten) durch Ausglätten der Spezialfalten etwas vereinfacht. Nach dieser Konstruktion nimmt der Verwurf an der Aachener Überschiebung zur Teufe hin ab, so daß sie ungefähr beim Eintritt in die prädevonischen Kernschichten des Venn-Massivs in rund 4km Tiefe weitgehend an Bedeutung verloren hat.

Dies ist ein auffälliges Analogon zur Situation der südlich des Inde-Synklinoriums auftretenden Venn-Überschiebung, deren Wurzelzone ebenfalls an der Grenze zum kaledonisch beeinflußten Altpaläozoikum liegt (SPAETH 1979). Dies dürfte seine Begründung nicht nur darin finden, daß an dieser Grenze eine Winkeldiskordanz vorliegt (HOLZAPFEL 1910a: 150, 151, THOME 1955, SCHMIDT 1956), und sich somit die tektonischen Elemente im Hangenden und Liegenden dieser Grenze nicht mehr unbedingt entsprechen und daher die Fortsetzung einer eng mit der Faltung verknüpften Störungsbahn über die Grenzlinie hinaus auf Schwierigkeiten stößt. Es ist vielmehr auch zu berücksichtigen, daß sich der gesamte tektonische Baustil des Gebirges mit zunehmender Tiefe ändert (z. B. durch das Auftreten von Schieferung, die in den höheren Bereichen noch fehlt). Nach den Untersuchungen von BREDDIN (1971) stellen sich im tieferen Untergrund des Venn-Massivs liegende Falten ein. Eine derartige liegende Mulde mit flachliegender Schieferung wurde zum



- Abb. 60 Querschnitt durch die Überschiebungszone nördlich des Venn-Massivs (unten etwas vereinfacht und hypothetisch ergänzt)
- Fig. 60 Section through the thrust zone north of the Venn massif, at the bottom slightly simplified and hypothetically completed

Beispiel in den Schichten des Revins und Devilles in der ca. 10km südlich von Stavelot gelegenen Tiefbohrung Grand Halleaux in Belgien in ca. 3 000 m Tiefe festgestellt (VANGU-STAINE 1970, GRAULICH 1980). In dieser Zone wird offenbar die Überschiebungstektonik des höheren tektonischen Stockwerks durch schichtparallele Gleitvorgänge und eine Gesteinszerscherung entlang den Schieferungsflächen abgelöst. Diese Zone "aktiven Deckenvorschubs" (BREDDIN 1971: 117) ist durch "horizontale Auslängungen innendeformierter Gesteine" gekennzeichnet, wobei zwar eine erhebliche Längung des Gebirgsbaus erfolgt, aber - da sich die Bewegungen auf schichtparallelen Gleitbahnen vollziehen - keine wesentlichen bankrechten (stratigraphischen) Verwürfe erfolgen. Der Übergang vom höheren tektonischen Stockwerk mit ± aufrechten Falten und Überschiebungstektonik zum tieferen Stockwerk mit zerscherten liegenden Falten vollzieht sich in der Bohrung Grand Halleaux bei ca. 1000 - 1500 m Tiefe, wobei die Grenze dieser Stockwerke fließend ist. Berücksichtigt man das Achsenabtauchen des Venn-Antiklinoriums beziehungsweise des Inde-Synklinoriums nach Osten hin, so könnte diese Grenze im Bereich des Inde-Reviers ohne weiteres in der Tiefe von ca. 4000-4500m liegen, in der nach der dargestellten Konstruktion die Aachener Überschiebung ausläuft. Der von MEISSNER & BARTELSEN & MURAWSKI (1981) festgestellte Reflexionshorizont in dieser Teufenlage könnte dann ebenfalls diese Zone repräsentieren, in der eine schichtparallele Zerscherung des Gesteins erfolgte, aber keine Deckenbahn im Sinne einer definierten Überschiebungsfläche vorliegt.

Die großen Überschiebungen im Bereich des Inde-Reviers werden daher als faltungsbezogen angelegte, mitgefaltete Überschiebungen ähnlich denen im Ruhrkarbon betrachtet. Diese Auffassung könnte eine Bestätigung finden, wenn es gelänge, einen unmittelbaren Zusammenhang der Störungsbahnen beiderseits der Niederrheinischen Bucht nachzuweisen, wie er von verschiedenen Autoren immer wieder vermutet wurde (MICHELAU 1962, GLIESE & HAGER 1978, WREDE 1985). Die Wurzelzone dieser Überschiebungen liegt im linksrheinischen Gebiet - wie für die Aachener Überschiebung nach dem vorher Gesagten zu vermuten ist und für die Venn-Überschiebung unmittelbar nachzuweisen im Übergangsbereich zu den geschieferten, tektonisch stark deformierten Gesteinen des Prädevons. Hieraus wird auch verständlich, warum die Venn-Überschiebung nach Westen hin (d. h. im Bereich stärkerer Heraushebung des Venn-Antiklinoriums) streckenweise ausläuft, nach Östen hin dagegen schnell an Bedeutung gewinnt (KNAPP 1978): Im Gebiet der Kulmination des Venn-Antiklinoriums ist bereits ein tektonischer Bereich erschlossen, der unter der Wurzelzone der Venn-Überschiebung liegt.

Überträgt man dieses Bild auch auf die Aachener Überschiebung, so wird klar, daß diese zumindest in dem hier behandelten Gebiet keinen bis in den Bereich von Hunsrück und Taunus reichenden Fernschub bewirkt haben kann ("Dinant-Decke") (BLESS & BOUCKAERT & PAPROTH 1980), sondern wahrscheinlich noch auf der Nordflanke des Venn-Sattels ihre Wurzel findet. Auch die schon erwähnten Aufschlüsse der Aachener Überschiebung im Geultal bestätigen eine Abnahme des Verwurfsbetrages an dieser Störungszone zur Tiefe hin.

Gegen die Vorstellung eines Fernschubs spricht auch, daß gerade in den älteren Schichten des Inde-Reviers noch große stratigraphisch-fazielle Ähnlichkeiten zwischen Indeund Wurm-Revier bestehen und die eingangs im stratigraphischen Abschnitt (Kap. 1.4.1.2.) genannten Unterschiede erst in den höheren Abschnitten des Karbon-Profils auftreten. Nach den erwähnten Untersuchungen von ZELLER (1985 b) scheinen diese Unterschiede sowieso weniger bedeutsam zu sein als bislang angenommen wurde. Sie entsprechen nach den Untersuchungen von JANDA (1966) durchaus den faziellen Differenzierungen, wie sie auch innerhalb des Wurm-Reviers auftreten. STEINGROBE (1983) kommt aufgrund sedimentologischer Untersuchungen gleichfalls zu dem Schluß, daß Wurm- und Inde-Revier demselben Ablagerungsgebiet angehören.

Ferner fehlt in der Literatur bisher jeder tektonisch begründete Hinweis auf den Ostrand der "Dinant-Decke", der ja im Rheinischen Schiefergebirge auftreten müßte, sollte die Fernschubannahme zutreffen.

KREBS & WACHENDORF (1974) versuchen, die Überschiebungen des Aachener Raums als Gleitbahnen großer, vom Dach des sich nach ihren Vorstellungen diapirartig hebenden Venn-Massivs abgerutschter Schollen zu deuten. Diese Auffassung läßt sich aber nicht mit der Tatsache vereinbaren, daß zum Beispiel in den Aufschlüssen bei Langerwehe (vgl. Kap. 1.4.2.1.) das Oberkarbon des Inde-Synklinoriums eindeutig unter den älteren Schichten des Venn-Massivs liegt und von der Venn-Überschiebung überfahren wird. Auch ist das generelle Einfallen der Überschiebungsbahnen entgegen dieser Vorstellung nach Süden gerichtet. Das lokal zu beobachtende Nordfallen einzelner Störungsteile (z. B. im Bereich des Fensters von Theux, GEUKENS 1962: Abb. 4) steht dem nicht entgegen und ist eher als Ausdruck einer "Mitfaltung" der Störungsbahnen im Sinne einer faltungsbedingten Entstehung der Überschiebungen über dem Synklinorium des Vesdre-Massivs zu deuten.

Auch an anderen Überschiebungen des Venn-Massivs und der nördlichen Ardennen wurden bereits in der Vergangenheit (Mit-) Faltungserscheinungen beobachtet: So beschreibt zum Beispiel GEUKENS (1957) eine Verfaltung der Lensbach-Überschiebung in der Umgebung von Rott, die zur Ausbildung eines kleinen tektonischen Fensters geführt hat. SCHMITZ (1958: 64, 66) erläutert den Mitfaltungsvorgang einer nordfallenden Überschiebung von ca. 250 m bankrechtem Verwurf im Bereich des Vichtbachtals ("Schmitzgang" der Grube Breininger Berg) und auch die von BOUCKAERT & DELMER & GRAULICH (1977) dargestellten Verbiegungen der Störungsfläche der Faille du Midi über dem Becken von Namur lassen sich möglicherweise als Mitfaltung dieser Störung interpretieren. Betrachtet man die tektonischen Verhältnisse im Steinkohlenrevier im Süden und Osten von Lüttich, so sind die Parallelen zum Aachener Revier nicht zu übersehen (vgl. HUMBLET 1941, GRAULICH 1955, GEUKENS 1962): Das Becken von Lüttich, das mit einer ruhigen, relativ flach nach Süden einfallenden Nordflanke und einer extrem steilen, spezialgefalteten Südflanke ein Abbild der Wurm-

Mulde darstellt, hebt nach Süden zu gegen den Sattel von Cointe-Chartreuse heraus (Abb. 61). Dieser ist deutlich nordvergent gebaut und wird auf seiner Südflanke vom System der Aguesses-Überschiebung verschuppt - ein Bild, das dem des Aachener Sattels durchaus entspricht. Weiter südlich ist das im Hangenden dieser Überschiebung gelegene Massiv von Herve dann sinngemäß dem Bereich der Nirmer und Hitfelder Mulde des Inde-Reviers vergleichbar. Die im Bereich des südlich anschließenden Vesdre-Massivs befindliche Großmulde entspricht von ihrer Position her der Inde-Mulde im weiteren Sinne und wird von einer mitgefalteten Überschiebung überfahren. Dabei ist die Wurzelzone dieser Störung, die durch ihre "Mitfaltung" das allochthone Vesdre-Massiv und das autochthone Fenster von Theux bildet, analog zu der der Venn-Überschiebung auf der Südflanke des Venn-Sattels zu suchen, während die Aguesses-Überschiebung in der Tiefe noch nördlich dieses Sattels auslaufen dürfte.

Nach dieser Auffassung stellt also die Faille Eifellienne beziehungsweise Aguesses-Überschiebung des Lütticher Gebietes die westliche Fortsetzung der Aachener Überschiebung dar, während die St.-Hadelin-Überschiebung der Burtscheider Überschiebung und die Faille de Soiron der Eilendorfer Überschiebung entsprechen könnte (Abb. 48, vgl. VERHOOGEN 1935, GEUKENS 1962). Das tatsächliche Bild dieser Störungszonen im Lütticher Revier ist aber weitaus komplizierter als hier dargestellt, da noch mehrere andere Überschiebungen auftreten, die mit teilweise abweichendem Streichen die vorgenannten Störungen miteinander verbinden.

Dieser Vergleich der Strukturen des Lütticher Gebietes mit dem Wurm- und Inde-Revier soll nun nicht ausdrücken, daß die einzelnen tektonischen Elemente zwingend miteinander zu verbinden sind. (So ist ja z. B. bereits die Ablösung der Inde-Mulde durch die Oberforstbacher Mulde innerhalb des Inde-Reviers zu beobachten.) Es soll vielmehr versucht werden, aus dem Vergleich benachbarter und ähnlich gebauter Gebiete ein besseres Verständnis für die Ausbildung der einzelnen Strukturen zu gewinnen.

So stößt zum Beispiel die für die Aachener und Venn-Überschiebung angenommene Deutung als "mitgefaltete" Überschiebung im Sinne von WREDE (1980a, 1982b) bei ihrer Anwendung auf die in tektonisch analoger Situation befindliche Faille Eifelienne und ihre Begleitstörungen nicht auf Widerspruch, wie das Diagramm in Abbildung 62 zeigt. Vergleicht man die Geologie des Inde-Reviers mit der des Wurm-Reviers oder des südlichen Ruhrkarbons, so drängt sich die Vermutung auf, daß hier – unter anderem bedingt durch die speziellen tektonischen Verhältnisse – ein südli-



- Abb. 61 Querschnitt durch das Lütticher Steinkohlenrevier analog zur Darstellung des Aachener Reviers in Abb. 60 (nach GEUKENS 1952, verändert; Lage des Schnitts s. Abb. 48)
- Fig. 61 Cross section through the Liège coal basin corresponding to that of the Aachen district in fig. 60, modified after GEUKENS 1952; for position of section see fig. 48



cher Randbereich der subvariscischen Saumsenke erhalten ist, der dort bereits der Abtragung auf dem Dach des nördlichen Sauerlandes anheim gefallen ist. Analog zum allmählichen Vorrücken des Sedimentationstrogs und der ihm unmittelbar folgenden Faltungsfront von Südosten nach Nordwesten (vgl. R. TEICHMÜLLER 1962) begann in diesem südlichen Randgebiet die Kohlebildung früher als im heute aufgeschlossenen südlichen Ruhrkarbon.

Aufgrund der paläogeographischen Untersuchungen HAH-NEs (1933 a) und durch Vergleich der stratigraphischen Profile im Wurm- und Inde-Revier läßt sich folgern, daß diese Gebiete im Namur und tieferen Westfal A vor allem bezüglich der Meeresvorstöße noch eine relativ einheitliche Entwicklung durchliefen. Zu dieser Zeit war der Bereich des heutigen Venn-Antiklinoriums bereits über das Erosionsniveau herausgehoben und diente als Liefergebiet für die im Inde-Becken abgelagerten Sedimente. Etwa zur Zeit der Ablagerung von Flöz Großkohl (BW) erreichten offenbar die ersten Vorläufer der Orogenese das eigentliche Inde-Revier. Sie führten vielleicht zur Anlage einer schwachen Schwelle zwischen Inde-Becken und Wurm-Becken, die in der Folge eine etwas unterschiedliche Sedimentationsentwicklung beiderseits dieser Barre bedingte. Aus dieser möglichen Schwelle heraus entwickelte sich dann bei weiterer Einengung der heutige Aachener Sattel.

Es läßt sich also schließen, daß die embryonale Entwicklung der Hauptfaltenelemente in diesem südlichen Teil des Steinkohlenbeckens bereits sehr früh, eventuell noch während der Sedimentation begonnen haben könnte und sich während der nachfolgenden eigentlichen Orogenese diese vorgezeichneten Strukturen dann verstärkt herausgebildet haben. Die relativ geringe Inkohlung der Flöze der Inde-Mulde zeigt ebenfalls an, daß die hier aufgeschlossenen Schichten relativ früh orogen herausgehoben wurden und es nicht mehr zur Ablagerung von jüngeren Karbon-Sedimenten (Westfal C u. D) in nennenswerter Mächtigkeit kam (M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER 1979).

#### 1.4.4. Ausblick: Das Lagerstättenpotential des Inde-Reviers

Wie schon eingangs erwähnt wurde, ist der Bergbau im Inde-Revier im Jahre 1944 kriegsbedingt eingestellt worden und wurde seitdem nicht wieder aufgenommen. Bis zu dieser Zeit hatten die Gruben des Inde-Reviers seit ca. 1820 insgesamt 30 Mt Kohle geliefert. Die Lagerstättenbereiche westlich der Sandgewand können als völlig ausgekohlt gelten, ebenso der ganz überwiegende Teil der durch die Grube Eschweiler Reserve erschlossenen Bereiche zwischen Sandgewand und Weisweiler Störung. Hier sind zwar die Flöze der Außenwerke nicht abgebaut worden, sie stellen jedoch wegen ihrer geringen Mächtigkeit bei großer Teufenlage kein wirtschaftliches Lagerstättenpotential dar. Im Bereich der Grube Weisweiler fand ein Abbau von Kohle nur auf dem Muldensüdflügel statt; der Nordflügel ist noch unverritzt. Über die Lagerstättenverhältnisse östlich des Weisweiler Horstes ist - wie ebenfalls schon dargestellt wurde (Kap. 1.4.2.3.) - nur wenig bekannt. Aufgrund der vorstehenden Untersuchungen soll nun aber versucht werden, wenigstens eine grobe Abschätzung des Lagerstätteninhalts der Inde-Mulde im Bereich zwischen Meroder Sprung und Rur-Sprung zu geben. Folgende Ausgangsdaten stehen hierfür zur Verfügung: Der stratigraphische Aufbau der Schichtenfolge wird durch die allerdings unsichere Einstufung der Bohrung Weisweiler (1922) und der Flöze der Grube Weisweiler gegeben (Abb. 54 u. 58).

Die Form der Inde-Mulde wird als weitgehend konstant angenommen, so wie es in Schnitt 10-12 der beigefügten Schnittserie (Taf. 13) dargestellt ist. In Anlehnung an die Aufschlüsse im Eilendorfer Sattel bei Inden (vgl. Kap. 1.4.2.3.) wurde ein sehr steiles Herausheben der Muldenachse von ca. 15° nach Nordosten angenommen. Dieser Wert stellt sicher einen Extremwert dar, der hieraus errechnete Kohleninhalt vergrößert sich bei Annahme eines geringeren Achseneintauchens entsprechend, wie die in Tabelle 4 durchgeführte Alternativrechnung für den Achsenabtauchwert von 5° zeigt.

Allerdings ist auch im Erkelenzer Revier örtlich ein derartig steiler Achsenanstieg in Richtung auf das Krefelder Gewölbe festzustellen, bei gleichzeitig entgegengesetzt einfallender Karbon-Oberfläche (vgl. Taf. 4, 5).

Für das Einsinken der Karbon-Oberfläche wurde ein Wert von ca. 5–10° nach Norden beziehungsweise Nordosten angenommen (vgl. Tiefenlinien auf der Karte, Taf. 11).

Es ergeben sich hieraus die in Tabelle 4 zusammengestellten Muldenlängen zwischen dem Meroder Sprung und dem jeweiligen Flözausbiß an der Karbon-Oberfläche. Daraus folgen weiter die angegebenen Flözflächen, wenn man als mittlere querschlägige Flözlänge 50 % der jeweiligen Flözlänge in Schnitt 11 (Taf. 13) ansetzt. Hieraus läßt sich dann mit den angegebenen Flözmächtigkeiten das jeweilige Kohlenvolumen im Flöz und daraus der Kohleninhalt in Tonnen berechnen. Aus diesen Werten summiert sich ein geologischer Kohleninhalt zwischen rund 43.2 und 56.3 Mt Kohle im Ostteil des Inde-Reviers, bezogen auf Flöze über 50 cm Kohlenmächtigkeit. Hinzu wären noch rund 1 Mt Kohle in Flözen von 30 - 50 cm Mächtigkeit zu addieren, so daß das Gesamtpotential dieser Lagerstätte mit rund 44,2-57,3 Mt abgeschätzt werden kann, wenn man die eingangs beschriebenen Bedingungen zugrunde legt.

Von diesen Mengen entfallen rund 16,5 beziehungsweise 21,6 Mt auf Kohle, die aus Flözen über 1 m Kohlenmächtigkeit stammt. Etwa die Hälfte der Kohle dürfte im Muldennordflügel bei Einfallswerten unter 35° lagern, während im Mittelflügel und im steilen Südflügel jeweils rund ein Viertel der Menge liegen dürfte.

Obwohl diese Mengenabschätzung schon wegen der wenigen und zudem recht unsicheren Ausgangsdaten nicht mehr als einen groben Anhalt geben kann, erkennt man doch, daß der bisher unerschlossene Ostteil des Inde-Reviers eine nur kleine potentielle Steinkohlenlagerstätte darstellt, die aber bei entsprechenden wirtschaftlichen Voraussetzungen in der Zukunft noch einmal Bedeutung erlangen könnte. Begünstigend dürfte dabei sein, daß die Deckgebirgsmächtigkeit im Durchschnitt nur ca. 300 – 500 m beträgt.

Ebenso wird die 1000-Meter-Tiefenlinie nur von den Flözen der Außenwerke überschritten, so daß von daher relativ günstige Rahmenbedingungen gegeben sind.

Angaben über Rohstoffeigenschaften der hier lagernden Flöze sind aufgrund der vorliegenden Daten im einzelnen nicht möglich, doch dürfte die Inkohlung nach den alten Analysen der Mutungsbohrungen im Osten deutlich geringer sein als im Westteil des Inde-Reviers. Diese Beobachtung korrespondiert mit der von M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER (1952, 1979) festgestellten geringen Inkohlung im Bereich der Eifeler Nord – Süd-Zone, die ihre Verlängerung gerade im Bereich der Achsendepression der Inde-Mulde findet.

Wie sich aus dem Vorstehenden abzeichnet, könnte eine Exploration des Ostteils der Inde-Mulde verschiedene interessante Fragen klären: Mit Hilfe einer im Muldenkernbereich angesetzten Tiefbohrung von ca. 1000m Teufe wären die stratigraphischen Verhältnisse genauer als bislang zu erfassen und aufgrund moderner Untersuchungsmethoden (Mikrofossilien, Kaolin-Kohlentonsteine etc.) könnte eventuell eine sichere Korrelation mit den übrigen Karbon-Gebieten (Wurm-Revier, Ruhrkarbon) durchgeführt werden.

Inkohlungsuntersuchungen gäben nicht nur Hinweise auf die Rohstoffeigenschaften der hier anstehenden Kohlen, sondern könnten das großräumige Bild der regionalen Inkohlungsunterschiede in der Fortsetzung der Eifeler Nord –

|               |                    |   |         |  |       | Kohleninhalt  |         |   |          |
|---------------|--------------------|---|---------|--|-------|---|---------|---|----------|
| Flöz          | Mächtigkeit<br>(m) | Muldenlänge (m)<br>bei<br>Achsenabtauchen |         | Flözfläche<br>(10 <sup>3</sup> m <sup>2</sup> )<br>Achsenabtauchen |       | Volumen<br>(10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> )<br>Achsenabtauchen |         | Gewicht<br>(10 <sup>3</sup> t)<br>Achsenabtauchen |          |
|               |                    |   |         |  |       |   |         |   |          |
| Furth         | 0,7                | 1 000                                     | 1 500   | 625  | 937   | 437   | 656     | 612   | 918      |
| Spierling     | 1,05               | 1 200                                     | 1770    | 840  | 1 239 | 882   | 1 301   | 1 235   | 1821     |
| Bücking       | 1,0                | 1 400                                     | 2 050   | 1 120  | 1624  | 1 1 2 0   | 1 624   | 1 568   | 2274     |
| Steinkohl     | 0,85               | 1 600                                     | 2 300   | 1 360  | 1 938 | 1 1 5 6   | 1 647   | 1 618   | 2 305    |
| KI. Steinkohl | 0,5                | 1 800                                     | 2 500   | 1 530  | 2142  | 756   | 1 071   | 1 058   | 1 499    |
| Stock         | 1,0                | 2 000                                     | 2 7 5 0 | 1 700  | 2 337 | 1 700   | 2 337   | 2 380   | 3272     |
| Mumm          | 0,75               | 2 200                                     | 3 000   | 2 0 3 5  | 2747  | 1 526   | 2060    | 2 136   | 2884     |
| Нирр          | 0,75               | 2 300                                     | 3 050   | 2 200  | 2900  | 1 650   | 2 175   | 2310  | 3045     |
| Großkohl (BW) | 1,3                | 2 600                                     | 3 380   | 2 990  | 3887  | 3 887   | 5 053   | 5 442   | 7074     |
| Kessel        | 0,6                | 2700                                      | 3 440   | 3 240  | 4130  | 2 106   | 2 478   | 2 948   | 3 469    |
| Padtkohl      | 0,95               | 3 200                                     | 4 000   | 4 3 2 0  | 5 400 | 4 203   | 5 130   | 5 928   | 7 182    |
| Breitgang     | 0,5                | 4 200                                     | 5 150   | 9 450  | 11576 | 4725  | 5788    | 6615  | 8 103    |
| Großkohl (AW) | 0,7                | 4 600                                     | 5 520   | 10 580   | 12696 | 7 406   | 8 887   | 10 360  | 12 4 4 2 |
|               |                    |   |         |  |       | Sumr  | me (Mt) | 43,2  | 56,3     |

Tabelle 4 Kohleninhalt der Inde-Mulde östlich des Weisweiler Horstes

Süd-Zone ergänzen. Eine mit einer solchen Bohrung kombinierte Profilseismik würde Hinweise auf den strukturellen Bau der Lagerstätte und vor allem ihre bisher ja nur sehr hypothetisch angenommene Ausdehnung nach Osten hin ergeben. Hieraus wäre dann eine genauere Vorratsabschätzung möglich. Ferner ließen sich nähere Kenntnisse über den Bau und die Ausdehnung der Venn-Überschiebung nach Osten zu gewinnen.

# 1.5. Zusammenfassende Betrachtung des Aachen - Erkelenzer Steinkohlengebietes

#### 1.5.1. Zusammenhänge der Strukturen des Erkelenzer Horstes mit denen des Wurm-Reviers

Nach der Untersuchung und Beschreibung der tektonischen Verhältnisse im Oberkarbon des Erkelenzer Reviers und des Wurm-Reviers liegt es nahe, der Frage nachzugehen, ob sich die Strukturen dieser Gebiete in irgendeiner Form über den trennenden Rur-Graben hinweg verbinden lassen.

Der Abstand zwischen den nördlichsten Bohraufschlüssen des Wurm-Reviers und den Aufschlüssen im Erkelenzer Horst beträgt lediglich ca. 10 km, so daß solche Verbindungen zu vermuten sind. Andererseits treten aber im Zwischengebiet sehr bedeutsame Störungselemente auf (v. a. der Rurrand-Sprung), die möglicherweise diese Zusammenhänge unterbrechen.

Sowohl im Erkelenzer Horst wie im Wurm-Revier (bzw. seiner niederländischen Fortsetzung, dem Südlimburger Revier) ist der Nordrand des variscisch stärker gefalteten Gebietes aufgeschlossen. Die querschlägig gesehen jeweils äußersten stärkeren Sattelstrukturen sind der Wadenberger Doppelsattel (Erkelenz) und der Waubacher Sattel (Südlimburg). Das auffallend starke Einsinken der Karbon-Schichten in der Nordflanke des Waubacher Sattels steht mit der axialen Vorzeichnung des Zentral-Grabens im Zusammenhang (s. u.). Verbindet man also die genannten beiden Sattelstrukturen im Streichen miteinander, so ergeben sich für die nach Südost folgenden Faltenstrukturen folgende Zusammenhänge (Abb. 63):

Die östlich des Wadenberger Sattels durch Bohrungen nachgewiesene Hohenbusch-Mulde ist mit der Adolf- beziehungsweise Beggendorfer Mulde des Wurm-Reviers gleichzusetzen. Der hierauf folgende Baaler Sattel, der vor allem durch die Bohrung Rombach 13 nachgewiesen wurde, die in Grabenposition Schichten des tiefen Westfals A und des Namurs C erschloß, entspricht dann dem Baesweiler Sattel, der sich ja im Nordfeld der Grube Emil Mayrisch in Nordostrichtung stark heraushebt. Die am weitesten nördlich gelegene Bohrung Ederen 63 im Nordfeld der Zeche Emil Mayrisch traf dort unter der Karbon-Oberfläche bereits Flöz Z (ZB) = Flöz Steinknipp beziehungsweise Sonnenschein (EB) an (vgl. Kap. 1.3.2.1.3.).

Das nächstfolgende Faltenelement ist die Wurm-Mulde, die das Tiefste des Wurm-Reviers vor der "Engfaltenzone" bildet, die die Aachener Überschiebung im Liegenden begleitet.

Diese Mulde biegt noch im aufgeschlossenen Bereich des Wurm-Reviers aus ihrer "normalen" Streichrichtung in ein mehr nördlich gerichtetes Streichen um (vgl. auch G. HERBST 1967: Taf. 1), das dem steileren Generalstreichen der Falten im Erkelenzer Gebiet entspricht. Nördlich des Rur-Grabens fehlen Aufschlüsse in der Verlängerung dieser Mulde, dafür jedoch spiegeln die Bohrungen, die im Bereich des Jackerather Horstes das Grundgebirge erreicht haben, ganz ähnliche Verhältnisse wider, wie sie am Südrand des Wurm-Reviers in der sogenannten "Engfaltenzone" und dem südlich anschließenden Aachener Sattel auftreten (Abb. 64). Die Bohrung Jackerather Horst 1/1a hat im Karbon ein Profil erschlossen, das von Flöz Finefrau-Nbk. als jüngstem Flöz bei erheblichen störungsbedingten Schichtenausfällen bis Flöz Wasserbank reicht (Abb. 2, s. S. 19). Bei der tektonischen Bohrungsbearbeitung (KUNZ & NÖTH 1978) wurde ein erstaunlich steiles Achsenstreichen festgestellt, das sich nun aber gut in das Bild der Achsenverläufe im Erkelenzer Horst beziehungsweise der nordöstlichen Wurm-Mulde einfügt. In einer nur ca. 950m entfernt abgeteuften weiteren Bohrung wurde unter der Deckgebirgsbasis offenbar tieferes Namur in steiler Lagerung angetroffen.

Dieser Befund legt nahe, die unmittelbare Nähe dieser Bohrung zur Aachener Überschiebung zu vermuten, die in den Aufschlüssen östlich von Aachen höchstes Namur gegen Oberdevon (Frasnes u. Famenne) verwirft (G. HERBST 1962 a). Das Auftreten älterer Schichten des Namurs im Liegenden der Überschiebung im Jackerather Horst (im Verhältnis zu den Aufschlüssen bei Aachen) stimmt mit dem generellen Herausheben der Strukturen nach Nordosten überein, wie es auch im Baaler und Baesweiler Sattel zu beobachten ist.

Das Devon des Aachener Sattels im Hangenden der Aachener Überschiebung ist dann durch die Bohrungen Kirchherten 2 und 3 sowie zuletzt 1980 durch die Bohrung Hohenholz im Bereich des Jackerather Horstes nachgewiesen worden.

Ein zusätzliches Indiz für die Verlängerung der Aachener Überschiebung (bzw. des Aachener Sattels) bis in den Bereich des Jackerather Horstes liegt in einer Interpretation des Sprungverlaufs des Rurrand-Sprungs. Dieser bildet nämlich im Bereich von Jülich eine charakteristische "Sprungbrücke" aus, die wahrscheinlich auf das Vorhandensein einer bedeutenderen Überschiebungszone im Untergrund hindeutet (WREDE 1982b). Der Bereich dieser Sprungbrücke liegt genau in der Zone, in der das Auftreten der Aachener Überschiebung nach den vorstehenden Überlegungen erwartet werden kann (Abb. 63).

Der Versuch, die Faltenstrukturen beiderseits des Rur-Grabens in der geschilderten Weise miteinander zu verbinden, führt also zu einem in sich geschlossenen und plausiblen Gesamtbild.

Es ist danach zu folgern, daß im Bereich des Rur-Grabens keine bedeutenden horizontalen Verschiebungen stattgefunden haben. Es ist allerdings für die Erzeugung des dargestellten Bildes nötig, ein Umbiegen der Faltenachsen aus dem normalen variscischen Streichen um 60° im Wurm-Revier in ein etwas steileres Streichen im Bereich der Rur-Scholle und nordöstlich davon anzunehmen. Ein solches steileres Generalstreichen um 50° wurde im Erkelenzer Horst festgestellt, auch zeigen die östlichsten Aufschlüsse der Beggendorfer und Wurm-Mulde im Wurm-Revier ein Einschwenken in dieses steilere Achsenstreichen an. In der Bohrung Jackerather Horst 1 ist nach den Dipmetermessungen ein sogar noch steileres Achsenstreichen wahrscheinlich.

Abb. 63 Die Zusammenhänge der Faltenstrukturen von Wurm-Revier und Erkelenzer Revier in Grundriß und Schnitt. Das steile, rampenartige Absinken des Karbons in nördliche Richtung im Südlimburger Revier entspricht der zunehmenden Eintiefung des Zentral-Grabens in diese Richtung.

Fig. 63 Correlation between the folds of Wurm district and Erkelenz district. The steep northward dip of strata in the South Limburg district corresponds to the deepening of the Central graben in this direction.







Abb. 64 Schnitt durch die Bohraufschlüsse im Jackerather HorstFig. 64 Section of the borings in the Jackerath horst

#### 1.5.2. Zur streichenden Entwicklung des Faltenbaus im Untergrund der Niederrheinischen Bucht

Betrachtet man die streichende Entwicklung des Faltenbaus im gesamten Aachen – Erkelenzer Gebiet (Taf. 1), so fallen zwei Erscheinungen besonders ins Auge:

Einmal ist es die bereits mehrfach erwähnte großräumige Verbiegung der Faltenachsen aus dem für das Variscikum sonst üblichen Generalstreichen von ca. 60° in ein mehr nördlich gerichtetes Streichen, das besonders bei der gerade erläuterten konstruktiven Verbindung der Faltenelemente zwischen Wurm- und Erkelenzer Revier zum Tragen kommt.

Zum anderen zeigt sich, daß die Faltenachsen der Karbon-Gebiete generell in Richtung auf die Achse des Zentral-Grabens hin einfallen: In den Gebieten nördlich dieser Linie (Erkelenzer Revier, Nordostteil des Wurm-Reviers, östliche Verlängerung des Inde-Reviers) fallen die Achsen vorwiegend nach Südwesten hin ein, südlich davon (Südwesten des Wurm-Reviers, Südlimburger Revier, Inde-Revier) dagegen nach Nordosten.

Da die im Karbon auftretenden Achsenrampen bereits bei der variscischen Faltung angelegt wurden, wie die engen Beziehungen zwischen Axialstrukturen und Falten- beziehungsweise Stockwerktektonik zeigen, ist in dieser großräumigen Achsendepression eine alte Vorzeichnung der jungen Bruchstruktur des Rur-Grabens zu erkennen. Es liegt nahe, sie in ihrer südöstlichen Verlängerung mit der Eifeler Nord – Süd-Zone in Verbindung zu bringen und sie somit als Teil einer alten Vorzeichnung der heutigen Niederrheinischen Bucht zu deuten (R. TEICHMÜLLER 1974), die damit entsprechend der Definition von MOHR & PILGER (1969) als Teil einer Lineamentzone anzusprechen ist.

SE

Auch WIENECKE (1983) vertritt die Ansicht, daß sich die Depressionsstruktur der Eifeler Nord – Süd-Zone in den Rurbeziehungsweise Zentral-Graben fortsetzt und nicht über das Krefelder Gewölbe hinweg mit dem ebenfalls Nord – Süd streichenden Niederrheinischen Zechstein-Becken verbinden läßt (MURAWSKI 1964). Die Übereinstimmung der Richtungen sowohl dieser Achsendepression, des Zentral-Grabens und des Nordostrandes des Brabanter Massivs läßt einen Zusammenhang dieser Strukturen vermuten. Wie auch die geophysikalischen Messungen am Ostrand des Brabanter Massivs (BLESS et al. 1980 a) gezeigt haben, reicht dieses offenbar nicht nach Osten über den Zentral-Graben hinaus.

Die Achsenkulmination des Krefelder Gewölbes, die das Aachen – Erkelenzer Steinkohlengebiet vom Ruhrkarbon trennt, hängt demnach nicht mit dem Brabanter Massiv zusammen, wie früher mitunter angenommen wurde (z. B. PAP-ROTH & R. TEICHMÜLLER 1961).

Die Feststellung der Faltenzusammenhänge zwischen Wurm- und Erkelenzer Revier sowie der Fortsetzung der Engfaltenzone und der Aachener Überschiebung bis in den Untergrund des Jackerather Horstes wirft, zusammen mit den entsprechenden Ergebnissen der tiefentektonischen Untersuchungen am Niederrhein (WOLF 1985), ein neues Licht auf die tektonische Struktur des variscischen Untergrundes der Niederrheinischen Bucht.

Nach den bisherigen Vorstellungen (vgl. z. B. HERBST & THOME 1978, BUNTEBARTH & MICHEL & R. TEICHMÜLLER 1982) wurde ein generell geradliniges Streichen der variscischen Falten in der Niederrheinischen Bucht angenommen, wobei starke Veränderungen des Faltenbaus (Auslaufen des Aachener Sattels und der Aachener Überschiebung nach Nordosten hin; weitgehendes Verklingen der Ruhrkarbon-Falten zum Krefelder Gewölbe hin) erwartet wurden. Dies entspricht prinzipiell der bereits durch VON DECHEN (1856) beschriebenen Auffassung, nach der das Ruhrkarbon und das Aachener Steinkohlenrevier jeweils Becken darstellen, deren westliche beziehungsweise östliche Begrenzung etwa gegen die Scheitellinie des heute so genannten Krefelder Gewölbes herausheben und die "en-echelon"-artig gegeneinander versetzt angeordnet sind. Eine unmittelbare Verbindung der Strukturen dieser beiden Gebiete wird damit ausgeschlossen.

Im Gegensatz dazu scheint sich jetzt die von KÖLBEL (1954) geäußerte Vermutung zu bestätigen, daß die variscischen Falten das Niederrheingebiet mit einem sigmoidal gebogenen Verlauf durchziehen. Auch diese Vorstellung wurde bereits früh von SUESS (1888: 118, 119) formuliert, der darüber hinaus auch die Möglichkeit großer, linksseitenverschiebender Störungen im Untergrund der Niederrheinischen Bucht erörterte. Unter Berücksichtigung der auch sonst vorkommenden Änderungen im Faltenbau und der im Bereich der Krefelder Achsenaufwölbung zu erwartenden Stockwerkeffekte lassen sich die Großstrukturen des südwestlichen Ruhrkarbons wahrscheinlich mit denen des Aachen – Erkelenzer Reviers verbinden:

Nach der von WREDE (1985) als Hypothese vorgeschlagenen Konstruktion würde der Aachener Sattel seine Fortsetzung im Velberter Sattel finden; die Inde-Mulde entspräche dann der Herzkämper Mulde des Ruhrkarbons. Der Baesweiler beziehungsweise Baaler Sattel könnte die südwestliche Fortsetzung des Wattenscheider Sattels darstellen, der durch die mit ca. 40° nach Norden einfallenden Schichten in der Bohrung Willich 1001 (1983) zumindest bis in den Raum nördlich von Mönchengladbach nachgewiesen ist (ZELLER 1983).

Der aus dem Gesamtbild der Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht herausfallende West – Ost-Verlauf des Lövenicher Sprungs und das parallel hierzu erfolgende Umbiegen des Viersener Sprungsystems als Nordbegrenzung der Venloer Scholle (KLOSTERMANN 1983) und des Rheindahlener Sprungs (Taf. 1) läßt sich wahrscheinlich ebenfalls mit dem sigmoidalen Verlauf der Faltenachsen in der Niederrheinischen Bucht in Verbindung bringen.

Nimmt man nämlich entsprechend den Beobachtungen im Aachen – Erkelenzer Steinkohlengebiet an, daß auch diese Störungen auf variscische Anlagen zurückgehen, so dürfte sich in diesen abweichenden Störungsverläufen die Verstellung der Faltenachsen und damit auch des zugehörigen Störungsinventars an die Geländeoberfläche durchpausen.

Das gegenwärtig laufende Bohrprogramm des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen im Gebiet des Krefelder Gewölbes läßt eine weitere Klärung der geologischen Probleme dieses Gebietes in absehbarer Zeit erwarten.

#### 1.5.3. Querschlägige und teufenmäßige Entwicklung der Faltentektonik

Die drei Teilreviere des Aachen – Erkelenzer Steinkohlengebietes stellen jedes für sich unterschiedlich intensiv beanspruchte Ausschnitte aus dem Außenrand des variscischen Gebirges dar: Im Erkelenzer Revier ist nur eine ganz schwache, nach Norden zu ins Peel-Gebiet hin fast völlig ausklingende Faltung entwickelt.

Im Wurm-Revier (mit dem angrenzenden Südlimburger Revier) erfolgt auf ca. 10–15 km querschlägiger Erstreckung der kontinuierliche Übergang von schwacher Faltung im Nordosten zu extremer Faltung im Südwesten, wobei die Verhältnisse durch das hier im Untergrund verborgene Brabanter Massiv zusätzlich beeinflußt werden.

Das Inde-Revier schließlich ist Teil einer stark gefalteten Schuppenzone, die im Kern des südlich anschließenden Venn-Sattels bereits den Übergang zum metamorphen Gebirgsstockwerk erkennen läßt.

Fügt man diese drei Teilgebiete zu einem zusammenhängenden Bild aneinander, so ergibt sich ein fast idealer Querschnitt durch die hier sehr schnell nach Norden zu ausklingende Faltungsfront des variscischen Gebirges (Abb. 60 u. 63), der die unterschiedlichen Faltungsformen und -intensitäten mit dem jeweils zugehörigen tektonischen Inventar nebeneinander zeigt.

Vergleicht man diesen Querschnitt durch den Nordrand des linksrheinischen Variscikums mit Querschnitten durch entsprechende Gebiete des rechtsrheinischen Schiefergebirges, wie sie z. B. auf der Geologischen Karte des Ruhrkarbons 1 : 100 000 (1982) zu finden sind, so erkennt man, daß die Faltung im Aachener Gebiet wesentlich rascher nach Norden ausläuft als im rechtsrheinischen Karbon. Als Ursache hierfür wurde bereits früher ein Staueffekt der Faltung am kaledonisch konsolidierten Brabanter Massiv angenommen. Diese Vorstellung kann durch die vorliegenden Untersuchungen bestätigt werden, die zeigen, daß das Brabanter Massiv sowohl auf die Falten- wie auch die Bruchtektonik des Aachener Oberkarbons von Einfluß war.

Besonders interessant dürfte im Vergleich mit dem südlichen Ruhrkarbon das Gebiet des Inde-Reviers sein, da dieses einen tektonischen Bereich repräsentiert, der dort (im Hangenden etwa der Herzkämper Mulde oder noch weiter südlich gelegen), bereits der Erosion zum Opfer gefallen ist. Hier ist wahrscheinlich ein tiefliegender Teil und im Bereich der Venn-Überschiebung bereits die Wurzelzone der von großen südfallenden Überschiebungen gebildeten Schuppenzone am Übergang vom Rhenoherzynikum zum Subvariscikum aufgeschlossen, von der im Ruhrkarbon nur die höheren Teile bekannt sind (Sutan-Überschiebung, Satanella-Überschiebung etc.). Die durch diese Überschiebungen gebildeten Gebirgsschuppen dürften als parautochthon anzusprechen sein, das heißt sie liegen trotz zum Teil erheblicher Verwurfsbeträge an den Störungen noch im Gesamtverband des Gebirges und stellen nicht etwa isoliert liegende, aus ihren ursprünglichen Gebirgszusammenhang völlig herausgelöste, allochthone Deckschollen dar. Gegen einen solchen Deckenbau im eigentlichen Sinne sprechen auch der (soweit bekannt) im großen und ganzen kongruente Faltenbau im Hangenden und Liegenden der Überschiebungen ebenso wie die grundsätzlichen stratigraphischen und faziellen Ähnlichkeiten. Nach dem Deutschen Handwörterbuch der Tektonik (1969) ist ja unter anderem gerade der unterschiedliche Baustil in der Hangend- und Liegendscholle ein kennzeichnendes Element des Deckenbaus. (Eine allgemein gültige Definition dieses Begriffs steht allerdings noch aus.)

Der starke Abfall in der Faltungsintensität innerhalb des Aachen – Erkelenzer Gebietes führt im Zusammenwirken mit der starken postorogenen Heraushebung des südlichen Teils des Arbeitsgebietes dazu, daß hier relativ leicht Einblick in die Tiefenentwicklung des Faltenbaus genommen werden kann, da verschiedene tektonische Stockwerke räumlich eng nebeneinander auftreten. So lassen sich bereits innerhalb des Oberkarbons wahrscheinlich vier tektonische Stockwerke unterscheiden, die sich durch Abnahme der Dimensionen der tektonischen Strukturen und Zunahme der Monoklinität (d. h. vor allem der Nordvergenz)-der tektonischen Strukturen zur Tiefe hin auszeichnen (vgl. Kap. 1.3.3.3.). Diese Beobachtung entspricht weitgehend dem von HOEPPENER & BRIX & VOLLBRECHT (1983) entwickelten Modell für parautochthon über einer Abscherzone gelagerte Faltengefüge.

Dieses Modell trifft hier sogar deutlich besser zu als für das von den Autoren gewählte Beispiel Ruhrkarbon, wo diese von der Theorie und dem Experiment her geforderten Erscheinungen keineswegs eindeutig entwickelt sind (vgl. DROZDZEWSKI et al. 1980). Dies liegt offenbar darin begründet, daß zumindest unter dem Wurm- und Inde-Revier ein solcher Abscherhorizont in nicht allzu großer Tiefe auftritt.

Wie vor allem die Untersuchungen von BREDDIN (1971) und SPAETH (1979) im Venn-Massiv und die Beobachtungen im Zusammenhang mit der Bohrung Grand Halleux gezeigt haben, ist hier mit einer durch vornehmlich schichtparallele Gleitvorgänge gekennzeichneten Scherzone etwa an der Basis des Devons in rund 4000 m Tiefe zu rechnen, ebenso wie etwa im Norden und Westen des Arbeitsgebietes das Top des Brabanter Massivs als solche Zone gewirkt haben könnte. Im Ruhrkarbon ist dagegen eine solche Scherzone falls sie überhaupt auftritt - erst deutlich tiefer zu erwarten (vgl. die Schnitte auf der Geol. Kt. des Ruhrkarbons 1:100 000, 1982). Auch in diesem Punkt spielt also die Existenz des Brabanter Massivs eine wichtige Rolle für die unterschiedliche Ausgestaltung der sonst auf ähnlichen Prinzipien beruhenden Tektonik im Oberkarbon des Ruhrkarbons und im Aachen-Erkelenzer Gebiet.

Die in Kapitel 1.4.3.2. geäußerte Annahme einer frühorogenen, wenn auch faltungsbedingten Entstehung der Aachener Überschiebung steht zu der Auffassung von HOEPPENER & BRIX & VOLLBRECHT (1983: 1189) nur insoweit in Widersprüch, als diese eine Anlage der Überschiebungen bereits vor der Faltung annehmen. Dies scheint aber aus den zum Beispiel von SEIDEL (1957: 136, 137) und WREDE (1980 a: 53) dargelegten Gründen mechanisch schwer erklärlich.

#### 1.5.4. Bruchtektonik und postvariscische Entwicklung

Wie bereits bei der Beschreibung der drei Einzelreviere des Aachen – Erkelenzer Gebietes wiederholt betont wurde, war die jüngere, postvariscische Tektonik von erheblichem Einfluß auf das heutige Bild des Gebirgsbaus in den betreffenden Steinkohlenlagerstätten. Diese jüngere Tektonik ist im wesentlichen durch zwei miteinander zusammenhängende Faktoren zu kennzeichnen:

- a) die epirogene, seit etwa der Oberkreide-Zeit bis heute anhaltende Hebung des Rheinischen Massivs
- b) die an Bruchschollentektonik gebundene Einsenkung der Niederrheinischen Bucht.

Neuere zusammenfassende Darstellungen dieser Erscheinungen finden sich unter anderen in den Arbeiten von FUCHS et al. (1983), R. TEICHMÜLLER (1974) und KLOSTERMANN (1983).

Innerhalb der vorliegenden Arbeit soll auf Einzelheiten dieser jüngeren tektonischen Entwicklung nur ansatzweise eingegangen werden, da eine differenzierte Betrachtung umfangreiche Untersuchungen der Deckgebirgsverhältnisse voraussetzen würde, die aber nicht in der Zielsetzung des Untersuchungsvorhabens "Tiefentektonik" enthalten sind.

Es wurde bereits ausgeführt, daß sich die innerhalb des flözführenden Oberkarbons angetroffenen Störungsmuster in ihrer Anlage auf den Kräfteplan der variscischen Faltung zurückführen lassen oder aber noch ältere Störungslinien widerspiegeln.

Die jüngere Bruchtektonik ließ die Störungslinien wieder aufleben, wobei im einzelnen sehr verschiedenartige Bewegungen nacheinander und nebeneinander an den Störungen abliefen. Über Einzelheiten einer permischen, triassischen oder ältermesozoischen Bruchtektonik wissen wir wenig, da die entsprechenden Sedimente in unserem Arbeitsgebiet fast völlig fehlen. Jedoch zeigen die seit der Oberkreide belegbaren "Schaukelbewegungen" an den Sprüngen, für die in den vorstehenden Abschnitten dieser Arbeit verschiedene Beispiele genannt werden (Kap. 1.2.3.2.2., 1.3.2.6.), wie komplex die Erscheinungen der jüngeren Bruchtektonik sind. Die heute im Karbon anzutreffenden Verwürfe an den Sprüngen lassen daher nur in wenigen Fällen Schlüsse auf die ursprüngliche Bedeutung der jeweiligen Störung zu. Die Beobachtung, daß etlichen Verwürfen des Deckgebirges und der Karbon-Oberfläche keine adäguaten Verwürfe im Karbon entsprechen, deutet darauf hin, daß viele heute bedeutsamen Sprünge im Rahmen der variscischen Tektonik möglicherweise recht unbedeutend waren. So stoßen zum Beispiel beiderseits des Meinweg-Sprungs etwa gleichalte Karbon-Schichten an die Karbon-Oberfläche, obwohl diese um rund 500m verworfen wird. Das heißt, die heute sichtbaren Bewegungen fanden im wesentlichen erst nach Ausbildung der Karbon-Oberfläche statt (vgl. Kap. 1.2.3.2.2. sowie die Untersuchungen von WOLF 1985: Kap. 2.4.5.2.). Besonders bemerkenswert dürfte die mehrfach zu beobachtende postsenone Bewegungsumkehr an den ursprünglich als Abschiebungen angelegten Störungen sein - deutet sie doch auf eine relativ kurzfristige, vorübergehende Änderung des allgemeinen Kräfteplans hin. Der Nachweis echter Aufschiebungen an einigen dieser Störungen entkräftet auch die Zweifel, die DOLEZALEK (1970: 143, 144) zur Existenz solcher "Schaukelbewegungen" äußerte. Ein gewisser Trend in der Streichrichtung der reaktivierten Störungen läßt sich erkennen, wenn man die Verhältnisse in den einzelnen Revieren miteinander vergleicht: Im Erkelenzer Revier konnte im Einklang mit den Ergebnissen von BURKHARDT & POLYSOS (1981) und KLOSTERMANN (1983) festgestellt werden, daß dort bevorzugt "steiler" streichende Störungen reaktiviert wurden, das heißt solche, die mehr in Nord-Süd-Richtung streichen.

Im Wurm-Revier und Südlimburger Revier scheint es sich dagegen eher umgekehrt zu verhalten: Hier wurden die "flacher" streichenden Störungen bevorzugt wiederbelebt, wie zum Beispiel der Ost – West verlaufende Teilast des Richtericher Sprungs als Nordgrenze des Aachener Kreide-Gebietes oder der eigenartige Verlauf der Benzenrader Störung im Deckgebirge zeigen (vgl. Kap. 1.3.2.3.). Diese Störungen folgten – ähnlich wie ein Riß im Mauerwerk den vorgezeichneten Fugen – offenbar abschnittsweise variscisch vorgezeichneten Bahnen, deren unterschiedliche Streichrichtungen in das Generalstreichen der jüngeren Störungen integriert werden, wie auch HAHNE (1935: 135) bereits annahm.

Die im Arbeitsgebiet gegebene Möglichkeit, den Verlauf und Verwurfssinn von Störungen sowohl im variscischen Grundgebirge als auch im Deckgebirge zu untersuchen und miteinander zu vergleichen, gibt einige Hinweise auf den Mechanismus durchgepauster Störungsmuster. Sie illustriert aber auch die Probleme, die bei der Interpretation von Störungsmustern im Deckgebirge im Hinblick auf tiefere Stockwerke auftreten können (MURAWSKI 1959, HAGER 1981: 548) und die besonders auch bei der Deutung von Photolineationsmustern im Hinblick auf den tieferen Untergrund bedeutsam sein dürften (vgl. z. B. ADLER & KRONBERG 1976, KRONBERG 1976, BURKHARDT & POLYSOS 1981).

Der Unterschied in der Generalstreichrichtung der jungen Bruchtektonik im Erkelenzer Revier nördlich und im Wurm-Revier südlich des Zentral-Grabens ist ein deutliches Abbild der jungen Bewegungen dieses Gebietes, die sich nach IL-LIES & FUCHS (1983: Abb. 1) als scherenartige Öffnung der Niederrheinischen Bucht beschreiben lassen. Dem von Heerlerheide-Störung, Feldbiß und 1. Nordöstlicher Hauptstörung einerseits und dem Rurrand-Sprung andererseits gebildeten Zentral-Graben kommt offenbar die Funktion der zentralen Trennfuge zu. Das Auslaufen dieses bereits variscisch vorgezeichneten Grabens nach Süden erfolgt innerhalb des Aachen – Erkelenzer Gebietes in dem Maße, wie insbesondere seine westlichen Randstörungen, aber auch der Rurrand-Sprung an Bedeutung verlieren. Damit dürfte



Abb. 65 Blockbild der Oberfläche des Paläozoikums im Aachen – Erkelenzer Gebiet
Fig. 65 Block diagram of the surface of the Palaeozoic in the Aachen – Erkelenz district

etwa auch die Scharnierstelle der genannten divergierenden Bewegung zusammenfallen.

Über die Bruchstrukturen des variscischen Sockels im Innern des Zentral-Grabens, soweit er auf deutsches Gebiet hineinreicht, ist außerhalb der Bergbauzone nur wenig bekannt. Neben der Bohrung Straeten 1, die bei – 1 230 m NN die Karbon-Oberfläche und darunter Alsdorfer (Essener) Schichten erreicht hat (FABIAN 1958), gibt noch die auf Schweremessungen basierende Störungskarte von BREDE-WOUT & VANEWIJK & JONGERIUS (1983) Einblick in den strukturellen Bau im Gebiet des Zentral-Grabens. Danach dürfte sich unter anderem die Sandgewand mehr oder weniger geradlinig auf die Stadt Roermond zu fortsetzen, während weiter westlich auftretende Störungen nicht oder nicht eindeutig mit solchen, die aus der Bergbauzone bekannt sind, gleichgesetzt werden können (vgl. Taf. 1).

Auffallend ist, daß sich in diesem südwestlichen Teil der Niederrheinischen Bucht kaum größere Horizontalverschiebungen nachweisen lassen, wenn man von den sinistralen Bewegungen am Feldbiß absieht. HEYBROEK (1974: Abb. 2) erwartet dagegen vor allem am Rurrand-Sprung eine bedeutende sinistrale Verschiebung.

Die Konfiguration der Sprünge besonders im Erkelenzer Revier (WREDE & ZELLER 1983: 34) deutet aber im Zusammenhang mit dem sigmoidalen Verlauf der Faltenachsen auf das beginnende Aufreißen einer horizontal wirksamen Scherzone im Untergrund hin (WILCOX & HARDING & SEEY 1973).

Weiter nördlich, das heißt weiter von der Scharnierstelle der Bewegungen in der Niederrheinischen Bucht entfernt, treten nach KLOSTERMANN (1983) und ZELLER & KLOSTERMANN (1984) im Bereich der Venloer Scholle und des Viersener Sprungsystems dann auch sinistrale Horizontalverschiebungen auf. Das heißt, hier ist diese Scherzone offenbar schon weiter entwickelt als weiter im Süden.

Von PLEIN & DÖRHOLT & GREINER (1982) werden dagegen im Norden der Niederrheinischen Bucht bedeutende dextrale Verschiebungen angenommen (vgl. WOLF 1985).

Das Auslaufen des Zentral-Grabens nach Süden bedingt auch einen wesentlichen Unterschied im Bauplan zwischen dem nördlichen Teil der Rur-Scholle, dem ein echter Grabencharakter zuzusprechen ist und dem Südteil, der eher die Form einer antithetischen Schollentreppe aufweist, wie vor allem auch die Untersuchungen im Bereich der Inde-Mulde gezeigt haben. AHORNER (1962: 85) hat diesen Unterschied im Baustil innerhalb der Rur-Scholle bereits angedeutet. Auch in der Richtung des Einsinkens der Karbon-Oberfläche zeichnet sich diese Grenze offenbar ab, wie schon erwähnt wurde: Im Bereich der südlichen Rur-Scholle ist diese Fläche nach Nordosten hin gekippt, im nördlichen Bereich des Wurm-Reviers und auch im nördlichen Teil des Südlimburger Reviers (SAX 1946, PATIJN & KIMPE 1961) dagegen nach Nordwesten hin, wodurch sie rampenartig in den sich zwischen dem Feldbiß und seinen Begleitstörungen einerseits und Rur- und Peelrand-Sprung andererseits eintiefenden Zentral-Graben hineinführt (Abb. 65).

Im Aachen-Erkelenzer Gebiet überlagern sich also die durch die epirogene Hebung des Rheinischen Schildes (MÅLZER & HEIN & ZIPPEL 1983) verursachten Schollenkippungen, die mit antithetischen Brüchen verknüpft sind, mit dem Aufreißen des südlichen Teils des Zentral-Grabens.

Auch die Erosionsformen an der Karbon-Oberfläche, die vor allem im Wurm-Revier auftreten, hängen sicherlich mit einzelnen Phasen verstärkter Hebung des südlich angrenzenden Rheinischen Schildes zusammen.

#### Nachtrag:

Nach Abschluß der Manuskripte zu den Anlagetafeln (Taf. 2-5) im September 1984 begann die Gewerkschaft Sophia Jacoba im Frühjahr 1985 eine Bohrkampagne im Bereich der Hohenbusch-Mulde.

Bis zum September 1985 wurden in diesem Rahmen die vier Bohrungen Granterath 1 (R 25 20 155, H 56 57 919), Hetzerath (R 25 18 979, H 56 58 483), Doverhahn 1 (R 25 18 382, H 56 57 736) und Houverath 4 (R 25 18 255, H 56 59 368) fertiggestellt.

Obwohl zu diesem Zeitpunkt eine abschließende Wertung der zum Teil unerwarteten Bohrergebnisse noch nicht erfolgen kann, seien jedoch einige Resultate mitgeteilt:

Wie bereits in Kapitel 1.2.3.1.2. vermutet wurde, liegt im Bereich der Hohenbusch-Mulde eine wesentlich intensivere Spezialfaltung und Überschiebungstektonik vor, als sie – in Ermangelung von Aufschlüssen – in den Anlagetafeln dargestellt werden konnte. Dadurch bedingt, grenzen zum Teil ältere Schichten als angenommen an die Karbon-Oberfläche. Das Achsenabtauchen im Südwestteil der Hohenbusch-Mulde scheint nach Nordosten gerichtet zu sein und entspricht somit dem Achsenabtauchen im Wassenberger Horst. Die östlich parallel zum Kleingladbacher Sprung verlaufende Achsendepression wäre demnach nach Südosten zu verlängern.

Ein zusammenhängendes neues Bild der Tektonik im Ostfeld der Grube Sophia Jacoba läßt sich aus den bisher vorliegenden Daten noch nicht zeichnen, da die genannten Bohrungen keine Schlüsse auf die Bruchtektonik des untersuchten Gebietes erlauben. So lassen sich auch keine Aussagen über die projizierte Fortsetzung der Hauptüberschiebung nach Osten machen.

Weitere, zum Teil noch geplante Bohrungen vor allem im Bereich der vermuteten Westflanke des Baaler Sattels werden in naher Zukunft die Kenntnisse über den Bau der Lagerstätte des Erkelenzer Horstes ergänzen.

# 1.6. Verzeichnis der Schriften und Karten

#### Schriften

- ADLER, R., & FENCHEL, W., & MARTINI, H. J., & PILGER, A. (1967): Einige Grundlagen der Tektonik. II. Die tektonischen Trennflächen. – Clausthaler tekt. H., **3**: 94 S., 67 Abb., 1 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- ADLER, R., & KRONBERG, P. (1976): Vergleich von Satellitenbildern mit der Bruchtektonik unter Tage. – Glückauf-Forschungsh., **37**: 39–43, 6 Abb.; Essen.
- AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**: 24 – 105, 23 Abb., 4 Taf.; Öhringen.
- (1966): Erdbeben und jüngste Tektonik im Braunkohlenrevier der Niederrheinischen Bucht. – Z. dt. geol. Ges., 118: 150–160, 4 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- ARAUNER, H. W., & BRESSER, F., & MÜLLER, A. (1983): Die Durchörterung der Sandgewand-Störung zwischen den Gruben Anna und Emil Mayrisch. – Glückauf, 119: 919–924, 9 Abb.; Essen.
- BASTIN, H. (1976): Ingenieurgeologisches Gutachten über Möglichkeiten zur Anlage von Rückhaltebecken im Wurm-Talzwischen Aachen und Herzogenrath. – 21 S., 8 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- BAUER, G. (1956): Hakenbildungen an Spateisensteingängen des Siegerlandes. – Z. dt. geol. Ges., **108**: 57 – 65, 12 Abb.; Hannover.

- BEISSEL, I. (1886): Der Aachener Sattel und die aus demselben vorbrechenden Thermalquellen. – 338 S., 10 Abb., 4 Taf.; Aachen.
- Bergreviersbeschreibung Düren (1902). 250 S., 3 Anl.; Bonn (Kgl. Oberbergamt).
- BEYSCHLAG, F. (1919): Über die Veränderlichkeit der Form der Erzlagerstätten. – Z. prakt. Geol., **27**: 1 – 5 u. 53 – 61, 8 Abb.; Halle/Saale.
- BLESS, M. J. M. (1973): The History of the Finefrau Nebenbank Marine Band (Lower Westphalian A) in South Limburg (The Netherlands). A Case of Interaction between Paleogeography, Paleotectonics and Paleoecology. – Meded. Rijks geol. Dienst, N.S., 24: 57–103, 36 Abb., 4 Taf.; Maastricht.
- (1982): The Famennian and Dinantian in the boreholes Heugem 1/1a und Kastanjelaan-2 (Maastricht, the Netherlands): Summary of results.-Publ. natuurhist. Genoot. Limburg, **32**: 56–58, 3 Abb.; Maastricht.
- BLESS, M. J. M., & BOONEN, P., & BOUCKAERT, J., & BRAUCK-MANN, C., & CONIL, R., & DUSAR, M., & FELDER, P. J., & FELDER, W. M., & GÖKDAG, H., & KOCKEL, F., & LALOUX, M., & LANGGUTH, H. R., & MEER MOHR, C. G. VAN DER, & MEESSEN, J. P. M. TH., & VELD, F. OPHET, & PAPROTH, E., & PIETZNER, H., & PLUM, J., & POTY, E., & SCHERP, A., & SCHULZ, R., & STREEL, M., & THOREZ, J., & ROOIJEN, P. VAN, & VANGUSTAINE, M., & VIESLET, J. L., & WIERSMA, D. J., & WINKLER PRINS, C. F., & WOLF, M. (1981): Preliminary report on lower tertiary-upper cretaceous and dinantian-fammennian rocks in the boreholes Heugem 1/1a and Kastanjelaan-2 (Maastricht, the Netherlands). Meded. Rijks geol. Dienst, 35 15: 333 415, 8 Abb., 22 Taf., 4 Beil.; Heerlen.
- BLESS, M. J. M., & BOSUM, W., & BOUCKAERT, J., & DÜRBAUM, H.-J., & KOCKEL, F., & PAPROTH, E., & QUERFURTH, H., & ROOYEN, P. VAN (1980a): Geophysikalische Untersuchungen am Ost-Rand des Brabanter Massives in Belgien, den Niederlanden und der Bundesrepublik Deutschland. – Meded. Rijks geol. Dienst, **32 – 17**: 313 – 343, 12 Abb., 3 Tab., 1 Taf., 12 Anl.; Heerlen.
- BLESS, M. J. M., & BOUCKAERT, J., & BOUZET, PH., & CONIL, R., & CORNET, P., & FAIRON-DEMARET, M., & GROESSENS, E., & LONGERSTAEY, P. J., & MEESSEN, J. P. M. TH., & PAP-ROTH, E., & PIRLET, H., & STREEL, M., & AMERON, H. W. J. VAN, & WOLF, M. (1976): Dinantian rocks in the subsurface north of the Brabant and Ardenno-Rhenish massifs in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. – Meded. Rijks geol. Dienst, N. S., 27 (3): 81 – 195, 41 Abb., 4 Tab., 20 Taf., 3 Beil.; Heerlen.
- BLESS, M. J. M., & BOUCKAERT, J., & KASIG, W., & KOCKEL, F., & PAPROTH, E., & STADLER, G. (1980 b): Evaporites antisilésiennes sur la bodure orientale du massif du Brabant et dans le Fossé rhénan: une hypothese. – In: THONE, G. [Hrsg.]: Hommage à LEON CALEMBERT: 23-32, 4 Abb.; Liège.
- BLESS, M. J. M., & BOUCKAERT, J., & PAPROTH, E. (1980): Tektonischer Rahmen und Sedimentationsbedingungen im Prä-Perm einiger Gebiete NW Europas. – Z. dt. geol. Ges., **131**: 699–713, 9 Abb.; Hannover.
- -, & -, & (1982): Recent exploration in pre-permian rocks arount the brabant-massif in belgium, the netherlands and the federal republic of germany. - 63 S., 37 Abb.; Maastricht (Mus. natur. Hist.).
- BLESS, M. J. M., & KIMPE, W. F. M. (1980): Carboon. In: KUYL, O. S.: Toelichtingen bij de Geologische Kaart van Nederland 1:50000, Blad Heerlen. – 206 S., 75 Abb., 38 Fotos, 6 Kt., 9 Beil., 1 Profilbl.; Haarlem.
- BORNEMANN, O. (1980): Tiefentektonik der Lippe- und Lüdinghauser Hauptmulde. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 173 – 190, 2 Abb., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

- BOSUM, W. (1965): Interpretation magnetischer Anomalien durch dreidimensionale Modellkörper zur Klärung geologischer Probleme. – Geol. Jb., **83**: 667–680, 5 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- BOUCKAERT, J., & DELMER, A., & GRAULICH, J. M. (1977): La structure varisque de l'Ardenne: Essai d'interpretation. – Meded. Rijks geol. Dienst, N.S., **28**: 133–134, 1 Abb.; Haarlem.
- BOUCKAERT, J., & HERBST, G. (1960): Zur Gliederung des Namurs im Aachener Gebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (1): 369–384, 4 Abb., 3 Taf.; Krefeld.
- BREDDIN, H. (1955): Tektonische Gesteinsdeformation im Karbongürtel Westdeutschlands und Süd-Limburgs. – Z. dt. geol. Ges., **107**: 231 – 260, 8 Abb., 3 Taf.; Hannover.
- (1958): Tektonische Gesteinsdeformation im kaum gefalteten Karbon des Erkelenzer Steinkohlenreviers. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1958**: 172 – 188, 4 Abb.; Stuttgart.
- (1968): Quantitative Tektonik. 2. Teil. III. Faltung. –
   Geol. Mitt., 7: 333 436, 63 Abb., 4 Tab.; Aachen.
- (1971): Tiefentektonik und Deckenbau im Massiv von Stavelot-Venn (Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Mitt., 12: 81–130, 16 Abb.; Aachen.
- BREDDIN, H., & BRÜHL, H., & DIELER, H. (1960): Das Blatt Aachen-Nordwest der praktisch-geologischen Grundkarte 1:5000 des Aachener Stadtgebietes. – Geol. Mitt., 1:251 – 428, 86 Abb., 3 Tab., 2 Taf., 3 Anl.; Aachen.
- BREDEWOUT, J. W., & EWIJK, E. T. D. J. VAN, & JONGERIUS, P. (1983): Breukenkaart van de Roerdalslenk gebaseerd op Zwartekrachtsanomalieen (Deel II). – Rapp., AEG-83-01: 4 S., 7 Anl.; Utrecht (Rijks Univ., Afd. Expl. Geofys.).
- BRELIE, G. VON DER, & HAGER, H., & WEILER, H. (1981): Pollenflora und Phytoplankton in den Kölner Schichten sowie deren Lithostratigraphie im Siegburger Graben. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 29: 21 – 58, 6 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- BUNTEBARTH, G., & MICHEL, W., & TEICHMÜLLER, R. (1982): Das permokarbonische Intrusiv von Krefeld und seine Einwirkung auf die Karbon-Kohlen am linken Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 31–45, 8 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- BURKHARDT, R., & POLYSOS, N. (1981): Photolineationen im Bereich des Ruhrgebietes und der Niederrheinischen Bucht und ihre tektonische Interpretation. – Glückauf-Forschungsh., 42: 187 – 193, 12 Abb.; Essen.
- DARTON, N. H. (1940): Some Structural Features of the Northern Antracite Coal Basin, Pennsylvania. – US geol. Surv., Prof. Pap., **163**: 69 – 81, 19 Abb., 10 Taf.; Washington.
- DECHEN, H. VON (1856): Über den Zusammenhang der Steinkohlenreviere von Aachen und an der Ruhr. – Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwes., Abh., **3**: 1–8; Berlin.
- (1865): Die Steinkohlen-Reviere in der Gegend von Aachen. – In: GEINITZ, H. B.: Geologie der Steinkohlen Deutschland's und anderer Länder Europas mit Hinblick auf ihre technische Verwendung: 151 – 174, 4 Taf.; München.
- (1884): Steinkohlengebirge der Gegend von Aachen. –
   Erl. geol. Kt. Rheinprov. u. Prov. Westf. sowie einiger angrenzender Gegenden, 2: 224 – 239; Bonn (Henry).
- DEENEN, J. M. (1942): Breuken in Kool en Gesteente. Meded. geol. Sticht., C-I-2-1: 104 S., 24 Abb., 10 Taf., 4 Diagr., 9 Kt.; Maastricht.
- DELMER, A. (1963): Carte des Mines du Bassin Houiller de la Campine. – Ann. Min. Belgique, **6**: 739–745, 14 Anl.; Bruxelles.

- Deutsches Handwörterbuch der Tektonik (1969): Stichwort: Decke, tektonische. – 2. Lfg.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch.).
- DIEDERICH, V. (1983): Geologische Kartierung des Wurmtales nördlich von Aachen zwischen Haaren und Herzogenrath. – Dipl.-Arb. Geol. Inst. RWTH Aachen: 202 S., 73 Abb., 22 Anl.; Aachen. – [Unveröff.]
- DIKKERS, A. J. (1945): De Geologie van het Veld van de Staatsmijn Maurits. – Meded. geol. Sticht., **C-I-1-1**: 88 S., 14 Abb., 7 Beil.; Maastricht.
- DOLEZALEK, B. (1970): Probleme und Zusammenhänge der jungen Tektonik in der Kölner Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 131 – 150, 13 Abb.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (1979): Grundmuster der Falten- und Bruchstrukturen im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **130**: 51–67, 9 Abb.; Hannover.
- (1980): Zielsetzung, Methodik und Ergebnisse des Untersuchungsvorhabens "Tiefentektonik des Ruhrkarbons". – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 15–43, 19 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G., & BORNEMANN, O., & KUNZ, E., & WREDE, V. (1980): Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 192 S., 108 Abb., 7 Tab., 31 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- -, & -, & -, & (1981): Ergebnisse des Untersuchungsvorhabens "Tiefentektonik des Ruhrkarbons". Glückauf, 117: 935 942, 8 Abb.; Essen.
- DUSAR, M. (1982): Exploration for Coal in the Belgian Campine. – Publ. natuurhist. Genoot. Limburg, **32**: 27–39, 9 Abb.; Maastricht.
- EHRHARDT, W. (1967): Das Heranziehen der Großtektonik zum Bewerten von Baufeldern. – Glückauf-Forschungsh., 28: 285 – 294, 18 Abb.; Essen.
- EISBEIN, E., & KUCK, F. (1960): Die Wasserversorgung der Stadt Aachen und ihre hydrogeologischen Grundlagen. – Geol. Mitt., **1**: 239 – 250, 1 Abb.; Aachen.
- FABIAN, H.-J. (1958): Die Aufschlußbohrung Straeten I. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 1: 11-28, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- FLICK, H., & QUADE, H., & STACHE, G.-A. (1972): Einführung in die tektonischen Arbeitsmethoden – Schichtenlagerung und bruchlose Verformung. – Clausthaler tekt. H., 12: 96 S., 54 Abb., 2 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- FLIEGEL, G. (1922): Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., 92: 155 S., 5 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- FUCHS, K., & GEHLEN, K., & MÄLZER, H., & MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. [Hrsg.] (1983): Plateau Uplift. 411 S., 185 Abb., 3 Anl.; Berlin.
- GÄRTNER, H. L. (1948): Versuch einer Klarstellung der tektonischen Verhältnisse an den Markscheiden der Steinkohlenzechen Carl-Alexander und Carolus-Magnus unter Benutzung von Aufschlüssen im Felde Adolf des E.B.V. – Geol. Meldearb. RWTH Aachen: 15 S., 7 Anl.; Aachen (Inst. Lagerst. Erdöl u. Kohle). – [Unveröff.]
- Geologisch Bureau vor het Mijngebied (1954): De Anticlinaal van Waubach in het Oosten van het Zuid-Limburgse Mijngebied. – Rapp., GB, **522**: 12 S., 7 Anl.; Heerlen. – [Unveröff.]
- GEUKENS, F. (1957): Contribution à l'étude du Massif Cambro-Ordovicien de Stavelot en territoire allemand. – Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, **20**: 167–210, 4 Abb.; Louvain.
- (1962): Überblick über die tektonischen Beziehungen zwischen dem Massiv von Stavelot (Hohes Venn), dem Vesdre-Massiv und dem Massiv von Herve. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3 (3): 1145 – 1154, 4 Abb.; Krefeld.

- GLIESE, J., & HAGER, H. (1978): On Brown Coal Resources in the Lower Rhine Embayment (West Germany). – Geol. en Mijnb., **57**: 517–525, 15 Abb.; Den Haag.
- GÖRTZEN, W. A. S. (1962): Auf der Domaniale Grube in Holland sind die tektonischen Verhältnisse der abbauwürdigen Flöze innerhalb des NW-Baufeldes in Strukturkarten darzustellen. – Geol. Meldearb. RWTH Aachen: 9 S., 28 Anl.; Aachen (Inst. Lagerst. Erdöl u. Kohle). – [Unveröff.]
- GRÄF, I. (1958): Tektonisch deformierte Goniatiten aus dem Westfal der Bohrung Rosenthal (Schacht Sophia-Jacoba V) im Erkelenzer Steinkohlenrevier. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1958**: 68–95, 8 Abb.; Stuttgart.
- GRAFAHREND, W. (1959): Schollenbau und Kleintektonik im Aachener Revier. – Diss. RWTH Aachen: 123 S., 12 Abb., 4 Anl.; Aachen.
- GRAULICH, J. M. (1955): La Faille Eifélienne et le Massif de Herve. Ses relationes avec le Bassin Houlliers de Liège. – Mém. Expl. Cartes géol. et Minières Belg., 1: 36 S., 16 Abb., 4 Taf.; Bruxelles.
- (1980): Le Sondage de Grand-Halleux. Belg. geol.
   Dienst, Prof. Pap., **1980** (6b, 175): 78 S., 64 Prof., 4 Taf.;
   Bruxelles.
- GREBE, W.-H. (1957): Zum Gebirgsbau des Steinkohlenbeckens der Wurm (Aachener Steinkohlenbezirk). – Geol. Jb., **73**: 507 – 556, 17 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- HAGER, H. (1981): Das Tertiär des Rheinischen Braunkohlenreviers, Ergebnisse und Probleme. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 529 – 563, 3 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- HAHNE, C. (1929): Neue Funde in den Stolberger Schichten der Inde-Mulde bei Aachen und ihre stratigraphische Bedeutung. – Jversl. geol. Bur. nederl. Mijngeb., 1929: 14–39, 1 Abb., 1 Taf., 1 Kt.; Heerlen.
- (1931): Die Stratigraphie der Walhorner und Stolberger Schichten des Indegebietes bei Aachen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., 51: 759 – 804, 2 Abb.; Berlin.
- (1932 a): Feststellung des Wasserfallniveaus im Indegebiet. – Glückauf, 68: 146 – 148, 1 Abb.; Essen.
- (1932b): Neue Leithorizonte in den Binnenwerken (Fettkohlen-Schichten) der Grube Eschweiler Reserve (Indegebiet) bei Aachen. – Z. dt. geol. Ges., 84: 619–627, 1 Taf.; Berlin.
- (1933 a): Die Paläogeographie und Ablagerungsverhältnisse des Indegebietes bei Aachen, insbesondere des Feldes der Grube Eschweiler-Reserve, zur Fettkohlenzeit. – Arch. Lagerst.-Forsch., 55: 60 S., 7 Taf.; Berlin.
- (1933 b): Gleichzeitigkeit von Sedimentation und Faltung im Aachener Kohlengebiet? – Cbl. Mineral. Geol., Paläont, (B) 1933: 314–324, 4 Abb.; Stuttgart.
- (1933 c): Die Indemulde östlich des Weisweiler Horstes. – Cbl. Mineral., Geol., Paläont, (B) 1933: 508 – 520, 2 Abb.; Stuttgart.
- (1935): Zur Tektonik des Aachener Grenzgebietes. –
   Jb. preuß. geol. L.-Anst., 56: 125–136, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- (1947): Namur und unteres Westfal A (Stolberger Schichten) im Wurmgebiet bei Aachen. – Bergb.-Arch.,
   7: 65 – 78, 8 Abb.; Essen.
- HAHNE, C., & FALKE, H. (1938): Das Steinkohlengebirge der Grube Sophia-Jacoba bei Hückelhoven (Kreis Erkelenz). – Zbl. Mineral., Geol., Paläont. (B) 1938: 177–191, 6 Abb.; Stuttgart.
- HAHNE, C., & FISENI, H. (1942): Das Aachener Gebiet. In: Der deutsche Steinkohlenbergbau, 1: 193-226, 10 Abb., 6 Taf., 3 Anl.; Essen.
- -, & (1951): Die Gleichstellung und einheitliche Benennung der Flöze im Aachener Steinkohlenbezirk nunmehr

durchgeführt und beschlossen. – Glückauf, 87: 1061 – 1066, 1 Taf.; Essen.

- HARTUNG, W. (1952): Zur Stratigraphie und Fossilführung im Aachener Oberkarbon. – C. R. 3. Congr. Avanc. Ét. Strat. Géol. Carbonif., Heerlen 1951, 1: 261–265, 1 Taf.; Maestricht.
- HERBST, F. (1910): Der technische Betrieb des Erzbergbaus. – In: Der Bergbau auf der linken Seite des Niederrheins. – Festschr. 9. allgem. dt. Bergmannstag Aachen 1910, TI. 2: 31–110, 20 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- HERBST, G. (1949): Bericht über die Bohrungen Horbach VI-VIII (Feld Melanie des EBV). – 8 S., 10 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1950): Ein Aufschluß des Adolf-Sprunges im Nordwest-Feld der Grube Adolf in Merkstein bei Herzogenrath. – Glückauf, 86: 292 – 296, 7 Abb.; Essen.
- (1954): Zur Entstehung des Erkelenzer Horstes. Geol. Jb., 69: 349 – 360, 5 Abb.; Hannover.
- (1958): Das Alter der Bewegungen am Rurrand bei Hückelhoven. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 2: 641–643, 1 Abb.; Krefeld.
- (1962 a): Ein Aufschluß im Oberkarbon an der Aachener Überschiebung.
   Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3 (3): 1155 1158, 1 Abb.; Krefeld.
- (1962 b): Die Tektonik des flözführenden Oberkarbons in der Inde-Mulde (Aachener Revier), dargestellt an der Karbon-Oberfläche. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3 (3): 1159–1166, 1 Taf.; Krefeld.
- (1964): Beschreibung der geologischen Aufschlüsse der Bohrung Gereonsweiler 63. – 13 S., zahlr. Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1967): Die Tektonik des flözführenden Oberkarbons im Wurm-Revier (Aachener Steinkohlenbezirk), dargestellt an der Karbonoberfläche. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (2): 1 345 – 1 358, 1 Taf.; Krefeld.
- (1971): Stratigraphie und Tektonik. In: Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland.
   III.A.2. Das Revier von Aachen – Erkelenz. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 61–68, 1 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- (1975): Geologische Aufnahme des Grabens der Gasrohrleitung bei Würselen. – 1 Kt., 2 Prof.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1976): Aufschlußverzeichnis zur geologischen Kartierung im Wurm-Tal. – 43 S., 4 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- HERBST, G., & STADLER, G. (1969): Bericht über die Befahrung eines neuen Erzvorkommens im Oberkarbon der Zeche "Sophia-Jacoba" (Mbl. Erkelenz, 4903). – 4 S., 1 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- -, & (1971): Blei-Zink-Vererzung. In: Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III.A.2. Das Revier von Aachen - Erkelenz. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 73 - 74; Krefeld.
- HERBST, G., & THOME, K. N. (1978): Gefalteter Untergrund. In: Geologie am Niederrhein: 7–11, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- HERBST, G., & WAALS, L. VAN DER (1955): Zwischenbericht über das Westfeld von "Carolus Magnus" (Geologische Begutachtung). – 14 S., 11 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- HEYBROEK, F. (1947 a): De Feldbiss in het Oostelijk Zuid-Limburgse Mijngebied. – Geol. en Mijnb., **9**: 120 – 133, 1 Abb., 1 Taf.; Leiden.
- (1947 b): Over horizontale bewegingen langs de grote breuken in Zuid-Limburg. – Geol. en Mijnb., 9: 169 – 172, 1 Abb.; Leiden.

- HEYBROEK, P. (1974): Explanation to Tectonic Maps of the Netherlands. - Geol. en Mijnb., **53**: 43-50, 6 Abb., 2 Taf.; Den Haag.
- HOEPPENER, R., & BRIX, M., & VOLLBRECHT, A. (1983): Some aspects on the origin of fold-type fabrics – theory, experiments and field applications. – Geol. Rdsch., **72**: 1167–1196, 10 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- HOLLMANN, F. (1967): Die Sprockhöveler Schichten des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – Diss. Techn. Hochsch. Aachen: 172 S., 38 Abb., 12 Anl.; Aachen.
- HOLLMANN, F., & JANDA, J. W. (1958-1963): Tektonisches Kartenwerk des Aachen-Limburger Steinkohlenbezirks. - 97 Kt. 1:10000 u. 16 Kt. 1:25000; Aachen (Geol. Inst. RWTH Aachen).
- HOLLMANN, F., & JANDA, J. W., & RODE, K. (1963): Tektonisches Kartenwerk des Aachen – Limburger Steinkohlenbezirks, Erläuterungen. – 49 S.; Aachen (Geol. Inst. RWTH Aachen).
- HOLZAPFEL, E. (1903): Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **24**: 483 – 502, 2 Abb.; Berlin.
- (1906): Gutachten betreffend die von der Gräflich von Fürstenberg'schen Verwaltung erbohrten Kohlenflöze bei Aachen. – 13 S.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1907): Gutachten über die Gräflich von Fürstenbergischen Kohlenfelder bei Aachen. 19 S., 5 Anl., 1 Lageplan, 1 Schnitt; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
   [Unveröff.]
- (1910a): Die Geologie des Nordabfalls der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. – In: Der Bergbau auf der linken Seite des Niederrheins. – Festschr. 9. allgem. dt. Bergmannstag Aachen 1910, Tl. 1: 1–214, 16 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- (1910b): Erläuterungen zu Blatt Düren. Geol. Kt.
   Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1:25000: 88 S., 2 Abb.; Berlin.
- (1911 a): Erläuterungen zu Blatt Eschweiler. Geol. Kt.
   Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1:25000: 122 S.,
   1 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- (1911b):Erläuterungen zu Blatt Stolberg. Geol. Kt.
   Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1:25000: 87 S., 8 Abb.; Berlin.
- (1911 c): Erläuterungen zu Blatt Herzogenrath. Geol.
   Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1:25000:78 S.,
   1 Taf.; Berlin.
- HOYER, P. (1978): Bau des Niederrheingebietes und seine Entwicklung. – In: Geologie am Niederrhein: 28–31, 1 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- HONERMANN, J. (1962): Das tektonische Bild der Karbonablagerung im Bereich des Gelsenkirchener Sattels im Essener Gebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3 (3): 1 167 – 1 190, 12 Abb., 8 Taf.; Krefeld.
- HUMBLET, E. (1941): Le Bassin Houiller de Liège. Rev. Univ. Min., (8) **17** (12): 357 – 377, 6 Abb., 1 Taf.; Liège.
- ILLIES, J. H., & FUCHS, K. (1983): Plateau Uplift of the Rhenish Massif – Introductory Remarks. – In: FUCHS, K. et al. [Hrsg.]: Plateau Uplift: 1–8, 1 Abb.; Berlin.
- JACOB, A. (1902): Die östlichen Hauptstörungen im Aachener Becken mit besonderer Berücksichtigung ihres Alters. – Z. prakt. Geol., **10**: 321–337, 1 Taf.; Berlin.
- JANDA, J. (1966): Paläogeographische Untersuchungen im Aachen – Limburger Steinkohlenbezirk. – Diss. RWTH Aachen: 182 S., 13 Abb., 14 Anl.; Aachen.
- JANTZON, F. (1956): Auf der Schachtanlage Emil Mayrisch sind im Frühjahr 1956 reflexionsseismische Messungen durchgeführt worden, um Aufklärungen über die Tiefenlage der Karbonoberfläche, die Faltung und die

Tektonik zu gewinnen. Die bei diesen Messungen erzielten Ergebnisse der SEISMOS sind der bisherigen Projektion gegenüberzustellen. – Geol. Meldearbeit RWTH Aachen: 13 S., 27 Anl.; Aachen (Inst. Lagerst. Erdöl u. Kohle). – [Unveröff.]

- JONGMANNS, W. J., & RUMMELEN, F. H. VAN (1929): Nieuve gegevens omtrent de storing van Benzenrade. – Jversl. geol. Bur. nederl. Mijngeb., **1929**: 45–65, 3 Abb., 11 Tab., 3 Taf.; Heerlen.
- JOSTEN, K. H. (1962): Die wichtigsten Pflanzen-Fossilien des Ruhrkarbons und ihre Bedeutung für die Gliederung des Westfals. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (2): 753 – 772, 4 Taf.; Krefeld.
- KAMPMANN, W. (1948): Die Tektonik des Nordfeldes der Grube Adolf unter besonderer Berücksichtigung des Adolfsprunges. – Geol. Meldearb. RWTH Aachen: 16 S., 9 Anl.; Aachen (Inst. Lagerst. Erdöl u. Kohle). – [Unveröff.]
- KARRENBERG, H., & MEINICKE, K. (1962): Porosität und Raumgewicht von Sandsteinen des Ruhrkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3 (2): 667-678, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KIMPE, W. F. M. (1952): Actual and apparent downthrow and upthrow faults and observations on the direction of movement along faults in the Carboniferous of South Limburg. – C. R. 3. Congr. Avanc. Ét. Strat. Géol. Carbonif., Heerlen 1951, 1: 325–332, 11 Abb.; Maestricht.
- (1973): The Geology of the Carboniferous in the Coal-Field Beatrix in Central Limburg, The Netherlands, and in the Adjacent German Area. – Verh. kgl. nederl. geol. mijnb. Genoot., 29: 19–36; Den Haag.
- KIMPE, W. F. M., & BLESS, M. J. M., & BOUCKAERT, J., & CONIL, R., & GROESSENS, E., & MEESSEN, J. P. M. TH., & POTY, E., & STREEL, M., & THOREZ, J., & VANGUSTAINE, M. (1978): Palaeozoic deposits east of the brabant massif in belgium and the netherlands. – Meded. Rijks. geol. Dienst, **30 - 2**: 103 S., 12 Abb., 16 Tab., 7 Anl.; Heerlen.
- KLEIN, W. C. (1909): Grundzüge der Geologie des Süd-Limburgischen Kohlengebietes. – Ber. Ver. niederrh. geol. Ver., 3: 69 – 90, 1 Abb., 2 Taf.; Bonn.
- KLOSTERMANN, J. (1983): Die Geologie der Venloer Scholle (Niederrhein). – Geol. Jb., **A66**: 3 – 113, 40 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- KNAPP, G. (1975): Stellungnahmen zu den Fragen der Schutzgebiete für die Wassergewinnungsanlagen Eicher Stollen und Brandenburg der Stadtwerke Aachen. – 2 S., 7 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1978), mit Beitr. von HAGER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der nördlichen Eifel 1 : 100 000. – 2. Aufl.: 152 S., 9 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KNETSCH, G. (1954): Untersuchungen zur Tektonik im Grubenfeld von "Sophia Jacoba" (Hückelhoven Kr. Erkelenz) und ihre Beziehungen zur weiteren Umgebung. – Geol. Jb., 69: 611–624, 3 Abb.; Hannover.
- KÖLBEL, H. (1954): Große Seitenverschiebungen und Horizontalflexuren im deutschen Grundgebirge und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. – Geologie, 3: 445 – 450, 1 Taf.; Berlin.
- KRAUSSE, H.-F., & PILGER, A., & REIMER, U., & SCHÖNFELD, M. (1978): Bruchhafte Verformung. Erscheinungsbild und Deutung mit Übungsaufgaben. – Clausthaler tekt. H., 16: 86 S., 39 Abb., 5 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- KREBS, W., & WACHENDORF, H. (1974): Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge – Abbilder eines orogenen Diapirismus. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 147: 30–60, 8 Abb.; Stuttgart.

- KRONBERG, P. (1976): Bruchstrukturen des Rheinischen Schiefergebirges, des Münsterlandes und des Niederrheins – kartiert in Aufnahmen des Erderkundungs-Satelliten ERTS-1. – Geol. Jb., A33: 37–48, 4 Abb.; Hannover.
- KUNZ, E. (1980): Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 85–134, 41 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- (1983): Methodische Möglichkeiten der Untersuchung der Tektonik im Oberkarbon des E'Ruhrgebietes (Westfalen) am Beispiel von Emscher- und Essener Hauptmulde. – Mitt. westf. Berggewerkschaftsk., 45: 133 S., 39 Abb., 8 Taf.; Bochum.
- (1984): Untersuchungsbohrung K3 und Gefrierbohrungen 12, 19 und 31, Tektonische Spezialaufnahmen. – 5 S., 1 Anl.; Bochum (Westf. Berggewerkschaftsk.). – [Unveröff.]
- KUNZ, E., & NÖTH, H.-O. (1978): Bearbeitung der Tektonik in der Bohrung Jackerather Horst. – 7 S., 7 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- LEGRAND, R. (1968): Le Massif du Brabant. Mém. Expl. Cartes géol. et Min. Belg., 9: 148 S., 8 Abb., 5 Taf.; Bruxelles.
- LONGRÉE, C. (1862): Situation der Steinkohlen-Konzessionen der Vereinigungsgesellschaft im Wurm-Revier. – 1 Kt. 1:4000; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- MÄLZER, H., & HEIN, G., & ZIPPEL, K. (1983): Height Changes in the Rhenish Massif: Determination and Analysis. – In: FUCHS, K. [Hrsg.]: Plateau Uplift: 164–176, 6 Abb., 1 Taf.; Berlin u. Heidelberg.
- MEISSNER, R., & BARTELSEN, H., & MURAWSKI, H. (1981): Thinskinned tectonics in the northern Rhenish Massif, Germany. – Nature, **290**: 399–401, 5 Abb.; London.
- MICHELAU, P. (1962): Zusammenfassende Bemerkungen zur Tektonik des Subvariscikums. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **33**: 1 233 – 1 236, 1 Abb.; Krefeld.
- MOHR, K., & PILGER, A. (1969): Zum Begriff Lineament. -Clausthaler tekt. H., 9: 7 - 18; Clausthal-Zellerfeld.
- MUELLER, M. (1909): Ein Beitrag zur Geologie des westlichen Teiles der Wurm-Mulde. – Z. prakt. Geol., **17**: 357 – 365, 3 Abb.; Berlin.
- MULLER, J. E. (1947): Outline of the tectonic history of the South Limburg Coal Field. – Geol. en Mijnb., 9: 134-142, 2 Abb., 1 Taf.; Leiden.
- MURAWSKI, H. (1959): Zur Frage durchgepauster Tektonik. Geol. Rdsch., 48: 260–271, 2 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- (1964): Die Nord Süd-Zone der Eifel und ihre nördliche Fortsetzung. Publ. Serv. Géol. Luxemb., 14: 285–308, 7 Abb.; Luxemburg.
- NIEMÖLLER, B., & STADLER, G., & TEICHMÜLLER, R. (1973): Die Eruptivgänge und Naturkokse im Karbon des Steinkohlenbergwerkes Friedrich Heinrich in Kamp-Lintfort (linker Niederrhein) aus geologischer Sicht. – Geol. Mitt., **12**: 197 – 218, 24 Abb.; Aachen.
- PAPROTH, E., & STRUVE, W. (1982): Bemerkungen zur Entwicklung des Givetium am Niederrhein – Paläogeographischer Rahmen der Bohrung Schwarzbachtal 1. – Senckenberg. leth., **63** (1/4): 359–376, 6 Abb.; Frankfurt/Main.
- PAPROTH, E., & TEICHMÜLLER, R. (1961): Die paläogeographische Entwicklung der subvariscischen Saumsenke in Nordwestdeutschland im Laufe des Karbons. C. R.
  4. Congr. Avanc. Ét. Strat. Géol. Carbonif., Heerlen 1958, 2: 471–491, 16 Abb.; Maestricht.
- PATIJN, R. J. H. (1963 a): Tektonik von Limburg und Umgebung. – Verh. kgl. nederl. geol. mijnb. Genoot., Geol. Serie, 21 – 2: 9 – 24, 10 Abb., 4 Anl.; s'Gravenhage.

- (1963b): Het Carboon in de Ondergrond van Nederland en de Oorsprong van het Massif van Brabant.
   Geol. en Mijnb., 42: 341-349, 3 Abb.; s'Gravenhage.
- PATIJN, R. J. H., & KIMPE, W. F. M. (1961): De Kaart van het Carboon-Oppervlak, de Profielen en de Kaart van het Dekterrein van het Zuid-Limburgs Mijngebied en Staatsmijn Beatrix met Omgeving. – Meded. geol. Sticht., C-I-1-4: 12 S., 1 Abb., 3 Anl.; Maastricht.
- PATTEISKY, K., & TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1962): Das Inkohlungsbild des Steinkohlengebirges an Rhein und Ruhr, dargestellt im Niveau von Flöz Sonnenschein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3 (2): 687–700, 8 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- PILGER, A. (1955): Über die Lage von Schichtflächen und Achsen innerhalb der Querstörungen des Ruhrgebietes. – Geol. Jb., 71: 331 – 380, 34 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- (1956): Die tektonischen Richtungen des Ruhrkarbons und ihre Beziehungen zur Faltung. – Z. dt. geol. Ges.,
   107: 206 – 230, 22 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- PLEIN, E., & DÖRHOLT, W., & GREINER, G. (1982): Das Krefelder Gewölbe in der Niederrheinischen Bucht – Teil einer großen Horizontalverschiebungszone? – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 15–29, 9 Abb.; Krefeld.
- PRAKLA-SEISMOS GmbH (1978): Bericht Emil Mayrisch Nordfeld 1976 über die Auswertung reflexionsseismischer Messungen im Nordfeld des Steinkohlenbergwerkes Emil Mayrisch. – 22 S., 68 Anl.; Hannover. – [Unveröff.]
- PRIOR, H. (1976): Gesichtspunkte zum Verlauf großtektonischer Sprünge im Ruhrkarbon und deren Genese. – 3. Int. Symp. Markscheidewes., 1: 130–139, 3 Abb.; Leoben.
- QUAAS, A. (1911): Die Tiefbohrung Waurichen I. Jb. preuß. geol. L.-Anst., **32**: 353 – 374; Berlin.
- (1916): Erläuterungen zu Blatt Linnich. Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1:25000: 113 S.; Berlin.
- (1917): Erläuterungen zu Blatt Geilenkirchen. Geol.
   Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1:25000: 135
   S.; Berlin.
- QUITZOW, H. W., & VAHLENSIECK, O. (1955): Über pleistozäne Gebirgsbildung und rezente Krustenbewegungen in der Niederrheinischen Bucht. – Geol. Rdsch., **43**: 25 – 36, 2 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- Rapport van de Peelcommissie (1963): 133 S., zahlr. Abb. u. Tab., 19 Beil.; s'Gravenhage.
- REICH, H. (1926): Magnetische Messungen im Aachener und Erkelenzer Steinkohlengebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., 47: 84–115, 3 Taf.; Berlin.
- RICHTER, D. (1975): Aachen und Umgebung. Slg. geol. Führer, **48**: 208 S., 34 Abb., 7 Tab., 8 Taf., 1 Beil.; Stuttgart.
- RODE, K. (1952): Tektonische Untersuchungen im Südteil des Aachener Steinkohlenreviers. – C. R. 3. Congr. Avanc. Ét. Strat. Geol. Carbonif., 2: 523–527, 7 Abb.; Maestricht.
- RUTTEN, M. G. (1945a): Over Karstverschijnselen in het Boven-Senone Dekterrein van S. M. Hendrik. – Meded. Jversl. 1942 u. 1943, **1945**: 65 S., 5 Abb.; Heerlen.
- (1945b): Boring 286, Een interessante Feldbiss-Verkeninng op Staatsmijn Hendrik. – Meded. Jversl. 1942 u. 1943, **1945**: 4 S., 4 Abb.; Heerlen.
- SAX, H. G. J. (1946): De Tectoniek van het Carboon in het Zuid-Limburgsche Mijngebied. – Meded. geol. Sticht., C-I-1-3: 77 S., 18 Abb., 9 Anl.; Maastricht.
- SCHAUB, H. (1954): Wölbung und Senkung im Norden der Niederrheinischen Bucht und ihre zeitliche Datierung.

- N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1954**: 241-249, 7 Abb.; Stuttgart.

- SCHIFFMANN, W. (1888): Die geognostischen Verhältnisse und die Erzlagerstätten der Grube Diepenlinchen bei Stolberg (Rheinland). – Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwes., 36: 1–22, 4 Taf.; Berlin.
- SCHMIDT, WO. (1956): Neue Ergebnisse der Revisions-Kartierung des Hohen Venns. – Beih. geol. Jb., **21**: 146 S., 8 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- SCHMITZ, G. (1958): Das Vichtbachtal, ein tektonisches Profil am Nordwestabfall des Venn. – Decheniana, 111: 59-71, 6 Abb.; Bonn.
- SCHNEIDER, G. (1978): Ingenieurgeologische Probleme beim Umbau des Nirmer Tunnels bei Aachen. – Aufschluß,
   29: 453 – 472, 28 Abb.; Heidelberg.
- SCHOLZ, J. (1956): Zur tektonischen Analyse der mitgefalteten Überschiebungen im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebirge. – Z. dt. geol. Ges., 107: 158–201, 26 Abb.; Hannover.
- SCHULTE, J. (1907): Unterlagen betreffend die Steinkohlen-Bergwerke Aachen 1 bis Aachen 24 bei Eschweiler im Bergrevier Düren. – 101 S., 24 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- SCHULZ, R. (1978): Die Thermalquellen von Bad Aachen. Exkursionsführer 130. Hauptversamml. DGG Aachen 1978: 49–67, 12 Abb.; Aachen.
- SCHUNDER, F. (1968): Geschichte des Aachener Steinkohlenbergbaues. – 412 S., 29 Abb.; Essen (Glückauf-Verl.).
- SEIDEL, G. (1937): Die Schollentektonik des Wurmgebietes bei Aachen. – Z. dt. geol. Ges., 90: 241–260, 13 Abb.; Berlin.
- (1957): Entwurf einer genetischen und morphologischen Systematik der großtektonischen Störungen des Ruhrkarbons. – Mitt. westf. Berggewerkschaftsk., 12: 111–145, 25 Abb.; Bochum.
- SEISMOS GmbH (1952): Bericht über die seismischen Messungen in den Grubenfeldern der Gewerkschaft Sophia-Jacoba. – 17 S., 25 Anl.; Hannover. – [Unveröff.]
- (1957): Bericht über die reflexionsseismischen Messungen im Arbeitsgebiet Baesweiler 1956/57. – 8S., 8Anl.; Hannover. – [Unveröff.]
- SHOU-CHANG, CH. (1940): Zur Lage der Faltenachsen im Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., 31: 208 – 226, 14 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- SKUTTA, E. (1979): Geologische Übersicht über die Aachener Steinkohlenlagerstätte. – Vortr. 33. Sitz. Arbeitskr. "Geologie" im Fachaussch. "Markscheidewesen" d. Steinkohlenbergbauver. Essen am 23. 3. 1979 in Siersdorf. – [Unveröff.]
- SPAETH, G. (1979): Neuere Beobachtungen und Vorstellungen zur variscischen Tektonik der westlichen Nordeifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. geol. Ges., **130**: 107 – 121, 7 Abb.; Hannover.
- SPERLING, H. (1973): Die Erzgänge des Erzbergwerkes Grund (Silbernaaler Gangzug, Bergwerksglücker Gang und Laubhütter Gang). – Geol. Jb., **D2**: 205 S., 72 Abb., 13 Tab., 32 Taf.; Hannover.
- SPERLING, H., & STOPPEL, D. (1979): Beschreibung der Oberharzer Erzgänge (einschließlich der Neuaufschlüsse im Erzbergwerk Grund seit Erscheinen der Lieferung 2). – Geol. Jb., D34: 347 S., 74 Abb., 7 Tab., 11 Taf.; Hannover.
- SPRAVE, G. (1953): Anfertigung eines Raumbildes vom Nordfeld des Steinkohlenbergwerkes Gouley-Laurweg für die Flöze Furth, Rauschenwerk und Merl. – Geol. Meldearbeit RWTH Aachen: 4 S., 2 Anl.; Aachen (Inst. Lagerst. Erdöl u. Kohle). – [Unveröff.]

- STACH, E. (1932): Gleichzeitigkeit von Sedimentation und Faltung. – Z. dt. geol. Ges., 84: 607–618; Berlin.
- STEGEMANN, O. (1900): Die Durchörterung der Sandgewand auf Maria-Grube bei Aachen. – Glückauf, 36: 577 – 579, 2 Abb.; Essen.
- (1910): Ein alter Grubenriß des Inde-Reviers. Glückauf, 46: 1 322 – 1324, 1 Taf.; Essen.
- (1923): Die Sandgewand und ihre Durchörterungen. Glückauf, 59: 765 – 772, 4 Abb.; Essen.
- (1938): Der Eschweiler Bergwerksverein und seine Vorgeschichte. – Festschr. Hundert Jahre Eschweiler Bergwerksver.: 191 S., 54 Abb., 4 Taf.; Kohlscheid.
- STEINBACH, H. (1984): Die Umstrukturierung der Grubenbetriebe des Eschweiler Bergwerks-Vereins im Aachener Steinkohlenrevier – Gründe und Durchführung. – Erzmetall, **37**: 585–592, 12 Abb.; Weinheim.
- STEINGROBE, B. (1963): Sedimentologische Untersuchungen zur Ausbildung des Oberkarbons im Aachener Revier. – Vergleichende Untersuchungen an ausgewählten Profilen der Inde- und Wurm-Mulde. – Dipl.-Arb. RWTH Aachen: 165 S., 53 Abb., 12 Fotos; Aachen. – [Unveröff.]
- STOPPEL, D. (1982): Halokinesis as a possible explanation for the palaeogeographical differentiation of the Maastricht area during the dinantian. – Publ. natuurhist. Genoot. Limburg, **32**: 54–55, 1 Abb.; Maastricht.
- SUESS, E. (1888): Das Antlitz der Erde. 2: 703 S., 42 Abb., 1 Taf., 3 Kt.; Wien.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1952): Zur Fazies und Metamorphose der "Kohlen" im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., 103: 219–232, 6 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- -, & (1966): Die Inkohlung im Saar-Lothringer Karbon, verglichen mit der im Ruhrkarbon. - Z. dt. geol. Ges., 117: 243 - 279, 29 Abb.; Hannover.
- -, & (1971): Inkohlung. In: Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III.A.2. Das Revier von Aachen - Erkelenz. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 19: 69-72, 2 Abb.; Krefeld.
- -, & (1979): Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotraverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung in der Nord – Süd-Zone der Eifel. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27: 323 – 355, 6 Abb.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, R. (1962): Die Entwicklung der subvariscischen Saumsenke nach dem derzeitigen Stand der Kenntnis. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3 (3): 1237–1254, 2 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- (1966): Vorschlag f
  ür eine Bohrung im Bereich der magnetischen Anomalie von Erkelenz. – 3 S., 1 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1974): Die tektonische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht. – In: Approaches to Taphrogenesis: 269–285, 12 Abb.; Stuttgart.
- THOME, K. N. (1955): Die tektonische Prägung des Venn-Sattels und seiner Umgebung. – Geol. Rdsch., **44**: 266 – 305, 19 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- TYS, E. (1980): De Geologische Struktur van het Steenkolenterrein ten Noorden van het Ontginningsgebied der Kempense Mijnen. – Belg. geol. Dienst, Prof. Pap., 1980 (9, 179): 43 S., 12 Abb.; Bruxelles.
- VANGUSTAINE, M. (1970): L'appartenance au Revinien inferieur et moyen des roches noires de la profonde du sondage de Grand-Halleux et leur disposition en un pli couché. – Ann. Soc. géol. Belg., **93**: 591–600, 6 Abb., 1 Taf.; Liège.
- VERHOOGEN, J. (1935): Le prolongement oriental des failles du massif de la Vesdre et du massif de Herve. – Ann. Soc. géol. Belg., **58** (B): 111–118, 2 Abb.; Liège.

- VOLLBRECHT, A. (1983): Tektonische Experimente zu Problemen des Ruhrkarbons. – Vortr. Gesprächskr. "Kohlengeologie" am 29. 9. 1983; Bochum.
- WAGNER, H. (1881): Beschreibung des Bergreviers Aachen. 247 S., 2 Anl.; Bonn (Kgl. Oberbergamt).
- (1927): Übersichtskarte des Aachener Steinkohlenbezirks 1:50000: 1 Kt., 1 Profilbl.; Bonn.
- WALTER, R. (1982): Europe-1: proposal for a deep test-hole through the Stavelot-Venn Anticline, Federal Republic of Germany. – Publ. natuurhist. Genoot. Limburg, **32**: 59–62, 3 Abb.; Maastricht.
- WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, W. A. J. M. VAN (1938): A structural outline of the variscan front and its foreland from South-Central England to Eastern Westphalia and Hessen. – C. R. 2. Congr. Avanc. Ét. Strat. Carbonif., Heerlen 1938, 3: 1485–1565, 4 Abb., 1 Taf., 1 Kt.; Maestricht.
- WIENECKE, K. (1983): Strukturelle Untersuchungen im Mesozoikum der Eifeler Nord-Süd-Zone. – Diss. Univ. Bonn: 187 S., 12 Abb., 11 Anl.; Bonn.
- WILCOX, R. E., & HARDING, T. P., & SEEY, D. R. (1973): Basic Wrench Tectonics. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geologist., 57: 74–96, 16 Abb., 1 Tab.; Tulsa/Okla.
- WOLANSKY, D. (1960): Ein "Umkehrverwurf" im Deckgebirge am Ostschacht der Zeche "Adolf von Hansemann". – Glückauf, 96 (16): 1 006 - 1 010, 7 Abb.; Essen.
- WOLF, R. (1985): Tiefentektonik des linksniederrheinischen Steinkohlengebietes. – In: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 105 – 167, 37 Abb., 3 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WOLFF, M. (1952): Im Felde der Grube Adolf sind auf Grund der neuesten Aufschlüsse der östliche Verlauf des Adolfsprunges und der Verlauf der Sandgewand zu untersuchen. – Geol. Meldearb. RWTH Aachen: 18 S., 23 Anl.; Aachen (Inst. Lagerst. Erdöl u. Kohle). – [Unveröff.]
- WREDE, V. (1979): Beobachtungen zum tektonischen Bau des nördlichen Harzrandes bei Goslar. – Aufschluß, 30: 253 – 265, 7 Abb.; Heidelberg.
- (1980 a): 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.
- (1980 b): Tiefentektonik der Bochumer Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 135–171, 23 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- (1982a): Genetische Zusammenhänge zwischen Falten- und Überschiebungstektonik im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **133**: 185 – 199, 10 Abb.; Hannover.
- (1982 b): Der Einfluß petrographischer Änderungen in der stratigraphischen Gesteinsabfolge auf Störungsmuster im gefalteten Gebirge. – Glückauf-Forschungsh., 43: 260 – 264, 8 Abb.; Essen.
- (1985): Die Fortsetzung der Aachener Überschiebung nach Osten – eine Arbeitshypothese. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 33: 297 – 306, 1 Abb.; Krefeld.
- WREDE, V., & ZELLER, M. (1983), m. Beitr. von JOSTEN, K.-H. (1983): Geologie der Steinkohlenlagerstätte des Erkelenzer Horstes. – 40 S., 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WUNSTORF, W. (1911): Geologische Exkursionskarte für die Umgegend von Aachen 1:75 000; Berlin.
- (1914): Erläuterungen zu Blatt Erkelenz. Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesländer 1:25000: 100 S.; Berlin.

- (1922): Bericht über die Untersuchung der Bohrung Weisweiler. – 2 S., 1 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1929): Zur Tektonik der Aachener Steinkohlenbezirke.
   Sitz.-Ber. geol. L.-Anst., 4: 105 109; Berlin.
- (1933): Älteres Tertiär und Senon auf dem Wassenberger Spezialhorst. – Sitzungsber. preuß. geol. L.-Anst.,
   8: 27; Berlin.
- WUNSTORF, W., & GOTHAN, W. (1925): Ein Beitrag zur Kenntnis des Aachener Oberkarbons. – Glückauf, **61**: 1073 – 1084; Essen.
- ZELLER, M. (1979): Das Deckgebirge im Bereich der Wurm-Mulde und des Erkelenzer Horstes. – Vortr. 33. Sitz. Arbeitskr. "Geologie" im Fachaussch. "Markscheidewesen" Steinkohlenbergbauver. Essen am 23. 3. 1979 in Siersdorf: 9 S., 7 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1981): Stratigraphische Bearbeitung der Kernbohrung Würselen 2 (1980). – 2 S., zahlr. Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]

#### Karten

- Geologische Exkursionskarte für die Umgegend von Aachen: s. unter WUNSTORF, W. (1911).
- Geologische Kaart van Nederland 1:50000, mit Erl. Hrsg. Rijks Geol. Dienst; Haarlem. Blatt Heerlen (62 W/62 O) (1980), Bearb. KUYL, O.S.
- Geologische Karte der nördlichen Eifel 1:100000, mit Erl., 2. Aufl. (1978). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. KNAPP, G.; Krefeld.
- Geologische Karte des Ruhrkarbons 1:100000, dargestellt an der Karbonoberfläche (1982). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. DROZDZEWSKI, G., & JANSEN, F., & KUNZ, E., & PIEPER, B., & RABITZ, A., & STEHN, O., & WREDE, V.; Krefeld.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.

- (1982): Tiefbohrung Gereonsweiler (1963). Überarbeitung und Ergänzung des Schichtenschnittes 1:200. – 1 Schichtenschnitt; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1983): Bericht über die Forschungsbohrung Willich 1001. – 2 S., zahlr. Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1985 a): Vorschlag eines Richtschichtenschnittes für das flözführende Oberkarbon (Westfal A und B) des Aachen – Erkelenzer Steinkohlenreviers. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **33**: 265–287, 4 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- (1985 b): Ein Versuch zur Flözgleichstellung im Oberkarbon (Westfal A) zwischen dem Inde-Revier und dem Wurm-Revier (Aachener Steinkohlengebiet). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 33: 289–296, 1 Abb.; Krefeld.
- ZELLER, M., & KLOSTERMANN, J. (1984): Geologischer Bau. In: Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000, Erl., C4702 Krefeld: 26–27; Krefeld.

Blatt 5103 Eschweiler (1911), Bearb. HOLZAPFEL, E. Blatt 5104 Düren (1910), Bearb. HOLZAPFEL, E. Blatt 5202 Aachen (1911), Bearb. HOLZAPFEL, E.

- Karte der Karbonoberfläche des Wurm-Reviers 1:25000: s. unter HERBST, G. (1967).
- Situation der Steinkohlen-Konzessionen der Vereinigungsgesellschaft im Wurm-Revier: s. unter LONGRÉE, C. (1862).
- Tektonisches Kartenwerk des Aachen-Limburger Steinkohlenbezirks: s. unter HOLLMANN, F., & JANDA, J. W. (1958–1963).
- Tektonische Übersichtskarte 1:20000, Steinkohlenbergwerk Emil Mayrisch (1972). – Herzogenrath (Eschweiler Bergwerksver. AG). – [Unveröff.]
- Übersichtskarte des Aachener Steinkohlenbezirks: s. unter WAGNER, H. (1927).

### Berichtigung

- Taf. 1 Rheindahlener Sprung statt Rheindalener Sprung. Um Bohrung XLVIII fehlt ein grüner Farbsaum (Westfal B).
- Taf. 6: Der östliche Längsschnitt trägt richtig die Bezeichnung A'-A'
- Taf.8:In Schnitt 6 ist nordwestlich der Willem-Störung<br/>die Fläche zwischen den Flözen N und E grün statt<br/>orange gedruckt.
- Taf. 10: Der linke Teil des untersten Schnittes trägt richtig die Bezeichnung A-A, der rechte Teil die Bezeichnung A'-A'



# 2. Tiefentektonik des linksniederrheinischen Steinkohlengebietes

Von RAINER WOLF

37 Abbildungen, 3 Tabellen, 9 Tafeln im Anlagenband

| 2.1.       | Allgemeines   |
|------------|---|
| 2.1.1.     | Lage des Arbeitsgebietes  |
| 2.1.2.     | Unterlagen  |
| 2.1.3.     | Methodik  |
| 2.1.4.     | Vorausgegangene Arbeiten  |
| 2.1.5.     | Zur Stratigraphie der Karbon-Schichten  |
| 2.2.       | Beschreibung des tektonischen Baus  |
| 2.2.1.     | Falten  |
| 2.2.1.1.   | Gelsenkirchener Hauptsattel   |
| 2.2.1.2.   | Emscher-Hauptmulde  |
| 2.2.1.3.   | Vestischer Hauptsattel  |
| 2.2.1.4.   | Lippe-Hauptmulde  |
| 2.2.1.5.   | Dorstener Hauptsattel   |
| 2.2.1.6.   | Schermbecker Mulde  |
| 2.2.1.7.   | Spellener Sattel  |
| 2.2.1.8.   | Raesfelder Mulde  |
| 2.2.1.9.   | Kapellener Sattel   |
| 2.2.2.     | Überschiebungen   |
| 2.2.3.     | Quer- und Diagonalstörungen   |
|            |   |
| 2.3.       | Analyse des tektonischen Baus   |
| 2.3.1.     | Das Krefelder Gewölbe   |
| 2.3.2.     | Faltenbau   |
| 2.3.2.1.   | Allgemeine Beobachtungen  |
| 2.3.2.2.   | Veränderungen des Faltenbaus im Streichen   |
| 2.3.2.3.   | Überschiebungen und Faltenbau   |
| 2.3.2.4.   | Stockwerktektonik   |
| 2.3.3.     | Sprungtektonik  |
| 2.3.3.1.   | Allgemeines zur Sprungtektonik  |
| 2.3.3.1.1. | Störungsrichtungen  |
| 2.3.3.1.2. | Ausbildung der Störungen  |
| 2.3.3.1.3. | Breite der Störungszonen  |
| 2.3.3.1.4. | Verteilung der Störungen  |
| 2.3.3.1.5. | Entwicklung der Störungen zur Teufe   |
| 2.3.3.2.   | Zusammenhänge zwischen Faltung und Störungstektonik 136                           |
| 2.3.3.3.   | Horizontalbewegungen an Querstörungen   |
|            | ······································  |
| 2.4.       | Deckgebirge   |
| 2.4.1.     | Allgemeines zur Darstellung des Deckgebirges                                      |
| 2.4.2.     | Zur postkarbonischen Geschichte des Ablagerungsraums 144                          |
| 2.4.3.     | Mächtigkeiten, Besonderheiten und heutige Verbreitung<br>der Deckgebirgseinheiten |
| 2.4.3.1.   | Zechstein   |
| 2.4.3.2.   | Buntsandstein   |
| 2433       | Muschelkalk 151   |
| 2434       | Keuper 151  |
| 2435       | Jura 151  |
| 2436       | Kreide 151  |
| 2437       | Tertiär 154   |
| 2.4.2.0    | Ouartăr 154   |
| 2.4.3.0.   | Quantar   |

| 2.4.4.   | Zusammenhänge zwischen Zechstein-Salzmächtigkeiten und Tektonik                      |
|----------|--|
| 2.4.4.1. | Zur Verbreitung des Zechstein-Salzes im Deckgebirge 154                              |
| 2.4.4.2. | Deutung der Zusammenhänge zwischen Salzmächtigkeit<br>und Sprungtektonik             |
| 2.4.5.   | Die zeitliche Zuordnung der Bewegungen an den Sprüngen 158                           |
| 2.4.5.1. | Die beobachteten Deckgebirgsverwürfe im untersuchten<br>Gebiet am linken Niederrhein |
| 2.4.5.2. | Das Alter der Bewegungen   |
| 2.5.     | Verzeichnis der Schriften und Karten   |

Kurzfassung: Das im Rahmen dieser Arbeit beschriebene Gebiet umfaßt den westlichen (linksrheinischen) Teil des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenbeckens.

Die hier vorliegenden Schichten des Namurs C bis Westfal C sind in der variscischen Gebirgsbildung in Synklinorien und Antiklinorien (Hauptmulden und Hauptsättel) aufgefaltet worden.

Die Hauptfaltenstrukturen lassen sich aus dem rechtsrheinischen Ruhrkarbon bis in das linksrheinische Gebiet verfolgen, wobei ein deutliches Herausheben der Faltenachsen nach Südwesten in Richtung auf das axiale Hoch des Krefelder Gewölbes, das für den Bereich südwestlich des untersuchten Gebietes angenommen wird, zu erkennen ist.

Linksrheinisch sind von Süden nach Norden folgende generell Südwest – Nordost streichende Faltenstrukturen zum Teil bergmännisch erschlossen: Gelsenkirchener Hauptsattel, Emscher-Hauptmulde, Vestischer Hauptsattel, Lippe-Hauptmulde, Dorstener Hauptsattel, Schermbecker Mulde und Spellener Sattel. Raesfelder Mulde und Kapellener Sattel sind nur aus Bohrungen und seismischen Untersuchungen bekannt.

Hinsichtlich der Faltungsintensität können zwei Bereiche klar unterschieden werden. Der Bereich südlich des Vestischen Hauptsattels ist gekennzeichnet durch einen größeren Einengungsgrad (durchschnittlich 9%), der hauptsächlich durch intensivere Faltung bewirkt wird, während Überschiebungen kaum beteiligt sind. Der nördlich anschließende Bereich zeichnet sich aus durch geringere Einengung der Schichten (durchschnittlicher Einengungsgrad 4%), die im wesentlichen durch Überschiebungen bewirkt wird. Die Faltung selbst ist weitspannig und die Schichten sind überwiegend flach gelagert.

Zusätzlich läßt sich im gesamten Gebiet eine Reduzierung des Einengungsgrades von Nordosten nach Südwesten in Annäherung an das Krefelder Gewölbe erkennen.

In diesem Zusammenhang laufen viele aus dem eigentlichen Ruhrgebiet heranstreichende Spezialfalten aus (z. B. Emscher-Mulde und Gladbecker Sattel) oder verlieren an Bedeutung (z. B. Moerser Sattel und Mulde), so daß die im Ruhrgebiet stark ausgeprägten Synklinorien und Antiklinorien im Verlauf nach Südwesten an Gestalt verlieren.

Die Anzahl der angetroffenen Überschiebungen ist gering. Sie finden sich fast ausschließlich in den weitspannigen, flach angelegten Strukturen des nördlichen Bereichs. Das Verwurfsmaß ist im allgemeinen nicht groß (< 220 m b. V.). Die laterale Erstreckung ist meist < 15 km, doch wird deutlich, daß sich verschiedene Überschiebungen im Streichen ablösen.

Die Überschiebungen sind fast ausschließlich nordvergent und zeichnen somit die generelle Nordvergenz des Gebirgsbaus vor.

Im Gegensatz zum eigentlichen Ruhrgebiet, wo synthetisch aufschiebende Überschiebungen vorherrschen, kann linksrheinisch ein leichtes Übergewicht der antithetisch aufschiebenden Überschiebungen festgestellt werden.

Hinsichtlich der Deformation lassen sich, wie im übrigen Ruhrgebiet, drei Teufenbereiche (Stockwerke) unterscheiden. Das obere Stockwerk zeichnet sich aus durch flache Lagerung mit wenigen Überschiebungen und tritt in den Kernbereichen von Lippe-Hauptmulde und Schermbecker Mulde auf. Das mittlere Stockwerk ist gekennzeichnet durch kurzwellige Faltung mit häufigen Überschiebungen und nimmt den größten Teil des nördlichen Bereichs ein, während der stark gefaltete Süden, in dem nur unbedeutende Überschiebungen anzutreffen sind, dem unteren Stockwerk zuzurechnen ist.

Die Deformationstypen liegen diachron in den Karbon-Schichten, wobei sich von Osten nach Westen die Grenzen in jeweils ältere Schichten verschieben.

Das variscisch gefaltete Karbon wird durch Querstörungen von unterschiedlicher Erstreckung und wechselnden Verwurfsbeträgen in Südost-Nordwest streichende Graben-, Horst- und Staffelschollen gegliedert.

Während die Horstschollen in sich relativ ungestört sind, sind die Gräben stark durchsetzt von Störungen untergeordneter Bedeutung; auffällig ist hierbei eine Tendenz zur Bildung von Mittelhorsten. Reine Staffelschollen sind selten; häufig treten in den Staffelschollen zusätzlich noch gegenfallende Störungen auf.

Die Querstörungen staffeln generell mit dem Abtauchen der Achsen ab und unterstützen damit das Ansteigen der Schichten von Nordosten nach Südwesten in Richtung auf das axiale Hoch des Krefelder Gewölbes.

Die Anzahl der Sprünge wie auch die Größe ihrer Abschiebungsbeträge nimmt deutlich von Süden nach Norden zu. Hierbei kann eine direkte reziproke Abhängigkeit zwischen dem querschlägigen Einengungsgrad des Gebirges und der Anzahl der Sprünge wie der Summe der Verwurfsbeträge festgestellt werden.

Dieser Zusammenhang zwischen dem Einengungsgrad des Gebirges und dem Ausmaß der Sprungtektonik sowie der ungebrochene Verlauf der Störungen über die unterschiedlichen Faltenstrukturen deutet auf eine vorwiegend postvariscische Ausgestaltung der Quertektonik hin, während die Störungsrichtungen auf eine Anlage im Zusammenhang mit der Faltung hinweisen.

Die Aktivitäten an den Querstörungen im Untersuchungsgebiet am linken Niederrhein lassen sich nach Untersuchungen in den Deckgebirgsschichten auf fünf Bewegungsphasen von unterschiedlichem Ausmaß eingrenzen, wobei offensichtlich nicht alle Sprünge gleichzeitig reaktiviert wurden, wie auch die Bewegungen an den einzelnen Sprüngen nicht überall gleichmäßig erfolgten.

Die frühesten Bewegungen können auf die Zeit vor Beginn der Zechstein-Ablagerungen eingegrenzt werden. Es handelt sich hierbei um die Anlage der Sprünge in der Endphase der Gebirgsfaltung. Die Verwürfe sind unbedeutend, meist im Dekameterbereich.

Im Mittleren Zechstein erfolgte eine zweite Abschiebungsphase mit unterschiedlichen Verwürfen, die bis zu 250 m betragen konnten und die durch unterschiedliche Salzmächtigkeiten bei der Salzablagerung ausgeglichen wurden. Die größeren Salzmächtigkeiten über den Tiefschollen werden deshalb als primär angesehen. Diese Bewegungen konnten im Kamper Graben und im Heidecker Graben nachgewiesen werden.

Die wichtigste Bewegungsphase ist die altkimmerische Bewegung, die im Keuper erfolgte. Sie ist verantwortlich für die Hauptverwürfe an den meisten Sprüngen. Die Abschiebungen konnten 300m und mehr betragen.

Die anschließende laramische Phase, die auf die Zeit zwi-

schen Santon und Maastricht eingegrenzt werden kann, führte zu teilweise bedeutenden Inversionsbewegungen (Rückschiebungen) an den Sprüngen. So wurden am Schweigern-Sprung 14 - 38 % und am Eversaeler Sprung bis 64 % der altkimmerischen Bewegungen durch diese Rückschiebungen wieder ausgeglichen.

Die jüngsten feststellbaren Bewegungen fanden nach dem Oberoligozän statt. Sie können nur an den größeren Sprüngen festgestellt werden (Rheinpreussen-Sprung, Alpener Sprung, Eversaeler Sprung). Die Verwurfsbeträge dieser Abschiebungsphase sind gering und betragen maximal wenige Dekameter.

#### [Subsurface structural setting of the western part (Lower Rhine area) of the Rhine-Ruhr coal district]

Abstract: The area studied and described here comprises that part of the Ruhr coal district which is located on the western side of the Rhine river and which structurally belongs to the Lower Rhine basin.

During the Variscan orogenic period the Carboniferous strata (Namurian C to Westphalian C) were folded into anticlinoria and synclinoria which represent the southwestern continuation of those of the Ruhr district proper.

These anticlinoria and synclinoria are striking northeast to southwest. The fold axes are slightly ascending towards the Krefeld high which is supposed to be situated southwest of the studied area.

From south to north the following structures are well known from mining exposures: Gelsenkirchen anticlinorium, Emscher synclinorium, Vestian anticlinorium, Lippe synclinorium, Dorsten anticlinorium, Schermbeck syncline, and Spellen anticline. North of it the Raesfeld syncline and the Kapellen anticline are known from seismic profiling and exploration drilling

Concerning the folding intensity two areas of different structures can be distinguished: The region south of the Vestian anticlinorium is characterized by more intensely folded structures with an average shortening rate of about 9%. The strong shortening is caused almost exclusively by folding while overthrusting is scarcely engaged. The area north of the Vestian anticlinorium differs by a lower degree of shortening (average about 4%), which is mainly caused by overthrusting. Folding itself is less important, the folds are widely spaced with only gently dipping limbs.

In both areas a general reduction of the folding intensity can be observed occurring from northeast to southwest, thus in direction of the Krefeld high. In this connection folds which are continuous from the proper Ruhr Coal district to the area studied pinch out (i.e. Emscher syncline and Gladbeck anticline) or become less significant (i.e. Moers anticline and syncline)

The number of overthrusts found within the fold structures is rather small. Their occurrence is almost exclusively restricted to the widely extending and flat lying folds of the nor-thern region. The throws of the overthrusts are generally rather small (< 220 m) and the extension in striking direction is usually less than 15 km, but one overthrust may substitute another in striking direction.

Overthrust planes are generally dipping to the southeast, thus emphasizing the general vergency of the folds to the northwest. Antithetic overthrusting predominates the synthetic. This is in contrast to the Ruhr coal district proper where mainly synthetic overthrusting prevails.

The interpretation of the cross-sections and the longitudinal sections provides a subdivision of the folded Carboniferous strata into three deformation types (structural stockwerks). The uppermost stockwerk which is characterized by flatlying strata within widely spaced folds and the absence of overthrusts is found only in the central parts of the Lippe synclinorium and the Schermbeck syncline. The intermediate stockwerk which is marked by narrow folds and extensive overthrusting is represented in the major part of the northern area, while the intensely folded anticlinoria and synclinoria with only minor overthrusts of the south have to be appointed to the lowermost stockwerk.

These deformation types are not isochronous within the Carboniferous strata since from east to west the limitations

Résumé: La région décrite dans le cadre de cet ouvrage comprend la partie occidentale (rive gauche du Rhin) du bassin houiller de Bas Rhin et de la Westphalie.

of the stockwerks are shifting into older strata, while simultaneously an ascent in direction to the Krefeld high is to be observed.

The Variscan fold structures of the Carboniferous basement are cut by perpendicularly striking gravity faults (normal faults) into fault blocks of varying extension.

While horsts usually lack minor faults the graben are com-monly disturbed by faults of different throw and changing direction of dip, sometimes forming a structural horst in the centre of the graben.

Real step faults and tilted fault blocks are found only scarcely as usually the fault blocks are disrupted by counter-dipping subsidiary faults.

Generally the normal faulting emphasizes the plunging of the fold axes in northeastern direction as the total of throws of normal faults with dip-slip to the east exceeds that of normal faults to the west. This tendency appears to be more pronounced within synclinoria, a fact which is at present not well understood.

With regard to the number of gravity faults as well as to the total of throws a distinct progress to the north can be recog-nized which is associated with the decline in the degree of shortening by folding.

The interrelation between degree of shortening and scale of normal faulting indicates a post-Variscan age of the main gravity faulting, while the direction of normal faulting perpendicular to the fold axes suggests a design which is syngenetic with the folding

The investigations on the post-Carboniferous strata in the area studied indicate at least five periods of different activity as being accountable for the normal faulting in the here described part of the Lower Rhine basin.

The oldest period of activity can be determined for pre-Zechstein times. This period in which the general fault pattern was created is coinciding with the final phase of folding. Stratigraphical throws are small and are generally within the range of tens of meters.

A second period of activity occurred during Middle Zechstein, producing throws of up to 250 m. In the northeastern part of the area the subsidence rates of the downthrown fault blocks have been compensated by an increase of salt deposition. Thus, the larger salt thicknesses overlying sunken blocks are considered as being original. These movements are proven at the Kamp graben and the Heideck graben.

The most important tectonical movements are those of the old-Kimmerian phase with their main activity taking place during the Keuper. In the area studied it is the main period of gravity faulting as it is recognized with all normal faults and the throws generated by these activities are rather large (up to 300 m and more).

The following Laramide phase in Late Cretaceous times led to partially significant upthrusting of the previously downthrown fault blocks. Thus, at the Schweigern fault 14-38% and at the Eversael fault up to 64% of the old-Kimmerian downthrows have been adjusted.

The latest tectonic activities within the area studied can be timed for the post-Oligocene. These movements are found only with the major normal faults (i.e. Rheinpreussen fault, Alpen fault, Eversael fault). Stratigraphic throws of this period are rather small and do not exceed several tens of meters.

#### [Tectonique profonde de la partie occidentale (rive gauche du Rhin) du bassin houiller du Bas Rhin et de la Westphalie]

Les couches rencontrées ici (Namurien C au Westphalien C) ont été plissées lors de la phase varisque en synclinaux et anticlinaux (= Hauptmulden et Hauptsättel).

Les structures principales des plís peuvent être suivíes du Carbonifère de la Ruhr sur la rive droite du Rhin, jusque sur la rive gauche du Rhin où un relèvement très net des axes de plis vers le sud-ouest a été reconnu en direction de la culmination axiale de la voûte de Krefeld, qui est admise pour la région située au sud-ouest de la région étudiée.

Du sud au nord, sur la rive gauche du Rhin, les suivantes structures plissées de direction principale sud-ouest – nordest ont été ouvertes en partie à l'exploitation minière: l'anticlinal principal de Gelsenkirchen, le synclinal principal de l'Emscher, l'anticlinal principal du Vest, le synclinal principal de la Lippe, l'anticlinal principal de Dorsten, le synclinal de Schermbeck et l'anticlinal de Spellen. Le synclinal de Raesfeld et l'anticlinal de Kapellen sont seulement connus à partir des sondages et des études sismiques.

En ce qui concerne l'intensité des plissements, deux zones ont pu être clairement mises en évidence. La zone au sud de l'anticlinal principal du Vest est caractérisée par un taux de rétrécissement plus important (9%), provoqué principalement par des plissements plus intenses, alors que des chevauchements sont quasi inexistants. La zone contigue au nord se caractérise par un rétrécissement plus faible des couches (taux de rétrécissement moyen: 4%) qui est dû à des chevauchements. Le plissement lui-même est de large amplitude et les couches sont en majeure partie horizontales.

De surcroît on peut reconnaître, pour l'ensemble de la région considérée, une réduction du taux de rétrécissement du nord-est au sud-ouest en se rapprochant de la voûte de Krefeld.

En relation, il y a lieu de remarquer que beaucoup de plis spéciaux s'écartent du bassin de la Ruhr proprement dit (synclinal de l'Emscher et anticlinal de Gladbeck), ou perdent de leurs importances (anticlinal et synclinal de Moers) de sorte que les synclinaux et anticlinaux fortement marqués dans le bassin de la Ruhr se perdent en direction du sudouest.

Le nombre des chevauchements recontrés est faible. Ils se trouvent presque tous dans les structures à grand rayon de courbure peu maruqèes de la zone nord. L'importance des rejets est en général assez faible (< 220 m). L'extension latérale est le plus souvent de l'ordre de 15 km, mais on constate que les divers chevauchements se relaîent dans la direction.

La presque totalité de ces derniers présentent un déversement vers le nord et induisent ainsi le déversement général de la structure de la montagne vers le nord.

Contrairement au bassin de la Ruhr proprement dit, où les chevauchements synthétiques prédominent, on constate sur la rive gauche du Rhin une légère prépondérance des chevauchements antithétiques.

En ce qui concerne la déformation on peut distinguer, tout comme dans le reste du bassin de la Ruhr, trois zones de profondeur (stockwerks). Le stockwerk supérieur se caractérise par des couches horizontales avec peu de chevauchements. Il se rencontre dans la partie centrale du synclinal principal de la Lippe et du synclinal de Schermbeck. Le stockwerk médian est caractérisé par des plis serrés, souvent chevauchants, et occupe la plus grande partie du domaine nord, tandis que le domaine sud, à plissements intenses, comporte seulement des chevauchements insignifiants, qui doivent être attribués au stockwerk inférieur.

Les types de déformation sont diachrones dans les couches du Carbonifère, les limites se déplaçant d'est à l'ouest chaque fois vers les couches les plus anciennes.

# 2.1. Allgemeines

#### 2.1.1. Lage des Arbeitsgebietes

Das hier untersuchte Gebiet umfaßt im wesentlichen den Raum, der von den Blattgebieten 4404 Issum, 4405 Rheinberg, 4406 Dinslaken, 4504 Kerken (Nieukerk), 4505 Moers und 4506 Duisburg der Topographischen Karte 1:25000 überdeckt wird. Nach Norden beziehungsweise Nordosten greift das Gebiet noch randlich auf die angrenzenden BlattLe Carbonifère à plissement varisque est subdivisé, par des failles transversales d'extensions et de rejets variés, en grabens, horsts et en blocs faillés à gradins, qui se présentent en direction sud-est – nord-ouest.

Alors que les horsts présentent relativement peu de failles secondaires, les grabens sont segmentés par de nombreuses failles de moindre importance. Ce qui est remarquable ici, est la tendance à la formation de horsts médians. Les blocs à gradins sont rares, souvent des failles contraires s'y trouvent.

Les failles transversales sont généralement disposées en gradins, suivant le relévement des axes, et favorisent ainsi la remontée des couches du nord-est au sud-ouest en direction du haut axial de la voûte de Krefeld.

Le nombre des décrochements ainsi que l'importance des rejets va nettement en augmentant du sud vers le nord. Ici on a pu mettre en évidence une dépendance directe réciproque entre le taux de rétrécissement (orthogonale du massif) et le nombre de décrochements d'une part, ainsi que de la somme de la heuteur des rejets d'autre part.

Cette relation, entre le taux de rétrécissement et l'importance de la tectonique à failles, ainsi que la continuation ininterrompue des failles, à travers les diverses structures plissées, permet de conclure à une formation, en majeure partie postvarisque, des failles transversales, tandis que la direction des failles indique une mise en place en relation avec les plissements.

L'activité tectonique au niveau des failles transversales observées, dans la région étudiée, c.a.d. sur la rive gauche du Bas-Rhin, peut, d'aprés les études menées sur la couverture, être rapportée à cinq phases de mouvements. Celles-ci sont d'intensitées diverses, et apparemment tous les décrochements n'ont pas été réactivés en même temps. De même il apparaît que tous les mouvements affectants les differénts décrochements n'ont pas eu lieu pendant la même période.

Les mouvements les plus anciens peuvent être rapportés à l'époque précédant les dépôts du Zechstein. Il s'agit ici de la mise en place des décrochements dans la phase finale de plissement. Les rejets sont peu importants, le plus souvent de l'ordre de grandeur du décamètre.

Au Zechstein moyen, a eu lieu une deuxième phase de tectonique cassante, présentant des rejets variés, atteignant 250 m, et qui ont été compensés par des épaisseurs différentes de sel lors de sa sédimentation. Les épaisseurs de sel les plus importantes, au-dessus des blocs profonds, sont considérées de ce fait, comme primaires. Ces mouvements ont pu être prouvé dans les grabens de Kamp et de Heideck.

La phase de mouvement la plus importante est celle du Cimmérienne ancienne, qui s'est opérée environ au Keuper. Elle est responsable des rejets principaux de la plupart des failles. Les rejets des failles normales peuvent atteindre 300 m et plus.

La phase laramique peut être limitée à l'époque comprise entre le Santonnien et le Maastrichtien, a conduite à des mouvements d'inversion ("rétro-failles") en partie importants des failles. Ainsi, sur la faille de Schwelgern 14 – 38 % et sur la faille d'Eversael jusqu'à 64 % des rejets occasionnés par les mouvements cimmériens anciens ont été compensés par ces "rétro-failles".

Les mouvements les plus récents que l'on a pu mettre en évidence, ont pris place après l'Oligocène supérieur. Ils peuvent être seulement repérés sur les décrochements les plus importants (failles de Rheinpreussen, d'Alpen, d'Eversael). La hauteur des rejets, de cette phase de failles normales, est faible; il s'agît de quelques décamètres au maximum.

gebiete 4305 Wesel, 4306 Hünxe (Drevenack) und im Süden auf das Blattgebiet 4605 Krefeld über.

Es handelt sich hauptsächlich um den linksrheinischen Bereich der Bergbau AG Niederrhein der Ruhrkohle AG mit den Bergwerken Friedrich Heinrich, Niederberg, Walsum und dem Verbundbergwerk Rheinland, in dem die drei Schachtanlagen Rheinpreussen, Pattberg und Rossenray vereinigt sind (s. Abb. 66).


Abb. 66 Lage des Untersuchungsgebietes

Fig. 66 Location map of the studied area

Im Süden wurden außerdem die stillgelegten Bereiche des Bergwerks Mevissen mit den Feldern Heinrich Schlattmann, Tellus I, Fritz und Wilhelmine Mevissen einbezogen.

Östlich des Rheins wurden die Felder der stillgelegten Bergwerke Friedrich Thyssen 2/5, Friedrich Thyssen 4/8 (in Abb. 66 zusammengefaßt in Friedrich Thyssen), Beeckerwerth und Westende sowie die südlich daran anschließenden, stillgelegten und nicht zur Ruhrkohle AG gehörenden Schachtanlagen Diergardt, Diergardt II, Konsolidierte Medio Rhein und Neu-Duisburg für die Auswertung herangezogen (s. Abb. 66).

Die Untersuchungen wurden überdies nach Norden und Nordwesten über den Bereich des aktiven Bergbaus hinaus in die Explorations- und Reservegebiete fortgesetzt, wo die Ergebnisse der jüngeren Explorationstätigkeit der Ruhrkohle AG eine geologische und tektonische Bearbeitung ermöglichten. Dies trifft zu für die Steinkohlenfelder Niederrhein, Niederrhein 11, 102, 103 und 106 im Westen und Nordwesten sowie für den Bereich der Friedrichsfelder der Thyssen Vermögensverwaltung GmbH im Norden des Bergwerks Walsum.

Geologisch wird der bearbeitete Raum im Süden vom Alstadener Sattel, im Norden von der Raesfelder Mulde beziehungsweise dem Spellener Sattel begrenzt.

Die westliche Begrenzung bildet der Gelderner Sprung beziehungsweise der Hülser Sprung, während im Osten die Untersuchungen bis zum Dinslakener Graben erfolgten (s. Taf. 14). Dort grenzt das hier untersuchte Gebiet unmittelbar an das von BORNEMANN (1980) tiefentektonisch bearbeitete Gebiet im Bereich der Lippe-Hauptmulde an.

#### 2.1.2. Unterlagen

Für die Untersuchungen wurden die von den Markscheidereien der zuvor genannten Bergwerke zur Verfügung gestellten Unterlagen wie Flözrisse, Sohlengrundrisse, Längs- und Querschnitte sowie sonstige Spezialdarstellungen ausgewertet.

Zusätzlich wurden sämtliche Bohrunterlagen in die Untersuchungen mit einbezogen.

Die Einstufung der zahlreichen, in den Jahren 1870–1910 abgeteuften Mutungsbohrungen durch Vergleich mit neueren Bohrungen war in vielen Fällen schwierig, wenn nicht unmöglich, da die Bohrungen zumeist nur wenige Meter bis wenige Zehner Meter in die Karbon-Schichten eindrangen. Auch die Deckgebirgsstratigraphie dieser Bohrungen war eigentlich nur im Vergleich mit benachbarten modernen Bohrungen zu verwenden.

Seit 1970, verstärkt aber seit 1976, werden von der Bergbau AG Niederrhein Tiefbohrungen vor allem in den Reservefeldern und in der Explorationszone niedergebracht. So konnten 115 dieser Bohrungen für die Untersuchungen herangezogen werden.

Durch die umfassenden geophysikalischen Bohrlochmessungen, die detaillierte stratigraphische und tektonische Kernaufnahme durch das Institut für Angewandte Geologie der Westfälischen Berggewerkschaftskasse (WBK) in Bochum und durch Mitarbeiter des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen in Krefeld dienen diese Tiefbohrungen, die meist bis etwa 1 500 m Tiefe niedergebracht wurden, als wichtiges Hilfsmittel bei der regionalgeologischen Auswertung.

In der Explorationszone (und auch vereinzelt im Abbaubereich) ließ die Bergbau AG Niederrhein in den letzten Jahren durch die PRAKLA-SEISMOS GmbH, Hannover, ausgedehnte reflexionsseismische Untersuchungen durchführen. Diese können unterschieden werden in Linienseismik (2D-Seismik) für die seismische Übersichtsvermessung und Flächenseismik (3D-Seismik) für die Detailerkundung in Bereichen besonderen bergbaulichen Interesses.

Die folgenden seismischen Untersuchungen wurden für die hier vorliegende Arbeit ausgewertet: BAN Niederrhein 1971 (2D), Rheinberg 1974 (2D), Walsum 1976 (2D), Niederberg 1977 (2D), Rheurdt 1979 (3D), Saalhoff 1979 (3D), Alpsray 1979 (3D), Oermten 1981 (2D), Rheinberg 1981 (2D), Rheinberg 1981 (3D), Niederwald 1981 (2D), Issum 1981 (2D), Spellen 1982 (2D).

Die Methodik der Auswertung seismischer Profile aus dem Karbon wurde detailliert von BORNEMANN & JUCH (1979) dargestellt und soll an dieser Stelle nicht näher erläutert werden. Auf die Problematik der seismischen Erkundung zyklisch geschichteter Steinkohlenlagerstätten weisen AR-NETZL & KLESSA & RAU (1982) hin, die gleichzeitig anhand von Fallbeispielen aus dem linksniederrheinischen Steinkohlengebiet Interpretationshilfen für die Auswertung seismischer Profile geben.

Von den 3D-Seismiken Ankerweide 1979, Strommörs 1979, Budberg 1979 und Budberg 1980 lagen zum Zeitpunkt der Auswertung lediglich zeitmigrierte Schnitte vor. Für diesen Bereich konnte jedoch auf Vorauswertungen zurückgegriffen werden, die von der Bergbau AG Niederrhein zur Verfügung gestellt wurden (Bearbeiter: Dipl.-Ing. M. KLESSA).

Zusätzlich konnten die Untersuchungen zur Stratigraphie und Tektonik der Schermbecker Mulde von WALTER (1983) mit einbezogen werden, dessen umfangreiche Darstellungen zum Teil auf den vorläufigen Auswertungen von seismischen Untersuchungen beruhen, die in Zusammenarbeit mit der Abteilung T 5.1 der Bergbau AG Niederrhein durchgeführt worden waren (WALTER 1983: 8).

# 2.1.3. Methodik

Die Methodik der tiefentektonischen Bearbeitung wurde von DROZDZEWSKI (1980 a) ausführlich beschrieben, so daß hier auf eine detaillierte Darstellung verzichtet werden kann. Es soll nur darauf hingewiesen werden, daß im Bereich des linken Niederrheins die Sprungtektonik stark ausgeprägt ist, so daß es nahe lag, die Besonderheiten der Quertektonik und ihre Veränderungen anhand einer Längsschnittserie darzustellen. Die Lage der Längsschnitte wurde so gewählt, daß möglichst keine Faltenstrukturen überquert wurden. Wo dies nicht zu vermeiden war, wurde die Schnittlinie versetzt und die Höhenunterschiede zwischen den einzelnen Flözen ausgeglichen, so daß die NN-Linien und die Karbon-Oberfläche versetzt erscheinen. Dieser Weg erschien notwendig, damit keine komplizierten Konstruktionen entstanden, die die Deutung der dargestellten Strukturen erschweren würden (z. B. Schichteneinfallen, Schollenverkippungen).

Die Lage und der Verlauf der Längs- und Querschnitte ist der tektonischen Karte im Maßstab 1:50000 zu entnehmen (Taf. 14). In dieser Karte sind die tektonischen Strukturen, wie Faltenachsen, Überschiebungen, Abschiebungen und Blattverschiebungen, an der Karbon-Oberfläche wiedergegeben. Außerdem sind die stratigraphischen Einheiten des Oberkarbons an der Karbon-Oberfläche, die Tiefenlinien der Karbon-Oberfläche, alle Bohrungen und Schächte (Stand: Sept. 1984) sowie die Grenzen der einzelnen Bergwerksdirektionen der Bergbau AG Niederrhein eingetragen.

Als Neuerung in der tiefentektonischen Bearbeitung und Darstellung des Gebietes ist die Einbeziehung des Deckgebirges und seiner Tektonik anzusehen. Durch die Darstellung der Deckgebirgsschichten in den Schnitten soll nicht nur die Verbreitung und Mächtigkeit der einzelnen Formationen dargestellt werden. Zusätzlich sollte auch die Altersfrage der Sprungtektonik durch den besonders günstigen Umstand geklärt werden, daß in dem Gebiet die Formationen Perm, Trias, Kreide, Tertiär und Quartär auftreten und zum Teil in großen Mächtigkeiten vorliegen.

Für die Deckgebirgsbearbeitung wurden die stratigraphischen Deckgebirgsprofile verwendet, die vom Institut für Angewandte Geologie der Westfälichen Berggewerkschaftskasse, Bochum, im Auftrag der Ruhrkohle AG für jede der modernen Tiefbohrungen erstellt werden (Bearbeiter: Dipl.-Geol. W. MÜLLER, Dr. C. FRIEG).

Zur Vervollständigung und zur Verdichtung des Rasters wurden außerdem die Deckgebirgsprofile der zahlreichen Mutungsbohrungen sowie der älteren Tiefbohrungen und der Schachtschnitte herangezogen.

Nicht zuletzt aber ermöglichte die Deckgebirgsauswertung der seismischen Linien – in Verbindung mit den stratigraphischen Bohrprofilen – eine genaue Abgrenzung der Deckgebirgseinheiten und deren tektonischer Strukturen sowohl in lateraler als auch in vertikaler Erstreckung.

Da sich im untersuchten Gebiet der südwestliche Rand der Zechstein-Salzverbreitung am Niederrhein befindet, wurde eine Karte der Verbreitung und Mächtigkeit des Werra-Salzes erstellt, um die Beziehungen zwischen Tektonik und Salzverbreitung sowie Salzmächtigkeit deutlich darzustellen (s. Taf. 20).

# 2.1.4. Vorausgegangene Arbeiten

Der linksrheinische Anteil des Karbons wird in vielen Arbeiten, die sich mit dem Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebiet befassen, mitbehandelt, wenn auch oft nur randlich (s. KUKUK 1938, HAHNE & SCHMIDT 1982). Im folgenden soll nun eine kurze Zusammenstellung der wichtigsten Arbeiten gebracht werden, die sich ausschließlich mit geologischen oder tektonischen Fragestellungen im untersuchten Gebiet befassen.

Einen sehr guten Überblick über die früher veröffentlichten Karten der Geologie des Untergrundes im linken Niederrheingebiet gibt HOYER (1962), der in seiner Arbeit eine Abgedeckte Karte des Steinkohlengebirges am linken Niederrhein im Maßstab 1 : 100 000 anhand von Grubenaufschlüssen, Bohrungen und seismischen Untersuchungsergebnissen vorstellt. Diese Karte stellt die Karbon-Oberfläche vom Grenzland-Sprung im Westen bis zum Dinslakener Graben im Osten dar. Aufgrund seiner stratigraphischen Einstufung der Mutungsbohrungen kann HOYER (1962) auch die Geologie der unverritzten Felder darstellen. Außerdem ist der Karte eine recht moderne Beschreibung und Deutung der Lagerungsverhältnisse des Oberkarbons am linken Niederrhein beigefügt.

Spätere Arbeiten beschränken sich auf regional begrenzte Räume oder behandeln Spezialprobleme. So befassen sich NIEMOLLER & STADLER (1962) sowie NIEMOLLER & STADLER & TEICHMÜLLER (1973) mit den basischen Intrusivgängen, die im Bereich des Bergwerks Friedrich Heinrich im Zusammenhang mit dem Sonsbeck-Kamper Sprung aufgedrungen sind. BREER (1975) gibt Hinweise zum tektonischen Bau der Lippe-Mulde aufgrund der Auswertung von Photolineationen und Gefügetektonik. ARAUNER (1977) untersucht die Störungs- und Klufttektonik im Bereich der Lippe-Mulde im Heidecker Graben und in der Rheinkamper Scholle. AHMED (1980) analysiert im Bereich der Bergbau AG Niederrhein die postkarbonische Bewegungsgeschichte durch Auswertung von Bohrungen und geophysikalischen Daten. BURK-HARDT & POLYSOS (1981) werten Photolineationen des Ruhrgebietes und der Niederrheinischen Bucht aus und bringen sie in Zusammenhang mit den tektonischen Richtungen, die aus dem Karbon bekannt sind. Schließlich führt WALTER (1983) detaillierte Untersuchungen in der Schermbecker Mulde durch, in deren Rahmen er umfangreiche Darstellungen zur Tektonik und Stratigraphie anfertigt.

Eine aktuelle Darstellung über die tektonischen Verhältnisse am linken Niederrhein findet sich in der 1982 vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen herausgegebenen Geologischen Karte des Ruhrkarbons 1:100 000, dargestellt an der Karbon-Oberfläche. In diese Karte flossen auch schon einige Ergebnisse der hier beschriebenen Untersuchungen ein.

Während der tiefentektonischen Bearbeitung des linken Niederrheingebietes wurden im Rahmen des Untersuchungsvorhabens "Kohlenvorratsberechnung" beim Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen auch im genannten Raum lagerstättenkundliche Untersuchungen durchgeführt (Bearbeiter: Dipl.-Geol. M. HOFFMANN, Dipl.-Geol. B. KREGE, Dr. N. POLYSOS und Dr. M. ZIRNGAST). Hierbei ergaben sich in zahlreichen Diskussionen auch wertvolle Hinweise und Anregungen für die vorliegende Arbeit.

# 2.2. Beschreibung des tektonischen Baus

# 2.2.1. Falten

Die Korrelierung der tektonischen Strukturen am Niederrhein mit den bekannten Strukturen des Ruhrgebietes geht von dem gut beschriebenen und gedeuteten Oberkarbon östlich des Rheins aus (BORNEMANN 1980). Aus diesem Grund erscheint es zweckmäßig, die Beschreibung der einzelnen Faltenstrukturen mit ihren Veränderungen von Osten nach Westen durchzuführen.

Die Beschreibung der einzelnen Faltenelemente erfolgt von Süden nach Norden, wobei innerhalb der einzelnen Strukturen im Osten begonnen wird. Wenn bei der Beschreibung Bezug auf Bruchstrukturen (z. B. "Auslaufen an Sprüngen") genommen wird, so dient dies lediglich zur Ortsbeschreibung und ist nicht genetisch zu verstehen.

Die Namen der Falten werden bei ihrer ersten Erwähnung gesperrt gedruckt, neu eingeführte Namen werden in Anführungszeichen gesetzt. Bei der Beschreibung wird Bezug genommen auf die Querschnitte der Tafeln 15, 16 und 17. Die Profillinien sind der Tafel 14 zu entnehmen.

# 2.2.1.1. Gelsenkirchener Hauptsattel

Der Gelsenkirchener Hauptsattel (Abb. 67) bildet den stark gefalteten Bereich am Südrand des untersuchten Gebietes. Dabei sind nur seine nördlichen Faltenelemente aufgeschlossen, während der stärker gefaltete Zentralbereich des Hauptsattels, wie er aus der Gegend von Essen und Mülheim

## 2.1.5. Zur Stratigraphie der Karbon-Schichten

Die richtige stratigraphische Zuordnung der Flöze ist eine wichtige Voraussetzung für die Bearbeitung der Tektonik. In dem hier beschriebenen Gebiet, in dem das Karbon von den Wittener bis zu den Dorstener Schichten bergmännisch erschlossen ist, konnte zurückgegriffen werden auf die stratigraphischen Einstufungen, die von den Markscheidereien der Zechen beziehungsweise bei Bohrungen durch die Bohrungsbearbeiter von der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, Bochum (Dr. H. FIEBIG), und dem Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld (Dr. M. ZELLER, Dr. B. PIEPER), durchgeführt wurden.

Bei den Zechenunterlagen wurden die Zechenbezeichnungen der Flöze mit der Einheitsbezeichnung nach FIEBIG (1954, 1957, 1960, 1961) gleichgestellt. Zur Parallelisierung der Bochumer Schichten wurden zudem die Ergebnisse von BACHMANN (1967), für die tieferen Essener Schichten die Untersuchungen von BACHMANN & ENGELS (1962) herangezogen, während zusätzlich noch für die Horster Schichten die Parallelisierung von PIEPER (1977) und für die Dorstener Schichten die von RABITZ (1977) verwendet wurden.

Größere Probleme bei der stratigraphischen Zuordnung bereiteten die vielen Mutungsbohrungen, da diese meist nur wenige Meter bis wenige Zehner Meter in das flözführende Karbon gestoßen worden waren und da oft die Beschreibung der einzelnen Schichten sehr ungenau ist. Hier konnte auf Vorarbeiten von HOYER (1962) zurückgegriffen werden, der im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes schon 16 Bohrungen stratigraphisch zugeordnet hatte. Die tektonische Bearbeitung machte für einige Bereiche, besonders im unverritzten Teil, die stratigraphische Zuordnung von weiteren Mutungsbohrungen notwendig. So wurden durch den Vergleich mit modernen Aufschlußbohrungen mehr als 40 der Mutungsbohrungen soweit stratigraphisch eingeordnet, daß sie für die Bearbeitung der Tektonik herangezogen werden konnten. In diesem Zusammenhang sei auch Herrn Dipl.-Ing. M. KLESSA von der Bergbau AG Niederrhein für Hinweise und Diskussionen gedankt.

beschrieben wurde (DROZDZEWSKI 1980 b), weiter im Süden des untersuchten Gebietes zu suchen ist.

Als dominierendes Element liegt hier der Alstadener Sattel vor, der insgesamt gut aufgeschlossen ist. Der Sattel liegt im östlichsten Bereich im Aufschluß der Zeche Neu-Duisburg (Taf. 16: Schnitte 12–11) als breitgewölbter, tonnenförmiger Sattel vor. Nach Südwesten zu bildet sich dann eine kofferförmige Gestalt heraus (Taf. 16: Schnitt 9), die in einen Spitzsattel übergeht (Taf. 16: Schnitt 8). Dieser Spitzsattel kann bis an den Kamper Graben (Baufeld Fritz) verfolgt werden. Im Graben selbst ist der Alstadener Sattel als Monokline aufgeschlossen (Taf. 17: Schnitte 20–17).

In den westlich des Kamper Grabens gelegenen Aufschlüssen in den Feldern Tellus I und Heinrich Schlattmann ist nur noch die Nordflanke des Sattels aufgeschlossen; über die Ausbildung und Struktur des Sattelkerns können keine Aussagen gemacht werden (Taf. 17: Schnitte 16–13).

Südlich des Alstadener Sattels findet sich die Alstadener Mulde, die im östlichsten Aufschluß (Taf. 16: Schnitt 10; Taf. 17: Schnitt 30) der Zeche Niederberg von einfacher konkaver Form ist, sich nach Westen zu unter Hinzukommen von Spezialsätteln verbreitert (Taf. 16: Schnitte 9–7; Taf. 17: Schnitte 29–27) und sich so zu einer "Nördlichen Alstadener Mulde" und einer "Südlichen Alstadener Mulde" entwickelt, welche von einem mehr oder weniger ausgeprägten Sattel, dem "Hochemmericher Sattel", getrennt werden. Dieser Sattel liegt im Sarnsbank-Bereich als flache Aufwölbung vor, während er in Flöz Finefrau als Spitzsattel ausgebildet ist.

Im gleichen Bereich kann an der Südflanke der Südlichen Alstadener Mulde eine weitere Spezialfalte beobachtet werden.

Die hier beschriebenen Strukturen sind deutlich ausgeprägt im Niveau von Flöz Finefrau; zur Teufe hin deutet sich eine Verflachung der Strukturen an, so daß östlich des Bergheimer Sprungs, wo tiefere Schichten zu erwarten sind, die Mulde wohl als breite Trogmulde ausgebildet sein dürfte. Diese Trogmulde geht schon unmittelbar östlich des Berg-



heimer Sprungs in eine Spitzmulde mit flacher Süd- und steiler Nordflanke über, indem die südliche Trogschulter herausgehoben wird (Taf. 17: Schnitte 24-23).

Westlich des Bergheimer Sprungs liegt die Alstadener Mulde als Spitzmulde mit wenig geneigter Süd- und steiler Nordflanke vor (Taf. 16: Schnitt 6; Taf. 17: Schnitte 22-21).

Im Kamper Graben verflacht die Mulde dann deutlich (Taf. 17: Schnitte 20 – 18). Die Ausbildung der Mulde westlich des Saalhoff – Lintforter Sprungs ist nicht bekannt, möglicherweise laufen Alstadener Sattel und Alstadener Mulde komplett aus. Hinweise finden sich in Tafel 17: Schnitte 20 - 17.



- Abb. 67 Entwicklung des Gelsenkirchener Hauptsattels und der Emscher-Hauptmulde im aufgeschlossenen Bereich im Süden des Untersuchungsgebietes, schematisch dargestellt in Schnitten mit den Flözen Finefrau und Girondelle 5. Die rechte Zeichnung schließt links unten an.
- Fig. 67 Development of Gelsenkirchen anticlinorium and Emscher synclinorium in the mined zone at the southeastern part of the studied area. Shown are coal seams Finefrau and Girondelle 5 (Wittener Schichten, Westphalian A). Top of right side continues bottom of left side.

Bei dem im Baufeld Heinrich Schlattmann der Schachtanlage Rumeln angefahrenen Sattel handelt es sich sicher nicht um den Alstadener Sattel, sondern um einen neu einsetzenden Sattel, der sich aus der Umbiegungsachse an der Südflanke der Westender Mulde entwickelt (Taf. 15: Schnitte 4-1; Taf. 17: Schnitte 16-13; Abb. 67; siehe auch Kap. 2.2.1.2.).

Die südlich anschließend zu erwartenden Strukturen sind im Untersuchungsgebiet bergmännisch nicht aufgeschlossen. Da jedoch die Alstadener Mulde im Bereich der Schachtanlage Diergardt mit sehr steilstehender Südflanke (Einfallen bis 67°) angetroffen wurde, kann daraus geschlossen werden, daß sich der Roland-Sattel unmittelbar anschließt (Taf. 16: Schnitt 8; Taf. 17: Schnitte 28-24).

## 2.2.1.2. Emscher-Hauptmulde

Die Emscher-Hauptmulde ist im untersuchten Gebiet am linken Niederrhein insgesamt nur schwach ausgeprägt. Ihre Spezialmulden sind nicht sehr tiefgängig, so daß sie wie eine spezialgefaltete Flanke zwischen dem strukturell höher gelegenen Gelsenkirchener Hauptsattel und dem tieferliegenden Vestischen Hauptsattel erscheint.

Von Süden nach Norden setzt sich die Emscher-Hauptmulde zusammen aus der Westender Mulde, dem Westender Sattel und dem Muldentiefsten, der Emscher-Mulde. Während Westender Sattel und Westender Mulde durch den gesamten Untersuchungsbereich zu verfolgen sind, läuft die im Osten am tiefsten eingefaltete Emscher-Mulde nach Westen zum Holderberger Sprung hin aus. Da im Bereich des Kapellener Horstes zusammen mit der Emscher-Mulde auch das Höchste des Vestischen Hauptsattels, der Gladbecker Sattel, ausläuft, liegt die Emscher-Hauptmulde im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes zum Teil strukturell höher als der nördlich anschließende Vestische Hauptsattel.

Die Westender Mulde ist in den Schnitten 12-10 der Tafel 16 als flache, trogförmige Mulde ausgebildet, an die sich der nur undeutlich ausgeprägte Westender Sattel anschließt.

Nach Westen hin entwickeln sich dann aus den beiden Umbiegungsachsen der Trogmulde nach und nach tiefe Mulden, die hier als "Südliche Westender Mulde" und "Nördliche Westender Mulde" bezeichnet werden sollen. Der dazwischenliegende Sattel wird hier als "Oermter Sattel" angesprochen.

Die Südliche Westender Mulde entwickelt sich aus der Umbiegungsachse in eine zunächst flache (Taf. 16: Schnitt 8), nach Westen zu stärker eintiefende, konkave Mulde (Taf. 15: Schnitte 7 – 6). Im Kamper Graben liegt sie dann als flache Trogmulde vor, wobei an den Faltenumbiegungen zur Teufe hin Spezialmulden ausgebildet sind (Taf. 17: Schnitte 20 – 17).

Nach Westen, zum Saalhoff – Lintforter Sprung hin, verflacht die Mulde zusehends, westlich des Sprungs tieft sich aber zunächst die nördliche Umbiegungsachse erneut ein, um eine Spezialfalte zu bilden (Taf. 17: Schnitt 16). Im weiteren Verlauf nach Westen vertieft sich auch die südliche Umbiegungsachse, während sich gleichzeitig aus der Monokline zwischen den beiden Mulden ein Spitzsattel entwickelt, der nach Westen stark an Bedeutung gewinnt (Taf. 17: Schnitte 15 – 13). Dieser Sattel, hier "Traarer Sattel" genannt, ist demnach nicht identisch mit dem Alstadener Sattel (s. auch Kap. 2.2.1.1.), sondern muß als Spezialsattel innerhalb der breit angelegten Westender Mulde angesehen werden. Damit löst er den etwas nördlich gelegenen, aber im Kapellener Horst auslaufenden Oermter Sattel ab (s. Taf. 14 u. Taf. 17: Schnitte 16 – 13).

Der Oermter Sattel entwickelt sich im Osten des Rheinpreussen-Sprungs (Taf. 16: Schnitt 9) aus einer Monokline in einen mäßig ausgeprägten, flachen Sattel, der westlich des Bergheimer Sprungs (im Grubenfeld Fritz) in einen Spitzsattel übergeht (Taf. 15: Schnitt 6). Im Kamper Graben nimmt die Bedeutung des Sattels von Osten nach Westen ab (Taf. 17: Schnitte 20-17). Dagegen ist der Sattel westlich des Kamper Grabens zunächst wieder stärker aufgefaltet, läuft aber dann auf dem Kapellener Horst nach Westen hin schnell aus (Taf. 17: Schnitte 16-15). Westlich des Nieder-rhein-Sprungs ist der Sattel ganz verschwunden (Taf. 17: Schnitte 14-13).

Die Nördliche Westender Mulde, die gleichfalls östlich des Rheinpreussen-Sprungs noch als Umbiegungsachse vorliegt, ist bereits unmittelbar westlich des Sprungs – im Gebiet der Schachtanlage Rheinpreussen – als vollausgebildete, konkave Mulde aufgeschlossen (Taf. 16: Schnitt 8). Aus dieser Rundmulde entwickelt sich nach Westen hin eine Spitzmulde, die gegen den Niederrhein-Sprung abgeschwächt wird (Taf. 15: Schnitte 7-4; Taf. 17: Schnitte 19-15).

Westlich des Niederrhein-Sprungs liegt die Westender Mulde wieder als vereinte flache, breitangelegte Trogmulde vor (Taf. 15: Schnitt 3; Taf. 17: Schnitte 14 – 13), die nach Westen leicht heraushebt und dabei weiter verflacht.

Der Westender Sattel, der im Bereich der Zeche Westende, also östlich des Thyssen-Westende-Sprungs, einsetzt, kann durch das gesamte Untersuchungsgebiet verfolgt werden, wenngleich seine Ausgestaltung recht unterschiedlich ist.

Im Osten, in den Schnitten 12–10 der Tafel 16, liegt er als undeutlich ausgeprägter, schräggestellter Koffersattel vor, wobei die südliche Schulter das Sattelhöchste anzeigt, während die nördliche Flanke in das Tiefste der Emscher-Mulde mündet.

In Annäherung an den Rheinpreussen-Sprung wölbt sich die vorherige Nordflanke zunehmend, so daß sie schließlich das Sattelhöchste bildet (Taf. 16: Schnitt 9). Dieser Trend setzt sich nach Westen fort, so daß im Bereich von Schacht 3 der Schachtanlage Rheinpreussen dann ein tonnenförmig ausgebildeter Sattel vorliegt (Taf. 16: Schnitt 8). Gegen Westen wird er wieder eingeengt, bis er östlich des Kamper Grabens schließlich einen Spitzsattel bildet (Taf. 16: Schnitt 7; Taf. 15: Schnitte 6–5).

Diese Form flacht im Bereich des Kapellener Horstes sehr schnell ab und geht in eine ruhigere konvexe Sattelstruktur über, die nach Westen hin zunehmend verflacht. Östlich des Traarer Sprungs liegt der Sattel schließlich als eine ganz flache, weitspannige Struktur vor (Taf. 15: Schnitte 4–1).

Bei der nördlich anschließenden Emscher-Mulde handelt es sich um den am tiefsten eingefalteten Bereich der Emscher-Hauptmulde.

Die Emscher-Mulde liegt im Grubenfeld Neumühl – östlich des untersuchten Bereichs – als Spitzmulde vor (BORNE-MANN 1980: Taf. 3, Schnitte 9 – 6). Im weiteren Verlauf nach Westen hin tieft sie sich weiter ein, wobei im Grubenfeld Friedrich Thyssen 4/8 die Einmuldung am stärksten ist (BORNEMANN 1980: Taf. 3, Schnitte 5 – 3). Auf ihrer gesamten Erstreckung weist die Emscher-Mulde außerdem eine deutliche Südostvergenz auf (BORNEMANN 1980: Taf. 3, Schnitte 9 – 1). Die gut ausgeprägte Spitzmulde mit ihrer Südostvergenz und ihrer intensiven Überschiebungstektonik setzt sich über den Rhein in das untersuchte Gebiet fort (Taf. 16: Schnitte 12 – 7), so daß es vertretbar ist, diese Struktur auch im linksrheinischen Gebiet als Emscher-Mulde zu bezeichnen.

Die Bezeichnung "Hülser Mulde", wie sie von FRICKE (1953) in der Geologischen Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1:10000, Blatt Kapellen, verwendet wurde, wird nicht beibehalten, da die Mulde sich nicht bis in die Gegend von Hüls (heute Krefeld-Hüls) fortsetzt, und damit die Bezeichnung irreführend wäre. Bei dem von HOYER (1962) in der Abgedeckten Karte des Steinkohlengebirges am linken Niederrhein 1:100000 bezeichneten "Hülser Sattel", der wohl unter der Gemarkung von Hüls verläuft, handelt es sich aber nach den hier vorliegenden Erkenntnissen um den Westender Sattel. Während die Emscher-Mulde östlich des Rönsbergshofer Sprungs also noch als eine einfache Spitzmulde vorliegt (Taf. 16: Schnitt 12), entwickelt sich unmittelbar westlich des Sprungs eine breite, in ihrem Kern spezialgefaltete Mulde, wobei die tiefste Mulde weiterhin Südostvergenz aufweist (Taf. 16: Schnitte 10 – 8). Nach Westen nimmt die Faltungsintensität ab, und die Mulde klingt im Kapellener Horst aus, wie auch der nördlich gelegene Gladbecker Sattel (Taf. 16: Schnitt 7; Taf. 15: Schnitt 6; siehe auch Kap. 2.2.1.3.).

#### 2.2.1.3. Vestischer Hauptsattel

Der Vestische Hauptsattel streicht über das gesamte Untersuchungsgebiet, wobei sich seine Breite von Ost nach West mehr als verdoppelt, während gleichzeitig die Faltungsintensität abnimmt (in Schnitt 12, Taf. 16, ist die Breite etwa 3 km, während sie in Schnitt 6, Taf. 15, etwa 8 km beträgt).

Im Osten bildet der Hauptsattel eine flach aufgewölbte, kofferförmige Struktur, die als südliche Begrenzung die oben beschriebene, spitz eingefaltete Emscher-Mulde hat. Die Nordflanke wird durch eine mehr oder weniger gut ausgebildete Monokline gebildet. Nach Westen verbreitert sich der Sattel durch Einbeziehung zusätzlicher Falten immer mehr, gleichzeitig geht seine kofferförmige Ausgestaltung verloren.

Schnitt 6 der Tafel 15 zeigt den Hauptsattel in seiner größten Breite. Die südlichen Spezialfalten laufen unmittelbar östlich des Holderberger Sprungs aus, lediglich die nördlich gelegenen Faltenstrukturen von Moerser Mulde und Moerser Sattel setzen sich über den Sprung hin fort (Taf. 15: Schnitte 5-4). Weiter nach Westen entwickelt sich erneut ein schmaler Spezialsattel aus der Südflanke der Moerser Mulde heraus, dessen Bedeutung jedoch gering bleibt (Taf. 15: Schnitte 3-1).

Das südlichste Element des Vestischen Hauptsattels ist der unmittelbar nördlich der Emscher-Mulde gelegene Gladbecker Sattel. Die Bezeichnung Gladbecker Sattel wurde von BORNEMANN (1980) im östlich anschließenden Gebiet für diesen Sattel verwendet. Da der Sattel von dort gut nach Westen in das untersuchte Gebiet zu verfolgen ist, wird diese Bezeichnung hier beibehalten.

Im Osten kann der Gladbecker Sattel als Schultersattel des kofferförmigen Hauptsattels angesehen werden (Taf. 16: Schnitte 12-11). Dieser Schultersattel verbreitert sich und hebt in seinem Verlauf nach Westen heraus, um einen eigenständigen Koffersattel mit nordfallendem Top zu bilden (Taf. 16: Schnitt 10). Im Feld der Schachtanlage Rheinpreussen entwickelt sich aus dem Top - im Bereich der Bochumer Schichten - eine Spezialstruktur: Rheinpreussen-Sattel und Rheinpreussen-Mulde. Diese Spezialfalten in den höheren Schichten (über der Rheinpreussen-Überschiebung) klingen nach Westen hin wieder aus. Gleichzeitig wird der gesamte Gladbecker Sattel schmäler und läuft schließlich gegen den Holderberger Sprung aus. Hier ist besonders anzumerken, daß parallel dazu die südlich gelegene Emscher-Mulde an Bedeutung abnimmt und gemeinsam mit dem Gladbecker Sattel ausläuft.

Weiter westlich, jenseits des Niederrhein-Sprungs, erscheint dann auf der Südflanke der Moerser Mulde eine undeutliche Falte (Taf. 15: Schnitte 3-1). Diese Struktur setzt offenbar westlich des Niederrhein-Sprungs ein, wofür auch deren nach Westen zunehmende Faltung spricht.

Die nördlich an den Gladbecker Sattel anschließende Mulde wird östlich des Beeckerwerther Sprungs Thyssen-Mulde genannt (Taf. 16: Schnitte 12–11), da sie aus dem Bereich des Grubenfeldes Friedrich Thyssen bekannt ist (BOR-NEMANN 1980). Diese Mulde kann mit der am linken Niederrhein benannten Moerser Mulde verbunden werden.

Die Mulde liegt im Osten des Untersuchungsgebietes (westlich des Thyssen-Westende-Sprungs) als mäßig eingetiefte Spitzmulde vor (Taf. 16: Schnitt 12). Nach Westen schwächt sich die Einfaltung ab, gleichzeitig wird das Muldentiefste von der Rheinpreussen-Überschiebung überfahren (Taf. 16: Schnitt 11). Auf der Staffelscholle zwischen Beeckerwerther und Rheinpreussen-Sprung entwickelt sich die Mulde zu einer ganz flachen, schwach ausgebildeten Trogmulde, deren südliche Umbiegungsachse sich nach Westen zunehmend eintieft, um eine konkave Mulde zu bilden (Taf. 16: Schnitte 10-9). Westlich des Rheinpreussen-Sprungs liegt die Mulde dann zunächst als breite Trogmulde mit leicht gewölbtem Boden vor, aus welchem sich weiter im Westen ein Spezialsattel entwickelt, der als "südliche Kuppe" des Moerser Sattels bezeichnet wird (Taf. 16: Schnitte 8-7; Taf. 15: Schnitt 6).

Der Sattel trennt zwei Teilmulden, deren nördliche durchweg flachkonkav ausgebildet ist, wohingegen die südliche Mulde sich auf dem Rossenrayer Horst aus einer ähnlich konkaven Form in eine breite Trogmulde entwickelt. Diese Trogmulde endet im Kamper Graben. Jenseits des Holderberger Sprungs liegt dann nur noch eine, wahrscheinlich spitz eingefaltete Mulde vor (Taf. 15: Schnitt 5), die sich nach Westen verbreitert und gleichzeitig verflacht (Taf. 15: Schnitte 4–1).

Der unmittelbar nördlich anschließende Moerser Sattel, der östlich des Rheins auch Thyssen-Sattel genannt wird (BORNEMANN 1980), ändert im Bereich des Grubenfeldes Beeckerwerth auf kurze Entfernung seine Gestalt von einem gleichmäßig konvexen Sattel (Taf. 16: Schnitt 12) in einen undeutlichen Koffersattel (Taf. 16: Schnitt 11). Gegen den Beeckerwerther Sprung verliert er an Bedeutung und liegt schließlich nur noch schwach ausgebildet vor (Taf. 16: Schnitt 10). Weiter nach Westen wölbt er sich wieder auf, so daß er erneut als gut ausgebildeter Sattel vorliegt (Taf. 16: Schnitt 8).

Gegen Westen wird diese flachgewölbte Struktur mit gleichmäßig einfallenden Flanken zunächst immer breiter, um dann aber jenseits des Issum – Vluyner Sprungs durch Versteilen der Südflanke näher an die zugehörige Moerser Mulde zu rücken (Taf. 15: Schnitt 1).

# 2.2.1.4. Lippe-Hauptmulde

Der hier untersuchte und beschriebene Anteil der Lippe-Hauptmulde stellt den Südwestteil der großen, schüsselförmigen Trogmulde dar, die aus dem westlichen Ruhrgebiet gut bekannt und beschrieben ist (BORNEMANN 1980).

In ihrem Kernbereich schließt sie mit den Dorstener Schichten die jüngsten Schichten des Untersuchungsraums auf. Ihre Lage und Ausbildung ist sehr gut bekannt, da in ihrem Bereich durch die Bergwerke Walsum, Rheinland und Friedrich Heinrich abgebaut wird. Lediglich im Bereich der Rheinberger Staffel mußte bei den Untersuchungen auf die Unterlagen und Ergebnisse der dort in den vergangenen Jahren rege durchgeführten Explorationsmaßnahmen zurückgegriffen werden. Die große Anzahl von Explorationsbohrungen und das dichte Netz von seismischen Linien ermöglichte auch in dieser Scholle eine adäquate Analyse der tektonischen Strukturen.

Die Lippe-Hauptmulde ist durchgehend sehr flach ausgebildet; dadurch ist der Übergang in die benachbarten Strukturen fließend. Eine Abgrenzung nach Norden beziehungsweise Süden ist nur in einigen wenigen Fällen möglich, in denen Umbiegungsachsen vorliegen. Die flache Ausbildung macht auch eine genaue Festlegung der Muldenachse schwierig; für die tektonische Karte (Taf. 14) wurde deshalb der tiefste Punkt des obersten Flözes in Bezug zur NN-Linie genommen.

Generell taucht die Muldenachse nach Nordosten ab, wie aus dem Längsschnitt F (Taf. 18) zu ersehen ist, der im tiefsten Teil der Mulde angelegt ist. Schollenverkippungen kleineren Ausmaßes kommen an Querstörungen vor, doch wird immer ein flaches Axialgefälle nach Nordosten beibehalten. Ein Axialgefälle mit wechselnden Richtungen, wie es von BORNEMANN (1980: 178) für den östlich angrenzenden Raum beschrieben wurde, liegt hier nicht vor.

Die Lippe-Hauptmulde ist auf dem Walsumer Horst, im Osten des untersuchten Gebietes, als breite, leicht asymmetrische Trogmulde mit flacher Südflanke und etwas steilerer Nordflanke aufgeschlossen (Taf. 16: Schnitt 12). Diese Mulde verflacht dann in westlicher Richtung unter gleichzeitiger Verringerung der Muldenbreite (Taf. 16: Schnitt 11). Während die Mulde zunehmend flacher wird, bilden sich im Zentralbereich Spezialfalten von geringer Höhe aus (Taf. 16: Schnitte 10-8). Diese untergeordneten Falten sind aber schon östlich des Kamper Grabens nicht mehr zu erkennen (Taf. 15: Schnitt 6), und im Bereich der Lintforter Staffel liegt die Lippe-Hauptmulde dann als ganz flache Schüsselmulde vor (Taf. 15: Schnitte 5-4). Im Verlauf nach Westen wird sie dann eingeengt, so daß westlich des Issum-Vluyner Sprungs erneut Spezialfalten auftreten, deren Einengung nach Westen zuzunehmen scheint (Taf. 15: Schnitte 3-1).

## 2.2.1.5. Dorstener Hauptsattel

Der Dorstener Hauptsattel erstreckt sich über das ganze Untersuchungsgebiet, nimmt aber von Osten nach Westen an Bedeutung ab. Kurz vor dem Tönisberger Sprung ist er so undeutlich gestaltet, daß er gegen Westen wohl ganz auslaufen dürfte.

Aus dem Dinslakener Graben, der das untersuchte Gebiet im Nordosten abschließt, ist der Dorstener Hauptsattel als eine flache Aufwölbung bekannt (BORNEMANN 1980), deren Höchstes zwischen den Bohrungen Wefelnberg 1 und Wefelnberg 2 hindurchstreicht. Im Fortstreichen nach Westen kann das Sattelhöchste dann auf den Raum zwischen den Bohrungen Rotthauser Busch 1 und Heilkamp 1 eingeengt werden, während es unmittelbar östlich des Schwelgern-Sprungs im Norden der Bohrung Ahr 2 zu erwarten ist.

Der Sattel bleibt flach bis an den Schwelgern-Sprung, westlich davon versteilt sich dann die Südflanke des Sattels bei gleichzeitiger Herausbildung einer Umbiegungsachse, so daß der Sattel eine kofferartige Gestalt annimmt. Die nördliche Schulter des Koffersattels stellt aber weiterhin das Sattelhöchste dar (Taf. 16: Schnitt 12).

Im Fortstreichen nach Westen entwickelt sich aus der südlichen Umbiegungsachse ein selbständiger Sattel, und zwischen dem nördlichen und dem südlichen Sattel ist eine ganz flache Mulde gelagert. In diesem Bereich ist der Dorstener Hauptsattel am breitesten angelegt, der nördliche Teilsattel stellt auch hier noch das Höchste des Hauptsattels dar (Taf. 16: Schnitte 11 – 9). Im weiteren Verlauf nach Westen wird jedoch der südliche Sattel stärker herausgehoben und der nördliche verliert an Bedeutung, so daß schließlich im Bereich der Schachtanlage Rossenray der Dorstener Hauptsattel wieder als ein e einzige breite Aufwölbung vorliegt (Taf. 16: Schnitt 8).

Diese Aufwölbung wird nach Westen hin immer schmäler, gleichzeitig versteilt sich die Südflanke (Taf. 15: Schnitte 5-3). Jenseits des Issum – Vluyner Sprungs verliert der Dorstener Sattel sehr schnell an Bedeutung. Im Querschnitt 1 der Tafel 15 ist er zwar noch als Sattelstruktur zu erkennen, aber weniger stark herausgehoben als der nördlich gelegene Spellener Sattel oder der im Süden aufgeschlossene Moerser Sattel. Der Dorstener Sattel bildet hier mit den neu auftretenden Spezialfalten der Lippe-Mulde eine strukturelle Einheit (Taf. 15: Schnitte 2-1).

Über die Ausbildung des Dorstener Sattels westlich des Tönisberger Sprungs ist nichts bekannt, doch kann aus der regressiven Entwicklung des Sattels im Osten des Sprungs gefolgert werden, daß er mit nur geringer Amplitude weiterläuft, wahrscheinlich aber ganz ausläuft.

## 2.2.1.6. Schermbecker Mulde

Die Schermbecker Mulde bildet eine ganz flache Einmuldung zwischen dem Dorstener Hauptsattel im Süden und dem Spellener Sattel im Norden. Sie ist gut über den gesamten Bereich des linken Niederrheins zu verfolgen, obgleich die meisten bergbaulichen Aufschlüsse nur auf der Südflanke der Mulde liegen (Bergwerke Walsum, Rheinland und Friedrich Heinrich). Nur wenige Abbaue der Bergwerke Rheinland und Friedrich Heinrich liegen im Zentrum beziehungsweise auf der Nordflanke der Mulde. Die Auswertung der Explorationsunterlagen (Tiefbohrungen, 2D- und 3D-Seismiken) ermöglichte jedoch für den gesamten Untersuchungsbereich eine detaillierte Analyse des tektonischen Baus.

Über die Ausbildung wie über den Verlauf der Schermbecker Mulde östlich des bearbeiteten Raums liegen keine gesi-



Abb. 68 Ausbildung der Schermbecker Mulde im Dinslakener Graben. Im Deckgebirge ist deutlich die Auswirkung von Salzauslaugung auf den Deckgebirgsaufbau zu erkennen.

Fig. 68 Schermbeck syncline in the Dinslaken graben. Cover-rocks are affected by dissolution of Werra-1-salt.

cherten Erkenntnisse vor. Aufgrund neuerer Tiefbohrungen in den Planungsräumen der Zechen Walsum und Lohberg kann aber zumindest der Verlauf des Dorstener Hauptsattels und des Spellener Sattels recht gut eingeengt werden. Diese beiden Sattelstrukturen nähern sich einander in nordöstlicher Richtung, da die Schermbecker Mulde immer mehr heraushebt. Der Verlauf der Muldenachse kann im westlichen Dinslakener Graben lediglich durch einige Bohrungen (Beckacker 1, Voerde 1) festgelegt werden, und daraus ergibt sich, daß die Muldenachse gleichfalls spitzwinklig auf den Dorstener Hauptsattel zulaufen muß. In der Bohrung Heilkamp 1, auf dem Lackhausener Horst weiter im Osten, deuten gleichfalls Nord - Süd streichende Schichten mit Einfallen nach Westen auf eine Lage im flachliegenden Muldentiefsten hin. Da die in diesem Bereich durchgeführte Flächenseismik Winkelmannsbusch 1979 flachliegende Reflexionshorizonte zeigt, ist die Mulde in diesem Bereich möglicherweise nur noch als ganz flache Eindellung auf einer breiten und flach gewölbten Sattelstruktur vorhanden.

Im Dinslakener Graben, unmittelbar östlich des Schwelgern-Sprungs, ist die Schermbecker Mulde (in der Seismik Spellen 1982) als eine breite, schüsselförmige Mulde mit sanft geneigten Flanken ausgebildet (Abb. 68). Diese Form behält sie generell im Fortstreichen nach Südwesten bei, lediglich die Nordflanke versteilt sich nach Westen zunehmend im Anstieg zum kofferförmigen Spellener Sattel. Hier verschiebt sich auch das Muldentiefste nach Norden, wobei das flache Einfallen der Südflanke beibehalten wird.

Im äußersten Westen des Untersuchungsgebietes (westlich des Issum – Vluyner Sprungs) verliert die Mulde dann an Bedeutung, indem sie in ein Synklinorium einmündet, das gebildet wird von den Strukturen Lippe-Mulde, Dorstener Sattel und Schermbecker Mulde (Taf. 15: Schnitte 2–1).

Während die übrigen bisher beschriebenen Faltenelemente ein Achsenabtauchen nach Nordosten beziehungsweise Ostnordosten aufwiesen, läßt sich bei der schüsselförmig angelegten Schermbecker Mulde eine Achsendepression feststellen, die im Bereich des Walsumer Horstes etwa am Eversaeler Sprung liegt. Östlich des Sprungs fallen die Schichten nach Südwesten ein, westlich davon fallen sie nach Nordosten ein. Auffällig ist weiterhin, daß in der Umgebung der Achsendepression ein Umbiegen der Muldenachse aus der Ostnordost – Westsüdwest-Richtung in eine steilere Südwestrichtung erfolgt. Im Bereich des Heidecker Grabens schwenkt die Achse dann weiter in die Nordnordost – Südsüdwest-Richtung, so daß die Achse der Schermbecker Mulde im Streichen von Nordosten nach Südwesten einen bogenförmigen Verlauf erkennen läßt.

WALTER (1983) deutet an, daß möglicherweise von Nordosten nach Südwesten ein Versetzen der Muldenachse nach Süden in jeder tektonischen Großscholle erfolgt, womit der bogenförmige Verlauf der Muldenachse gut zu erklären wäre. Dieses Verspringen kann jedoch nicht generell bestätigt werden, lediglich im Bereich des Kamper Grabens und der anschließenden Lintforter Staffel gibt es Anzeichen dafür. Im übrigen scheint die Änderung im Streichen kontinuierlich zu erfolgen, genau wie bei den anderen Faltenstrukturen am linken Niederrhein.

# 2.2.1.7. Spellener Sattel

Beim Spellener Sattel handelt es sich um die nördlichste Faltenstruktur, die im untersuchten Gebiet bergmännisch aufgeschlossen ist.

Ausnahmsweise beginnt hier die Beschreibung der Struktur im Westen, da im Baufeld Humboldt 2 des Bergwerks Friedrich Heinrich der Spellener Sattel im Bereich des Issumer Horstes mehrfach durchfahren wurde und seine Lage und Ausbildung dort sehr gut bekannt sind. So liegt er dort als breiter Koffersattel mit relativ steiler Südflanke und leicht hochgezogener südlicher Schulter vor, während die Nordflanke ein nur ganz flaches Einfallen aufweist (Taf. 15: Schnitt 3). Die ungewöhnlich steile Südflanke des Spellener Sattels, die östlich und südlich des Schachtes Friedrich Heinrich 4 mit etwa 50° Einfallen angetroffen wurde, versteilt sich dann noch in ihrem Verlauf nach Südsüdwest. Auf der 600-m-Sohle 4WS4, etwa 1 km südwestlich des obengenannten Schachtes wurde im Flöz Girondelle 4 der flexurartige Südrand des Sattels mit einer 60 – 70° steilen, im Einfallen etwa 200 m langen Flanke aufgeschlossen.

Der Koffersattel kann gut nach Südsüdwesten verfolgt werden: So ist er noch deutlich zu erkennen in der Profilspur 46 der Linienseismik Oermten 1981, die in dem schmalen Graben westlich von Schacht Friedrich Heinrich 4 verläuft. In diesem Profil zeigt sich der Koffersattel insgesamt schmaler ausgebildet, wobei die kurze Südflanke noch relativ steil einzufallen scheint. Das Fehlen von erkennbaren Reflexionen gerade in diesem Bereich deutet auf ein Einfallen der Schichten von >40° hin (s. BORNEMANN & JUCH 1979). Diese Situation ist in den Schnitt 2 der Tafel 15 projiziert, der etwas weiter westlich verläuft. Die Seismik Oermten 1981 macht außerdem deutlich, daß sich das im Issumer Horst erkennbare sehr steile Südsüdwest – Nordnordost-Streichen des Spellener Sattels nach Westen fortsetzt.

Im westlichsten Querschnitt, der dicht am Tönisberger Sprung verläuft (Taf. 15: Schnitt 1), läßt sich die Lage des Sattels durch zwei Bohrungen relativ genau einengen. Die südliche Bohrung, Sevelener Heide 3, liegt mit einem Schichteneinfallen von ca. 22° auf der steilen Südflanke des Sattels, während die Bohrung Sevelener Heide 1 mit 10–18° Einfallen der Schichten auf der Nordflanke des Spellener Sattels abgeteuft wurde. Die in südsüdwestliche Richtung erfolgende Verschmälerung des Koffersattels bei gleichzeitiger Versteilung der Nordflanke setzt sich also fort. Zur Raesfelder Mulde hin verflachen die Schichten wieder; bereits in der Bohrung Sevelener Heide 4, die nur wenig weiter nördlich von der vorhergenannten Bohrung steht, wurde ein Einfallen von 5–7° erbohrt.

Östlich des Issumer Horstes, in der Lintforter Staffel und im Kamper Graben, ist zumindest die steile Südflanke durch Bohrungen nachgewiesen. Auf der Lintforter Staffel schneidet die Profilspur 51 der Linienseismik Issum 1981 den Spellener Sattel. Die Auswertung des Profils ist jedoch schwierig, da die vermutlich steile Südflanke des Sattels nicht zu erkennen ist und ein generelles Flachliegen der Schichten vorgetäuscht wird (s. Taf. 15: Schnitt 5). Anhand der Bohrungen Kamp VI und Leucht 2 konnte der Sattel jedoch recht gut projiziert werden.

Der Sattel zeigt sich hier als leicht nach Süden verkippter Koffersattel mit relativ steiler Südflanke und ganz flacher Nordflanke, dessen Oberseite aber deutlich eingedellt ist. Diese Eindellung deutete sich bereits auf dem Issumer Horst in Tafel 15: Schnitt 3 an, sie wird hier auf der Lintforter Staffel verstärkt, wobei gleichzeitig die nördliche Schulter stärker herausgeformt wird.

Im Fortstreichen nach Nordosten liegen keine weiteren Informationen mehr über die Ausbildung des Spellener Sattels vor, lediglich die Südflanke beziehungsweise die südliche Umbiegungsachse kann im Bereich des Kamper Grabens und auf dem östlich gelegenen Rossenrayer Horst durch Auswertung der Flächenseismik Saalhoff 1979 projiziert werden. Nach diesen Auswertungen bleibt die Südflanke relativ steil, während die Schichten nördlich der Umbiegungsachse flach nach Nordwesten einfallen. Inwieweit die Kofferstruktur des Sattels erhalten bleibt, kann wegen der fehlenden Aufschlüsse im Nordosten nicht festgestellt werden.

Der Spellener Sattel wird dann erst wieder östlich des Schwelgern-Sprungs genauer erfaßt. So traf die Bohrung Emmelsum 1 (abgeteuft in der Steinkohlenberechtsame Friedrichsfeld IV der Thyssen Vermögensverwaltung GmbH) den Kernbereich des nach Nordosten abtauchenden Spellener Sattels. Die ganz im äußersten Nordosten gelegene Bohrung Möhne 1 (Steinkohlenberechtsame Friedrichs-



- Abb. 69 Flach-schüsselförmige Ausbildung der Raesfelder Mulde im östlichen Teil des Issumer Horstes, nördlich von Issum (nach Auswertung eines seismischen Profiles). Die dargestellte Überschiebung ist in der etwa 1,5 km südwestlich der Profilspur abgeteuften Bohrung Lamerong 1 mit etwa 85 m b.V. aufgeschlossen.
- Fig. 69 Interpretation of a seismic profile, showing the flat, platterlike Raesfeld syncline at the eastern part of the Issum horst, northeast of Issum. Overthrust in the centre of the syncline is known from borehole Lamerong 1, which is situated about 1,5 km southwest of the section.

feld I der Thyssen Vermögensverwaltung GmbH) schließlich wurde auf der mit etwa 7° nach Nordwesten einfallenden Nordflanke des Spellener Sattels niedergebracht.

Somit kann zumindest der Verlauf der südlichen Umbiegungsachse recht genau festgelegt werden. Es zeigt sich auch hier ein bogenförmiger Verlauf der Sattelachse von Südwesten nach Nordosten, wie er vorher schon von der Schermbecker Mulde beschrieben wurde. Außerdem deutet sich, wie gleichfalls schon erwähnt, ein spitzwinkliges Zulaufen auf den Dorstener Hauptsattel an (s. Taf. 14).

#### 2.2.1.8. Raesfelder Mulde

Die Raesfelder Mulde ist im Untersuchungsgebiet nur im Nordwesten durch Bohrungen (Lamerong 1, Niederwald 1-3) und eine Linienseismik (Niederwald 1981) genauer bekannt.

Die Mulde konnte jedoch aus drucktechnischen Gründen in den Schnitten der Tafel 15 nicht mehr dargestellt werden. In Abbildung 69, deren Schnittlinie etwa in der Mitte zwischen der nördlichen Verlängerung der Schnitte 2 und 3 der Tafel 15 liegt und die auf der Auswertung des Profils 87 der Seismik Niederwald 1981 beruht, wird dieser Bereich jedoch repräsentativ dargestellt. Die Mulde liegt hier als relativ flache Schüsselmulde mit sanft geneigter Südflanke und etwas versteilter Nordflanke vor.

In dem hier untersuchten Bereich streicht die Muldenachse etwa Südwest – Nordost. Sie liegt dabei unmittelbar nördlich der Bohrungen Lamerong 1 und Niederwald 1 sowie dicht südlich der Bohrungen Niederwald 2 und 3.

Aus diesem Verlauf deutet sich ein Konvergieren mit dem Spellener Sattel an. Es können jedoch keine Aussagen über den genauen Verlauf nach Nordosten und über die Ausbildung jenseits des Alpener Sprungs gemacht werden.

#### 2.2.1.9. Kapellener Sattel

Von diesem Sattel wurde nur die Südflanke in der Seismik Niederwald 1981 erkundet. Sie ist mit etwa 15° Einfallen relativ steil. Das Sattelhöchste ist nach HOYER (1962) in den Mutungsbohrungen Walter 2 sowie Niederrhein 92 und 96 angetroffen worden. Das Streichen der Sattelachse wäre demnach Nordost – Südwest und mehr oder weniger parallel zum Streichen der Raesfelder Mulde.

## 2.2.2. Überschiebungen

Mit den Falten eng verknüpft treten auch am Niederrhein, wie schon aus dem Ruhrgebiet bekannt, zahlreiche Überschiebungen auf. Ihr Streichen ist etwa parallel zum Generalstreichen der Faltenachsen. Neben größeren Überschiebungen, die zum Teil über mehrere tektonische Schollen hinweg durchhalten, finden sich solche von sehr kurzer Erstreckung und untergeordneter Bedeutung.

Im allgemeinen zeigen die Überschiebungen Südosteinfallen, das heißt die Überschiebung erfolgte generell von Südosten nach Nordwesten, ganz unabhängig von der Faltenstruktur. Hieraus ergibt sich, daß sowohl synthetische als auch antithetische Überschiebungen vorliegen. Nordwestfallende Überschiebungen sowie Fischschwanzstrukturen kommen nur ganz vereinzelt vor (s. auch Kap. 2.3.2.3.).

Im folgenden werden die auftretenden Überschiebungen von Süden nach Norden sowie im Streichen von Westen nach Osten beschrieben. Bei den angegebenen Verwurfsbeträgen handelt es sich immer um die bankrechten Verwürfe (b.V.), auch wenn nicht ausdrücklich darauf hingewiesen wird.

Die einzige Überschiebung mit erkennbarer Mitfaltung im untersuchten Gebiet ist die ganz im Südosten, im Bereich der ehemaligen Zeche Neu-Duisburg, im Gelsenkirchener Hauptsattel aufgeschlossene Alstadener Überschiebung, die weiter im Osten, im Bereich der früheren Zeche Alstaden, ihren größten Verwurfsbetrag aufweist.

Die Überschiebung zeigt in der Umgebung des Schachtes Neu-Duisburg, im einzigen hier untersuchten Aufschluß, synthetisches Einfallen, das heißt sie fällt auf der Südflanke der Alstadener Mulde nach Norden ein, während sie nördlich des genannten Schachtes an der Nordflanke der Alstadener Mulde dann nach Süden einfallen müßte. Der bankrechte Verwurf beträgt in der Muldensüdflanke 140 m, für die Nordflanke können nur noch 60 m projiziert werden (Taf. 16: Schnitt 11).

Nach Westen verliert die Alstadener Überschiebung an Bedeutung und läuft höchstwahrscheinlich ganz aus. In den Schnitten 10 und 9 der Tafel 16, in denen die Achse der Alstadener Mulde in einem etwas höheren stratigraphischen Niveau aufgeschlossen ist, liegen keine sicheren Anzeichen für eine Überschiebung vor. Lediglich weiter im Westen ist im Feld Diergardt in der Alstadener Mulde – im Niveau von Flöz Sarnsbänksgen – eine Überschiebung mit geringem Verwurfsbetrag (b. V. etwa 20-40m) aufgeschlossen (Taf. 17: Schnitte 27-30). Diese Überschiebung verläuft im aufgeschlossenen Niveau parallel zur Südlichen Westender Mulde; zum Hangenden quert sie den Hochemmericher Sattel (Taf. 17: Schnitt 13), wobei der Verwurf reduziert wird. Wegen fehlender Aufschlüsse kann die Überschiebung nicht sicher mit der Alstadener Überschiebung im Bereich von Neu-Duisburg verbunden werden.

Der geringe Verwurf der Überschiebung im Bereich Diergardt (Taf. 17: Schnitt 27) legt die Vermutung nahe, daß die Überschiebung erst westlich des Rheinpreussen-Sprungs mit geringem Verwurf einsetzt und dann im Streichen gegen den Bornheimer Sprung wieder ausläuft. Die Überschiebung wäre demnach auf den Horstbereich zwischen Rheinpreussen- und Bergheimer Sprung beschränkt (Taf. 17: Schnitte 27-24).

Eine unbenannte, ebenfalls südfallende Überschiebung, die auf dem Rossenrayer Horst im Liegenden der Südlichen Westender Mulde einsetzt und an der Nordflanke der Mulde mit geringem Verwurf an der Karbon-Oberfläche ausstreicht, dürfte genetisch mit dem Alstadener Sattel verknüpft sein; sie kann deshalb ebenfalls nicht mit der Alstadener Überschiebung verbunden werden (Taf. 17: Schnitte 26 – 19).

Eine weitere südfallende Überschiebung ist aufgeschlossen auf der Horstscholle zwischen Beeckerwerther Sprung im Osten und Bergheimer Sprung im Westen. Sie liegt in der Emscher-Mulde, fällt relativ steil ein und hat keinen großen Verwurf (Taf. 16: Schnitte 10-7).

Generell gilt für den gut aufgeschlossenen Bereich des Gelsenkirchener Hauptsattels – wie auch für die nördlich anschließende Emscher-Hauptmulde – daß die angetroffenen Überschiebungen im Vergleich zum übrigen Ruhrgebiet nur geringe Verwürfe aufweisen, und daß ihre Erstreckung im Streichen gering ist. Mitunter können sich auch Überschiebungen im Streichen ablösen. Eine Ausnahme von dieser Regel bildet lediglich die im Südosten des Untersuchungsgebietes randlich erfaßte Alstadener Überschiebung, die sowohl von der Erstreckung als auch vom Verwurf her von herausragender Bedeutung ist. Allerdings kann diese Überschiebung nicht weit in das untersuchte Gebiet verfolgt werden.

Im nördlich anschließenden Vestischen Hauptsattel findet sich dagegen mit 12 km streichender Erstreckung die erste bedeutende Überschiebung, die <u>Rheinpreussen-</u> Überschiebung. Sie ist am linken Niederrhein die einzige Überschiebung, die im Bereich des Vestischen Hauptsattels an der Karbon-Oberfläche ausstreicht (s. Taf. 14).

Die Überschiebung ist benannt nach der Schachtanlage Rheinpreussen, in deren Grubenfeld sie gut aufgeschlossen ist. Sie setzt westlich des Thyssen-Westende-Sprungs mit zwei Überschiebungsbahnen an der Südflanke des Moerser Sattels, der hier noch Thyssen-Sattel genannt wird, ein (Taf. 16: Schnitt 12). Südlich des Spülschachtes Beeckerwerth liegt dann nur noch eine Störungsbahn vor (Taf. 16: Schnitt 11). Im weiteren Fortstreichen nach Westen – auf der



- Abb. 70 Vestischer Hauptsattel zwischen Holderberger Sprung im Westen und Thyssen-Westende-Sprung im Osten mit Verspringen der Rheinpreussen-Überschiebungen in der Umgebung des Rheinpreussen-Sprungs (dargestellt an der Karbon-Oberfläche)
- Fig. 70 Appearance of the Vestian anticlinorium at the surface of the Carboniferous rocks between Holderberg fault in the west and Thyssen Westende fault in the east. Diagram also depicts ending of Rheinpreussen thrust II and onset of Rheinpreussen thrust I in the vicinity of the Rheinpreussen fault.

Staffelscholle zwischen Beeckerwerther und Rheinpreussen-Sprung – lenkt dann die Überschiebungsbahn nach Süden ab und läuft auf der westlich gelegenen Horstscholle ganz aus. Hier setzt (Taf. 16: Schnitt 9) eine zweite Überschiebungsbahn ein (= Rheinpreussen-Überschiebung II), die dann im Streichen nach Westen die Rheinpreussen-Überschiebung I ablöst. Im gleichen Gebiet wechselt sie im Streichen nach Westen von der Nordflanke der Moerser Mulde auf die südliche Flanke (s. Abb. 70). Diese Überschiebung kann bis auf den Kapellener Horst, dicht östlich des Holderberger Sprungs, verfolgt werden, wo sie in zwei Äste aufspaltet und sehr schnell ausläuft.

Strukturell ist die Rheinpreussen-Überschiebung mit dem Gladbecker Sattel verknüpft. Sie setzt im Kern des Sattels ein und streicht in der Moerser Mulde an der Karbon-Oberfläche aus, wobei sie generell antithetisch aufschiebend vorliegt. Die Verknüpfung mit dem Gladbecker Sattel wird auch durch das synchrone Auslaufen der beiden tektonischen Elemente am Holderberger Sprung verdeutlicht.

Im zentralen Bereich der Lippe-Mulde streichen mehrere südfallende Überschiebungen an der Karbon-Oberfläche aus, von denen sich aber nur eine einzige bis westlich des Issumer Horstes erstreckt. Diese Überschiebungen sind offensichtlich mit dem Moerser Sattel verknüpft, da sie im Kern des Sattels entstehen und auch etwa parallel zur Sattelachse streichen.

In der Staffelscholle zwischen Tönisberger Sprung und Issum - Vluyner Sprung - auf der Nordflanke des Moerser Sattels - ist nur eine einzige südfallende, antithetische Überschiebung aufgeschlossen. Der Verwurf dieser Repelener Überschiebung nimmt innerhalb der Scholle im Streichen nach Osten schnell von etwa 25 m auf 65 m zu (Taf. 15: Schnitte 1 - 2). Auf dem schmalen Issumer Horst beträgt der Verwurf aber schon etwa 85 m (Taf. 15: Schnitt 3), wobei die Überschiebung mit zwei Ästen vorliegt. Unmittelbar östlich des Sonsbeck-Kamper Sprungs - auf der Lintforter Staffel - liegt dann zunächst nur 1 Störungsast mit einem für den Niederrhein recht bedeutenden Verwurf von ca. 160 m vor. Aus dieser Repelener Überschiebung zweigt dann unmittelbar westlich des Schachtes Friedrich Heinrich 3 ein zweiter Ast ab. der sich im Streichen nach Nordosten eigenständig entwickelt und im Hangenden parallel zur Repelener Überschiebung verläuft. Diese Überschiebung ist als Genender Überschiebung bekannt.

Die Verwurfsbeträge beider Überschiebungen sind im Bereich des Schachtes Friedrich Heinrich 3 schon etwas geringer, weiter nach Osten bleiben sie jeweils unter 50m. Die Genender Überschiebung kann so bis dicht an den Orsoyer Sprung verfolgt werden, während die Repelener Überschiebung schon vorher am Beeckerwerther Sprung auszulaufen scheint (s. Taf. 14 u. Taf. 19: Schnitt E).

Weiter ist anzumerken, daß im Bereich der Lintforter Staffel auf der Südflanke der Lippe-Mulde eine weitere südfallende antithetische Überschiebung im Hangenden der vorher genannten Überschiebungen auftritt. Diese Überschiebung wurde in den Bohrungen Winkelshof und Hülsdonk 1 erbohrt; ihre Erstreckung scheint auf den östlichen Teil des Issumer Horstes beschränkt zu sein. Über ihren Verlauf können keine genauen Aussagen gemacht werden, doch dürfte die Überschiebung nach Osten zwischen den Bohrungen Neukirchen 3 und Neukirchen 4 hindurchstreichen, da sie in der östlich gelegenen Bohrung Hülsdonk 1 mit 22 m b. V. aufgeschlossen ist. Ihre Erstreckung wäre demnach spitzwinklig zum Moerser Sattel.

Die Kohlenhucker Überschiebung entwickelt sich im Muldentiefsten der Lippe-Hauptmulde; sie setzt im Westen zwischen den beiden Blattverschiebungen Eyller und Donger Störung im Abbaubereich des Bergwerks Friedrich Heinrich ein, wo sie in den Mittleren Bochumer Schichten wurzelt.

Dem geringen Tiefgang dieser Störung entspricht ein geringer Verwurf: Er liegt in der Lintforter Staffel zwischen 2 m im Westen und 20 m im Osten. Im Kamper Graben und auf dem Rossenrayer Horst wird dieser Verwurf etwa beibehalten. Gegen den Drüpter Sprung (in der Rheinberger Staffel) wird der Überschiebungsbetrag wieder geringer (etwa 12 m in der Bohrung Winkel 2, s. Taf. 16: Schnitt 9). Östlich dieses Sprungs kann die Überschiebung nicht mehr nachgewiesen werden; der abnehmende Verwurf deutet somit wohl ein Auslaufen in diesem Bereich an.

Hier in der Rheinberger Staffel wird die Kohlenhucker Überschiebung durch eine andere Überschiebung abgelöst, die weiter nördlich im Dorstener Hauptsattel einsetzt und strukturell mit diesem verknüpft ist. Sie wird in dieser Arbeit erstmals als "Walsumer Überschiebung" bezeichnet, da sie in den Abbauen des Bergwerks Walsum – in der 5. Abteilung, Basisstrecke nach Norden, und im Blindschacht 4515 – gut aufgeschlossen ist (WALTER 1983 nennt diese Überschiebung "Wechsel I").

Die Überschiebung beginnt östlich des Rheinkamper Sprungs im Zentralteil des südlichen Teilsattels des Dorstener Hauptsattels. Sie ist schon in der Bohrung Winterswick 1 – im Niveau des Flözes Viktoria 1 – mit einem b. V. von 27 m aufgeschlossen. In der etwa 800 m östlich gelegenen Bohrung Bruckerfeld 1 sind mehrere Überschiebungsäste mit einem Gesamtverwurf von ca. 32 m durchteuft worden. Am Ostrand der Rheinberger Staffel wurden in der Bohrung Budberger Feld 1 schließlich 74 m b. V. erbohrt.

Auf dem Walsumer Horst liegen dann in der 5. Abteilung, Basisstrecke nach Norden, und im Blindschacht 4515 der Schachtanlage Walsum zwei Störungsäste mit je 45 m b. V. vor. Wie aus Schnitt 12 (Taf. 16) zu erkennen ist, vereinigen sich die Störungsäste zum Liegenden hin zu einer einzigen Störungsbahn. Im Fortstreichen nach Nordosten ist die Überschiebung mit mehreren Bahnen in der Bohrung Haus Ahr 2 aufgeschlossen; der Gesamtüberschiebungsbetrag ist ca. 114 m. Auch aus den weiter östlich gelegenen Bohrungen Wohnungswald 1 und Wohnungswald 2 lassen sich mindestens zwei Überschiebungsbahnen ableiten, wobei der hangende Ast (aufgeschlossen in Wohnungswald 2) etwa 15 m b. V. zeigt, während der liegende Ast (Wohnungswald 1) etwa 85 m b. V. haben muß.

Über die weitere Fortsetzung der Walsumer Überschiebung nach Nordosten liegen keine gesicherten Erkenntnisse vor. Möglicherweise sind die Überschiebungen in den Bohrungen Winkelmannsbusch 1 und Winkelmannsbusch 2 mit ihr identisch. In der Bohrung Winkelmannsbusch 2 ist der Gesamtverwurf etwa 111 m, während in der 700 m nordwestlich gelegenen Bohrung Winkelmannsbusch 1 lediglich 74 m aufgeschlossen sind. Diese Diskrepanz in den Verwurfsbeträgen könnte damit erklärt werden, daß in der Bohrung Winkelmannsbusch 1 nur die liegenden Überschiebungsbahnen aufgeschlossen sind, wohingegen in der Bohrung Winkelmannsbusch 2 alle Äste erfaßt sind.

Nach dem tektonischen Bericht über die Bohrung Winkelmannsbusch 1 (PRÜFERT & WOLFF 1983) wäre die liegende Überschiebung mit 22 m b. V. (im Bereich des Flözes Ida 1) als Fortsetzung einer Überschiebung anzusehen, die in den Bohrungen Rotthauser Busch (b. V. = 75 m), Rembergshof 1 (b. V. = 59 m) und Kampermannsfeld 1 (b. V. = 85 m) aufgeschlossen ist. Demnach deutet sich im Dinslakener Graben eine Aufspaltung dieser Überschiebung in zwei oder mehr Äste an, die sich dann im Streichen nach Nordosten zu eigenständigen größeren Überschiebungen entwickeln. Die hangende dieser Überschiebungen ist sehr wahrscheinlich identisch mit der in der Bohrung Tester Berge 3 unterhalb der Viktoria-Flözgruppe angetroffenen Überschiebung mit etwa 95 m b. V.

Im Bereich von Rossenrayer Horst und Rheinberger Staffel ist auf der Nordflanke des Dorstener Hauptsattels eine weitere Überschiebung, die Rossenrayer Überschiebung, bekannt. Sie beginnt auf dem Rossenrayer Horst als südfallende, antithetische Überschiebung in den Unteren Bochumer Schichten. In den Grubenaufschlüssen des Bergwerks Rossenray ist sie mit geringen Verwurfsbeträgen aufgeschlossen (Taf. 16: Schnitt 8). Nach Nordosten verläuft die Überschiebung parallel zum Dorstener Hauptsattel, wobei bisweilen Nebenäste von untergeordneter Bedeutung auftreten können.

Der Gesamtüberschiebungsbetrag ist jedoch generell gering; der größte bekannte Verwurfsbetrag ist mit 32 m in der Bohrung Hammfeld 1 angetroffen worden (Taf. 16: Schnitt 10). In anderen Bohrungen wurden jeweils geringere Überschiebungsbeträge aufgeschlossen (Graft 1: 18 – 20 m, Winterswick 2: 23 m, Hammfeld 2: 27 m, Budberger Feld 2: 22 m).

Die Bohrung Budberger Feld 2 ist zugleich der östlichste Nachweis der Überschiebung. In der etwa 800 m nordöstlich gelegenen Bohrung Budberger Feld 1 liegen im entsprechenden stratigraphischen Niveau keine Anzeichen für eine Schichtenverdoppelung vor, so daß die Rossenrayer Überschiebung vorher auslaufen dürfte (s. Taf. 19: Schnitt I). Bei der Überschiebung, die mit 74 m b. V. das Flöz Zollverein 1 verdoppelt, handelt es sich um die vorher beschriebene Walsumer Überschiebung (s. S. 119). Somit besteht auch keine Verbindung zu der südfallenden Überschiebung, die mit geringem Verwurf im gleichen stratigraphischen Niveau auf dem Walsumer Horst in der Bohrung Hasselsfeld 1 mit 18-30 m b. V. aufgeschlossen ist. Letztere Überschiebung setzt wohl erst östlich des Eversaeler Sprungs ein und läuft vor dem Schwelgern-Sprung wieder aus (Taf. 19: Schnitt K). Sie bleibt also auf den Walsumer Horst beschränkt.

Eine weitere antithetische, südfallende Überschiebung – genetisch mit dem Dorstener Hauptsattel verknüpft – ist die Kamper Überschiebung, die im Westen des Untersuchungsgebietes im Bereich des Bergwerks Friedrich Heinrich mit recht bedeutenden Verwürfen aufgeschlossen ist.

Ihre Erstreckung westlich des Tönisberger Sprungs ist nicht bekannt; da aber die Überschiebung bereits in der Bohrung Schaephuysen 1/E1 – nicht weit östlich des Gelderner Grabens – mit etwa 50 m b. V. vorliegt (Taf. 15: Schnitt 1), kann davon ausgegangen werden, daß sich die Überschiebung über den Tönisberger Sprung nach Westen fortsetzt (s. auch Taf. 14).

Die Ergebnisse neuerer Explorationsbohrungen der Bergbau AG Niederrhein in diesem Bereich (Bohrungen Heiligenbruch 1, Saelhuysen 1, Schardenberg 1 und 2) lassen nach mündlicher Mitteilung von M. KLESSA, 1985, eine neue Interpretation der Überschiebungstektonik in diesem Bereich zu. So handelt es sich nach dieser Auffassung bei der in der Bohrung Schaephuysen 1/E1 angetroffenen Überschiebung nicht um die Kamper Überschiebung, diese würde weiter nördlich verlaufen und flacher streichen als in der Tafel 14 dargestellt ist.

Östlich des Issum – Vluyner Sprungs nimmt der Verwurf der Kamper Überschiebung im Fortstreichen nach Nordosten sehr schnell zu und erreicht etwa in der Mitte des Issumer Horstes einen maximalen Betrag von 220m. Gegen den Sonsbeck-Kamper Sprung hin reduziert sich das Verwurfsmaß wieder, es ist aber mit etwa 170m b.V. noch relativ hoch. Hier auf dem Issumer Horst konnte die liegende Bahn der Überschiebung durch Untertagebohrungen des Bergwerks Friedrich Heinrich relativ genau gefaßt werden. Es ergab sich daraus ein konstruktives Problem, da in der südlicheren Bohrung, im tieferen Niveau, ein recht steiles Einfallen angedeutet wurde, das mit den Aufschlüssen im höheren Niveau nur durch ein Umbiegen der Überschiebungsbahn bei gleichzeitigem Verflachen zur Karbon-Oberfläche hin verbunden werden kann. Da ein derartiges Phänomen an keiner anderen Stelle des untersuchten Gebietes beobachtet werden konnte - es wurde im Gegenteil meist ein Versteilen zum Hangenden festgestellt - wird die Möglichkeit, daß die Überschiebung in mehrere Äste aufspaltet, als die wahrscheinlichere angesehen. Die Überschiebung müßte demnach generell steilstehen, und die nördlichere Untertagebohrung hätte nur einen liegenden Ast angetroffen (s. Taf. 15: Schnitt 3).

Jenseits des Sonsbeck-Kamper Sprungs – auf der westlichen Seite der Lintforter Staffel – liegt aber nur noch eine Überschiebungsbahn vor, die flach einfällt. Der Verwurfsbetrag reduziert sich in der Staffel von etwa 170 m im Westen auf etwa 120 m im Osten. Im Kamper Graben schwindet die Bedeutung der Überschiebung sehr schnell. In der östlichen Hälfte des Grabens wurde sie mit lediglich 20 m b. V. erbohrt. Auf dem Rossenrayer Horst schließlich wurde sie nördlich der Schächte Rossenray 1/2 mit wenig mehr als 10 m b. V. durchörtert (Taf. 16: Schnitt 8). Daraus wird geschlossen, daß die Kamper Überschiebung in der Umgebung des Rheinpreussen-Sprungs ausläuft.

Die bedeutendste im Untersuchungsgebiet aufgeschlossene Überschiebung, die Altfelder Überschiebung, ist eng mit der Schermbecker Mulde verbunden. Sie setzt etwa im Muldenzentrum ein und streicht generell an der Nordflanke der Mulde an der Karbon-Oberfläche aus. Sie zeichnet den bogenförmigen Verlauf der Schermbecker Mulde deutlich nach, da auch sie in ihrem Verlauf von Westen nach Osten aus der Südsüdwest – Nordnordost-Richtung nach und nach in die Westsüdwest – Ostnordost-Richtung umbiegt.

Eine östlich des Issum – Vluyner-Sprungs in der Bohrung Rheurdt 1 angetroffene Überschiebung mit einem Verwurf von etwa 70 m ist wohl nicht mit der Altfelder Überschiebung identisch; sie muß noch vor Erreichen des Sprungs auslaufen, denn in der östlich davon abgeteuften Bohrung Dachsbruch 1 finden sich keine Anzeichen für eine Überschiebung.

Außerdem wurde in den Strecken, die nördlich der genannten Bohrung aufgefahren wurden (4. westl. Abt. des Bergwerks Friedrich Heinrich), keine Überschiebungen durchörtert. Lediglich im östlichen Bereich des Issumer Horstes wurde in einer Untertagebohrung zwischen den Flözen Girondelle 6 und Girondelle 5 eine Überschiebung mit einem maximalen Verwurf von 10m erschlossen (Taf. 15: Schnitt 3). Dies dürfte der westlichste Aufschluß der hier im Bereich des Issumer Horstes neu einsetzenden Altfelder Überschiebung sein.

In der Lintforter Staffel setzt sich die Überschiebung mit nicht allzu großem Verwurf fort. Sie ist dort mit etwa 40 m b. V. in der 500-m- und 600-m-Sohle der Richtstrecke Ost von Schacht 4 des Bergwerks Friedrich Heinrich aufgeschlossen. In diesem gut aufgeschlossenen Bereich zeigt sich, daß die Überschiebung in Richtung Karbon-Oberfläche in zwei Hauptäste aufspaltet, die sich wiederum aus kleineren Überschiebungen zusammensetzen. Zusätzlich wird auch eine Aufsteilung der Überschiebungsbahn deutlich (s. Taf. 15: Schnitt 3).

Im Fortstreichen nach Nordosten nimmt der bankrechte Verwurf der Überschiebung dann stetig zu; so zeigt die Bohrung Saalhoff 4 am Westrand des Kamper Grabens noch 40 m b. V., doch schon die Bohrung Saalhoff 2 erschloß die Überschiebung mit etwa 50 m b. V. Auf dem Rossenrayer Horst wurde dann im zentralen Bereich in der Bohrung Damm 3 ein Verwurf von 70 m und in der nur 800 m nordöstlich, am Ostrand des Horstes gelegenen Bohrung Damm 1 schon 84 m b. V. angetroffen.

Weiter östlich, in der Rheinberger Staffel, liegen keine Aufschlüsse der Störung vor. Erst auf dem Walsumer Horst wurden in den Bohrungen Ork 1 und Ork 2 jeweils südfallende Überschiebungen mit Verwürfen um 100 m angetroffen, bei denen es sich um die Altfelder Überschiebung handeln dürfte.

Die Überschiebungen dieser Bohrungen lassen sich gut verbinden, obgleich in der südöstlicheren Bohrung Ork 1 zwei Äste angetroffen wurden, während in der Bohrung Ork 2 nur eine Überschiebungsbahn erbohrt wurde. Dies könnte darauf hindeuten, daß die Überschiebung nach Osten hin aufspaltet. Die Überschiebungen müssen dann südlich der Bohrung Gestkamp 1 an der Karbon-Oberfläche ausstreichen, da sie sich nicht mit der in dieser Bohrung angetroffenen Überschiebung verbinden lassen (Taf. 16: Schnitt 12).

Die in der Bohrung Gestkamp 1 erbohrte Überschiebung dürfte dann ihrerseits südlich der Bohrung Emmelsum 1 an der Karbon-Oberfläche ausstreichen, denn die 21-m-Überschiebung, die in dieser Bohrung in etwa 1 300 m Teufe erbohrt wurde, kann nur sehr schwer konstruktiv mit der in Gestkamp 1 erbohrten 46-m-Überschiebung verbunden werden.

Der nordöstlichste Aufschluß der Altfelder Überschiebung im Untersuchungsgebiet ist schließlich aus der Bohrung Spellerheide 1 bekannt, die auf dem Lackhausener Horst im Dinslakener Graben niedergebracht wurde. Hier wurde in etwa 1 300 m Teufe das gescharte Flöz Katharina / Hermann / Gustav durch einen bankrechten Verwurf von 105 m verdoppelt. Diese Überschiebung kann ohne Schwierigkeiten im Streichen mit jener in den Bohrungen Ork 1 und Ork 2 verbunden werden, so daß davon ausgegangen werden kann, daß es sich um die gleiche Überschiebung handelt.

Die in den Bohrungen Emmelsum 1 und Gestkamp 1 aufgeschlossenen Überschiebungen zeigen, daß im Bereich der Rheinberger Staffel noch weitere Überschiebungen mit kleineren Verwurfsbeträgen vorhanden sind, die auch mit dem Spellener Sattel verknüpft sind und ihm im Streichen folgen, aber nicht in Verbindung gebracht werden können mit der größeren Altfelder Überschiebung.

Eine weitere Überschiebung nördlich der Altfelder Überschiebung wurde in der Bohrung Lamerong 1 auf der Südflanke der Raesfelder Mulde, östlich des Tönisberger Sprungs, angetroffen. Diese südfallende, antithetische Überschiebung versetzt unmittelbar unter der Karbon-Oberfläche die Wasserfall / Sonnenschein-Flözgruppe um etwa 85 m. Diese Überschiebung wurde in der östlich gelegenen Bohrung Hochwald 1 nicht angetroffen, dort wurde lediglich in einer Teufe von ca. 1 100 m eine kleinere Überschiebung mit einem bankrechten Verwurf von 10 m erbohrt. Eine ähnliche Störung mit ca. 8 m Verwurf wurde dann noch in der Bohrung Niederwald 1 in etwa 820 m Teufe angetroffen.

Alle diese Überschiebungen könnten rein konstruktiv miteinander verbunden werden. Das würde aber bedeuten, daß die in der Bohrung Lamerong 1 erbohrte Überschiebung nach Osten hin sehr schnell im Verwurf zurückginge. Sehr viel wahrscheinlicher ist daher, daß es sich um mindestens zwei verschiedene Überschiebungen handelt, wobei im Westen die größere Überschiebung im Liegenden der kleineren Überschiebungen anzunehmen wäre, während unmittelbar westlich des Kamper Grabens die größere Überschiebung südlich der Bohrung Niederwald 1 an der Karbon-Oberfläche ausstreichen müßte und somit die hangende Überschiebung darstellen würde (s. Taf. 14).

#### 2.2.3. Quer- und Diagonalstörungen

Der hier untersuchte Teil der Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenlagerstätte ist zerblockt von einer intensiven Bruchtektonik. Es handelt sich dabei im wesentlichen um etwa Südost – Nordwest streichende Abschiebungen, die das gesamte Gebiet in eine Reihe von Horsten, Gräben und Bruchstaffeln zergliedern. Diese Abschiebungen (Sprünge) zeigen im allgemeinen keine allzu großen Abschiebungsbeträge (meist <300 m b. V.), trotzdem können sie sehr weit durchhalten; zum Teil können sie aber auch sehr schnell auslaufen oder von einem gleich- oder entgegengesetzt einfallenden Sprung abgelöst werden.

Diagonalstörungen sind von untergeordneter Bedeutung. Sie treten gehäuft nur in der Lintforter Staffel auf. Es ist aber sehr wahrscheinlich, und viele Anzeichen sprechen dafür, daß zumindest an einigen der Querstörungen auch zusätzlich Horizontalverschiebungen stattgefunden haben.

Im folgenden werden die einzelnen Sprünge und die Bruchschollen von Westen nach Osten hin dargestellt und ihre Besonderheiten und Veränderungen im Streichen beschrieben.

Der westlichste Sprung im untersuchten Gebiet wurde in der Bohrung Stenden 2 aufgeschlossen, die im bergfreien Gebiet westsüdwestlich von Schacht Niederberg 4 abgeteuft wurde. Es liegen unterhalb von Flöz Sarnsbänksgen mehrere Störungszonen vor, die nach Vergleich mit dem Richtprofil des Bergwerks Mevissen einen Schichtenausfall von 30 – 40 m erbrachten. Über die Einfallsrichtung liegen keine gesicherten Erkenntnisse vor, es wird hier aber aus konstruktionstechnischen Gründen Nordosteinfallen angenommen (s. Taf. 18: Schnitt D).

Weiter östlich folgt der Hülser Sprung, der etwa an der Südwestgrenze der Felder Friedrich Nolte und Georg an der Karbon-Oberfläche ausstreichen soll. Er ist in allen Karten der Karbon-Oberfläche zu finden, obgleich er nirgends direkt aufgeschlossen ist. Aus dem gemessenen Einfallen der Schichten in der Bohrung Stenden 2 (8°) ergibt sich jedoch der Zwang, zwischen der Bohrung Stenden 2 und dem Schacht Niederberg 4 eine westfallende Abschiebung anzunehmen. Dies gilt selbst dann, wenn man den Sprung in Stenden 2 als westfallend annimmt (s. Taf. 18: Schnitt D); in diesem Falle würde jedoch der Abschiebungsbetrag der projizierten Störung geringer sein.

Als nächster Sprung folgt der ostfallende Traarer Sprung, der in der Bohrung Traar 1 mit 195 m Schichtenausfall erbohrt wurde und der mit dem östlich gelegenen Neufelder Sprung einen schmalen Graben bildet. Im Bereich der Bohrung Traar 1 scheint der Traarer Sprung seinen größten Verwurf aufzuweisen, nach Nordwesten, zur Moerser Mulde hin, läuft er jedenfalls sehr schnell aus.

Er wird dabei durch den ebenfalls ostfallenden Gelderner Sprung abgelöst, der schon mit geringem Verwurfsbetrag im zuvor genannten Graben im Bereich der Westender Mulde einsetzt und dabei einen Spezialgraben mit dem Neufelder Sprung bildet. Der Gelderner Sprung hat zunächst nur einen geringen Verwurf, er erreicht aber im Streichen nach Nordwesten dort, wo der Graben am schmälsten ist, schon einen Verwurf von ca. 120 m im Flöz Mausegatt. Weiter nach Nordwesten spaltet der Sprung in drei Äste auf, die zusammen etwa den Verwurf beibehalten (Taf. 18: Schnitt D). Die beiden östlichen Äste laufen dann schnell im Moerser Sattel aus, nur der westliche Ast setzt sich nach Nordwesten fort. In dieser Richtung scheint er auch an Bedeutung zuzunehmen. Der nördlichste Aufschluß des Sprungs liegt wohl in der Mutungsbohrung Niederrhein 11 vor. Hier wurde in 437 m Teufe eine Abschiebung unbekannten Verwurfs angetroffen. Demnach müßte der Gelderner Sprung dicht westlich der Bohrung Niederrhein 11 an der Karbon-Oberfläche ausstreichen.

Südlich des Moerser Sattels wird die östliche Grabenbegrenzung vom Neufelder Sprung gebildet, der in der Westender Mulde einzusetzen scheint. Zunächst ist nur ein geringer Verwurf zu erkennen (Taf. 18: Schnitt A); nach Norden hin nimmt er jedoch sehr schnell zu. In der Bohrung Lamershof ist der Sprung mit zwei Ästen erbohrt, wobei der untere Ast einen Schichtenausfall von 20m bewirkt, der Verwurf des oberen Astes ist nicht bekannt. Wenig nördlich, in der 2. Südlichen Richtstrecke nach Westen des Bergwerks Niederberg, liegt schon eine breite Störungszone mit einem Gesamtverwurf von ca. 90 m vor (Taf. 18: Schnitt C). In diesem Bereich des größten Verwurfs ist auch ein Umschwenken aus der Südost-Nordwest-Richtung in eine steilere Südsüdost-Nordnordwest-Richtung zu erkennen. Der Sprung nimmt dann nach Nordnordwesten wieder schnell an Bedeutung ab (Taf. 18: Schnitt D) und läuft auf der Nordflanke des Moerser Sattels schließlich ganz aus.

Nach Nordwesten wird der Neufelder Sprung durch den westfallenden Tönisberger Sprung abgelöst, der auf der Nordflanke des Moerser Sattels einsetzt. Der Verwurf dieses Sprungs nimmt nach Nordwesten sehr schnell zu und erreicht schon in der Lippe-Mulde, in der Hauptrichtstrecke nach Westen des Bergwerks Niederberg, einen Verwurf von ca. 100 m. Dieses Verwurfsmaß scheint sich im Fortstreichen zunächst nicht zu verändern.

In der Bohrung Rheurdt 1, die auf der Nordflanke der Schermbecker Mulde abgeteuft wurde, lag der Sprung mit zwei Ästen und einem Gesamtschichtenausfall von etwa 110 m vor. Dieser Verwurf wird wohl über die Breite der Schermbecker Mulde beibehalten. Über die weitere Entwicklung des Sprungs nach Norden gibt es nicht viele Hinweise. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß der Sprung östlich der Bohrung Sevelener Heide 2 an der Karbon-Oberfläche ausstreicht. Die Bohrung Sevelener Heide 2 wurde bei einer Teufe von 1076 m in einer Störungszone (= Abschiebungszone) eingestellt, deren Einfallsrichtung nicht bestimmt werden konnte. Wenn man diese Störung als westfallend annimmt, ist sie gut mit dem in der Bohrung Rheurdt 1 erbohrten Tönisberger Sprung zu verbinden. Dies würde bedeuten, daß das Streichen des Tönisberger Sprungs nördlich der Schermbecker Mulde steiler wird, und daß er zusammen mit dem Gelderner Sprung einen spitzwinkligen Graben, den Gelderner Graben, bildet, wobei die Spitze des Grabens im Moerser Sattel läge und der Graben sich nach Nordwesten verbreiterte.

Im Osten schließt sich an den Tönisberger Sprung, beziehungsweise den Neufelder Sprung im Süden, eine Staffelscholle an, deren östliche Begrenzung im Norden der Issum – Vluyner Sprung ist. Im Süden wird die östliche Begrenzung durch den Niederrhein-Sprung gebildet.

Der Niederrhein-Sprung ist ein westfallender Sprung, der als breite Störungszone mit zunächst großem Verwurf in den Abbauen des Bergwerks Niederberg östlich von Schacht 3 erschlossen ist und dann ziemlich schnell im Tiefsten der Moerser Mulde ausläuft (Taf. 18: Schnitte A – D).

In der Moerser Mulde wird er nach Westen durch den Nieper Sprung abgelöst, der schon auf der Nordflanke des Westender Sattels beginnt, dessen Abschiebungsbetrag aber erst dort stark zunimmt, wo der Niederrhein-Sprung an Bedeutung verliert. Seinen Maximalverwurf von mehr als 200 m erreicht er in der Moerser Mulde dort, wo der Niederrhein-Sprung ausläuft. Auf der Nordflanke des Moerser Sattels läuft er dann in den Issum – VIuyner Sprung, der parallel zum Nieper Sprung in der Moerser Mulde einsetzt und nach Nordwesten hin schnell an Bedeutung zunimmt.

Der Issum – Vluyner Sprung hat mit mehr als 200 m b. V. seinen größten Verwurfsbetrag in der Lippe-Mulde an der Stelle, wo er auf kurze Entfernung aus der allgemeinen Südost – Nordwest-Richtung in eine flachere Ostsüdost – Westnordwest-Richtung einschwenkt. In der Schermbecker Mulde nimmt der Verwurf schließlich ab, gleichzeitig spaltet der Sprung gegen den Spellener Sattel in drei Äste auf, die schnell an der steilen Südflanke des Sattels auslaufen.

Nördlich des Spellener Sattels können auf der Horstscholle zwischen Tönisberger Sprung und Sonsbeck – Kamper Sprung mindestens drei Sprünge nachgewiesen werden, deren westlichster ein Südost – Nordwest streichender, nach Nordosten einfallender Sprung ist. Er setzt im Spellener Sattel ein und ist in der Raesfelder Mulde, in der Bohrung Lamerong 1, noch mit 18 m b. V. aufgeschlossen.

Die beiden östlichen Sprünge, die zusammen einen schmalen Graben bilden, sind durch die Linienseismik Oermten 1981 bekannt. Die beiden Sprünge streichen steiler als der vorgenannte Sprung, sie setzen auf dem Spellener Sattel ein, können aber aufgrund der vorliegenden seismischen Untersuchungen nicht mit dem hier auslaufenden Issum – Vluyner Sprung verbunden werden. In der Linienseismik Niederwald 1981, die weiter nördlich im Zentrum der Raesfelder Mulde durchgeführt wurde, konnte der Graben nicht mehr identifiziert werden, die Sprünge dürften somit auf der Südflanke der Raesfelder Mulde auslaufen.

Der Graben grenzt nach Nordosten hin an den schmalen Issumer Horst. Dieser Horst liegt nur nördlich des Moerser Sattels vor, da der Sonsbeck – Kamper Sprung, der ihn nach Osten hin gegen die Lintforter Staffel begrenzt, in dessen Nordflanke ausläuft. Südlich des Moerser Sattels liegt der sehr viel breitere Kapellener Horst vor. Er wird im Westen durch den oben beschriebenen Niederrhein-Sprung und im Osten durch den Saalhoff-Lintforter Sprung begrenzt. Dieser Horst ist allerdings kein in sich ungestörter Block, vielmehr ist er durch weitere Sprünge in mehr oder weniger deutliche Schollen zergliedert.

Im Süden folgt als nächstes zu beschreibendes tektonisches Element der Viertelsheider Sprung im Kapellener Horst. Der Sprung wird mit etwas weniger als 20 m b. V. im Südosten vom Schacht Niederberg 3 im Abbau von Flöz Finefrau (EB) angetroffen. Er müßte dann östlich des Schachtes 3 vorbeistreichen, dort wurden aber nur Störungen im Meterbereich aufgeschlossen, so daß die Bedeutung des Sprungs hier offensichtlich stark zurückgeht. Nördlich vom Schacht 3 ist derselbe Sprung aber wieder mit 20 m b. V. erschlossen (Taf. 18: Schnitt B), und auf der Südflanke der Moerser Mulde erreicht er seinen Maximalverwurf von 110 m. Der Verwurf nimmt dann im Fortstreichen nach Nordwesten sehr schnell ab, und schließlich läuft der Sprung auf der Nordflanke des Moerser Sattels (nordwestlich der Schächte 1/2/5 des Bergwerks Niederberg) aus.

In derselben Struktur setzt unmittelbar östlich des auslaufenden Viertelsheider Sprungs der gegenfallende (d. h. nach Nordosten einfallende) Sonsbeck-Kamper Sprung ein. Dieser Sprung gehört nach Verwurf und Erstreckung zu den bedeutenden Abschiebungen am linken Niederrhein. Diese große Bedeutung wird noch betont durch das Vorkommen von basischen Eruptivgängen (Olivinbasalt) in der Sprungzone selbst und in seiner näheren Umgebung im Grubenfeld des Bergwerks Friedrich Heinrich. Diese Gänge müssen gegen Ende des Karbons oder während des Rotliegenden – jedenfalls aber vor Ablagerung des Zechsteins – intrudiert sein, da in einer Breccie, die sich an der Basis des Zechsteins fand, bereits Gerölle dieser Eruptiva enthalten waren (NIEMÖLLER & STADLER 1962, M. TEICHMÜLLER 1973, NIEMÖLLER & STADLER & R. TEICHMÜLLER 1973).

Der Sonsbeck – Kamper Sprung ist von seinem Anfang auf der Nordflanke des Moerser Sattels in seiner ganzen Erstreckung bis zum Spellener Sattel in den Baufeldern der Bergwerke Niederberg und Friedrich Heinrich sehr gut aufgeschlossen.

Es zeigt sich, daß der Abschiebungsbetrag nach Einsetzen des Sprungs schon innerhalb kurzer Entfernung deutlich zunimmt. In der Lippe-Mulde ist schon ein Schichtenausfall von ca. 200 m aufgeschlossen. In diesem Bereich wird, wie beim vorher beschriebenen, nach Westen einfallenden Issum – Vluyner Sprung, ein Umbiegen aus der Südwest – Nordost-Richtung in eine steilere Südsüdost – Nordnordwest-Richtung erkennbar. Diese steilere Richtung wird dann in etwa beibehalten.

Im Fortstreichen nach Nordnordwesten nimmt der Verwurf zunächst etwas zu (ca. 230 m b. V. auf der Südflanke des Dorstener Sattels), im Kern des Dorstener Sattels sind aber dann nur noch ca. 120 m aufgeschlossen, während schließlich im Zentralbereich der Schermbecker Mulde der größte Schichtenausfall mit ca. 290 m b. V. bekannt ist. Im Bereich des Spellener Sattels reduziert sich der Verwurf wieder auf etwa 160 m, und nördlich des Spellener Sattels schließlich teilt sich der Sprung in zwei Äste, wobei der westliche Ast mit geringem Verwurfsmaß (< 50 m) genau im bisherigen Streichen weiterläuft, jedoch auf der Südflanke der Raesfelder Mulde nach Westen abbiegt, um dann wieder die alte Streichrichtung einzunehmen. Zugleich nimmt der Abschiebungsbetrag dieses Sprungs nach Norden zu.

Der eigentliche Sonsbeck-Kamper Sprung biegt auf dem breiten Spellener Sattel in eine etwas steilere Streichrichtung ein, gleichzeitig nimmt sein Verwurf, der im Sattelbereich geringer war, in Richtung auf die Raesfelder Mulde wieder zu. So beträgt der Verwurf im Karbon auf der Südflanke der Raesfelder Mulde knapp 300m, er geht weiter nach Norden allerdings wieder etwas zurück. In der Umgebung des Moerser Sattels, dort, wo der Kapellener Horst sich mit dem nördlich gelegenen Issumer Horst und der Lintforter Staffel verzahnt, finden sich mehrere Sprünge von kurzer Erstreckung und geringen Verwürfen, deren Streichrichtungen etwa 120–130° betragen.

Von diesen sind zu erwähnen ein unbenannter Sprung dicht östlich der Schächte Niederberg 1/2/5 (b. V. < 30 m, ostfallend) und ein weiterer Sprung, der hier als "Neukirchener Sprung" bezeichnet werden soll. Letzterer setzt auf dem Westender Sattel ein und kann bis dicht an das Zentrum der Lippe-Mulde verfolgt werden. Der Verwurf ist maximal 70 m in der Moerser Mulde, das Einfallen ist nach Südwesten. Zwischen Moerser Sattel und Westender Sattel bildet der Neukirchener Sprung einen schmalen Horst mit dem östlich gelegenen Holderberger Sprung.

Dieser Holderberger Sprung setzt offensichtlich schon südlich des Gelsenkirchener Hauptsattels ein; denn im Feld Tellus I, östlich vom Schacht Kaldenhausen, ist der Sprung bereits mit einem Verwurf von ca. 40 m aufgeschlossen. Nach Norden gewinnt er schnell an Bedeutung: In der Südlichen Westender Mulde wurden 125 m b. V., auf dem Westender Sattel schon 170 m b. V. gemessen. Weiter nach Norden geht die Bedeutung des Sprungs dann zurück: In der Bohrung Hülshorst 1 ist er mit einem b. V. von 68 m erbohrt. Dieser Verwurf dürfte bis in die Moerser Mulde beibehalten werden (Taf. 18: Schnitt D). Im Moerser Sattel wird er wohl durch die dicht östlich einsetzende Donger Störung abgelöst und läuft ganz aus.

Nördlich des Moerser Sattels finden sich in der Lintforter Staffel mindestens drei Störungen, die als Blattverschiebungen, zumindest aber als Schrägabschiebungen gedeutet werden können.

Die westlichste dieser Störungen ist die Eyller Störung, die in der Lippe-Mulde mit etwa Süd-Nord-Streichen einsetzt und als westfallende Störung wellenförmig, mit überwiegend Südsüdost - Nordnordwest-Richtung parallel zum Sonsbeck-Kamper Sprung verläuft, um schließlich am Spellener Sattel relativ stumpfwinklig in den Sonsbeck-Kamper Sprung einzumünden. Diese Störung muß aufgrund ihrer Ausbildung wohl als Schrägabschiebung gedeutet werden, obwohl Aussagen über die Größe der horizontalen Bewegungskomponente nicht gemacht werden können. Der größte vertikale Abschiebungsbetrag ist mit etwa 70m auf der Südflanke der Schermbecker Mulde aufgeschlossen. Zum Sonsbeck - Kamper Sprung hin spaltet die Störung in mehrere gegensinnig einfallende Äste auf, die so einen kleinen Graben bilden (Taf. 15: Schnitt 4; Taf. 19: Schnitt N). Auffallend ist, daß hier die Karbon-Oberfläche verworfen ist, wobei der nördliche Grabenrand etwas gestaucht erscheint (Taf. 15: Schnitt 4).

Die Donger Störung, die nahe der östlichen Begrenzung der Lintforter Staffel zu finden ist, streicht etwa 140° und verläuft somit etwa parallel zur Eyller Störung. Sie beginnt in der Moerser Mulde, wo sie zunächst als ostfallende, steile Abschiebung aufgeschlossen ist. Der Verwurf nimmt nach Norden schnell zu, im Bereich der Lippe-Hauptmulde versteilt das Einfallen der Störungsfläche und kippt schließlich um, so daß die Donger Störung nördlich der Lippe-Hauptmulde als steil stehende (80 – 90°), leicht nach Westen geneigte Störungsbahn vorliegt (Taf. 18: Schnitt F).

In diesem Bereich versetzt sie die Repelener Überschiebung sinistral um 275 m (DROZDZEWSKI 1982: 58), während der Abschiebungsbetrag mit etwa 20 m bestimmt werden kann. Somit kann die Donger Störung als fast reine Blattverschiebung angesehen werden. Ihr Verlauf nördlich der Richtstrecke 885-m-Sohle, 1. NO (FH) des Bergwerks Friedrich Heinrich ist mangels Aufschlüssen nicht gesichert, sie müßte aber bei gleichbleibendem Streichen nordnordwestlich der Schächte 1/2 des Bergwerks Friedrich Heinrich spitzwinklig in den Saalhoff-Lintforter Sprung hineinlaufen.

Östlich der Donger Störung und etwa parallel zu ihr findet sich eine dritte Störung, die in den Abbauen von Friedrich

Heinrich als Blattverschiebung aufgeschlossen ist. Sie setzt etwa im Zentrum der Lippe-Hauptmulde ein, läuft als ostfallende Abschiebung dicht östlich der Schächte Friedrich Heinrich 1/2 vorbei und stößt im Zentrum des Dorstener Hauptsattels im spitzen Winkel auf den Saalhoff – Lintforter Sprung. Über den Horizontalverschiebungsbetrag dieser Störung können keine Aussagen gemacht werden, die abschiebende Komponente dürfte 50 m b. V. nicht überschreiten.

Seismische Untersuchungen (Linienseismiken Issum 1981, Niederwald 1981) auf der Scholle zwischen Sonsbeck – Kamper Sprung und Saalhoff – Lintforter Sprung, nördlich des Spellener Sattels, geben Hinweise auf mehrere Ostsüdost – Westnordwest streichende Störungen mit abschiebendem Charakter, die zum Teil schmale Spezialgräben spitzwinklig zum sonstigen Schollenverlauf bilden. Das Ostsüdost – Westnordwest-Streichen der Störungen, etwa parallel zum nördlichen Ende der Eyller Störung, könnte ein Hinweis darauf sein, daß es sich auch hier um Schrägabschiebungen handelt (s. auch Kap. 2.3.3.3.).

Nach Osten folgt als eine der ausgeprägtesten Strukturen im untersuchten Gebiet am linken Niederrhein der Kamper Graben, der durch den ostfallenden Saalhoff-Lintforter Sprung und den westfallenden Bönninghardt-Moerser Sprung gebildet wird. Der Graben zieht sich als schmale Struktur durch das gesamte Gebiet, wobei seine größte Ausstrichbreite an der Karbon-Oberfläche lediglich ca. 1750 m im Bereich der Schermbecker Mulde beträgt. Seine Minimalbreite mit ca. 250 m findet sich dagegen auf der Nordflanke des Moerser Sattels, in dem Bereich der bogenförmigen Umbiegung des Grabens aus der Südost-Nordwest-Richtung in die östliche Richtung.

Die westliche Grabenbegrenzung, der Saalhoff-Lintforter Sprung, scheint im Gelsenkirchener Hauptsattel mit zunächst geringem Verwurf einzusetzen; am südöstlichen Baufeldrand des Bergwerks Niederberg ist er mit einigen Zehnermetern Verwurf aufgeschlossen. Demgegenüber dürfte die östliche Begrenzung des Kamper Grabens, der Bönninghardt-Moerser Sprung, schon weit südlich in den Strukturen des Flözleeren einsetzen; zumindest ist er bereits mit ca. 210 m Verwurf im Bereich des Steinkohlenfeldes Fritz der Schachtanlage Mevissen aufgeschlossen.

Im weiteren Verlauf nach Norden verschmälert sich der Graben immer mehr, gleichzeitig nimmt die östliche Randstörung an Verwurf ab, während die westliche analog dazu zunimmt; das heißt südlich der Emscher-Mulde kann der Bönninghardt – Moerser Sprung als bedeutender angesehen werden, während im Bereich des Vestischen Hauptsattels der Saalhoff – Lintforter Sprung das dominierende Element darstellt. Mit ca. 130 m b. V. für den Saalhoff – Lintforter Sprung und nur etwa 80 m b. V. für den Bönninghardt – Moerser Sprung ist die westliche Grabenrandstörung in der Umgebung des Gladbecker Sattels am deutlichsten ausgeprägt. Zur Moerser Mulde geht die Bedeutung wieder zurück, dort sind die geringsten Verwürfe für beide Randstörungen aufgeschlossen: Saalhoff – Lintforter Sprung ca. 70 m, Bönninghardt – Moerser Sprung ca. 20 m (s. Taf. 18: Schnitt D).

Nördlich des Vestischen Hauptsattels scheint dann die östliche Verwerfung wieder die größere zu sein. Der Verwurf des Bönninghardt – Moerser Sprungs nimmt zunächst stärker zu, in der Lippe-Hauptmulde sind beide Sprünge mit ca. 130 m b. V. etwa gleichbedeutend. Im Dorstener Hauptsattel zeigt der Bönninghardt – Moerser Sprung mit ca. 240 m Schichtenausfall einen beträchtlich größeren Verwurf als der Saalhoff – Lintforter Sprung mit ca. 150 m b. V.

In der Schermbecker Mulde wiederum erweist sich der westliche Sprung mit ca. 220 m b. V. auf der Südflanke als der stärker verwerfende (s. HARTUNG & KELLERMANN 1942). Dieser Trend wird noch deutlicher zum Spellener Sattel hin: Der Abschiebungsbetrag des Bönninghardt – Moerser Sprungs geht auf ca. 100 m zurück, während am Saalhoff – Lintforter Sprung mehr als 200 m b. V. bis über den Spellener Sattel hinaus beibehalten werden. Weiter nach Norden liegen keine Angaben über die Verwürfe vor, die Lage des Grabens kann nur anhand von Mutungsbohrungen eingeengt werden. Daraus ergibt sich, daß er sich zur Raesfelder Mulde hin verschmälert. Hier liegen die Mutungsbohrungen Bönninghardt und Niederrhein 68 im Graben. Durch den größeren Deckgebirgsverwurf an der westlichen Randstörung kann gefolgert werden, daß der Saalhoff-Lintforter Sprung weiterhin die bedeutendere Störung bleibt.

Innerhalb des Kamper Grabens sind im Bereich von Dorstener Hauptsattel und Schermbecker Mulde mehrere Blattverschiebungen beziehungsweise Sprünge mit schrägabschiebender Tendenz aufgeschlossen. Diese Störungen sind an verschiedenen Stellen im Abbau des Bergwerks Friedrich Heinrich angetroffen worden. Sie streichen etwa parallel zum Saalhoff – Lintforter Sprung und haben vorwiegend abschiebenden Charakter. Aufgrund des begleitenden tektonischen Inventars und ihres steilen Einfallens müssen sie aber als Schrägabschiebungen gedeutet werden, wobei allerdings über den horizontalen Verschiebungsbetrag nichts ausgesagt werden kann.

Die größere dieser Störungen ist der südwestfallende Saalhoffer Sprung, der östlich der Bohrung Saalhoff 3 (Taf. 19: Schnitt M) mit 80 m b. V. vorbeistreicht und südlich der Bohrung Saalhoff 4 spitzwinklig in den Saalhoff – Lintforter Sprung einbiegt. Nach Südwesten kann die Verlängerung des Saalhoffer Sprungs mit einer Blattverschiebung im Abbau des Bergwerks Friedrich Heinrich verbunden werden. Diese Blattverschiebung scheint in Annäherung an den Dorstener Hauptsattel in mehrere Blätter aufzuspalten, die dann auslaufen.

Östlich des Kamper Grabens folgt als nächste tektonische Scholle der Rossenrayer Horst, dessen westliche Begrenzung der Bönninghardt – Moerser Sprung ist und der nach Osten bis zum Rheinpreussen-Sprung reicht. Der Horst ist im Süden an der Karbon-Oberfläche etwa 4,5 km breit, er verjüngt sich nach Norden und mißt an der schmalsten Stelle, auf der Südflanke des Dorstener Hauptsattels, nur noch etwa 1 km. Weiter nach Norden vergrößert sich die Breite dann wieder auf etwa 2 km.

Südlich des Moerser Sattels wird der Horst durch den westfallenden Bergheimer Sprung zweigeteilt, wobei die östliche Horstscholle nahezu ungestört vorliegt. Der Bergheimer Sprung setzt, wie der Bönninghardt-Moerser Sprung, im Süden des untersuchten Gebietes ein. Im Feld Wilhelmine Mevissen der Schachtanlage Mevissen ist er mit 145 m b. V. aufgeschlossen (Taf. 18: Schnitt A). Dieser Betrag nimmt nach Norden schnell auf etwa 170 m zu im Bereich von Emscher-Mulde und Gladbecker Sattel, um dann nördlich des Gladbecker Sattels sehr schnell abzunehmen. Auf der Nordflanke des Moerser Sattels spaltet der hier schon unbedeutende Sprung schließlich in kleinere Sprünge auf, die dann auslaufen.

Von den Sprüngen, die westlich des Bergheimer Sprungs bekannt sind, ist lediglich eine nach Nordosten einfallende Abschiebung von Bedeutung, die mit dem Bergheimer Sprung im Bereich des Vestischen Hauptsattels einen schmalen Graben bildet. Diese Störung beginnt im Westender Sattel, hat mit 60 m b. V. ihren Maximalverwurf im Gladbecker Sattel, und läuft – wie der Bergheimer Sprung – auf der Nordflanke des Moerser Sattels unter Aufspaltung in kleinere Störungen aus.

Im nördlichen Rossenrayer Horst setzt auf der Südflanke der Schermbecker Mulde der Südost – Nordwest streichende und nach Südwesten einfallende Alpsrayer Sprung ein. Er ist mit etwa 17m Verwurf im Baufeld der Schachtanlage Rossenray aufgeschlossen; nach Norden scheint der Verwurf schnell zuzunehmen, denn im Bereich des Spellener Sattels müssen schon ca. 110m b. V. für den zwischen den Bohrungen Damm 3 und Damm 4 hindurchlaufenden Sprung konstruiert werden. Über den Verlauf nach Nordwesten ist wenig bekannt. Der Sprung dürfte aber zwischen den beiden Mutungsbohrungen Niederrhein 1 und Niederrhein 77 durchstreichen, da die Höhe der Karbon-Oberfläche zwischen den beiden Bohrungen um etwa 40 m differiert.

In dem nördlichen Bereich des Horstes sind noch zwei ca. 115°-streichende und nach Nordosten einfallende Blätter beziehungsweise Schrägabschiebungen zu erwähnen, die mit ca. 10 m b. V. und unbekanntem Horizontalverwurf im Baufeld der Schachtanlage Rossenray aufgeschlossen sind.

Die östliche Begrenzung des Rossenrayer Horstes gegen die anschließende Rheinberger Staffel, der Rheinpreussen-Sprung, verläuft nach HOYER (1962: 440) von Duisburg bis in die Gegend von Xanten.

Im untersuchten Gebiet ist er besonders im Süden sehr gut aufgeschlossen und kann in seiner Erstreckung von Südosten nach Nordwesten gut verfolgt werden. Im Südosten im Feld Diergardt II der Schachtanlage Mevissen - kann der bankrechte Verwurf schon mit ca. 170 m konstruiert werden (Taf. 18: Schnitt A). Im Streichen nach Nordwesten nimmt der Abschiebungsbetrag sehr schnell zu und erreicht sein Maximum mit etwa 370 m b. V. im Westender Sattel (Taf. 18: Schnitt B) zwischen den Schächten 3 und 1/2 der Schachtanlage Rheinpreussen. Im Vestischen Sattel geht der Abschiebungsbetrag leicht zurück, ist aber mit 220-270m noch immer recht groß. Auf der Nordflanke des Moerser Sattels wird das Streichen flacher, gleichzeitig geht der Verwurfsbetrag schnell zurück, bis er im Osten der Pattbergschächte (in der 2. Südl. Richtstr. nach Osten) nur noch 14 m b. V. aufweist. In der Lippe-Hauptmulde biegt der Sprung wieder in die Südost-Nordwest-Richtung ein, gleichzeitig damit wächst auch der Abschiebungsbetrag auf etwa 80 m im Dorstener Hauptsattel und etwa 175 m auf der Südflanke der Schermbecker Mulde. Auf der Nordflanke der Schermbecker Mulde geht der Verwurf wieder auf ca. 100 m zurück. Dieser Betrag wird auch für das Fortstreichen nach Nordwesten angenommen.

Der Rheinpreussen-Sprung ist besonders bemerkenswert, als er zwischen Vestischem Hauptsattel und Dorstener Hauptsattel mit dem parallel verlaufenden und ostfallenden Rheinkamper Sprung eine Staffelscholle bildet, die "Rheinpreussen-Scholle", während er zwischen Dorstener Hauptsattel und Raesfelder Mulde mit dem westfallenden Alpener Sprung einem schmalen Graben, den Heidecker Graben, einschließt (s. Taf. 18 u. 19). Im Dorstener Hauptsattel lösen sich die beiden gegenfallenden Sprünge ab, wobei der Rheinkamper Sprung von Südosten kommend spitzwinklig in den gegenfallenden Alpener Sprung hineinläuft.

Der Rheinkamper Sprung setzt im Gladbecker Sattel ein und läuft dann bis zur Nordflanke des Moerser Sattels genau parallel zum Rheinpreussen-Sprung, wobei der Abschiebungsbetrag des Rheinkamper Sprungs hier stets geringer ist als der des Rheinpreussen-Sprungs.

Auf der Nordflanke des Moerser Sattels nimmt der Verwurf des Rheinkamper Sprungs in dem Maße zu, wie der Verwurf des Rheinpreussen-Sprungs zurückgeht. Der maximale Abschiebungsbetrag des Rheinkamper Sprungs ist mit 300 m b. V. im Zentrum der Lippe-Hauptmulde östlich der Pattbergschächte aufgeschlossen. Der Bereich maximaler Abschiebung des Rheinkamper Sprungs steht genau dem Bereich minimaler Abschiebung des Rheinpreussen-Sprungs gegenüber.

Das Verspringen des Hauptverwurfs auf den östlichen Sprung geht in diesem Gebiet einher mit der Verbreiterung der Staffelscholle (Rheinpreussen-Scholle) und dem gleichzeitigen Auftreten vieler kleinerer Störungen, die zusammen einen Graben innerhalb der Staffelscholle bilden (s. Abb. 71; Taf. 18: Schnitt G; Taf. 19: Schnitt H).

Hier beginnt auch wenig östlich des Rheinkamper Sprungs auf dem Dorstener Hauptsattel der Alpener Sprung, der mit wechselndem, aber generell Südost – Nordwest gerichtetem Streichen flach spitzwinklig zum Rheinpreussen-Sprung nach Nordwesten verläuft und dabei mit diesem den schmalen Heidecker Graben bildet. Nach neueren Erkenntnissen durch bergbauliche Aufschlüsse und seismische Erkundungen (mdl. Mitt. M. KLES-SA) kann nicht ausgeschlossen werden, daß der Alpener Sprung weiter südlich innerhalb der Rheinpreussen-Scholle, das heißt westlich des Rheinkamper Sprungs einsetzt. Der Heidecker Graben würde sich somit nach Süden bis auf die Nordflanke der Lippe-Hauptmulde verlängern, so daß das grabenartige Einsinken der Karbon-Schichten im dortigen Bereich der Rheinpreussen-Scholle (s. Abb. 71; Taf. 18: Schnitt G; Taf. 19: Schnitt H) als Einsetzen des Heidecker Grabens gedeutet werden könnte.

Der Alpener Sprung, der in der Geologischen Karte des Ruhrkarbons 1:100000 (1982) noch als Winterswicker Sprung bezeichnet ist, wird hier in Übereinstimmung mit dem Gebrauch im Bergbau Alpener Sprung genannt. Dieser Sprung gewinnt auf der Nordflanke des Dorstener Hauptsattels sehr schnell an Bedeutung. Er weist dort bereits einen bankrechten Verwurf von 320m auf, weiter nach Norden geht der Verwurf jedoch wieder auf etwa 270m zurück, die dann aber bis in den Spellener Sattel projiziert werden können. Über den Verwurf nördlich des Spellener Sattels ist nichts bekannt.

Innerhalb des von Rheinpreussen- und Alpener Sprung gebildeten Heidecker Grabens verläuft der nordostfallende Heidecker Sprung, der wiederum mit dem Alpener Sprung einen Spezialgraben bildet.

Der Heidecker Sprung setzt im Zentrum der Lippe-Hauptmulde – noch auf der Rheinpreussen-Scholle – ein. Im Dorstener Hauptsattel zeigt er eine kleine Verbiegung und verläuft dann parallel zum Rheinpreussen-Sprung, um auf der Südflanke des Spellener Sattels spitzwinklig in den Alpener Sprung zu laufen. Der größte Verwurf des Sprungs wird mit 120 m b. V. auf der Nordflanke des Dorstener Hauptsattels projiziert (Taf. 19: Schnitt K), in der Bohrung Alpsray 1 ist nur noch ein Verwurf von 50 m erbohrt. Dieser Betrag kann für den Sprung bis zu seinem Auslaufen im Alpener Sprung angenommen werden.

Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes folgt nach Osten als nächste größere Abschiebung der ostfallende Bornheimer Sprung, der die "Rheinkamper Scholle" innerhalb des Rheinberger Grabens abtrennt. Der Bornheimer Sprung setzt unmittelbar nördlich des Moerser Sattels ein. Sein Verlauf nach Norden ist mehrfach gekrümmt. Zunächst verläuft der Sprung parallel zum Rheinkamper Sprung, biegt aber auf der Südflanke der Lippe-Hauptmulde, wo er mit ca. 130–140m seinen größten Verwurf hat, in die Südsüdost – Nordnordwest-Richtung ein, die er bis zum Dorstener Hauptsattel beibehält. Auf dem Sattel biegt der Sprung in die Ostsüdost – Westnordwest-Richtung um, wobei der Verwurf gleichzeitig auf etwa 50m zurückgeht. In der Schermbecker Mulde schwenkt er erneut in die Südsüdost – Nordnordwest-Richtung ein, so daß der Sprung schließlich spitzwinklig mit dem Drüpter Sprung zusammenläuft.

In diesem Bereich – also zwischen Dorstener Hauptsattel und Spellener Sattel – läuft etwa parallel zum Bornheimer Sprung ein gegenfallender Sprung mit geringerem Verwurf (b. V. ca. 10 – 30 m). Dieser Sprung ist nur aus seismischen Erkundungen bekannt.

Im Süden des untersuchten Gebietes folgt als nächste grö-Bere Verwerfung der Beeckerwerther Sprung. Dieser setzt im Bereich des Alstadener Sattels ein (in den Grubenfeldern Westende und Beeckerwerth ist er nachgewiesen). Bereits im Westender Sattel verwirft der Sprung das Karbon um ca. 70m, bei einem generellen Südost-Nordwest-Streichen. Im Gladbecker Sattel biegt der Sprung in die Südsüdost - Nordnordwest-Richtung um, wobei der Verwurf auf mehr als 100m ansteigt. Dieses Streichen wird beim Queren des Vestischen Hauptsattels beibehalten. Auf der Nordflanke des Moerser Sattels biegt er dann kurz in die Ostsüdost - Westnordwest-Richtung ein, um jedoch schnell wieder in die allgemeine Südost-Nordwest-Richtung einzuschwenken. Der Abschiebungsbetrag geht dabei von 130 m auf zunächst 90 m zurück, um dann südlich des Muldentiefsten der Lippe-Hauptmulde sehr schnell auszulaufen.

Auf der Südflanke der Lippe-Hauptmulde bildet der Beeckerwerther Sprung dabei zunächst mit einem gegenfallenden Sprung einen kleinen Horst, der nach Norden spitz zuläuft. Dieser westfallende Sprung, der in der Bohrung Vierbaumer Heide 1 mit ca. 90 m b. V. angetroffen wurde, stößt dann ebenfalls im Dorstener Hauptsattel spitzwinklig auf den Drüpter Sprung. Dabei muß sein Verwurf schon vorher stark zurückgegangen sein, denn in der Bohrung Bruckerfeld 2 wurde der Sprung mit lediglich 20 m b. V. erbohrt.



Abb. 71 Grabenartiges Einsinken der Karbon-Schichten innerhalb der Rheinpreussen-Scholle im westlichen Bereich der Rheinberger Staffel (nördlich der Schachtanlage Pattberg, Moers)

Fig. 71 Structural graben within the Rheinpreussen block, the westernmost fault block of the Rheinberg tilted fault block (north of Pattberg plant near Moers)

Im östlichen Teil des Rheinberger Grabens bildet der ostfallende Drüpter Sprung zusammen mit dem westfallenden Grünthaler Sprung den sehr schmalen Ankerweide-Graben.

Beide Sprünge setzen auf der Südflanke der Lippe-Hauptmulde ein, wo sie zunächst etwa Südost-Nordwest streichen und mit geringen Verwürfen vorliegen. Im Kern der Lippe-Hauptmulde biegen beide Sprünge in die steilere Südsüdost - Nordnordwest-Richtung um, gleichzeitig nimmt der Verwurf des Drüpter Sprungs auf etwa 90m zu. Der Graben verschmälert sich nach dem Umbiegen, da nach der Bohrung Wolfskuhlen 1, in der beide Störungen angetroffen wurden, die Breite des Grabens an der Karbon-Oberfläche mit maximal 150-200m angenommen werden muß. Der Verwurf ist für beide Sprünge mit 50m beziehungsweise 52 m in etwa gleich. In der etwas nördlich gelegenen Bohrung Bruckerfeld 2 ist dann der westfallende Grünthaler Sprung schon mit 65 m b. V. erbohrt. Nach Norden zeigt der Verwurf des Grünthaler Sprungs zunehmende Tendenz und in der Bohrung Grint 2 kann er schon mit mindestens 135 m angegeben werden. Der Drüpter Sprung muß im Bereich des Dorstener Hauptsattels mit geringerem Verwurf projiziert werden; der größte nachgewiesene Verwurf liegt mit 78m b. V. in der Bohrung Ankerweide 2, auf der Südflanke der Schermbecker Mulde, vor.

Vom Zentrum der Schermbecker Mulde nach Nordwesten kehren sich dann offensichtlich die Verhältnisse um, das heißt der Grünthaler Sprung verliert an Bedeutung, während gleichzeitig der Verwurf des Drüpter Sprungs zunimmt (Taf. 19: Schnitte M-O).

Im Bereich der Schermbecker Mulde ist die Ausstrichbreite des Ankerweide-Grabens an der Karbon-Oberfläche mit ca. 1,5 km am größten. Nördlich des Spellener Sattels scheinen die beiden schmalen Grabenstrukturen des Heidecker und Ankerweide-Grabens sich zu vereinigen.

In der Schermbecker Mulde konnte bei den intensiven Explorationsmaßnahmen der letzten Jahre eine bemerkenswerte schmale Horststruktur erkannt werden, der sogenannte Grinter Horst, der im Westen durch den Grünthaler Sprung und im Osten durch den Ossenberger Sprung begrenzt wird. Dieser Horst paust sich in das Deckgebirge durch und ist verantwortlich für eine komplizierte Tektonik innerhalb der Deckgebirgsschichten (Taf. 19: Schnitt L). Der Horst ist mit maximal 250 m auf der Südflanke der Schermbecker Mulde am schmälsten, er verbreitert sich aber auf der Nordflanke auf etwa 1 km.

Die östliche Störung, der Ossenberger Sprung, hat auf der Südflanke der Schermbecker Mulde einen Verwurf von mindestens 78 m im Karbon (Bohrung Grint 3). Im gleichen Bereich läuft eine westfallende Abschiebung, die sehr gut mit einer 45-m-Abschiebung aus der Bohrung Budberger Feld 2 zu verbinden ist, in den ostfallenden Ossenberger Sprung und formt dabei einen nach Süden hin sich öffnenden keilförmigen Spezialgraben.

Der westfallende Rönsbergshofer Sprung, der im Süden des Untersuchungsgebietes aus Südsüdost heranstreicht und sich südlich des Schachtes Rönsbergshof mit dem Ostsüdost-Westnordwest streichenden Alstadener Blatt vereinigt, läuft auf der Nordflanke des Gladbecker Sattels aus, während etwa 500 möstlich der gegenfallende Orsoyer Sprung beginnt.

Der Orsoyer Sprung kann mit relativ geringem Verwurf zwischen Gladbecker Sattel und Spellener Sattel verfolgt werden, wo er im spitzen Winkel auf den Eversaeler Sprung trifft. Beide Sprünge bilden einen schmalen Graben zwischen Moerser Sattel und Spellener Sattel, wobei die Karbon-Schichten aber nur geringfügig verworfen werden. Der größte Abschiebungsbetrag des Orsoyer Sprungs ist mit etwa 70 m b. V. in einer breiten Störungszone westlich der Bohrung Drießen im Zentrum der Lippe-Hauptmulde aufgeschlossen. Nach Norden nimmt der Verwurf wieder schnell ab, in der Bohrung Budberger Feld 1, die auf dem Dorstener Hauptsattel niedergebracht wurde, können nur noch wenige Meter Verwurf festgestellt werden, während für den Bereich der Schermbecker Mulde maximal 40 m b. V. projiziert werden können.

Als nächste Störung folgt der westfallende Eversaeler Sprung, der im Moerser Sattel vom ostfallenden Schwelgern-Sprung abzweigt, wobei durch beide Sprünge der Walsumer Horst abgegrenzt wird.

Im Moerser Sattel nimmt der Eversaeler Sprung zunächst an Verwurf zu (120 m b. V. auf der Nordflanke des Moerser Sattels), in der Lippe-Hauptmulde wird der Abschiebungsbetrag aber wieder stark reduziert (bis < 10 m im Schnitt H, Taf. 19). Auf dem Dorstener Hauptsattel scheint der Sprung in zwei Äste aufzuspalten. In der Schermbecker Mulde liegt dann wieder eine Störung vor, wobei der Abschiebungsbeträg von der Südflanke mit 120 m auf 160 m in der Nordflanke zunimmt. Im Bereich des Muldentiefsten schwenkt die Störung aus der generellen Südost – Nordwest-Richtung in ein flacheres Streichen über, so daß der Eversaeler Sprung nördlich des Spellener Sattels mit dem westlich gelegenen Grünthaler Sprung zusammenläuft.

In dem Graben, der von Orsoyer Sprung und Eversaeler Sprung gebildet wird, läuft auf der Nordflanke des Moerser Sattels der von Südosten kommende Thyssen-Westende-Sprung aus. Dieser Sprung, der im Grubenfeld Westende mit mehr als 200 m b. V. aufgeschlossen ist und auch mit ca. 200 m b. V. zwischen den Schächten 4/8 der Schachtanlage Friedrich Thyssen verläuft, zeigt zwar in der Emscher-Mulde noch 130 m b. V., er wird aber auf der Nordflanke des Moerser Sattels schnell unbedeutend und läuft schließlich auf der flachen Südflanke der Lippe-Hauptmulde langsam aus.

Es folgt nach Osten hin als nächste tektonische Großeinheit der Walsumer Horst. Dieser stellt eine sich nach Norden keilförmig öffnende Horstscholle dar, wobei die größte Breite an der Karbon-Oberfläche mit ca. 4 km im Bereich des Spellener Sattels gemessen werden kann (Taf. 18: Schnitte E-G; Taf. 19: Schnitte H-O). Die Horstscholle ist recht einfach gebaut. Die Faltenachsen liegen mehr oder weniger horizontal, lediglich die Achse der Lippe-Hauptmulde taucht flach nach Nordosten ein.

Aus der Explorationstätigkeit der vergangenen Jahre sowie aus dem Abbau sind zwischen Dorstener Hauptsattel und Spellener Sattel mehrere kleine Abschiebungen bekannt. Diese fallen bis auf eine Ausnahme nach Nordosten ein, die Streichrichtung ist generell parallel zu den großen, schollenbegrenzenden Sprüngen. Die Verwurfsbeträge liegen zwischen 5 und 30 m. Im Süden scheinen alle diese Sprünge wohl im Dorstener Hauptsattel auszulaufen.

Die östliche Begrenzung der Horstscholle gegen den Dinslakener Graben wird durch den Schwelgern-Sprung gebildet. Dieser ostfallende Sprung setzt mit geringem Verwurf auf der Nordflanke des Westender Sattels ein und verläuft zunächst nach Nordwesten parallel zum Thyssen-Westende-Sprung mit geringem Verwurf (Taf. 14).

Im Bereich des Vestischen Hauptsattels läuft das Ostsüdost – Westnordwest streichende Hamborner Blatt in den Schwelgern-Sprung, dessen Abschiebungsbetrag gleichzeitig auf ca. 100 m zunimmt. Unmittelbar nördlich des Thyssen-Sattels (= Moerser Sattel) biegt der Schwelgern-Sprung in die Südsüdost – Nordnordwest-Richtung ein, die er dann – unter Zunahme des Abschiebungsbetrages auf etwa 200 m – bis dicht an das Zentrum der Lippe-Hauptmulde beibehält. Östlich der Schächte 1/2 (= Schächte Franz Lenze und Wilhelm Roelen) des Bergwerks Walsum schwenkt der Sprung aus der Südsüdost – Nordnordwest-Richtung dann abrupt in die Ostsüdost – Westnordwest-Richtung um und biegt dann nach etwa 1 km wieder in die Südsüdost – Nordnordwest-Richtung ein. In diesem Bereich ist der Verwurf mit ca. 230 m annähernd konstant.

Südlich der Schächte 1/2 des Bergwerks Walsum sind mehrere Ostsüdost - Westnordwest streichende Blätter mit Abschiebungsbeträgen zwischen 10 und 30m bekannt. Diese Blätter laufen mit einer ostfallenden Abschiebung zusammen, die dicht westlich der Schächte an der Karbon-Oberfläche ausstreicht und ca. 1 km nördlich dieser Schächte in den Schwelgern-Sprung einmündet.

Durch diese Anordnung der Störungen wird eine rautenförmige Staffelscholle gebildet, auf der die genannten Schächte des Bergwerks Walsum stehen. Eine ähnliche Scholle findet sich in der Grabenscholle nördlich des Südsüdost – Nordnordwest streichenden Bereichs des Schwelgern-Sprungs. In diesem Gebiet trifft außerdem ein Schwarm von Ostsüdost – Westnordwest streichenden Blattverschiebungen auf den Schwelgern-Sprung (s. Taf. 14 und BORNEMANN 1980: 183). Im Norden dieser eigentümlichen Rautenschollen steigt der Abschiebungsbetrag des Schwelgern-Sprungs sehr schnell an, um auf der Südflanke des Dorstener Hauptsattels etwa 280 m b. V. zu erreichen.

Im Bereich des Dorstener Hauptsattels liegt der Sprung mit zwei Ästen vor, die sich auf der Südflanke der Schermbecker Mulde wieder vereinigen und dabei eine keilförmige Staffelscholle formen, deren Spitze nach Norden weist. Hier verteilt

# 2.3. Analyse des tektonischen Baus

## 2.3.1. Das Krefelder Gewölbe

Das untersuchte Gebiet am linken Niederrhein ist allgemein gekennzeichnet durch seine Lage am Nordostrand einer bedeutenden Achsenaufwölbung, die das Ruhrkarbon nach Westen begrenzt. Diese etwa Südost – Nordwest streichende Aufwölbung wird als "Krefelder Gewölbe" bezeichnet (SCHAUB 1954 a, R. TEICHMÜLLER 1954).

Die Struktur wurde schon vor der Jahrhundertwende erkannt, da in verschiedenen, damals westlich von Krefeld abgeteuften Mutungsbohrungen unerwartet das Flözleere beziehungsweise Präoberkarbon-Schichten angetroffen wurden. Eine Zusammenstellung der älteren Literatur zu diesem Thema gibt SCHAUB (1954 a), der das Krefelder Gewölbe im übrigen als postoberkarbonische Aufwölbung des Grundgebirges deutet.

R. TEICHMÜLLER (1956: 55) spricht sowohl vom Krefelder Gewölbe als auch vom "Krefelder Achsenscheitel". Der gleiche Autor (R. TEICHMÜLLER 1962: 1251) deutet das Hoch als eine der beiden "Querstrukturen", die den Faltenbau des Ruhrkarbons im Osten und im Westen begrenzen.

HOYER (1962), der die Tektonik am linken Niederrhein untersuchte und umfassend beschrieb, bringt "das Abklingen der Faltung westlich des unteren Niederrheins" in Zusammenhang mit einer Heraushebung des tieferen Karbons im Südwesten, dem Krefelder Gewölbe. Er sieht, wie auch ELBERS-KIRCH & WOLBURG (1962), das Zentrum der Aufwölbung im Bereich der Bohrungen Wachtendonk und Wankum, wobei die Achse der Aufwölbung Südsüdost-Nordnordwest streicht und mit  $0-3^{\circ}$  nach Norden abtaucht.

R. TEICHMÜLLER (1974: 280) bezeichnet das Krefelder Gewölbe als "uraltes Lineament", das im Karbon die Grenze zweier Faziesbereiche darstellte, nämlich im Unterkarbon zwischen Kohlenkalk im Westen und Kulm im Osten. Für das Namur stellt er die Ablagerung kleinerer Mächtigkeiten im Westen sowie größerer Mächtigkeiten im Osten fest, und für das Westfal schließlich erkennt er das Auskeilen vieler im Ruhrkohlenbecken bauwürdiger Flöze nach Westen. Nach neueren Untersuchungen durch STRACK & FREUDENBERG (1984) ist jedoch ein Einfluß des Krefelder Gewölbes auf die Sedimentation im Oberkarbon nicht erkennbar. Das Krefelder Gewölbe wird somit von R. TEICHMÜLLER (1974) als präkarbonisch existente Struktur angesehen.

Dieser Auffassung schließen sich auch PLEIN & DÖRHOLT & GREINER (1982) an, die nach Auswertungen von seismischen Messungen und von Satellitenbildern die Genese des Kre-

sich der Abschiebungsbetrag von ca. 300 m b.V. auf die beiden Störungsäste.

Weiter nach Norden wird dieser Betrag zunächst beibehalten, auf der Nordflanke der Mulde können aber schon 360 m b. V. konstruiert werden (Taf. 19: Schnitt N), die sich gegen den Spellener Sattel auf mehr als 400 m vergrößern (Taf. 19: Schnitt O). Der Schwelgern-Sprung gewinnt in seinem Verlauf nach Norden also ständig an Bedeutung.

Dieser Trend scheint sich über das untersuchte Gebiet nach Nordwesten fortzusetzen. Im Bereich der Raesfelder Mulde biegt der Schwelgern-Sprung aus der generellen Südost – Nordwest-Richtung in eine flache Ostsüdost – Westnordwest-Richtung um. Hier konnten nördlich der Raesfelder Mulde im Zusammenhang mit dem Bislicher Graben mehr als 400 m Versatz an der Karbon-Oberfläche nachgewiesen werden (THIENHAUS 1962: 203).

Der östlich anschließende Dinslaker Graben war nicht mehr Gegenstand dieser Untersuchungen. Für diesen Bereich wird auf die Untersuchungen von BORNEMANN (1980) verwiesen.

felder Gewölbes mit einer größeren Nordwest-Südost streichenden Scherzone im Untergrund in Zusammenhang bringen. Diese Scherzone wäre demnach bereits prävariscisch aktiv gewesen und dann später rejuveniert worden, so daß sie noch heute aktiv ist.

BUNTEBARTH & MICHEL & TEICHMÜLLER (1982) leiten aus Magnetik und Inkohlungsverhältnissen ein basisches Intrusiv unter dem Krefelder Gewölbe her, das wahrscheinlich im Rotliegenden Platz genommen habe, wobei an Störungszonen Magma bis in das flözführende Oberkarbon aufgestiegen sei. Basische Intrusivgänge finden sich zum Beispiel in der Umgebung des Sonsbeck – Kamper Sprungs bei Kamp-Lintfort (NIEMÖLLER & STADLER & TEICHMÜLLER 1973).

KLOSTERMANN (1983) bezeichnet den südlichen Teil des Zandvoort-Krefelder Hochs als Krefelder Gewölbe, wobei die Gewölbestruktur im Westen durch das Viersener Sprungsystem versetzt wäre, wohingegen sie nach Nordwesten oder Osten mehr oder weniger ungestört abtauchte. Was das Alter des Hochs betrifft, wird davon ausgegangen, daß es bereits prävariscisch konsolidiert war.

Dieser kurze Überblick über die bisherigen Arbeiten zum Krefelder Gewölbe macht deutlich, daß die genaue Lage des strukturellen Hochs sowie die Genese und deren Altersstellung mit großen Unsicherheiten behaftet sind.

Da das Krefelder Gewölbe einerseits nicht Gegenstand der vorliegenden Untersuchung war und andererseits gegenwärtig ein Tiefbohrprogramm des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen in Krefeld mit dem Ziel der genaueren Eingrenzung des Krefelder Gewölbes durchgeführt wird, soll hier nicht weiter auf das Thema eingegangen werden.

Das Krefelder Gewölbe wird hier lediglich als ein Südost – Nordwest streichendes, syngenetisch mit der Faltung des Oberkarbons entstandenes, strukturelles Hoch angesehen, von dem die Faltenachsen sowohl nach Nordosten ins Ruhrgebiet als auch in südwestliche Richtung zum Erkelenzer Revier (WREDE & ZELLER 1983: 30) abtauchen. Der Scheitel dieses langgestreckten Hochs muß westlich des hier untersuchten Gebiets verlaufen, da im gesamten Bereich ein Herausheben der Faltenachsen und der Schichten nach Südwesten hin zu erkennen ist. Dadurch werden in dieser Richtung immer ältere Schichten unter dem diskordant aufliegenden Deckgebirge angetroffen. Mit dem Herausheben der Faltenachsen zum Krefelder Gewölbe ändert sich auch das tektonische Bild, wobei ein Verflachen der Falten bemerkenswert ist (s. Kap. 2.3.2.1. und 2.3.2.2.).

# 2.3.2.1. Allgemeine Beobachtungen

Bedingt durch die strukturelle Lage des Untersuchungsraums am Ostrand des Krefelder Gewölbes ist die zu beobachtende Entwicklung der Faltenstrukturen sowohl großräumig als auch im Detail wenig kompliziert.

Generell wird das untersuchte Gebiet von Südwest – Nordost streichenden Synklinorien und Antiklinorien aufgebaut, die hier in Anlehnung an die im Bergbau übliche Bezeichnung als Hauptmulden und Hauptsättel benannt werden. Diese Hauptsättel und Hauptmulden setzen sich gewöhnlich aus verschiedenen Teilsätteln und -mulden zusammen, die ihrerseits wiederum spezialgefaltet sein können. Im Streichen verändert sich der Aufbau der Hauptsättel und Hauptmulden kontinuierlich, indem Spezialfalten hinzukommen beziehungsweise auslaufen.

Strukturell kann das untersuchte Gebiet in zwei unterschiedlich aufgebaute Bereiche gegliedert werden. So wird der Süden beziehungsweise Südwesten durch eine stärker gefaltete Zone mit geringer Überschiebungstektonik aufgebaut. An diese Zone schließt sich nach Norden beziehungsweise Nordwesten ein Bereich mit flachen, breit angelegten Faltenstrukturen und bedeutenderer Überschiebungstektonik an. Als Grenzlinie der beiden Bereiche kann die Moerser Mulde angesehen werden (vgl. Taf. 15: Schnitte 1–6 und Taf. 16: Schnitte 7–12).

Die Einengung des südlichen Bereichs ist mit durchschnittlich 9 % deutlich stärker als die des nördlichen mit etwa 4 % (s. Tab. 5). Während die relativ große Einengung südlich der Moerser Mulde ausschließlich durch intensivere Faltung hervorgerufen wird, ist die nicht allzu große Einengung des nördlichen Bereichs zu einem großen Teil auf Überschiebungstektonik zurückzuführen.

Die analysierten Faltenstrukturen entwickeln sich im allgemeinen kontinuierlich. Die einzelnen Großstrukturen können recht gut aus den östlich angrenzenden Gebieten in das untersuchte Gebiet verfolgt werden. Dabei zeigt es sich, daß der stärker gefaltete südliche Bereich durch das Einsetzen beziehungsweise Auslaufen von Falten sowie durch Umge-



#### Querschlägige Einengung der untersuchten Karbon-Schichten (Die Querschnitte entsprechen denen in den Tafeln 15 und 16.)

| Querschnitt-<br>Nr. | P14                | Einengung (%)                |                               |                 |  |  |  |  |  |  |  |  |
|---------------------|--------------------|------------------------------|-------------------------------|-----------------|--|--|--|--|--|--|--|--|
|                     | gemessenes Floz    | südlich der<br>Moerser Mulde | nördlich der<br>Moerser Mulde | Gesamteinengung |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 1                   | Sarnsbank          | 2,6                          | 3,2                           | 3,0             |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 2 ^                 | Sarnsbank          | 3,8                          | 3,7                           | 3,8             |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 3                   | Finefrau           | 5,4                          | 3,4                           | 4,0             |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 4                   | Finefrau           | 6,7                          | 4,4                           | 5,2             |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 5                   | Finefrau           | 14,5                         | 3,7                           | 6,7             |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 6                   | Finefrau           | 9,7                          | 5,5                           | 6,8             |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 8                   | Finefrau           | 11,4                         | 2,3                           | 5,2             |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 9                   | Girondelle 5       | 10,9                         | 2,5                           | 5,3             |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 10                  | Girondelle 5       | 11,6                         | 2,9                           | 5,9             |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 11                  | Sonnenschein       | 12,5                         | 2,4                           | 5,5             |  |  |  |  |  |  |  |  |
| 12                  | Sonnenschein       | 14,1                         | 6,4                           | 8,4             |  |  |  |  |  |  |  |  |
| durchschn           | ittliche Einengung | 9,4                          | 3,7                           | 5,4             |  |  |  |  |  |  |  |  |

staltung der einzelnen Faltenformen im Streichen deutliche Veränderungen aufweist, während sich im nördlichen Bereich (nördlich der Moerser Mulde) der Faltenbau im Streichen nur wenig ändert. Die dort vorliegenden, einfach gebauten Strukturen verlaufen gleichmäßig durch das Gebiet, lediglich die Spannweiten und Höhen der einzelnen Faltenelemente ändern sich in Abhängigkeit von der axialen Höhenlage.

Deutlich zum Ausdruck kommt dieser Unterschied zwischen Norden und Süden des Gebietes, wenn man die gemessenen Einengungsbeträge im einzelnen betrachtet (s. Abb. 72).



Abb. 72

Regionale Änderung des Einengungsbetrages. Die Querschnitte entsprechen denen der Tafeln 15 und 16 (s. auch Tab. 5).



Regional changes in the degree of shortening of coal seams caused by tectonical processes (folding/overthrusting), expressed in percent of the original length of undisturbed seams. Numbers 1 – 12 refer to sections of plates 15 and 16 (see also tab. 5). Während die durchschnittliche Einengung von Osten nach Westen bis etwa zum Kamper Graben (Taf. 15: Schnitt 5) relativ konstant ist, wird sie westlich davon sehr schnell geringer. Dieser Effekt wird fast ausschließlich durch ein Zurückgehen des Einengungsbetrages südlich der Moerser Mulde bewirkt, da die Verkürzung im nördlichen Bereich von Osten nach Westen relativ konstant bleibt. In den westlichsten Querschnitten dieser Arbeit (Taf. 15: Schnitte 1 – 2) ist die Einengung in beiden Bereichen dann sogar in etwa gleich.

Somit kann eine Reduzierung der Faltungsintensität, ausgedrückt durch die Abnahme des Einengungsgrades, in Annäherung an das axiale Hoch des Krefelder Gewölbes festgestellt werden.

## 2.3.2.2. Veränderungen des Faltenbaus im Streichen

Im folgenden wird die strukturelle Entwicklung der Hauptfaltenelemente in ihrem Verlauf von Osten nach Westen beschrieben.

Die im äußersten Süden aufgeschlossenen Spezialfalten des Gelsenkirchener Hauptsattels verlaufen mit etwa gleichbleibender Spannweite von Osten nach Westen, wobei der insgesamt gut aufgeschlossene Alstadener Sattel aus einem mehr oder weniger gut entwickelten Koffersattel über einen Rundsattel in einen Spitzsattel übergeht. Die zugehörige Alstadener Mulde zeigt eine ähnliche Entwicklung. Sie liegt östlich des Rheins als einfache, konkave Mulde vor; diese Mulde verbreitert sich in der Rheinberger Staffel nach Westen hin durch Aufteilung, bedingt durch einen Spezialsattel, dem Hochemmericher Sattel, der sich im Zentrum der Mulde entwickelt. Auf dem Rossenrayer Horst laufen diese Spezialfalten wieder aus, und die Mulde liegt als einfache Spitzmulde vor. Diese Entwicklung erfolgt kontinuierlich und ist nicht durch Sprünge beeinflußt, wie aus der Tafel 17 und der Abbildung 67 (S. 112) hervorgeht.

Die nördlich anschließende Emscher-Hauptmulde verliert im untersuchten Gebiet ihre Eigenschaft als Einmuldung und stellt eigentlich nur die spezialgefaltete Nordflanke des Gelsenkirchener Hauptsattels dar. Diese leitet über zu dem tieferliegenden Vestischen Hauptsattel, wobei lediglich die Emscher-Mulde noch bis zu ihrem Ausklingen am Holderberger Sprung geringfügig tiefer liegt als der Vestische Hauptsattel.

Im Osten des Untersuchungsgebietes liegt die Emscher-Hauptmulde als relativ einfach gebaute Struktur vor mit einer breiten Trogmulde im Süden (Westender Mulde) und einem anschließenden kofferähnlichen Sattel, dessen südliche Schulter das Sattelhöchste bildet (Westender Sattel) und dessen Oberkante flach in die am tiefsten eingefaltete Emscher-Mulde einmündet.

Im einzelnen ändert sich der zuvor beschriebene strukturelle Aufbau der Emscher-Hauptmulde im Streichen von Osten nach Westen insofern kontinuierlich, als der Westender Sattel zunehmend verflacht und sich ein einheitliches Gefälle zwischen dem Alstadener Sattel im Süden und der Emscher-Mulde im Norden einstellt (Taf. 16: Schnitte 9–8). Im weiteren Verlauf nach Westen wölbt sich der Westender Sattel wieder heraus, wobei alle Übergänge von einem tonnenförmigen Sattel über einen Spitzsattel in eine breit angelegte, relativ flache Aufwölbung am Westrand des untersuchten Gebietes beobachtet werden können.

Mit der Entwicklung des Westender Sattels einher geht die Umgestaltung der Westender Mulde, die im Osten des Untersuchungsgebietes noch als Trogmulde ausgebildet ist. Aus zwei Umbiegungsachsen, die durch das Abtauchen des Westender Sattels entstanden sind (Taf. 16: Schnitt 8) entwickeln sich nach Westen hin zwei Spezialmulden (Nördliche und Südliche Westender Mulde), die durch den Oermter Sattel getrennt werden. Auf dem Kapellener Horst wird der Oermter Sattel dann durch einen sich in der Südlichen Westender Mulde entwickelnden Sattel abgelöst, und die Nördliche Westender Mulde liegt als flache, breite Trogmulde vor. Ebenfalls im Kapellener Horst läuft die am stärksten eingefaltete Struktur der Emscher-Hauptmulde, die Emscher-Mulde, gänzlich aus, nachdem die Mulde unter Beibehaltung ihrer Form und ihrer Vergenz im Streichen von Osten nach Westen immer unbedeutender geworden war. Im Westen des Untersuchungsgebietes setzt sich die Emscher-Hauptmulde also nur noch aus der breitangelegten Westender Mulde und dem flachgewölbten Westender Sattel zusammen.

Die Reduzierung der Ausstrichbreite der Emscher-Hauptmulde von Osten nach Westen um ca. 25% ist somit nicht an eine stärkere Spezialfaltung der Hauptmulde geknüpft, vielmehr wird dieser Effekt durch das Auslaufen der am stärksten eingefalteten Emscher-Mulde hervorgerufen (s. auch Kap. 2.3.2.4.).

Der nördlich anschließende Vestische Hauptsattel entwickelt sich aus einer recht gut abgegrenzten Kofferstruktur am rechten Niederrhein zu einer breit angelegten, in sich leicht gewellten Sattelstruktur im Westen des Untersuchungsgebietes.

Die Umgestaltung erfolgt auch hier allmählich. So verbreitert sich zunächst der Gladbecker Sattel im Streichen nach Westen und bildet dann einen Koffersattel, in dessen Top die Rheinpreussen-Mulde flach eingedellt ist. Letztere läuft schnell wieder aus, wobei der Gladbecker Sattel in eine flache Aufwölbung übergeht. Im Kapellener Horst läuft der Gladbecker Sattel schließlich gemeinsam mit der direkt südlich anschließenden Emscher-Mulde aus. Über den Horstbereich setzen sich nur noch Moerser Mulde und Moerser Sattel nach Westen fort.

Die Moerser Mulde verläuft relativ gleichmäßig eingetieft mit geringer Spannweite von Osten nach Westen. Nur im Rossenrayer Horst verbreitert sie sich in dem Maße zu einer Trogmulde, wie die Faltenhöhe des südlich gelegenen Rheinpreussen-Sattels zurückgeht. Diese Trogmulde verflacht westlich des Kamper Grabens, so daß die Mulde im Westen als ganz flache, uhrglasförmige Mulde mit sanft geneigter Südflanke vorliegt.

Der Moerser Sattel streicht als flachgewölbter Sattel quer durch das gesamte Untersuchungsgebiet. Im Rossenrayer Horst (genauer zwischen Rheinpreussen-Sprung und Holderberger Sprung) verbreitert er sich, wobei eine südliche und eine nördliche Sattelkuppe ausgebildet sind.

Die Entwicklung der hier beschriebenen Falten des Vestischen Hauptsattels verläuft relativ gleichmäßig von Osten nach Westen. Bemerkenswert ist allerdings, daß der Vestische Hauptsattel im Bereich östlich des Holderberger Sprungs am breitesten angelegt und am intensivsten gefaltet ist und daß sich nur noch zwei Faltenelemente des Vestischen Hauptsattels (Moerser Mulde und Moerser Sattel) über den Holderberger Sprung nach Westen fortsetzen.

Beachtenswert ist ferner die Tatsache, daß westlich des Holderberger Sprungs, nach Auslaufen von Emscher-Mulde und Gladbecker Sattel, der Achsenspiegel des Vestischen Hauptsattels insgesamt tiefer liegt als der Achsenspiegel der südlich gelegenen Emscher-Hauptmulde.

Mit der Lippe-Hauptmulde beginnt die nördliche Zone der breiten, flachgewölbten Strukturen. Die Mulde zeigt ein recht einheitliches Bild insofern, als sie im gesamten untersuchten Bereich als flache, schüsselförmige Mulde vorliegt, deren Breite mit dem Herausheben der Muldenachse nach Südwesten hin ständig abnimmt. Lediglich im Bereich des Rossenrayer Horstes ist das Zentrum der Mulde durch Spezialfaltung von geringer Faltenhöhe etwas stärker differenziert.

Ein wesentliches Merkmal der Lippe-Hauptmulde ist das Auftreten zahlreicher Überschiebungen westlich des Walsumer Horstes. Die komplizierteste Überschiebungstektonik findet sich dabei im Zusammenhang mit der Spezialfaltung im Bereich des Rossenrayer Horstes und der Rheinkamper Scholle. Nach Westen hin reduziert sich die Anzahl der Überschiebungen in der Mulde wieder und im äußersten Westen findet sich nur noch eine Überschiebung auf der Südflanke der Mulde.

Der Dorstener Hauptsattel läuft als flache Aufwölbung über das gesamte Untersuchungsgebiet, wobei seine Spannweite und seine Faltenhöhe von Osten nach Westen stetig abnimmt. Etwa zwischen Schwelgern-Sprung und Rheinpreussen-Sprung liegt er mit der größten Breite vor. Hier setzt sich der Hauptsattel aus zwei Kuppen zusammen, deren nördliche nach Nordosten weiterlauft und dort das Höchste des Dorstener Hauptsattels bildet, während sich die südliche Kuppe nach Südwesten fortsetzt und dort das Sattelhöchste darstellt. Im Verlauf nach Südwesten geht dann seine Bedeutung soweit zurück, daß er hier nur noch als "Dorstener Sattel" bezeichnet wird.

Mit dem Dorstener Hauptsattel sind recht beachtliche Überschiebungen genetisch verknüpft: Im Osten die Walsumer Überschiebung, im Bereich von Rossenrayer Horst und Rheinberger Staffel die Rossenrayer Überschiebung und schließlich ganz im Westen die Kamper Überschiebung.

Die nördlich anschließende Schermbecker Mulde ist wie die anderen Strukturen nördlich des Vestischen Hauptsattels recht einfach gebaut. Sie liegt über ihre gesamte Erstreckung von Osten nach Westen als flache, schüsselförmige Mulde vor. Trotzdem stellt die Schermbecker Mulde eine Ausnahme dar, da sie als einzige Struktur im untersuchten Gebiet kein gleichmäßiges Herausheben der Achse nach Südwesten erkennen läßt. Vielmehr taucht die Muldenachse sowohl von Nordosten als auch von Südwesten her flach zum Walsumer Horst hin ein, so daß die Schermbecker Mulde dort in der axialen Tieflage mit ihrer größten Spannweite vorliegt.

Die axiale Tieflage der Schermbecker Mulde kann keiner großräumigen Achsendepression zugeordnet werden. Es handelt sich wohl um eine lokale Achsendepression, weil das Herausheben der Muldenachse nach Nordwesten und Südosten mit dem gleichzeitigen Auslaufen der Mulde einhergeht. Nach den vorliegenden Erkenntnissen dürfte die Schermbecker Mulde im Nordosten durch das Zusammenlaufen von Dorstener Hauptsattel und Spellener Sattel enden; nach Südwesten hingegen geht sie auf in einer größeren Muldenstruktur, zu der sich Lippe-Hauptmulde, Dorstener Hauptsattel und Schermbecker Mulde vereinigen und jeweils nur noch als Spezialfalten von geringer Höhe innerhalb dieser neugebildeten Hauptmulde erkennbar sind. Deshalb wird in diesem Bereich auch nur noch von Dorstener Sattel und Lippe-Mulde gesprochen.

Strukturell verknüpft mit der Schermbecker Mulde ist vom Issumer Horst nach Nordwesten die recht bedeutende Altfelder Überschiebung, die etwa im Zentrum der Mulde einsetzt und an der steilen Südflanke des Spellener Sattels an der Karbon-Oberfläche ausläuft.

Über die streichende Entwicklung der nördlichen Strukturen wie Spellener Sattel und Raesfelder Mulde können keine gesicherten Angaben gemacht werden. Aus den Projektionen der Schnitte deutet sich aber zumindest für den kofferförmigen Spellener Sattel ein Herausheben nach Südwesten an.

# 2.3.2.3. Überschiebungen und Faltenbau

Die im untersuchten Gebiet bekannten Überschiebungen wurden bereits im Kapitel 2.2.2. ausführlich beschrieben. Im folgenden soll nun auf die Eigentümlichkeiten und Regelmäßigkeiten der Überschiebungstektonik am linken Niederrhein eingegangen werden.

Ein Merkmal des gefalteten Karbons am linken Niederrhein ist das Fehlen sehr großer Überschiebungen, wie sie aus dem Ruhrgebiet bekannt sind. Neben vielen kleineren Überschiebungen sind zwar neun Überschiebungen von größerer Erstreckung bekannt, doch weisen auch diese in der Regel keine allzu großen Verwurfsbeträge auf (b. V. meist <100 m). Die größten Überschiebungsbeträge werden von der Kamper Überschiebung mit maximal 220 m b. V. auf dem Issumer Horst und von der Repelener Überschiebung mit ca. 160 m b. V. auf der Westseite der Lintforter Staffel erreicht.

Die räumliche Verteilung der Überschiebungen ist nicht gleichmäßig, vielmehr findet sich die Mehrzahl der größeren Überschiebungen in der nördlichen Zone der weitspannigen Falten, während im enger gefalteten Süden wesentlich kleinere Überschiebungen von kurzer lateraler Erstreckung vorliegen. In diesem enggefalteten Bereich konnten nur zwei größere Überschiebungen festgestellt werden: die Alstadener Überschiebung im Gelsenkirchener Hauptsattel und die Rheinpreussen-Überschiebung im Vestischen Hauptsattel.

Diese Erscheinung muß damit erklärt werden, daß die Bereiche unterschiedlichen tektonischen Stockwerken angehören, zumal auch in dem Bereich der weitspannigen Falten die Häufigkeit der Überschiebungen sowie deren Ausgestaltung und Größenordnung an bestimmte stratigraphische Bereiche gebunden sind. Diese Zusammenhänge sollen jedoch erst im Kapitel 2.3.2.4. behandelt werden.

Die Überschiebungen sind genetisch mit bestimmten Faltenstrukturen verknüpft. Sie streichen deshalb in der Regel parallel zu diesen Strukturen. Ein Queren der Strukturen, wie es in der tektonischen Karte der Karbon-Oberfläche (Taf. 14) zu finden ist, ergibt sich nur aus der unterschiedlichen Tiefenlage der dargestellten Fläche.

Mit Ausnahme der Altfelder Überschiebung ist die laterale Erstreckung der Überschiebungen relativ gering und liegt meist unter 15 km. Allerdings ist zu beobachten, daß sich in der gleichen Struktur verschiedene Überschiebungen im Streichen ablösen. So wird zum Beispiel im Vestischen Hauptsattel die von Südwesten kommende Rheinpreussen-Überschiebung II von der parallel einsetzenden Rheinpreussen-Überschiebung I nach Nordosten abgelöst (s. auch Abb. 70, S. 118). Im Rossenrayer Horst wird auf der Südflanke der Schermbecker Mulde die von Südwesten heranstreichende Kamper Überschiebung von der weniger bedeutenden Rossenrayer Überschiebung abgelöst, die dann ihrerseits in der Rheinkamper Scholle durch die Walsumer Überschiebung ersetzt wird.

Bei streichender Ablösung addieren sich gewöhnlich die Beträge der einsetzenden und der auslaufenden Überschiebung zu einem konstanten Gesamtverwurf. Regional kann aber der Verwurf eines solchen Überschiebungssystems wie auch die Summe aller Überschiebungsbeträge im gesamten Faltenkomplex recht unterschiedlich sein, wie aus den Abbildungen 73 und 74 zu erkennen ist.

Eine auffällige Erscheinung im gefalteten Karbon des linken Niederrheins ist das fast ausschließliche Auftreten von südostfallenden (= nordwestvergenten) Überschiebungen. Obwohl Überschiebungen in verschieden stark gefalteten Bereichen und strukturell unterschiedlichen Zonen auftreten, sind alle größeren Überschiebungen nordwestvergent.

Nach WREDE (1980 a: 87) ist die Anzahl der nord-und südfallenden Überschiebungen im Ruhrgebiet etwa gleich, doch sind die Verwürfe der südfallenden (= nordvergenten) Überschiebungen im allgemeinen größer als die der nordfallenden (= südvergenten) Überschiebungen.

DROZDZEWSKI (1980a: 31) bringt die Vorherrschaft der nordwestvergenten Überschiebungen im Ruhrgebiet mit der dort vorliegenden Nordwestvergenz in Zusammenhang. Dieses steht in Übereinstimmung mit ADLER et al. (1967: 27), die feststellten, daß bei vergenten Falten mit monokliner Symmetrie jeweils diejenige Scherfläche bevorzugt wird, die der Vergenz parallel ist, während bei gleichschenkligen Falten mit senkrechten Achsenflächen beide Scherflächen auftreten müßten.

Das fast ausschließliche Auftreten von nordvergenten Überschiebungen im Untersuchungsgebiet am linken Niederrhein, wie auch im Erkelenzer Revier (WREDE 1985), bei gleichzeitigem Vorliegen einer nur schwachen Faltung, deren Vergenz nicht oder nur undeutlich ausgeprägt ist, läßt vermuten, daß Überschiebungen die Vergenz eines Ge-



- Abb. 73 Regionales Verhalten der Verwurfsbeträge der einzelnen Überschiebungen des Untersuchungsgebietes, gemessen im Flöz Karl. Die Summe aller Verwurfsbeträge nimmt von Westen nach Osten ab. Bei den Schnitten 4 – 12 handelt es sich um die Querschnitte der Tafeln 15 und 16.
- Fig. 73 Regional variations of stratigraphic throws of the various thrusts in the studied area measured in coal seam Karl. Diagrams shows total amount of throws decreasing from west to east. Numbers 4–12 indicate cross-sections of plates 15 and 16.

birgsbaus schon in sehr frühem Faltungsstadium deutlich aufzeigen, während die Faltenvergenz erst später zum Ausdruck kommt.

Südostvergente (= nordwestfallende) Überschiebungen treten im untersuchten Bereich nur in geringer Anzahl auf. Sie haben generell kleinere Verwurfsbeträge und halten nicht über größere Entfernungen durch. In der Regel sitzen sie größeren nordwestvergenten Überschiebungen auf und bilden mit diesen sogenannte "Fischschwanzstrukturen" (s. Abb. 75).

Diese Störungskombination, die im Ruhrgebiet häufig zu finden ist und dort über viele Kilometer durchhalten kann (DROZDZEWSKI 1979, 1980 a) ist in den Karbon-Schichten am linken Niederrhein selten anzutreffen und dann auch nur über geringe Entfernung zu verfolgen. Die wenigen Vorkommen sind beschränkt auf das Gebiet östlich des Kamper



- Abb. 74 Regionales Verhalten der Verwurfsbeträge der einzelnen Überschiebungen des Untersuchungsgebietes, gemessen im Flöz Girondelle 5. Die Summe der Verwurfsbeträge steigt von Westen her zunächst an, um dann nach Osten wieder zurückzugehen. Bei den Schnitten 1 – 11 handelt es sich um die Querschnitte der Tafeln 15 und 16.
- Fig. 74 Regional variations of stratigraphic throws of the various thrusts in the studied area measured in coal seam Girondelle 5. Total throws showing a maximum in section 3, decreasing to the west as well as to the east. Numbers 1–11 refer to cross-sections of plates 15 and 16.

Grabens, wo sie im stratigraphischen Bereich von den Mittleren Bochumer Schichten bis in die Mittleren Essener Schichten auftreten.

Eine genetische Zuordnung der Fischschwanzstrukturen läßt sich hier nicht vornehmen, da diese Störungskombination sowohl im spezialgefalteten Muldenkern der Lippe-Hauptmulde wie auch in der Umbiegungsachse am Südrand der Lippe-Hauptmulde vorkommt.

Durch das überwiegende Auftreten von südostfallenden Überschiebungen – unabhängig von den strukturellen Gegebenheiten – ist das Verhältnis zwischen synthetisch und antithetisch aufschiebenden Überschiebungen am linken Niederrhein in etwa ausgeglichen, es ist sogar ein leichtes Übergewicht der antithetischen Überschiebungen zu erkennen (s. Abb. 76). Diese leichte Dominanz der antithetischen Überschiebungen steht in gewissem Gegensatz zu



- Abb. 75 Fischschwanzstruktur im Zentrum der Lippe-Hauptmulde auf dem Rossenrayer Horst
- Fig. 75 Combination of overthrusts ("fishtail structure") in the centre of the Lippe synclinorium within the Rossenray horst

den Beobachtungen aus dem übrigen Ruhrgebiet, wo nach DROZDZEWSKI (1980a: 78) etwa 80-90% aller Überschiebungen synthetisch vorliegen.

Das untersuchte Gebiet am linken Niederrhein unterscheidet sich diesbezüglich auch vom Aachen – Erkelenzer Revier. Zwar liegen auch dort fast ausschließlich südostfallende Überschiebungen vor, doch sind diese bis auf wenige Ausnahmen synthetisch zur Schichtung (WREDE 1985).

Da im hier untersuchten Raum die meisten Überschiebungen in den relativ flachwelligen Falten des nördlichen Bereichs auftreten, liegen die Scherflächenwinkel der Überschiebungen zwischen 20 und 30° (s. Abb. 76). Ähnliche Werte sind auch aus dem Ruhrgebiet für flache Lagerung bekannt (WREDE 1980b, KUNZ 1980).

Aus dem Diagramm der Abbildung 76 geht auch hervor, daß die Maximalverteilung der Scherflächenwinkel (unabhängig davon, ob die Überschiebungen synthetisch oder antithetisch aufschiebend sind) nahe an der 20°-Kurve des Diagramms liegt. Dabei scheinen im antithetischen Bereich etwas größere Winkel bevorzugt zu werden, je steiler die Schichtung ist.

Der Tiefgang der Überschiebungen ist im allgemeinen nicht sehr groß. Die meisten Überschiebungen im östlichen Bereich des untersuchten Gebietes laufen noch innerhalb der Bochumer Schichten aus, nach Westen hin müssen die Überschiebungen allerdings zum Teil bis in den obersten Bereich der Sprockhöveler Schichten projiziert werden.

#### 2.3.2.4. Stockwerktektonik

Bei den tiefentektonischen Untersuchungen im Ruhrgebiet (DROZDZEWSKI et al. 1980) wurde eine deutlich ausgeprägte Vertikalgliederung des Oberkarbons hinsichtlich seines tektonischen Aufbaus erkannt. So wurden drei tektonische Stockwerke unterschieden, die durch Faltung und Überschiebungstektonik charakterisiert sind:

- das obere Stockwerk mit flacher Lagerung beziehungsweise schwacher Faltung und wenigen Überschiebungen
- das mittlere Stockwerk mit kurzwelliger Faltung und häufigen Überschiebungen
- das untere Stockwerk mit Spezialfalten; Überschiebungen fehlen oder sind nur unbedeutend

Diese Stockwerkgliederung, die nicht an bestimmte stratigraphische Niveaus gebunden ist, konnte – zwar weniger ausgeprägt als im Ruhrgebiet, aber dennoch deutlich – auch im Karbon des linken Niederrheins erkannt werden.

Dem oberen Stockwerk werden die flachliegenden Kernbereiche der Lippe-Hauptmulde und der Schermbecker Mulde zugerechnet. Stratigraphisch umfaßt dieser Bereich die Horster Schichten und die Dorstener Schichten. Gut zu erkennen ist dieses Stockwerk (und der Stockwerkaufbau insgesamt) im Schnitt 12 der Tafel 16. Dort kann das obere Stockwerk mit seinen flachliegenden Schichten deutlich vom mittleren Stockwerk mit seinen Überschiebungen abgegrenzt werden.

Der größte Teil des untersuchten Gebietes muß dem mittleren tektonischen Stockwerk zugerechnet werden, das durch Überschiebungstektonik und kurz- bis mittelspannige Falten charakterisiert ist. Die südliche Ausstrichgrenze dieses Stockwerks an der Karbon-Oberfläche wird etwa durch Moerser Sattel und Mulde gebildet.

Dieses mittlere Stockwerk liegt diachron in der stratigraphischen Abfolge, das heißt die Schichten, in denen dieses Stockwerk ausgebildet ist, werden von Osten nach Westen zunehmend älter. Im östlichen Bereich umfaßt das mittlere -Stockwerk die Oberen Bochumer Schichten, während es im Westen bis in die Wittener Schichten reicht.

Das untere tektonische Stockwerk ist im Südosten des Untersuchungsgebietes in der spezialgefalteten EmscherHauptmulde und im Gelsenkirchener Hauptsattel aufgeschlossen. Westlich des Holderberger Sprungs verschiebt sich die Nordgrenze des Stockwerks nach Norden, so daß dort der Vestische Hauptsattel diesem Stockwerk noch zugerechnet werden muß.

Der stratigraphische Bereich, in dem dieses Stockwerk aufgeschlossen ist, verschiebt sich analog dem mittleren Stockwerk von Osten nach Westen in ältere Schichten.

Die in diesem Stockwerk auftretenden Überschiebungen haben gewöhnlich geringe Verwurfsbeträge, außerdem halten sie weder im Streichen noch zur Teufe hin weit durch. Die wenigen etwas größeren Überschiebungen werden als Wurzelzonen der großen Überschiebungen des mittleren Stockwerks gedeutet.

Der oben genannte tektonische Aufbau kann also mit einem flachen Abtauchen der einzelnen tektonischen Stockwerke nach Nordosten beschrieben werden, da sich die Grenzen der einzelnen Stockwerke in Richtung zum Krefelder Gewölbe hin in immer ältere Schichten verschieben.

Diese Beobachtung wird auch gestützt durch die Tatsache, daß die Summe der bankrechten Verwürfe aller Überschiebungen in jeweils einem bestimmten, gut aufgeschlossenen stratigraphischen Niveau von Osten nach Westen deutlich zunimmt, weil das jeweilige Flöz immer zentraler in das mittlere Stockwerk rückt (s. Abb. 73 und 74, S. 131).

So nimmt in Abbildung 73 die Summe der Verwürfe, gemessen im Flöz Karl, von Osten nach Westen von etwa 150 m auf etwa 400 m zu (Taf. 16 u. 15: Schnitte 12 – 4), da dieses stratigraphische Niveau von Nordosten nach Südwesten quer durch das mittlere Stockwerk wandert. In Abbildung 74 läßt das abrupte Zurückgehen der Verwürfe im hier gemessenen Flöz Girondelle 5 deutlich erkennen, daß dieses Flöz östlich von Schnitt 6 (Taf. 15) ebenfalls in das unterste tektonische Stockwerk eintaucht.



- Abb. 76 Beziehungen zwischen Schichteneinfallen und Einfallen der Überschiebungen im Untersuchungsgebiet (γ = Winkel zwischen Schichteneinfallen und Einfallen der Überschiebung bei flacher Lagerung: primärer Scherflächenwinkel)
- Fig. 76 Interrelation between dip of strata and dip of overthrusts in the studied area (γ represents angle between dip of strata and dip of overthrust plane reconveyed to horizontal bedding: primary angle of shear plane)

# 2.3.3. Sprungtektonik

Das gefaltete Karbon im Untergrund des linken Niederrheins ist, wie ein Blick auf die tektonische Karte (Taf. 14) zeigt, durch zahlreiche querschlägige Störungen von mehr oder minder großem Verwurf und von unterschiedlicher lateraler Erstreckung in eine größere Anzahl von Horsten, Gräben und Staffelschollen zerlegt.

Die einzelnen Querstörungen wurden mit ihrem Verlauf und ihren Verwurfsbeträgen im Kapitel 2.2.3. beschrieben. Im folgenden sollen nun die Eigentümlichkeiten und Gesetzmäßigkeiten der Bruchtektonik im untersuchten Gebiet aufgezeigt und analysiert werden.

#### 2.3.3.1. Allgemeines zur Sprungtektonik

#### 2.3.3.1.1. Störungsrichtungen

Die Streichrichtung der Sprünge ist im allgemeinen recht einheitlich.

Die Auswertung aller Störungsrichtungen im untersuchten Gebiet ergibt ein eindeutiges Maximum zwischen 140 und 150°, wobei mehr als 50 % der Störungen zwischen 130 und 150° und knapp 70 % zwischen 130 und 160° liegen.

Die Querstörungen stehen somit genau senkrecht zu den Faltenachsen des untersuchten Gebietes, die zwischen 40 und 70° streichen und ein deutliches Maximum bei 55° aufweisen (s. Abb. 77). Somit können die Querstörungen als ac-Flächen (bzw. 0kl-Flächen) angesehen werden. Die hier ermittelten Werte stimmen sehr gut mit den aus dem übrigen Ruhrgebiet bekannten Werten überein (PILGER 1956, HOYER & PILGER 1971).

Die für Blattverschiebungen im Ruhrgebiet typischen Richtungen sind im untersuchten Gebiet nur schwach ausgeprägt; der Bereich zwischen 10 und 20°, der den hk01-Flä-



- Abb. 77 Streichrichtungen der Faltenachsen und der dazugehörigen Überschiebungen sowie der quer dazu verlaufenden Abschiebungen im Karbon am linken Niederrhein
- Fig. 77 Strike of fold axes (white), accompanying overthrusts (coarse-shaded), and strike directions of normal faults (fine-shaded) in the folded Carboniferous strata in the Lower Rhine basin

chen entspricht, ist mit nur 0,5 %, der Bereich zwischen 100 und 110°, der den hk0<sub>2</sub>-Flächen zugeordnet wird, ist lediglich mit nur 1,5 % aller gemessenen Werte vertreten.

Somit sind die im Ruhrgebiet deutlich ausgeprägten Blattrichtungen im Untersuchungsgebiet zwar nachzuweisen, sie sind aber von untergeordneter Bedeutung, wobei insbesondere die auch dort schwächer entwickelte Nord – Süd-Richtung geringer vertreten ist als die herzynische Richtung zwischen 100 und 110°. Die Werte sind insgesamt zu gering, um in der Richtungsrose der Abbildung 77 in Erscheinung zu treten. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang jedoch das häufig beobachtete Einschwenken der Querstörungen in die Richtung der Diagonalstörungen (vgl. SCHAUB 1964).

# 2.3.3.1.2. Ausbildung der Störungen

Die Sprünge haben im allgemeinen Einfallswinkel zwischen 60 und 75°. Echte Diagonalstörungen (Blattverschiebungen, Blätter) stehen dagegen steiler, bisweilen ist ihre Störungsbahn senkrecht. Typisch für Blattverschiebungen ist außerdem ein Wechsel der Einfallsrichtung im Streichen beziehungsweise im vertikalen Verlauf der Störung, wie es zum Beispiel bei der Donger-Störung (Taf. 18: Schnitte F-G) zu erkennen ist.

Die Störungszone der Sprünge ist meist durch je ein deutliches Salband zum Hangenden und Liegenden scharf begrenzt, zwischen denen eine stark beanspruchte Zone, die eigentliche Störungszone, liegt. Diese ist gekennzeichnet durch zerbrochene und zerscherte Schichten, durch steiles Schichteneinfallen und durch Ruschelzonen.

## 2.3.3.1.3. Breite der Störungszonen

Die Breite der Störungszonen der einzelnen Sprünge fällt sehr unterschiedlich aus. Selbst innerhalb derselben Störung kann sich die Breite der Störungszone sowohl in vertikaler als auch lateraler Erstreckung sehr schnell ändern.

Eine Beziehung zwischen der Breite der Störungszonen und dem Verwurfsmaß der Störungen ist nicht eindeutig. So läßt sich zwar ein Trend zur Zunahme der Störungsbreite mit größerem Abschiebungsbetrag erkennen, doch streuen die einzelnen Werte der untersuchten Störungen so weit (s. Abb. 78), daß auf eine direkte Abhängigkeit nicht geschlossen werden kann (vgl. auch ROBERTSON 1983).

Größere Sprünge setzen sich häufig aus einer unterschiedlich großen Anzahl  $\pm$  paralleler Störungen zusammen, die als Staffelbrüche das Karbon verwerfen. Hierbei können mehrere Äste von gleichbedeutendem Verwurfsmaß den Gesamtverwurf ergeben, häufiger ist jedoch der Fall, daß eine Hauptstörung von mehreren untergeordneten Störungen begleitet wird. Beide Fälle sind zum Beispiel in der Bohrung Wolfskuhlen 1 angetroffen worden: Der Drüpter Sprung setzt sich zusammen aus zehn Ästen, die zusammen einen Verwurf von 52m ergeben, wobei der größte Verwurf einer Einzelstörung 12m beträgt. Der in der gleichen Bohrung angetroffene Grünthaler Sprung dagegen hat bei einem Gesamtverwurf von 50m einen Ast, der 30m verwirft, zwei kleinere Äste mit je 8 m b. V. und einen mit 4 m b. V. (s. Abb. 79).

#### 2.3.3.1.4. Verteilung der Störungen

Die Verteilung der Querstörungen im untersuchten Gebiet ist durchaus nicht regelmäßig. Die einzelnen Schollen der Gräben, Horste und Staffeln weisen eine unterschiedliche Dichte hinsichtlich der Quertektonik auf. Diese Unterschiede sollen im folgenden erläutert werden, wobei nur Bezug auf die Quertektonik (Sprungtektonik) genommen wird. Unterscheidungen im Gebirgsbau, wie Faltung und Überschiebungstektonik (s. EHRHARDT 1967), sind damit nicht verbunden (s. auch Kap. 2.3.3.2.).

Horstschollen sind in der Regel weniger gestört. Störungen treten nur in geringem Umfang auf und haben meist geringe Verwürfe. In diesen Schollen geht daher auch be-



- Abb. 78 Beziehungen zwischen dem Verwurfsbetrag (b.V.) einer Störung und der Breite der Störungszone. Gestrichelte Linien verbinden Vorkommen von unterschiedlichen Verwürfen aber gleichen Störungsbreiten (Werte ermittelt aus den Ergebnissen von 24 modernen Explorationsbohrungen)
- Fig. 78 Relation between stratigraphic throws of normal faults and widths of fault zones. Dashed lines connect fault zones of equal width (values from the results of 24 exploration wells)

vorzugt der bergmännische Abbau um (z. B. Walsumer Horst: Bergwerk Walsum; Rossenrayer Horst: Verbundbergwerk Rheinland; Issumer Horst: Bergwerk Friedrich Heinrich).

Staffeln treten vielfältig in Erscheinung. Reine Staffelbrüche sind jedoch selten, meist treten zusätzlich gegenfällende (antithetische) Störungen auf, so daß Horste und Gräben von untergeordneter Bedeutung anzutreffen sind.

Da die Staffelbrüche generell von einer großen Anzahl von Abschiebungen gebildet werden und sich die einzelnen Abschiebungen im Streichen jeweils individuell entwickeln, ist der strukturelle Aufbau der Staffeln im Streichen großen Schwankungen unterworfen. So können sich im Streichen der Staffelschollen aus diesen Gräben entwickeln (wie der Rheinberger Graben aus der Rheinberger Staffel) oder Horste (wie der Kapellener Horst aus der Lintforter Staffel). Die Staffeln stehen somit zwischen den wenig gestörten Horsten und den tektonisch stark beanspruchten Gräben.

Gräben sind die bruchtektonisch am stärksten beanspruchten Einheiten im untersuchten Gebiet. Sie weisen fast immer eine größere Anzahl von Störungen auf (z. B. Kamper Graben in den Schnitten K u. L der Taf. 19), deren Streichen und Verwürfe sehr unterschiedlich sind. Auffällig ist weiterhin, daß sich im Zentrum der Gräben häufig Spezialhorste finden, während die Ränder tiefer eingesenkt sind (z. B. Kamper Graben in Schnitt K, Taf. 19; Ankerweide-Graben und Grinter Horst in den Schnitten L, M u. N der Taf. 19). Die Gräben können aber auch in sich gestaffelt sein, wobei eine Grabenrandstörung den größeren Verwurf aufweist und eine Scholle besonders tief eingesenkt ist (z. B. Heidecker Graben, Schnitte K–O der Taf. 19). Die Grabenrandbrüche können sich andererseits auch aus Staffelbrüchen zusammensetzen, wobei der am tiefsten eingesenkte Bereich zur Mitte hin liegt (z. B. Kamper Graben, Abb. 80).

Die hier bechriebenen und als solche benannten Gräben können ihrerseits zum Teil auch als Randgräben größerer Grabensysteme angesehen werden. So bilden zum Beispiel im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes der



- Abb. 79 Beispiel für Abschiebungen, die sich aus mehreren Teilstörungen zusammensetzen. Zwei gegenfallende Störungen bilden einen schmalen Y-Graben. Der Drüpter Sprung setzt sich aus vielen Einzelabschiebungen von jeweils geringem Verwurf zusammen. Der Grünthaler Sprung wird von einem Hauptast und einigen kleineren Störungen gebildet.
- Fig. 79 Examples of normal faults composed of several parallel faults. Two unconformable faults form a small graben. Drüpt fault is composed of numerous parallel faults each having a minor throw. Grünthal fault is formed by a master fault and several subsidiary faults.



Abb. 80 Kamper Graben mit Staffelrandbrüchen im Bereich der Schachtanlage Pattberg (Verbundbergwerk Rheinland)
 Fig. 80 Kamp graben showing marginal faults at the Pattberg plant near Moers

Saalhoff – Lintforter Sprung und der Alpener Sprung einen größeren Graben, wobei der Kamper Graben im Westen und der Heidecker Graben im Osten die jeweils tiefer eingesenkten Randschollen und der Rossenrayer Horst den Mittelhorst bilden (Schnitte K – O der Taf. 19). Das gleiche gilt weiter im Osten für den Drüpter Sprung und den Eversaeler Sprung, die zusammen einen Großgraben bilden, wobei der Ankerweide-Graben und der schmale östliche Graben die tiefer eingesunkenen Randbereiche und der Grinter Horst den Mittelhorst darstellen.

Somit ist die Schollengliederung im Norden des Untersuchungsgebietes gekennzeichnet von drei größeren Gräben (Graben zwischen Saalhoff – Lintforter Sprung und Alpener Sprung, Graben zwischen Drüpter Sprung und Eversaeler Sprung, Dinslakener Graben) sowie von drei Horsten (Issumer Horst, Horst zwischen Alpener Sprung und Drüpter Sprung, Walsumer Horst) und von einer Staffel (Lintforter Staffel). Diese Strukturen lassen sich auch an der Karbon-Oberfläche erkennen, wie im Blockbild der Abbildung 81 deutlich zu sehen ist.

#### 2.3.3.1.5. Entwicklung der Störungen zur Teufe

Die Frage, in welcher Art und Weise sich die Querstörungen, welche die Karbon-Oberfläche als Abschiebungen durchsetzen, zur Teufe hin entwickeln, kann auch durch die hier vorliegende Untersuchung nicht eindeutig beantwortet werden, da der untersuchte Teufenbereich nur die höchsten Teile der sehr mächtigen paläozoischen Sedimente erfaßte.

Die Untersuchungen in den bergmännisch gut aufgeschlossenen Schichten ermöglichten jedoch zahlreiche Beobachtungen, die auf eine bestimmte Regelmäßigkeit der Störungsentwicklung zur Teufe hinweisen. So zeigt es sich, daß Abschiebungen mit geringen Verwürfen immer gegensinnig einfallenden Störungen mit größeren Verwürfen aufsitzen (s. Taf. 18 u. 19). Sie bilden dabei jeweils y-förmige Bruchstrukturen, wobei die kleineren Störungen den kürzeren Ast und die Hauptstörungen den langen Ast des "y" bilden. Es handelt sich also um unsymmetrische Gräben, die auf der einen Seite von einer Abschiebung, an der anderen Seite von antithetisch dazu orientierten Brüchen begrenzt sind. Diese Konstellation deutet nach HORSFIELD (1977) auf relativ steile Störungsflächen (Einfallen 60 – 80°) im Untergrund hin, auf welchen diese Gräben aufsitzen dürften.

Nach unten setzen sich jeweils nur die größeren Abschiebungen fort. Diese können ihrerseits wieder Teil eines übergeordneten, y-förmigen Sprungsystems sein, so daß sich zur Teufe hin die Bruchtektonik auf relativ wenige, aber bedeutende Störungen konzentrieren dürfte. Schon THIEN-HAUS (1962) vermutete dies bei seiner Darstellung des Bislicher Grabens. Die im Oberkarbon auftretenden Abschiebungen müssen somit also auf wenige Hauptstörungen zurückgeführt werden, die sehr wahrscheinlich tief im Untergrund unter den hier untersuchten Schichten wurzeln.

## 2.3.3.2. Zusammenhänge zwischen Faltung und Störungstektonik

Im untersuchten Gebiet am linken Niederrhein setzt sich der Faltenbau im allgemeinen über die Sprünge hinweg fort, fast ohne daß er große Veränderungen erleidet (s. auch Kap. 2.3.2.2.). Dies gilt sowohl für den Großfaltenbau wie auch für die Spezialfalten. Veränderungen im Spezialfaltenbau beruhen meist auf einem Teufeneffekt, d. h. an einer Abschiebung können verschiedene Niveaus einer Falte, die gleichzusetzen sind mit verschiedenen tektonischen Stockwerken, aneinanderstoßen und dadurch eine Veränderung im Faltenbau vortäuschen. Über Veränderungen des Faltenbaus beim Queren von Abschiebungen können also nur dann exakte Aussagen gemacht werden, wenn gleiche stratigraphische Niveaus verglichen werden.

Ein Beispiel für das plötzliche, scheinbare Ausklingen von Falten an einer Störung stellen Gladbecker Sattel und Emscher-Mulde dar, die am Holderberger Sprung enden (s. Taf. 14). Da die Achsen dieser Falten generell von Nordosten nach Südwesten herausheben und deshalb nach Südwesten immer tiefere Niveaus auftreten, wird schließlich durch den 200-m-Verwurf am Holderberger Sprung schon das unterste tektonische Stockwerk angeschnitten. Hieraus folgt, daß diese Falten nicht im Streichen hier auslaufen, sondern zur Tiefe hin verflachen. Die Falten laufen also zum Krefelder Gewölbe hin nicht nur aus, sondern es werden auch tiefere Niveaus angeschnitten, in denen die Falten nicht mehr in der weiter östlich aufgeschlossenen Form zu erwarten sind.

Generell staffeln die Sprünge mit dem Abtauchen der Achsen ab und unterstützen damit das Ansteigen der Schichten in Richtung auf das axiale Hoch des Krefelder Gewölbes. Diese Beobachtung wird in der Abbildung 82 klar zum Ausdruck gebracht, wo die Summen der Abschiebungsbeträge der westfallenden Sprünge gegen die Summen der Abschiebungsbeträge der nach Osten fallenden Störungen aufgetragen sind. Es zeigt sich, daß in allen Faltenstrukturen die Wirkung der nach Nordosten abtauchenden Achsen dadurch unterstützt wird, daß die Summe der Abschiebungsbeträge der in dieser Richtung einfallenden Sprünge überwiegt. Diese Tendenz nimmt nach Norden hin zu (s. Abb. 82). Lediglich in der Schermbecker Mulde ist die Differenz zwischen den beiden Summen deutlich geringer. Dieser Effekt entspricht der lokalen Achsendepression, wie sie in Kapitel 2.2.1.6. und 2.3.2.2. beschrieben wurde.



- Abb. 81 Blockdiagramm der Karbon-Oberfläche des untersuchten Gebietes. Es zeigt das generelle Einfallen der Karbon-Oberfläche nach Norden (im Bild unten) sowie die Zunahme der Karbon-Oberflächenverwürfe der einzelnen Sprünge nach Norden. Deutlich wird auch die Großschollengliederung in drei Großgräben, drei Horste und eine Staffel im Norden.
- Fig. 81 Block diagram showing surface of the Carboniferous strata in the studied area. It illustrates the gentle dipping of the surface of the Carboniferous to the north as well as the increase of throw of the various normal faults in the same direction. Northern part of the studied area can be subdivided into three graben, three horsts and a tilted fault block unit.



- Abb. 82 Summe der Abschiebungsbeträge an den westfallenden (1) und ostfallenden (2) Sprüngen in den verschiedenen Faltenstrukturen des Untersuchungsgebietes. Kurve (3) stellt den resultierenden Verwurf dar, der sich aus der Differenz der jeweiligen Summen ergibt.
- Fig. 82 Total amounts of stratigraphic throws of normal faults determined within various fold structures.
  - (1) sum of stratigraphic throws of all normal faults with fault planes dipping to the west
  - (2) sum of stratigraphic throws of all normal faults with fault planes dipping to the east
  - (3) difference between sum (2) and sum (1), showing a preponderance of the throws to the east

80

90

100

110

120

30



Abb. 83 Streichrichtungen der Querstörungen im Karbon am linken Niederrhein:

(a) gemessen auf den Sattelnordflanken
(b) gemessen auf den Sattelsüdflanken

Fig. 83 Strike directions of normal faults within the Carboniferous strata of the Lower Rhine basin:

- (a) measured at northern limbs
  - (b) determined at southern limbs of anticlines

Der streichende Verlauf der Sprünge ist unabhängig von den gequerten Faltenstrukturen. Es gibt ein eindeutiges Maximum im Streichen der Spünge zwischen 140 und 150° (s. Kap. 2.3.3.1.1. und Abb. 77, S. 133). Dabei ist es unerheblich, ob der Sprungverlauf auf den Sattelnordflanken oder auf den Sattelsüdflanken gemessen wird (s. Abb. 83).

Ein regelmäßig unterschiedliches Streichen der Sprünge auf den Nord- und Südflanken der Falten, wie es von LENGE-MANN (1976) im Sinne einer "Mitfaltung" der Sprünge angenommen wurde, läßt sich somit für das Untersuchungsgebiet am linken Niederrhein nicht nachweisen. Der Verlauf der Sprünge wurde also nicht vom Faltungsvorgang beeinflußt. Die Querstörungen im untersuchten Gebiet dürften somit ihre Ausgestaltung erst nach der Faltung der Karbon-Schichten erfahren haben (s. auch Kap. 2.4.5.). Für die endgültige Ausgestaltung der Querstörungen nach Abschluß der Faltung spricht auch die Tatsache, daß die Anzahl der Querstörungen umso größer ist, je geringer der faltungsbedingte Einengungsgrad der Karbon-Schichten ist. Bei Annahme einer zeitgleichen Entstehung der Sprünge in mechanischer Abhängigkeit von der Faltung im Sinne von ADLER et al. (1967) müßte die Sprungtektonik zum stärker gefalteten Bereich hin zunehmen, während bei gleichzeitiger, aber mechanisch unabhängiger Entstehung dieser Strukturen doch ein gleichmäßiges Muster zu erwarten wäre.

Da aber sowohl im untersuchten Gebiet am linken Niederrhein (Abb. 84) als auch im Aachener Revier (WREDE 1985) die Anzahl der Sprünge zum stärker gefalteten Bereich hin geringer wird, während die Sprungtektonik in flachliegenden Bereichen zunimmt, kann die Störungstektonik nicht



Abb. 84 Anzahl der Querstörungen und ihre Abhängigkeit vom Grade der querschlägigen Einengung:

- (1) Anzahl der in den einzelnen Faltenstrukturen auslaufenden bzw. einsetzenden Querstörungen
- (2) Gesamtzahl der in den jeweiligen Faltenstrukturen vorliegenden Querstörungen (b.V. < 10 m)
- (3) querschlägige Einengung des Gebirges in einigen ausgewählten Schnitten (Schnitte 6 und 8: gemessen im Flöz Finefrau; Schnitt 10: gemessen im Flöz Girondelle 5)

Fig. 84 Quantity of normal faults and their dependance on the degree of folding compression:

- (1) number of normal faults ending in different fold structures
- (2) number of normal faults crossing individual fold structures
- (3) cross-cut shortening of the strata determined in some selected cross-sections of plates 15 and 16 (sections 6 and 8: determined in seam Finefrau; section 10: determined in seam Girondelle 5)



Abb. 85 Veränderungen der Verwurfsbeträge einiger grö-Berer Abschiebungen im Streichen

Fig. 85 Variations of stratigraphic throws of some of the major normal faults in striking direction

zeitgleich sein mit der Faltung. Die Quertektonik wäre demnach nach der Faltung entstanden, zumindest aber ausgestaltet worden (PILGER 1956, HOYER & PILGER 1971), wobei die "wellblechig versteiften Schichten" (AMPFERER 1942: 298) der Engfaltenzone einer Bruchbildung größeren Widerstand entgegenzusetzen vermochten als die flachliegenden Schichten in der Zone der weitspannigen Falten.

Es nimmt aber nicht nur die Anzahl der Sprünge in Richtung zur Engfaltenzone ab, sondern es reduzieren sich auch die Verwurfsbeträge der einzelnen Störungen in Richtung auf die stärker gefaltete Zone (s. auch Abb. 85 u. 86, S. 143). Selbst der Bönninghardt – Moerser Sprung, der in Abbildung 85 noch einen recht großen Verwurf im Alstadener Sattel aufweist, nimmt weiter nach Süden an Bedeutung ab. Das gleiche gilt für den Rheinpreussen-Sprung. Lediglich zwei Sprünge (Traarer Sprung und Holderberger Sprung) scheinen im untersuchten Gebiet zunehmende Tendenz nach Süden zu haben (s. Taf. 14). Aber auch diese Sprünge dürften analog zu den gut untersuchten Sprüngen des östlichen Ruhrgebietes im weiter südlich gelegenen, nicht erschlossenen Engfaltenbereich auslaufen.

Eine auffällige Erscheinung im Karbon des untersuchten Gebietes ist ferner eine Südwest-Nordost streichende Zone, in welcher ein ganz auffälliges Auslaufen beziehungsweise Einsetzen von Sprüngen zu erkennen ist. So enden von den größeren Abschiebungen mehr als 50% in diesem Bereich (s. Abb. 84, Kurve 1 u. Abb. 86). Von den aus Südosten heranstreichenden Störungen laufen hier mehr als ein Drittel aus, gleichzeitig setzt eine etwas größere Anzahl von Sprüngen neu ein, die nach Nordwesten weiterlaufen. Das Einsetzen oder Auslaufen der Sprünge ist dabei häufig verbunden mit einem "Aufspleißen", indem die Störungen in mehrere kleinere Abschiebungen aufspalten. Diese Beobachtung beim Auslaufen der Sprünge kann sowohl an deren Nordende wie an deren Südende gemacht werden (vgl. auch OBERSTE-BRINK & HEINE 1942: 86). In diesem Zusammenhang läßt sich nicht selten ein gebogener Verlauf der Sprünge feststellen.

Auffällig ist ferner, daß auch viele der größeren Sprünge (z. B. Saalhoff – Lintforter Sprung, Bönninghardt – Moerser Sprung), die diesen Bereich durchlaufen, ein Umbiegen aus der normalen Streichrichtung mit einem anschließenden Wiedereinschwenken in diese Richtung erkennen lassen. Der Verlauf dieser Störungen erscheint dann an der Karbon-Oberfläche leicht geknickt (Taf. 14).

Diese Zone ist zugleich identisch mit der Grenze zwischen dem intensiver gefalteten Bereich im Süden und dem weitspannig gefalteten Bereich im Norden. Sie verläuft in etwa parallel zur Nordflanke des Moerser Sattels.

Eine Abhängigkeit des Verwurfsbetrages der Abschiebungen vom Großfaltenbau, dergestalt, daß in Hauptsätteln geringere Verwurfsbeträge als in benachbarten Hauptmulden anzutreffen seien, wie von DROZDZEWSKI (1980a: 34) aus dem mittleren und östlichen Ruhrgebiet beschrieben, läßt sich für das hier untersuchte Gebiet allgemein nicht bestätigen (Abb. 87). An einigen größeren Störungen im Süden des Arbeitsgebietes dagegen kann sogar ein genau entgegengesetzter Trend festgestellt werden, zum Beispiel am Bönninghardt – Moerser Sprung, Saalhoff – Lintforter Sprung, Rheinpreussen-Sprung (s. auch Abb. 85).

Generell ist eine Zunahme der Abschiebungsbeträge nach Norden zu erkennen (Abb. 88). Bei den ostfallenden Störungen zeigt sich allerdings, daß diese in den Muldenstrukturen bedeutender sind als in den Sattelstrukturen (Abb. 89), während dies für die westfallenden Abschiebungen kaum zu erkennen ist.

# 2.3.3.3. Horizontalbewegungen an Querstörungen

Die Darstellungen in den Kapiteln 2.3.3.1.5. und 2.3.3.2. deuten darauf hin, daß sich die zahlreichen Querstörungen im flözführenden Karbon zur Teufe hin in einigen wenigen Grundgebirgsstörungen fortsetzen. Über die Art dieser Störungen und die Ursachen der Abschiebungen lassen sich hier allerdings nur Vermutungen anstellen. PLEIN & DÖR-HOLT & GREINER (1982) erkannten bei der Auswertung seismischer Erkundungen mehrere Hauptstörungen im Untergrund der Niederrheinischen Bucht und deuteten diese aufgrund der in den y-Gräben vorliegenden Schichtenaufwölbungen (Kompressionserscheinungen, "flower-structures") als Horizontalverschiebungen. Den Bewegungssinn interpretierten sie als dextral (PLEIN & DÖRHOLT & GREINER 1982: 18, Abb. 1).

Die am linken Niederrhein vorherrschende Bruchtektonik, die eine treppenartige Abstaffelung vom Krefelder Gewölbe darstellt, sowie die Ausbildung der einzelnen Störungen, lassen eine Dominanz der Abschiebungsbewegungen im untersuchten Gebiet als wahrscheinlich erscheinen. Allerdings gibt das Störungsmuster einen Hinweis auf mögliche Horizontalverschiebungen im tieferen Untergrund. So findet sich besonders in der Scholle zwischen Sonsbeck-Kamper Sprung und Saalhoff - Lintforter Sprung, im Kamper Graben und im Rossenrayer Horst die nach WILCOX & HAR-DING & SEELEY (1973) für Horizontalverschiebungen typische Anordnung von spitzwinklig ineinander verlaufenden Störungen (s. auch Abb. 90, S. 143). Von diesen Störungen sind die Donger Störung, die Eyller Störung sowie die Saalhoffer Störung in bergbaulichen Aufschlüssen als Blattverschiebungen nachgewiesen, die übrigen kleineren Störunbesitzen zumindest teilweise Blattverschiebungsgen charakter. Einige der Störungen sind allerdings nur durch seismische Untersuchungen und Bohrungen bekannt, so

| 1 | N                    |                    |             |            |   |            |             |            |             |            |             |          |                  |         |              |                |             | 525-550      |            |                  |           |          |                |               |             |         |                 |            |             |        | E |
|---|----------------------|--------------------|-------------|------------|---|------------|-------------|------------|-------------|------------|-------------|----------|------------------|---------|--------------|----------------|-------------|--------------|------------|------------------|-----------|----------|----------------|---------------|-------------|---------|-----------------|------------|-------------|--------|---|
| 1 | Raesfelder Mulde     |                    |             | _          |   |            |             | -          |             |            |             | -        |                  |         | -            |                |             |              |            | -                |           | -        |                |               | aler Sprung |         |                 |            | +           | -      | _ |
|   | Spellener Sattel     | }                  |             | _          |   | lung       |             |            |             |            |             | -<br>    | 5                |         | -            | <sub>2</sub> - |             | osrayer Spru |            | -<br>- Bu        | -         |          |                | -<br>Bu       | Grünth      | <br>Bu_ | ŀ               |            |             | -<br>- |   |
|   | Schermbecker Mulde   |                    |             | _          |   | sberger Sp |             |            |             |            | mper Spru   |          | ller Störun<br>I |         |              | hofer Spru     |             | Al           | _          | ecker Spru       |           |          | - H            | üpter Spru    |             |         |                 | ted        | rsaeler Sor |        |   |
|   | Dorstener Sattel     | $\rangle$          |             | Ę.         |   | Töni       |             | er Sprung  |             |            | onsbeck-Ka  |          | Ъ<br>            |         | filmine      | Saal           |             |              |            | Heid             |           |          | heimer Spr     |               | -           | nesse   |                 |            | Fve         | -      |   |
|   | Lippe-Mulde          |                    |             | erner Spru |   |            |             | ssum-Vluyr |             |            | S           |          | <u> </u>         |         | Jahunn       |                |             |              |            |                  |           |          | Bom            | F L           |             |         | -<br>Bu         |            |             |        |   |
|   | Moerser Sattel       |                    |             | Geld       |   |            |             |            | 1           |            | l           | <u> </u> | •<br>• 6         |         |              |                | Lung        | <u></u>      |            | <u>::::</u><br>- | ung       | (::::    | :: <b>}</b> :: | +:::::::<br>- |             |         | soyer Spru      |            | <u>-</u>    | - Bun  |   |
|   | Moerser Mulde        |                    |             |            |   | ::*<br>::: |             |            |             |            |             |          | nener Spru       |         |              |                | Acerser Sp  |              | - B        | -                | hamper Sp |          |                | -             |             |         | 5               | -          | <br>        |        |   |
|   | Rheinpreussen-Sattel | $\left  - \right $ | lülser Spru |            | - | 1.1.1      |             |            | - <u>6</u>  |            | 1           |          | Neukirc          | -       | Bun          |                | ninghardt-1 |              | ssen-Sprur | -                | Rhei      |          |                | -             |             |         | _               |            |             | - Schv | _ |
|   | Rheinpreussen-Mulde  | -                  | -           | -          | - |            |             |            | lieper Spru |            | der Sprung  |          | -                | -<br> - | Itforter Spr |                | Bön         |              | Rheinpreu  | -                |           | 82<br>85 | bu             | -             |             |         |                 |            |             | -      |   |
|   | Gladbecker Sattel    | $\left  - \right $ |             | -          | - | 1          | бил         |            | - 2         | Bun        | Viertelshei | 8        |                  | -<br> - | aalhoff-Lin  |                | -           |              | rung       | -                |           | 2        | erther Spru    | -             |             | -       |                 | -<br>Bu    | 2           | -      |   |
|   | Emscher-Mulde        | -                  | 6           | -          |   | 1          | ufelder Spr |            | -           | errhein-Sp |             |          | +                | -       | S            |                | -           |              | heimer Sp  | -                |           |          | Beeckerw       | -             |             |         |                 | tende-Spru |             | +      |   |
|   | Westender Sattel     | $\rangle$          | aarer Sprur | -          | - | 1 1        | Ner         |            | -           | Nied       | 1           |          | - <br>g          | -       | -            |                |             |              | Berç       | -                |           |          |                | -             |             | -       | 6               | /ssen-Wes  | e<br>       | ŀ      | _ |
|   | Westender Mulde      | -                  | Tre         |            | - | 1          |             |            |             |            | 1           |          | heimer Spr       |         | _            |                |             | <u>F</u> -   | -          | -                |           |          |                | -             |             | -       | ofer Sprun      | (HT        | -           |        |   |
|   | Alstadener Sattel    | $\rangle$          |             |            |   | -          |             |            |             |            | 1           |          | Born             | -       | _            | - ·            | -           |              |            | -                | tit       |          |                |               |             | -       | lönsbergsh<br>I | _          |             |        |   |
|   | Alstadener Mulde     |                    |             | -          |   | -          |             |            |             |            | -           |          |                  | -       |              |                | -           |              |            | -                |           |          |                | <b> </b>      |             | -       | £               |            |             |        | - |
| L |                      |                    |             |            |   |            |             |            |             | 1          | 1           |          |                  |         | _            |                |             | -            |            |                  |           |          |                |               |             |         |                 |            |             | -      |   |

Abb. 86 Einsetzen und Auslaufen der größeren Abschiebungen im Untersuchungsgebiet. Gerastert ist die Zone, in der mehr als 50 % aller Sprünge des untersuchten Gebietes auslaufen beziehungsweise einsetzen.

Fig. 86 Setting in and ending of normal faults in the studied area. Shaded area indicates the belt in which more than 50% of the larger normal faults are pinching out or setting in.

daß Horizontalverschiebungen an diesen Störungen nicht nachweisbar, jedoch auch nicht auszuschließen sind.

Das spitzwinklige Zulaufen auf die größeren Sprünge und das vereinzelte Auftreten diagonaler Grabenbrüche legt die Deutung dieser Störungen als "Fiederverwerfungen" nahe. Die Querstörungen, aus denen diese kleineren Störungen abzweigen, müßten demnach eine Horizontalverschiebung erfahren haben, und zwar in sinistraler Richtung, um die mit ca. 100° sehr flach streichenden kleinen Störungen zu erzeugen.

Tatsächlich sind in diesem Bereich an einigen Querstörungen Horizontalverschiebungen nachgewiesen. So ist die Repelener Überschiebung am Sonsbeck – Kamper Sprung um 150 m und an der Donger Störung um ca. 275 m sinistral verschoben (DROZDZEWSKI 1982: 58). Da letztere Störung mit einem kleinen Winkel in den Saalhoff – Lintforter Sprung einmündet, ist zu vermuten, daß sich die Horizontalverschiebung am Saalhoff – Lintforter Sprung fortsetzt. Für den Bereich westlich des Rossenrayer Horstes können also sinistrale Horizontalbewegungen nachgewiesen werden.

Ein ähnliches Störungsmuster mit spitzwinklig einmündenden kleineren Störungen findet sich am Rheinpreussen-Sprung und am Schwelgern-Sprung, so daß an diesen Störungen ebenfalls mit einer Blattverschiebungskomponente zu rechnen ist. Am Rheinpreussen-Sprung deutet allerdings das relativ steile Streichen der Sekundärstörungen auf eine dextrale Verschiebung hin, und am Schwelgern-Sprung sind in der Tiefscholle zahlreiche, spitzwinklig in die Hauptstörung einmündende Sekundärstörungen als rechtshändig verschiebende Blätter nachgewiesen, so daß für den südlichen Bereich des Schwelgern-Sprungs gleichfalls eine dextrale Verschiebungskomponente zu vermuten ist.

Horizontalbewegungen an den Querstörungen erfolgten also sicher nicht nur in einem Bewegungssinn (s. Abb. 90). Es bleibt nun die Frage, welchen Charakter die Störungen haben, die im Grundgebirge zu vermuten sind und die verantwortlich sind für die starke Zerblockung des untersuchten Gebietes. Einerseits überwiegt dort bei der Mehrzahl aller Störungen die Abschiebungskomponente und gleichzeitig deuten das relativ flache Einfallen der Störungsbahnen (s. Kap. 2.3.3.1.2.) sowie die häufigen y-Strukturen (s. Kap. 2.3.3.1.5.) auf einen Abschiebungscharakter dieser Störungen hin. Andererseits gibt es die oben angeführten Hinweise auf unterschiedliche Horizontalbewegungen an den Hauptquerstörungen (s. auch Abb. 90).

Da die verschiedenen Bewegungskomponenten nicht auf ein einziges überregionales Spannungsfeld zurückgeführt werden können, wie die Abbildung 90 zeigt, müssen wohl verschiedene Bewegungsphasen mit unterschiedlichen Kräfteverhältnissen wirksam gewesen sein. Dies steht im Einklang mit den Beobachtungen, daß die verschiedenen Querstörungen zu unterschiedlichen Zeiten und in unterschiedlichem Ausmaß reaktiviert wurden (s. Kap. 2.4.5.). Das Störungsmuster, wie es sich heute darstellt, ist also nicht als Ganzes zur gleichen Zeit entstanden, sondern setzt sich aus Elementen verschiedener Epochen tektonischer Bewegungen zusammen.

Weil die unterschiedlichen tektonischen Spannungen, die auf das Gebiet einwirkten, sich in erster Linie an den vorgegebenen, älteren Bruchstrukturen abbauten, kann lediglich anhand der neu entstandenen Sekundärbrüche auf unterschiedliche Kompressionsrichtungen geschlossen werden.

b.V. E. Spellener Sattel b.V.e. Schermbecker Mulde b.V.F **Dorstener Sattel** n = 12n = 14n = 15400 m  $\Delta t = 134 \text{ m}$ ∧t = 107 m 400 m 400 m  $\Delta t = 75 \, m$ 300 300 300 200 200 200 100 100 100 0 0 F 0 E 100 100 100 200 200 200 300 m 300 m 300 m n = 11 n = 12b.V.W b.V. W .b.V.w  $\Delta t = 85 \, \mathrm{m}$  $\Delta t = 100 \, \text{m}$  $\Delta t = 82 \, m$ b.V.<sub>E</sub> b.V. E b.V.<sub>E</sub> Lippe-Mulde Moerser Sattel Westender Mulde 400 m 400 m n = 10  $\Delta t = 114 m$ 400 m n = 16  $\Delta t = 62 m$ n = 9  $\Delta t = 127 m$ 300 300 300 200 200 200 100 100 100 0 0 F 0 F 100 100 100 200 200 200 27 300 г 300 m 300 m n = 10n = 12n = 10b.V. w b.V. <sub>W</sub> b.V.W  $\Delta t = 68 \, \mathrm{m}$  $\Delta t = 54 \,\mathrm{m}$  $\Delta t = 66 \,\mathrm{m}$ 

Die Spannungsellipsen in der Abbildung 90 weisen nur auf die unterschiedlichen Spannungsfelder hin, wie sie sich aus den Bewegungen an den Störungsflächen der bereits vorhandenen Querstörungen ergeben. Sie zeigen also nicht unbedingt die jeweils ursächliche Hauptkompressionsrichtung, sondern können auch nur eine Teilkomponente darstellen.

Trotz dieser Einschränkung läßt sich erkennen, daß für die Dextral- wie für die Sinistralbewegungen unterschiedliche Kompressionsrichtungen verantwortlich gewesen sein müssen. So dürfte für die dextralen Bewegungen eine Hauptkompressionsrichtung verantwortlich sein, die etwa Nord – Süd bis Nordwest – Südost gerichtet war, während für die sinistralen Bewegungen eine flachere West – Ost-Richtung anzunehmen ist.

> n = Anzahl der in der jeweiligen Struktur nach Osten bzw. Westen einfallenden Sprünge (number of faults)  $\Delta t$  = durchschnittlicher Abschiebungsbetrag der ost- bzw. westfallenden Sprünge in der jeweiligen Struktur (average throw)

(1) Tönisberger Sprung, (2) Issum-Vluyner Sprung, (3) Sonsbeck-Kamper Sprung, (4) Eyller Störung, (5) Donger Störung, (6) Saalhoff-Lintforter Sprung, (7) Saalhoffer Sprung, (8) Bönninghardt-Moerser Sprung, (9) Alpsrayer Sprung, (10) Rheinpreussen-Sprung, (11) Rheinkamper Sprung, (12) Sprung, Alpener (13) Bornheimer (14) Drüpter Sprung, (15) Sprung, Grünthaler Sprung, (16) Össenberger Sprung, (17) Orsover Sprung, (18) Eversaeler Sprung, (19) Schwelgern-Sprung, (20) Hülser Sprung, (21) Gelderner Sprung, (22) Neufelder Sprung, (23) Holderberger Sprung, (24) Beekkerwerther Sprung, (25) Thyssen-Westende-Sprung, (26) Traarer Sprung, (27) Niederrhein-Sprung und Nieper Sprung, (28) Viertelsheider Sprung, (29) Rönsbergshofer Sprung, (30) Alstadener Blatt



Fig. 87 Stratigraphic throws of normal faults when crossing individual fold structures. Throws are plotted according to the dip of fault planes.



- Abb. 88 Gesamtsumme der Abschiebungsbeträge, ermittelt in den jeweiligen Faltenachsen (ohne Berücksichtigung der Einfallsrichtungen der Sprünge). Der Verlauf der Kurve verdeutlicht die Zunahme der Störungstektonik von Süden nach Norden.
- Fig. 88 Total of stratigraphic throws of all faults crossing respective fold axes (neglecting fault plane directions). Diagram illustrates progress of normal faulting from south to north.



- Abb. 89 Durchschnittliche Abschiebungsbeträge (△t) der ost- und westfallenden Sprünge in den einzelnen Faltenstrukturen
- Fig. 89 Average throws (△t) of all normal faults at different fold structures. Solid line indicates △t of faults with fault planes dipping to the west, dash-dotted line represents △t of faults with plane directions to the east.



- Abb. 90 Die großen Querstörungen des untersuchten Gebietes mit den nachgewiesenen und vermuteten Blattverschiebungen. Die Spannungsellipsen weisen auf unterschiedliche postkarbonische Spannungsfelder hin.
- Fig. 90 Major normal faults of the studied area showing proved and possible horizontal block movements. Stress-ellipsoids indicate changing stress fields in post-Carboniferous times.

Die zeitliche Zuordnung der einzelnen Bewegungen ist nicht möglich. Die Nord – Süd-Kompression läßt jedoch einen Zusammenhang mit den Inversionsbewegungen in der höchsten Kreide vermuten, da für diese Umkehrbewegungen eine entsprechende Hauptkompressionsrichtung anzunehmen ist (s. auch AHORNER 1975).

Obgleich nun an den Hauptquerstörungen mit horizontalen Verschiebungsbeträgen gerechnet werden muß, lassen sich

# 2.4. Deckgebirge

# 2.4.1. Allgemeines zur Darstellung des Deckgebirges

In den Quer- und Längsschnitten der vorliegenden Arbeit (Taf. 15, 16, 18 u. 19) wurden auch die einzelnen Deckgebirgsformationen dargestellt und ihre Verbreitung und Mächtigkeit sowie ihre strukturellen Besonderheiten, soweit diese durch Explorationsmaßnahmen belegt waren, berücksichtigt.

Bei der Darstellung konnten aus Gründen des Maßstabs (keine Überhöhung!) im allgemeinen nur die Formationsgrenzen beziehungsweise Abteilungsgrenzen angegeben werden; eine Ausnahme hiervon wurde für das Werra-Salz im Zechstein 1 gemacht, das immer dargestellt ist. Nur in besonders gut aufgeschlossenen Bereichen wurden auch zusätzlich noch die Grenzen der Schichtenglieder eingetragen, zum Beispiel im Buntsandstein des Dinslakener Grabens.

Auf die Darstellung der Tertiär/Quartär-Grenze wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit verzichtet, da diese weitgehend mit der NN-Linie zusammenfiele.

#### 2.4.2. Zur postkarbonischen Geschichte des Ablagerungsraums

Nachdem die Faltung der Karbon-Schichten zwischen dem höchsten Westfal C und dem tieferen Rotliegenden abgeschlossen war (HOYER 1967), wurde das hierbei entstandene Faltengebirge durch Abtragung im höheren Rotliegenden weitgehend eingeebnet.

Über die so entstandene, fast ebene Abtragungsfläche transgredierte von Norden beziehungsweise Nordosten kommend das Zechstein-Meer. In einem etwa Nordnordost-Südsüdwest gerichteten Becken von 30-50 km Breite, das im Verhältnis zu seiner Umgebung etwas stärker eingesenkt wurde, bildete sich eine Lagune, innerhalb derer es zur Ausscheidung evaporitischer Sedimente kam. Der West- beziehungsweise Südrand des Beckens folgte der Linie Goch-Geldern-Moers-Dorsten und überdeckt etwa zwei Drittel des untersuchten Gebietes.

Die Nordnordost – Südsüdwest-Richtung des Zechstein-Beckens ist identisch mit der Richtung, die bereits im Stefan für das Emsland-Becken erkennbar war (TEICHMÜLLER 1962, HEDEMANN & TEICHMÜLLER 1971, HEDEMANN et al. 1984). Somit war die Verschiebung des Senkungs- und Ablagerungsraums aus der Nordost – Südwest-Richtung in die steilere Nordnordost – Südsüdwest-Richtung schon im höchsten Oberkarbon erfolgt.

Etwa im Mittleren Zechstein wurde im zentraleren Bereich des Zechstein-Beckens Salz ausgeschieden. Gleichzeitig muß es zu tektonischen Bewegungen mit verstärktem Absinken von Grabenschollen gekommen sein, da die größten primären Salzmächtigkeiten und die weiteste Verbreitung des Salzes nach Südwesten auf die Gräben beschänkt sind. Mit dem Ende der Salzablagerung kamen gleichzeitig die tektonischen Senkungsbewegungen in den Gräben zum Ausklingen, so daß der Ablagerungsraum weitgehend ausgeglichen war. Anschließend wurden wieder vorwiegend evaporitische Sedimente von konstanter Mächtigkeit abgelagert. in der tektonischen Karte (Taf. 14) keine größeren Verschiebungen der Faltenachsen erkennen. Doch kann das Umbiegen einiger Faltenachsen (z. B. Spellener Sattel, Schermbecker Mulde und Dorstener Hauptsattel) aus der generellen Streichrichtung des Gebirges in ein steileres Streichen eng zusammenhängen mit den linksseitigen Horizontalverschiebungen an einigen Sprüngen (vgl. auch WREDE 1985: Kap. 1.5.2.).

Mit dem Beginn der Trias setzte sich unter aridem Klima die Sedimentation in dem langsam sinkenden niederrheinischen Becken fort.

Im Unteren Buntsandstein wurden zunächst mächtige Sande als Schuttfächer von Südwesten in dieses Becken geschüttet. Diese klastische Sedimentation setzte sich im Mittleren Buntsandstein fort. Es wurden im wesentlichen Sande geschüttet, dazwischen schoben sich gegen Ende schon Ablagerungen von Tonen. Mit Beginn des Oberen Buntsandsteins war das Niederrheinbecken wieder ein abgeschlossenes, vom Wasseraustausch abgeschnittenes Meeresbecken, in dem es zur Ablagerung von Evaporiten, dem Röt-Salinar, kam, die im untersuchten Gebiet als Beckenrandfazies abgelagert wurden. Zum Abschluß des Buntsandsteins wurden schließlich noch mächtige Tone abgelagert.

Im Muschelkalk lag das untersuchte Gebiet weiterhin im Bereich eines flachen Schelfmeeres, und so wurde zunächst im Unteren Muschelkalk die Sedimentation von Tonsteinen (z. T. noch mit Gipsen) fortgesetzt, in die sich später zunehmend Kalkmergel- und Dolomitmergelsteine einschalten. Im Mittleren Muschelkalk begann die Ablagerung wieder mit Tonsteinen, in welche unreine Gipsbänkchen eingelagert waren, und ging dann später in Dolomitmergelsteine und karbonatische Tonsteine über. Diese Sedimentation setzte sich dann im Oberen Muschelkalk fort.

Inwieweit das untersuchte Gebiet im Keuper Sedimentationsraum war, kann nicht festgestellt werden, da Ablagerungen aus diesem Zeitraum hier nicht bekannt sind. Keuper-Ablagerungen sind bisher nur aus der Umgebung von Hünxe, östlich des hier untersuchten Gebietes, sowie aus dem Bislicher Graben, nördlich des Untersuchungsgebietes, bekannt.

Während des höheren Keupers (Rhät) kam es zu einem Wiederaufleben der Bruchtektonik. Diese führte zu einer intensiven Graben- und Horstbildung, die durchweg den variscisch angelegten Strukturen folgte.

Die anschließende Meerestransgression im höheren Rhät und im Unteren Lias muß zumindest den nordöstlichen Bereich des untersuchten Gebietes erreicht haben (Rhät und Lias im Bislicher Graben, Lias im Dinslakener Graben).

Zwischen Unterem und Mittlerem Lias kam es möglicherweise erneut zu Bruchbewegungen, denn im Bislicher Graben setzt der Mittlere Lias mit einer typischen Transgressionsbildung, einem eisenoolithischen Erzlager, ein.

In der anschließenden Epoche wurden im Untersuchungsgebiet die Schichten des Juras und der Trias bis auf den Unteren Buntsandstein großräumig abgetragen, nur in den Gräben wurden stratigraphisch höhere Teile des Buntsandsteins und örtlich des Muschelkalks erhalten.

Auf die entstandene Denudationsfläche dürfte in der tie feren Unterkreide (Hauterive) kurzfristig das Kreide-Meer transgrediert sein. Die hierbei abgelagerten Sedimente wurden bis auf einige Spaltenfüllungen im Karbon, westlich und südlich von Moers (SCHAUB 1954 b), anschließend wiede erodiert.


Abb. 91 Verbreitung der einzelnen Deckgebirgseinheiten am Niederrhein

# Fig. 91 Distribution of the various units of the non-Carboniferous overlying strata in the studied area in the Lower-Rhine basin

In der höheren Unterkreide (Alb) und in der Oberkreide erfolgten dann von Norden beziehungsweise Nordnordosten verschiedene Vorstöße des Kreide-Meeres auf den nordöstlichen und östlichen Teil des untersuchten Gebietes. Diese Vorstöße scheinen nicht weit über die heute bekannte Verbreitungsgrenze nach Westen und Südwesten hinausgegangen zu sein, da einzelne Schichten offensichtlich nach Südwesten ausdünnen.

Durch die sporadischen Vorstöße des Kreide-Meeres aus dem Münsterländer Becken, die bereits im Alb einsetzten und wahrscheinlich bis ins Campan reichten, kam es im Osten des untersuchten Gebietes zu insgesamt lückenhaften Ablagerungen von wechselnder Mächtigkeit, wobei die Sedimentation nach Osten vollständiger wurde und die Mächtigkeit der Kreide-Sedimente in diese Richtung zunahm (ARNOLD 1967, ARNOLD & THIERMANN 1978). Bei den Sedimenten handelt es sich hauptsächlich um Grünsande und grünsandreiche Mergel.

Während der Ablagerung der Oberkreide-Sedimente kam es gleichzeitig zu Hebungen einzelner Gräben beziehungsweise zum relativen Absinken von Horsten. An ursprünglich als Abschiebungen angelegten Störungen fanden Inversionsbewegungen ("Rückschiebungen") statt, so daß auf den Karbon-Horsten mächtigere Kreide-Ablagerungen vorliegen als in den benachbarten Gräben.

In der jüngsten Kreide-Zeit lag der gesamte Bereich des untersuchten Gebietes als Festland vor, lediglich im Westen muß es mindestens kurzfristig zu einem Meeresvorstoß aus der Niederländischen Meeresprovinz gekommen sein: Im Nordwesten wurden in der Bohrung Niederwald 2 Maastrichter Kalke angetroffen, die diskordant auf Mergel des Zechsteins 1 liegen.

Der Nordwestteil des untersuchten Gebietes und möglicherweise der Westen blieben wohl auch im ältesten Paläozän unter dem Einfluß der Niederländischen Meeresprovinz. Zumindest kurzzeitig muß es von dort wieder zu einer randlichen Überflutung des Untersuchungsgebietes gekommen sein (s. Abb. 91).

Im Thanet erfolgte wiederum eine randliche Überflutung des West- beziehungsweise Nordwestteils des Untersuchungsgebietes. Dieser Meeresvorstoß erfolgte ebenfalls aus Nordwesten aus dem Bereich der Nordsee. Der größte Teil des Untersuchungsgebietes im Südosten war gleichzeitig Festland.

Im Eozän lag nach dem Rückzug des Meeres nach Nordwesten der gesamte Raum als Festland vor.



- Abb. 92 Mindestmächtigkeit der Deckgebirgsschichten im Nordosten des untersuchten Gebietes, nach den Bohrungen Emmelsum 1, Oberemmelsum 1 und Ork 1. Die stratigraphisch jeweils lückenhaften Profile ergänzen sich gegenseitig. (Koordinaten der Bohrung Oberemmelsum 1, die nicht in Taf. 14 eingetragen ist: R 25 44 673,6; H 57 22 204,4; + 24,4 m NN).
- Fig. 92 Minimum thickness of post-Carboniferous strata in the northeastern part of the studied area. Compiled from wells Emmelsum 1, Oberemmelsum 1, Ork 1. Individual stratigraphic profiles are incomplete, but they complement each other.



Im Mitteloligozän (Rupel) kam es im Zusammenhang mit dem Einsinken der Niederrheinischen Bucht zu einer erneuten Meerestransgression aus Nordwesten, die diesmal über den untersuchten Raum hinaus weit nach Süden vorstieß, so daß der Zeitraum des Mitteloligozäns und des Oberoligozäns geprägt ist von klastischen marinen Sedimenten (Sande und Schluffe).

Zu Beginn des Miozäns zieht sich das Meer langsam nach Westen beziehungsweise Nordwesten zurück, so daß es zu miozänen Ablagerungen nur im Westen und Nordwesten des Untersuchungsgebietes kam. Da auch dieser Bereich wohl nicht durchgehend vom Meer bedeckt war, ist die dort vorliegende Schichtenfolge wahrscheinlich lückenhaft.

Ablagerungen des jüngsten Tertiärs sind im hier beschriebenen Gebiet nicht erhalten.

Im Tertiär, zumindest aber zu Beginn des Jungtertiärs, muß es im untersuchten Bereich noch zu geringfügigen tektonischen Bewegungen an einigen Querstörungen gekommen sein, wie das isolierte Vorkommen von Untermiozän-Schichten im Heidecker Graben darlegt.

Über den Schichten des Oligozäns beziehungsweise im Westen und Nordwesten des Miozäns wurden schließlich im

- Abb. 93 Mindestmächtigkeit der Deckgebirgsschichten im Nordwesten des untersuchten Gebietes, nach den Bohrungen Damm 1 und Graft 1. In der Bohrung Graft 1 wurde der untere, in der Bohrung Damm 1 der obere Teil des Mittleren Buntsandsteins angetroffen. Bei einer angenommenen Mächtigkeit von 120m für den Mittleren Buntsandstein (Brg. Voerde 1) ergibt sich eine Buntsandstein-Gesamtmächtigkeit von mindestens 502 m.
- Fig. 93 Minimum thickness of post-Carboniferous strata in the northwestern part of the studied area, compiled from wells Damm 1 and Graft 1. Well Graft 1 revealed the lower part of the Middle Buntsandstein, while Damm 1 presented the upper part of this series. Thickness of the Middle Buntsandstein is assumed to be 120 m as in well Voerde 1. Thus, the total thickness of the complete Buntsandstein series can be computed as 502 m. Total thickness of the recorded post-Carboniferous sequence is more than 1000 m.

Pliozän (QUITZOW 1978) und im Pleistozän vorwiegend Flußsande und -kiese abgelagert, die anschließend im jüngeren Quartär durch Flußeintiefungen wieder zerschnitten und zertalt wurden.

### 2.4.3. Mächtigkeiten, Besonderheiten und heutige Verbreitung der Deckgebirgseinheiten

Die postkarbonische Sedimentationsgeschichte im Untersuchungsraum ist, wie das vorhergehende Kapitel zeigt, gekennzeichnet durch einen Wechsel von Meeresvorstößen aus verschiedenen Richtungen und Abtragungsperioden, welche wiederum durch tektonische Blockbewegungen unterschiedlichen Ausmaßes verstärkt oder abgeschwächt wurden. Dadurch ist im untersuchten Gebiet kein vollständiges stratigraphisches Deckgebirgsprofil anzutreffen.

Die sehr detaillierten stratigraphischen Deckgebirgsprofile der zahlreichen in den letzten Jahren abgeteuften Untersuchungsbohrungen geben jedoch ein recht genaues Bild über die Ausbildung, Verbreitung und Mächtigkeit der einzelnen Formationen und ermöglichen überdies die Rekonstruktion eines Gesamtprofiles der Deckgebirgsschichten (s. Abb. 92 u. 93).

Nach dieser Rekonstruktion läßt sich die Gesamtmächtigkeit der Deckgebirgsschichten im Nordosten des Untersuchungsgebietes auf mindestens 1 200 m (ohne Werra-Salz) berechnen. Diese Mächtigkeit erhöht sich in den Bereichen, in denen Werra-Steinsalz vorliegt (s. Taf. 20), jeweils um den Betrag der Salzmächtigkeit.

Nach Süden beziehungsweise Südwesten dürfte die Gesamtmächtigkeit der abgelagerten Deckgebirgsschichten zurückgehen, da die Verbreitungsgrenze der Oberkreide-Schichten wohl innerhalb des untersuchten Gebietes anzunehmen ist, und da auch das Zechstein-Salz nach Süden hin auskeilt. Möglicherweise wurden auch die Schichten des Zechsteins insgesamt nach Süden und Südwesten in Richtung auf das Krefelder Gewölbe in geringeren Mächtigkeiten abgelagert.

Es sollen hier die einzelnen Formationen beziehungsweise Abteilungen, die im untersuchten Gebiet den mächtigen Deckgebirgskörper aufbauen, kurz besprochen werden.

Bei der Beschreibung der stratigraphischen Besonderheiten wird dabei Bezug auf die Tabelle 6 genommen, während bei der Beschreibung der Verbreitung jeweils die Abbildung 91 zugrunde gelegt wird. Die Lage der genannten Bohrungen kann der Tafel 14 entnommen werden.

## 2.4.3.1. Zechstein

Ohne Berücksichtigung des Salzes liegt die gesamte Zechstein-Folge im untersuchten Gebiet mit relativ konstanten Mächtigkeiten zwischen 80 – 100 m vor. Durch Steinsalzeinschaltungen von stark wechselnden Mächtigkeiten im Zechstein 1 kann sich die Gesamtmächtigkeit der Zechstein-Ablagerungen jedoch deutlich erhöhen (s. Kap. 2.4.4. sowie Taf. 21 u. 22). Die größten Zechstein-Gesamtmächtigkeiten im untersuchten Gebiet wurden in den Bohrungen Bönninghardt mit 376 m (davon 275 m Werra-Salz) und Alpsray 1 mit 316 m (davon 238 m Werra-Salz) angetroffen.

Die Schichten des Zechsteins 1 sind gekennzeichnet durch Mächtigkeitsschwankungen und fazielle Wechsel, bedingt durch die Beckenrandlage während der Sedimentation. So wird der Untere Werra-Anhydrit, dessen durch-

Tabelle 6 Übersicht über die postkarbonischen Ablagerungen am linken Niederrhein



schnittliche Mächtigkeit im Beckeninneren etwa 10m beträgt, im "Anhydrit-Saum" (R. TEICHMÜLLER 1957) bis über 50m mächtig (s. Abb. 94).

Dieser Anhydritwall ist im untersuchten Gebiet zwar deutlich zu erkennen, doch ist er weniger gut ausgeprägt als in anderen Zechstein-Randgebieten. Dies dürfte im Zusammenhang stehen mit der tektonischen Entwicklung des Sedimentationsraums. Während davon ausgegangen werden kann, daß zu Beginn des Zechsteins das gesamte niederrheinische Becken mit einem flachen Untergrund und nur geringem Relief vorlag (das gleichmäßig und geringmächtig ausgebildete Zechstein-Konglomerat an der Basis deutet auf das Fehlen einer Beckenmorphologie zur Zeit der Transgression hin), waren später synsedimentäre Blockbewegungen dafür verantwortlich, daß bestimmte Bereiche stärker abgesenkt wurden und sich die südliche Sedimentationsgrenze in diesen Gebieten rascher nach Südosten verschob.

Dieses stärkere Absinken einiger Schollen wirkte sich schon bei der Ablagerung des Unteren Werra-Anhydrits aus: Über den relativ stärker absinkenden Tiefschollen wurde der Ablagerungsraum generell nach Südosten verschoben, gleichzeitig konnte sich dort wegen des progressiven Vordringens des Ablagerungssaumes kein scharf abgegrenzter Anhydritwall entwickeln. Zudem ist die Verbreitungslinie durch die starke Morphologie an der Ablagerungsbasis in sich gegliedert: Über den abgesunkenen Schollen liegen die Bereiche erhöhter Anhydritmächtigkeiten weiter südöstlich als über den Hochschollen (s. auch Abb. 94 u. Taf. 20).

Das anhaltende Absinken der Tiefschollen, das sich gegen Ende des Werra-Zyklus offensichtlich noch verstärkte, führte zu einer ausgeprägten Gliederung des Beckenbodens in Tröge und Schwellen, wobei die Tröge mit den Tiefschollen und die Schwellen mit den Hochschollen des Untergrundes identisch waren.

Aufgrund dieser Morphologie des Beckenbodens wurden die größeren Salzmächtigkeiten – wie dies auch rezent zu beobachten ist (LOTZE 1957 a) – wegen der Dichtezunahme (Salzkonzentration) zur Tiefe hin sowie durch den Abfluß der schweren Lösungen in die jeweils tiefsten Bereiche, in den Grabentrögen abgelagert. Die verstärkte Sedimentation in den Trögen hätte aber sehr bald zu einer Einebnung des Ablagerungsniveaus führen müssen. Da dies offensichtlich nicht der Fall war, können die zum Teil sehr großen Salzmächtigkeiten in den Gräben (Kamper Graben, Heidecker Graben, Ankerweide-Graben) nur mit synsedimentär zur Ausfällung des Salzes ablaufenden Senkungsbewegungen in den Trögen erklärt werden.

Die Phase der Salzablagerung schließlich wurde durch das relativ schnellere Einsinken der Tiefschollen insoweit beeinflußt, als die Salzmächtigkeit über absinkenden Schollen insgesamt größer ist (s. auch Kap. 2.4.4. sowie Taf. 20, 21 u. 22) und die Salzverbreitung weiter nach Süden beziehungsweise Südosten vorstößt.

Die Hochschollen hingegen müssen zumindest teilweise über dem Sedimentationsniveau gelegen haben, so daß zum Beispiel auf dem Rossenrayer Horst Salz nur in geringer Mächtigkeit und Verbreitung im nördlichen Teil abgelagert wurde, während auf dem südlichen Teil des Horstes kein Salz zur Ablagerung kam. Hier im Süden des Rossenrayer Horstes liegt – mit einer Schichtlücke im Mittleren und Oberen Zechstein – Unterer Buntsandstein unmittelbar auf dem Unteren Werra-Anhydrit (s. Abb. 95), so daß dieser Bereich möglicherweise während des gesamten höheren Zechsteins Hochgebiet war. Zumindest aber dürfte dieser Bereich vor Ablagerung der Buntsandstein-Schichten der Abtragung unterlegen haben.

In einigen Bohrungen, die am Rande der heutigen Zechstein-Verbreitung niedergebracht wurden (Brg. Gestfeld 1: Lintforter Staffel; Brg. Hochwald 1, Hochwald 2<sup>1)</sup> und Nie-

<sup>1)</sup>Koordinaten der Bohrung Hochwald 2 (1984), die nicht in Tafel 14 eingetragen ist: R 25 31 305,34; H 57 11 193,01; + 25,51 m NN



- Abb. 94 Mächtigkeit des Anhydritwalles (Unterer Werra-Anhydrit) im Zechstein am linken Niederrhein und seine Beziehungen zu den Bruchstrukturen des Untergrundes. Dargestellt sind nur Mächtigkeiten > 30 m (nach AMEELY et al. 1981, ergänzt).
- Fig. 94 Thickness of the anhydrite-wall (Lower Werra-Anhydrite, Zechstein 1) in the Lower Rhine basin and its relation to the normal fault pattern in the underlying strata. Figured are only thicknesses >30 m (from AMEELY et al. 1981, complemented by the author).

derwald 2: Issumer Horst) liegen unter jeweils anderen jungen Schichten nur Ablagerungen des Zechsteins 1 vor, während die Sedimente des Zechsteins 2-4 fehlen (s. Tab. 7).

Es ist möglich, daß die fehlenden Teile des höheren Zechsteins in diesen Bereichen ursprünglich vorhanden waren und in späteren Abtragungsepochen erodiert wurden. Andererseits besteht auch die Möglichkeit, daß durch die tektonischen Bewegungen, die für den Mittleren Zechstein angenommen werden müssen (s. auch Kap. 2.4.4.), die Schollen, auf welchen die zuvor angeführten Bohrungen stehen, in höhere Positionen gebracht wurden, so daß dort keine Ablagerungen mehr stattfinden konnten. Die höheren Teile des Zechsteins würden dann also primär fehlen.

Für letztere Annahme spricht nicht nur die Position dieser Profile auf tektonischen Hochschollen, sondern auch die Tatsache, daß die Zechstein-Profile in den drei Bohrungen auf dem Issumer Horst, die bis zu 4 km auseinander liegen, jeweils etwa gleiche Mächtigkeiten aufweisen, obgleich sie in unterschiedlichen Teufen zu finden sind und von Gesteinen verschiedenen Alters überlagert werden.

Zu Beginn der Ablagerungen des Zechsteins 2 waren die tektonischen Bewegungen an den Querstörungen zum Stillstand gekommen, der Beckenboden lag ohne Relief vor, so daß die zum Teil evaporitischen Sedimente des Zechsteins 2-4 (Salztone, Anhydrite, Dolomite und Letten) mit weitgehend konstanter Mächtigkeit ausgebildet sind (s. auch Taf. 21 u. 22).

Die heutige Verbreitung der Zechstein-Schichten reicht im Westen allgemein bis an den Sonsbeck – Kamper Sprung, nur im Bereich über der Raesfelder Mulde des Karbons liegen noch Schichten des Zechsteins 1 auf dem südwestlich gelegenen Issumer Horst vor. Im Süden verläuft die Ausstrichgrenze auf der Nordflanke des Moerser Sattels, südlich von Schacht Friedrich Heinrich 3 und nördlich der Schächte Rheinpreussen 5/9. Durch den starken Deckgebirgsverwurf am Rheinpreussen-Sprung wird die Verbreitung östlich davon ziemlich weit nach Südosten, bis dicht nördlich der

| Bohrungen                 | Gestfeld 1 | Hochwald 1 | Hochwald 2 | Niederwald 2 |
|---------------------------|------------|------------|------------|--------------|
| Hangendes                 | Rupel      | Thanet     | Thanet     | Maastricht   |
| Zechstein-Mergel (m)      | 32,80      | 29,30      | 38,82      | 28,78        |
| Kupferschiefer (m)        | 2,21       | 1,56       | 2,13       | 2,75         |
| Zechstein-Konglomerat (m) | 2,49       | 0,03       |            | 0,07         |
| Gesamtmächtigkeit (m)     | 37,50      | 30,89      | 40,95      | 31,60        |

#### Tabelle 7 Zechstein 1 in einigen Bohrungen auf der Lintforter Staffel und dem Issumer Horst

Schächte Rheinpreussen 1/2, verschoben (s. Abb. 91, S. 145). Sie liegt zwischen Rheinpreussen-Sprung und Beeckerwerther Sprung am weitesten südlich.

Östlich des Beeckerwerther Sprungs verläuft die Ausstrichgrenze steil nach Nordnordosten, dicht südlich der Schächte Beeckerwerth sowie nördlich des Spülschachtes Matenastraße. Durch den Eversaeler Sprung wird die Grenze dann sehr weit nach Norden verschoben, so daß das Südende des Walsumer Horstes mit der Schachtanlage Walsum frei von Zechstein-Ablagerungen ist. Im Dinslakener Graben springt die Zechstein-Grenze wieder weit nach Süden (südlich der Schächte Wehofen 1/2), um dann durch mehrere westfallende Sprünge nach Norden versetzt zu werden, so daß sie schließlich auf dem Lohberger Horst dicht nördlich und nordwestlich der Schachtanlage Lohberg verläuft. Über die Verbreitung des Werra-Salzes im Zechstein 1 siehe Kapitel 2.4.4.1.

# 2.4.3.2. Buntsandstein

Die Ablagerungen des Buntsandsteins stellen die mächtigste Deckgebirgseinheit im untersuchten Gebiet dar, sie sind allerdings weitgehend durch präkretazische Schollenbewegungen mit anschließender Abtragung stark reduziert.

So finden sich heute westlich des Schwelgern-Sprungs im wesentlichen nur noch die ca. 220 m mächtigen Sandsteine des Unteren Buntsandsteins (Untere und Obere Niederrhein-Folge), deren erhaltene Mächtigkeiten nach Süden und Westen jeweils geringer werden.

| Ross              | enray VI                             | Rossenray IV                                | Rossenray V   |
|-------------------|--------------------------------------|---|---|
| Rc                | ssenrayer<br>                        | Horst                                       | Heidecker Graben  |
| su<br>z1          | A M M<br>UA W<br>W W<br>UA W<br>UA W |   | Su<br>UL<br>Su<br>Su<br>Su<br>Su<br>Su<br>Z2-Z4 CO<br>Austant   |
| su<br>z2-z4<br>z1 | bankrechte                           | er Verwurf im Karbon<br>Verwurf der Karbon- | wawa<br>u A waw |

- Abb. 95 Deckgebirgsprofile vom Rossenrayer Horst und dem südlichen Heidecker Graben. Die Zechstein-Basis liegt im Graben ungefähr 70m tiefer als auf dem Horst, während die Unterkante des Buntsandsteins etwa im gleichen Niveau liegt. Somit muß der Verwurf am Rheinpreussen-Sprung, der im Karbon mit etwa 70m bestimmt werden kann, während des Zechsteins erfolgt sein.
- Fig. 95 Stratigraphic profiles of post-Carboniferous strata from Rossenray horst and Heideck graben. Basis of Zechstein is found in the graben about 70 m deeper than on the horst, while basis of overlying Buntsandstein strata is seen in about the same level. As the throw of the Rheinpreussen fault can be estimated with about 70 m at this point in the Carboniferous basement strata, the faulting activity can be confined to Zechstein times.

Die Schichten des Mittleren Buntsandsteins (ca. 120-150m) setzen sich zusammen aus der etwa 30-50m mächtigen Volpriehausen-Folge (Tonsteine mit Feinsandlagen) und der 90-100m mächtigen Solling-Folge, die eine Wechselfolge aus relativ mächtigen Tonsteinen und Feinsand (steinen) darstellt. Sie sind komplett oder in größeren Mächtigkeiten nur im Dinslakener Graben erhalten (z. B. Brg. Voerde 1: 120m, Haus Ahr 1: 130m, Oberemmelsum 1: 136m, Ruggen 1: 148m).

Westlich des Schwelgern-Sprungs sind Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins nur unvollständig und meist in geringen Mächtigkeiten in Senkungsgebieten erhalten, die entweder durch tektonische Vorgänge oder durch Salzablaugung verursacht wurden, wobei Salzablaugung häufig durch tektonische Bewegungen initiiert wurde.

Ein typisches Beispiel hierfür ist der Bereich des Ankerweide-Grabens und des Grinter Horstes (Taf. 19: Schnitt L). Durch Auslaugung des Zechstein-Salzes in Nähe des Ossenberger Sprungs und des Grünthaler Sprungs, die den Grinter Horst abgrenzen und die offensichtlich nach Ablagerung des Buntsandsteins aktiv waren (s. auch Kap. 2.4.5.2.), kam es zum Einsinken der Buntsandstein-Schichten, so daß bei der anschließenden Transgression des Kreide-Meeres die unteren Teile des Mittleren Buntsandsteins in den abgesunkenen Bereichen erhalten blieben. Ähnlich verhält es sich auch weiter südlich am Grünthaler Sprung (Taf. 19: Schnitt H), wo ebenfalls Salz abgelaugt wurde, so daß die Schichten des Buntsandsteins nachsackten und deshalb Relikte des Mittleren Buntsandsteins erhalten blieben.

Auf dem Rossenrayer Horst, über der Nordflanke der karbonischen Schermbecker Mulde, wurden hingegen in der Bohrung Damm 1 über reduzierten Zechstein-1-Ablagerungen (es sind nur die untersten 36,5 m bis zum Unteren Werra-Anhydrit erhalten) nur Schichten des Mittleren und Oberen Buntsandsteins angetroffen, während der gesamte Untere und Teile des Mittleren Buntsandsteins fehlen. Dafür blieben über den vollständigen Röt-Tonen noch 96,5 m Kalkmergelund Kalksteine des Unteren Muschelkalks erhalten.

Es handelt sich hier um das westlichste Vorkommen von höherem Buntsandstein und Muschelkalk im untersuchten Gebiet. Die Überlieferung dieser Schichten wird auf tektonische Bewegungen am Rheinpreussen-Sprung mit subsequenter Salzwanderung und Salzablaugung zurückgeführt. Diese Vorgänge bewirkten einen Ausfall des höheren Zechsteins und des tiefen Buntsandsteins und führten außerdem dazu, daß nachgesunkene, stratigraphisch junge Schichten der späteren Erosion entgingen (s. auch Kap. 2.4.4.1.).

Der Obere Buntsandstein wurde außer im Dinslakener Graben (z. B. Brg. Oberemmelsum 1: 145 m) nur in der beschriebenen Bohrung Damm 1 gefunden (Mächtigkeit: 162 m).

An der Basis des Oberen Buntsandsteins findet sich das 20-50m mächtige Röt-Salinar, das durch ein toniges Zwischenmittel in ein unteres und ein oberes (Gips-) Lager geteilt ist. Über dem Röt-Salinar liegen schließlich die ca. 120m mächtigen Röt-Tone, die sich im wesentlichen aus schluffigen Tonsteinen zusammensetzen.

Die Gesamtmächtigkeit der im Buntsandstein abgelagerten Schichten dürfte im untersuchten Gebiet etwa 500 m betragen haben. In der Bohrung Oberemmelsum 1, in der der Buntsandstein komplett aufgeschlossen wurde, liegen 504,6 m vor (Abb. 92, S. 146). Ein entsprechender Betrag wird auch erreicht, wenn die verschiedenen Buntsandstein-Profile westlich des Schwelgern-Sprungs korreliert werden (Brg. Damm 1 u. Graft 1; s. Abb. 93, S. 147). Dies deutet darauf hin, daß große Bereiche des untersuchten Gebietes von Buntsandstein-Schichten mit konstanter Mächtigkeit bedeckt gewesen waren.

Von besonderer Bedeutung für den Bergbau am linken Niederrhein ist die Tatsache, daß der Untere Buntsandstein, der im wesentlichen den Buntsandstein westlich des Schwelgern-Sprungs repräsentiert, aus Wechsellagen von schwach verfestigten Sandsteinbänken (fein- bis mittelsandig) und dünnen Tonsteinbänken besteht. Die Sandsteinbänke, die ein Porenvolumen von 35-40% aufweisen (NIEMÖLLER 1971), sind aufgrund ihres hohen Wassergehaltes und der geringen Verfestigung sehr fließfähig und machen einen größeren technischen und finanziellen Aufwand beim Schachtabteufen erforderlich, da sie nur im Gefrierverfahren durchteuft werden können.

Die heutige Verbreitung der Buntsandstein-Schichten im Untersuchungsgebiet folgt in ihren Umrissen in etwa denen des Zechsteins (s. Abb. 91, S. 145). Der Sonsbeck – Kamper Sprung stellt die westliche Begrenzung der Buntsandstein-Vorkommen dar; auf dem westlich davon gelegenen Issumer Horst liegt kein Buntsandstein mehr vor.

Auf der Lintforter Staffel findet sich der einzige Bereich, wo die Verbreitungsgrenzen von Zechstein und Buntsandstein divergieren. Während die Südgrenze des Zechsteins regulär Südwest – Nordost (in der allgemeinen Richtung des variscischen Gebirges) streicht, verläuft die Buntsandstein-Südgrenze etwa West – Ost, und zwar von östlich des Schachtes Friedrich Heinrich 4 bis nördlich der Schächte Friedrich Heinrich 1/2 (s. Abb. 91).

Auf dem Rossenrayer Horst ist der Ausstrich des Buntsandsteins (südlich der Pattberg-Schächte) noch leicht spitzwinklig zu dem der Zechstein-Schichten. Im weiteren Verlauf nach Osten liegt er zur Zechstein-Grenze etwa parallel, verspringt jedoch mehrfach nach Norden (s. Abb. 91).

#### 2.4.3.3. Muschelkalk

Ablagerungen des Muschelkalks wurden im untersuchten Gebiet westlich des Schwelgern-Sprungs lediglich an einer Stelle angetroffen (Bohrung Damm 1, s. Abb. 93, S. 147).

Es handelt sich dabei um etwa 96 m Kalkmergel- und Dolomitgestein des Unteren Muschelkalks.

Im Dinslakener Graben findet sich dagegen am Nordrand des Untersuchungsgebietes bereits die vollständige Muschelkalk-Abfolge. So wurde in der Bohrung Oberemmelsum 1 der gesamte Muschelkalk mit 164,2m erbohrt (Abb. 92, S. 146), wobei der Untere Muschelkalk mit etwa 93m die gleiche Mächtigkeit aufweist wie in der ungefähr 12 km südwestlich gelegenen Bohrung Damm 1.

Die Folge besteht an der Basis aus Tonsteinen, in die sich nach oben zunehmend Kalkmergelsteine und Kalksteine einschalten, die im höheren Bereich wiederum durch Dolomitmergelsteine ersetzt werden.

Der Mittlere Muschelkalk ist ca. 52m mächtig. Die unteren 32m werden von einer Wechsellagerung aus Tonsteinen und Gipsbänkchen eingenommen, während der höhere Bereich aus Dolomitmergelsteinen und karbonatischen Tonsteinen besteht.

Der Obere Muschelkalk liegt mit einer Mächtigkeit von etwa 20m vor und setzt sich vorwiegend aus dolomitischen Gesteinen zusammen.

Die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalks muß also nach dem Profil der Bohrung Oberemmelsum 1 mit mindestens 164 m angenommen werden. Genauer kann die Mächtigkeit nicht bestimmt werden, da nicht sicher ist, ob der Obere Muschelkalk in dieser Bohrung in seiner ganzen Mächtigkeit erhalten ist, zumal auch die hangenden Schichten des Keupers fehlen.

#### 2.4.3.4. Keuper

Sichere Keuper-Ablagerungen sind im untersuchten Gebiet nicht bekannt. In der Bohrung Friedrichsfeld 27 aus dem Jahre 1907, die am Nordostrand des untersuchten Gebietes im Dinslakener Graben niedergebracht wurde, sind 18 m mächtige "rote Tone mit Gipseinlagerungen" als Sedimente des Mittleren Keupers angesprochen worden.

Bei diesen Schichten handelt es sich aber höchstwahrscheinlich um Schichten des Mittleren Muschelkalks (mdl. Mitt. Dr. G. KNAPP, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). Sie sind gut zu vergleichen mit der unteren Partie des Mittleren Muschelkalks, wie er jüngst in der Bohrung Oberemmelsum 1 (1984) angetroffen wurde.

#### 2.4.3.5. Jura

Aus dem untersuchten Gebiet ist lediglich ein einziges Vorkommen zu berichten. Bei den in der Bohrung Oberemmelsum 1 angetroffenen, 75 m mächtigen, dunkelgrauen, pyrithaltigen Tonsteinen handelt es sich höchstwahrscheinlich um Sedimente des tieferen Lias.

Weiter nördlich, im Bislicher Graben bei Wesel, finden sich 150–200 m mächtige Tonsteine und untergeordnet Kalksteine des Unteren Lias sowie mehr als 300 m Tonmergelsteine und Tonsteine des Mittleren Lias. Ein dort auftretendes, bis 10 m mächtiges, eisenoolithisches Erzlager aus dem Lias  $\gamma$ 1a, dem unteren Teil des Mittleren Lias, wird als Transgressionshorizont gedeutet (HOFFMANN 1962, THIENHAUS 1962).

### 2.4.3.6. Kreide

Die derzeitige Verbreitung der Kreide-Schichten im untersuchten Gebiet ist nicht identisch mit der ursprünglichen, Verbreitung.

Isolierte Funde von Kreide-Sedimenten in Spalten des Karbons in Bereichen der Zechen Niederberg und Diergardt-Mevissen (SCHAUB 1954 a, 1954 b), deren Alter durch Mikrofossilien als Hauterive bestimmt werden konnte, machen eine Verbreitung – zumindest der Unterkreide-Schichten – bis in den Raum Krefeld – Geldern wahrscheinlich (s. auch ARNOLD & THIERMANN 1978). Somit könnte das gesamte Untersuchungsgebiet in der Unterkreide Sedimentationsraum gewesen sein. Die im Hauterive abgelagerten Sedimente dürften allerdings nicht sehr mächtig gewesen sein und wurden anschließend bis auf geringe Reste in Spalten des variscischen Gebirges wieder abgetragen. Die im untersuchten Gebiet auftretenden Kreide-Schichten gehören somit fast ausschließlich der höheren Kreide an.

Die Kreide-Ablagerungen sind auf den Osten und Nordosten des Gebietes beschränkt, wo sie erosiv-diskordant auf den Schichten des Buntsandsteins liegen. Bei den Kreide-Sedimenten handelt es sich im wesentlichen um sandige bis mergelig-sandige Schichten, die häufig auch als grünsandreiche Mergelkalksteine ausgebildet sind (s. auch Abb. 96).

Da das Kreide-Meer – beginnend in der höchsten Unterkreide (Alb) – von Norden beziehungsweise Nordosten her in den Niederrheinbereich vordrang, wird die Schichtenfolge der Kreide von Osten nach Westen geringer mächtig und lückenhafter (s. auch Abb. 96). Außerdem scheinen die ersten Meeresvorstöße nicht so weit vorgedrungen zu sein wie die späteren, denn in einigen Bereichen an der Westgrenze der heutigen Kreide-Verbreitung fehlen noch die Ablagerungen des Albs (z. B. in den Bohrungen Rheinfeld 2, Winterswick 2).

Im höheren Santon oder im unteren Campan endete diese Sedimentationsphase im untersuchten Gebiet, indem sich das Meer nach Nordosten zurückzog.

Im Maastricht kam es dann von der Niederländischen Kreide-Provinz her zu randlichen Überflutungen, die bis in das untersuchte Gebiet vorgedrungen sein dürften. In der Bohrung Niederwald 2 sind etwa 13 m Maastricht-Kalksteine angetroffen worden. Zumindest der Nordwestteil des untersuchten Gebietes war also in der höchsten Kreide Sedimentationsgebiet.

Die Mächtigkeiten der Kreide-Sedimente, die aufgrund der wechselhaften Sedimentationsgeschichte schon primär recht unterschiedlich waren, wurden nach ihrer Ablagerung durch Blockbewegungen im Untergrund in verschieden hohe tektonische Positionen gebracht (s. Kap. 2.4.5.1. und 2.4.5.2.), so daß durch die Transgression des Oligozän-Meeres sehr unterschiedliche Mächtigkeiten erhalten blieben.





Fig. 96 Increase in thickness of Cretaceous strata from southwest to northeast in the studied area (from recent exploration wells of the Ruhrkohle AG)

Größere Kreide-Mächtigkeiten finden sich, wie aus den Schnitten der Tafeln 18 (Schnitte E-G) und 19 (Schnitte H-O) zu entnehmen ist, nur im Bereich des Dinslakener Grabens und des Walsumer Horstes, der zu dieser Zeit eine Tiefscholle darstellte (s. Kap. 2.4.5.1.). Die größte Mächtigkeit liegt mit 272 m in der Bohrung Eppinghoven 1 vor. Eine ähnliche Mächtigkeit wurde auch im Schacht Walsum 1 (Franz Lenze) auf dem Walsumer Horst aufgeschlossen (232 m). In den östlich des Schachtes, unmittelbar am Schwelgern-Sprung abgeteuften älteren Bohrungen Walsum 12 und Walsum 13 wurden 244 m beziehungsweise 273 m gemessen (s. Taf. 18: Schnitt G).

Sowohl im Dinslakener Graben als auch auf dem Walsumer Horst finden sich die größten Kreide-Mächtigkeiten über dem Bereich der Lippe-Hauptmulde des Karbons. Von dort keilen die Kreide-Schichten nach Süden hin aus, aber auch nach Norden hin gehen die Mächtigkeiten zurück (Taf. 16: Schnitt 12; Taf. 18: Schnitte E – G; Taf. 19: Schnitte H – O). Zur westlichen Begrenzung des Walsumer Horstes, dem Eversaeler Sprung, hin keilen die Kreide-Schichten ebenfalls ganz aus (Taf. 19: Schnitte N – O), oder sie setzen sich mit sehr stark reduzierter Mächtigkeit nach Westen hin bis in die Nähe des Alpener Sprunges fort (Taf. 19: Schnitte I – M). Südlich der karbonischen Lippe-Hauptmulde hat der Eversaeler Sprung keine spürbare Auswirkung auf die Mächtigkeit der Kreide-Ablagerungen: Diese setzen sich mit etwa konstanter Mächtigkeit über den Sprung nach Westen hin fort und laufen über der Rheinberger Staffel des Karbons aus (Taf. 18: Schnitte E-G).

Insgesamt zeigt die Verbreitung der Kreide-Schichten im untersuchten Gebiet aufgrund ihres transgressiven Charakters und wegen der anschließenden Abtragung und Einebnung während der Oligozän-Transgression einen wenig einheitlichen Verlauf, wie auf der Abbildung 91 (S. 145) deutlich zu erkennen ist.

Die westlichste Verbreitungsgrenze während der Sedimentation dürfte mindestens am Rheinpreussen-Sprung gelegen haben, denn im Heidecker Graben, unmittelbar östlich dieses Sprungs, ist noch ein isolierter Rest von Oberkreide – wohl im Zusammenhang mit Salzablaugungen im Untergrund – erhalten geblieben (Brg. Graft 1: 12,7m; s. auch Taf. 19: Schnitt K).

Bemerkenswert ist ferner der Grenzverlauf der Kreide-Verbreitung im Bereich des Schwelgern-Sprungs im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Dort kam es östlich des Schwelgern-Sprungs – am Westrand des Dinslakener Grabens – zu Salzbewegungen in Richtung auf den Schwelgern-Sprung, die eine Aufwölbung der jüngeren Deckgebirgsschichten bewirkten (Taf. 19: Schnitte M–O). Diese "Salz-





Abb. 97 Zunahme der Tertiär-Mächtigkeit von Südosten nach Nordwesten im untersuchten Gebiet (nach neueren Explorationsbohrungen der Bergbau AG Niederrhein der Ruhrkohle AG)

Fig. 97 Increase in thickness of Tertiary layers from southeast to northwest in the studied area (compiled from exploration wells of the Ruhrkohle AG)

tektonik" ist verantwortlich dafür, daß während der Oligozän-Transgression die Kreide-Schichten im Bereich der Deckgebirgsaufwölbung abgetragen wurden und die Tertiär-Schichten mit einer Winkeldiskordanz auf den Buntsandstein-Schichten liegen, wobei die Kreide-Vorkommen auf dem Walsumer Horst von denen des Dinslakener Grabens durch einen Buntsandstein-Sattel getrennt sind (s. auch Abb. 91, S. 145).

# 2.4.3.7. Tertiär

Tertiäre Ablagerungen finden sich im gesamten Untersuchungsgebiet. Sie lagern jeweils transgressiv-diskordant auf verschieden alten Schichten, wobei von Osten nach Westen beziehungsweise Nordosten nach Südwesten jeweils ältere Schichten unter dem Tertiär anzutreffen sind.

Da die tertiäre Sedimentationsgeschichte gekennzeichnet ist von Meeresvorstößen unterschiedlichen Ausmaßes, die abwechseln mit Festlandsperioden (s. Kap 2.4.2.), können die überlieferten Ablagerungen nur lückenhaft sein. Die Meeresvorstöße erfolgten von Norden beziehungsweise Nordwesten aus der Nordsee in die Niederrheinische Bucht, so daß die Schichtenfolge des Tertiärs nach Norden beziehungsweise Nordwesten vollständiger wird, wobei gleichzeitig die Mächtigkeit der einzelnen Einheiten und somit die Gesamtmächtigkeit zunimmt (s. Abb. 97).

Im gesamten Untersuchungsbereich sind die maximal 250 m mächtigen Schichten des Mittleren und Oberen Oligozäns verbreitet, die sich zum größten Teil aus Sanden mit einem sehr hohen Feinsandanteil zusammensetzen. Insbesondere der Walsumer Meeressand und der höhere Teil der Grafenberger Schichten (s. Abb. 97) weisen nach NIEMÖLLER (1971) ein sehr großes Porenvolumen auf (bis 45 % im Walsumer Meeressand), das durchwegs mit Wasser gefüllt ist. Sie liegen somit als "Schwimmsande" vor, die den Bergbau dieses Bereichs beim Abteufen von Schächten vor größere Probleme stellen und die auch bei Streckenauffahrungen und Abbauen einen größeren Sicherheitspfeiler zum Deckgebirge erforderlich machen (WOLANSKY 1957).

Diese mächtigen Oligozän-Schichten liegen im Westen und Nordwesten auf maximal 50m mächtigen Tonen, Sanden, Mergeln und Kalksteinen, die im Paläozän abgelagert wurden und nach Südosten auskeilen (s. Abb. 97).

Ebenfalls im Nordwesten des untersuchten Gebietes liegen über den Oligozän-Schichten, die hier etwa 44 m mächtigen Feinsande der Hoerstgener Schichten aus dem Unteren Miozän (Abb. 97).

## 2.4.3.8. Quartär

Die jüngsten im untersuchten Gebiet abgelagerten Sedimente, die Schichten des Quartärs, wurden bei der vorliegenden Bearbeitung nicht berücksichtigt und sollen hier auch nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden.

Ihre Ausbildung und Verbreitung im westlichen Teil des untersuchten Gebietes (Blatt C 4702 Krefeld der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1: 100 000) wird von THOME (1984) ausführlich dargestellt, der östliche Teil (Blatt C 4706 Düsseldorf – Essen) wird von RIBBERT (1980) beschrieben.

Der weitaus größte Teil des Gebietes wird diskordant von der Niederterrasse des Rheins aus dem Pleistozän überlagert, die hauptsächlich aus Sanden und Kiesen besteht. Westlich der Linie Krefeld – Hüls – Sevelen sind zudem noch größere Teile der Unteren Mittelterrasse erhalten, die sich ebenfalls aus Sanden und Kiesen zusammensetzt.

Westlich von Neukirchen-Vluyn sowie zwischen Issum und Alpen, nordwestlich von Kamp-Lintfort, finden sich zudem noch die Stauchmoränenwälle und Sanderschwemmkegel, welche die maximale Verbreitung des Inlandeises (THOME 1984) am Niederrhein nachzeichnen und die als morphologische Höhen die ansonsten flache Niederrheinebene überragen.

## 2.4.4. Zusammenhänge zwischen Zechstein-Salzmächtigkeiten und Tektonik

#### 2.4.4.1. Zur Verbreitung des Zechstein-Salzes im Deckgebirge

Die Steinsalzablagerungen im Zechstein 1 (Werra-Salz) sind im untersuchten Gebiet mit sehr unterschiedlicher Mächtigkeit anzutreffen. Das Steinsalz liegt in mehr oder minder mächtigen Körpern von wechselnder Ausdehnung vor, wobei die Mächtigkeitsschwankungen sowohl primär durch tektonische Bewegungen während der Ablagerungszeit hervorgerufen sind, die zu unterschiedlichen Ablagerungsraten führten (s. Kap. 2.4.4.2.) als auch sekundäre Salzauslaugungen und Salzwanderungen widerspiegeln.

Die unterschiedlichen Mächtigkeiten sind auf Tafel 20 in einer Karte dargestellt. Diese Karte basiert im Südteil (im eigentlichen Untersuchungsgebiet) auf der Auswertung aller vorhandenen Bohrungen und seismischen Untersuchungen. Im nördlichen Teil wurde zusätzlich auf die Ergebnisse der Untersuchungen von HISS & MILBERT (1983) zurückgegriffen.

Zum besseren Verständnis wird bei der folgenden Beschreibung aber nicht auf die Karte, sondern jeweils auf die Deckgebirgsdarstellungen in den Schnitten der Tafeln 15, 16, 18 und 19 hingewiesen.

Die Salzvorkommen im Untersuchungsgebiet werden nach ihrer jeweiligen tektonischen Position (Horst, Graben, Staffel) beschrieben, wobei Besonderheiten des Salzes hinsichtlich Mächtigkeit, Auslaugung und eventuellen Salzbewegungen berücksichtigt werden. Die Beschreibung der einzelnen Strukturen erfolgt von Westen nach Osten.

Das westlichste Salzvorkommen liegt im Kamper Graben. Es ist insofern bedeutsam, als die Verbreitung des Salzes in dieser Struktur sehr weit nach Süden reicht und insgesamt sehr große Mächtigkeiten vorliegen, obgleich der Kamper Graben den äußersten westlichen Verbreitungsbereich des Werra-Salzes darstellt.

Die größte Salzmächtigkeit innerhalb des Grabens wird über der Raesfelder Mulde erreicht (Brg. Bönninghardt: 275 m). In diesem Bereich lappt der Salzkörper über die westliche Grabenrandstörung, den Saalhoff-Lintforter Sprung, weiter nach Westen bis an den Sonsbeck – Kamper Sprung. Gleichzeitig greift das Salz auch über den östlichen Grabenrand bis an den Alpsrayer Sprung und über dem Muldentiefsten sogar geringfügig bis auf den Rossenrayer Horst über.

Dieser Salzkörper dünnt nach Süden zum Spellener Sattel auf ca. 100 m Mächtigkeit aus, aber über der weiter südlich gelegenen Schermbecker Mulde findet sich ein neues Mächtigkeitsmaximum mit ca. 160 m (Taf. 15: Schnitt 6). Hier, im Bereich über der Schermbecker Mulde, ist der westliche Teil des Kamper Grabens durch den westfallenden Saalhoffer Sprung tiefer eingesenkt (Taf. 19: Schnitte K – M), so daß es zum westlichen Grabenrand hin zu größeren Salzmächtigkeiten kommt, die sehr wahrscheinlich primär durch die Absenkung am Saalhoffer Sprung bedingt sind. Nach Süden keilt der Salzkörper schließlich über der Lippe-Hauptmulde aus, nachdem über der Nordflanke der Mulde nochmals ein kleineres Mächtigkeitsmaximum zu erkennen ist.

Auf dem Rossenrayer Horst liegt nur im Bereich über der Schermbecker Mulde mit maximal 65 m eine relativ geringmächtige Salzschicht vor, die noch mit dem Salzvorkommen im Kamper Graben zusammenhängt (Taf. 19: Schnitte L-O). Zum Ostrand des Horstes hin keilt das Salz jedoch aus. In der Bohrung Schafstall 1 wurde kein Salz angetroffen, und es fanden sich auch keine Anzeichen für Salzablaugung oder Salzabwanderung, so daß davon ausgegangen werden kann, daß hier primär kein Salz abgelagert worden war. Da auch der mächtige Salzkörper im östlich anschließenden Heidecker Graben tektonisch tiefer liegt, war der Rossenrayer Horst während der Zechstein-1-Zeit offensichtlich relatives Hochgebiet. In der etwa 2km nördlich und gleichfalls am Ostrand des Horstes gelegenen Bohrung Damm 1 sind die Zechstein-Sedimente sehr lückenhaft. Es ist nur die unterste Schichtenfolge bis zum Werra-Anhydrit vorhanden (Gesamtmächtigkeit 36,5 m), auf der diskordant Schichten des Mittleren Buntsandsteins liegen, so daß ein Schichtenausfall von mindestens 300 m zu verzeichnen ist.

AMEELY et al. (1981: 80) deuten das Fehlen dieses mächtigen Schichtenpaketes durch "Zusammenwirken von Salzwanderung... und Bruchtektonik am Rande des Rossenrayer Horstes", wobei das Salz während der jüngsten Trias- oder Jura-Zeit abgelaugt worden sein soll (s. auch MÜLLER 1982: 89).

Diese Deutung kann nach Auswertung der seismischen Linien der Flächenseismik Saalhoff-Alpsray 1979 tatsächlich nicht ausgeschlossen werden. Bei der Auswertung der seismischen Linien wie des stratigraphischen Deckgebirgsprofiles in der Bohrung Damm 1 wurden aber keine eindeutigen Anzeichen für Deckgebirgsstörungen gefunden, wie sie wohl für die Initiierung der Salzbewegungen wie auch für die Platznahme des mächtigen Salzkissens auf dem höhergelegenen Horst zu erwarten gewesen wäre.

So bleibt für die Deutung dieses Phänomens nur die Möglichkeit, daß sich der Rheinpreussen-Sprung ins Deckgebirge unter Verflachung des Einfallswinkels fortsetzt, wobei die Störung nach Art einer listrischen Fläche nach oben wieder versteilt, und möglicherweise in den semi-plastischen Schichten des Buntsandsteins ausläuft.

Die in diesem Zusammenhang möglichen Deckgebirgsstörungen sind in den tektonischen Schnitten (Taf. 16: Schnitt 8 u. Taf. 19: Schnitt O) jedoch nicht berücksichtigt, da weder Lage noch Abschiebungsbeträge bekannt sind.

Nördlich des Sellener Sattels ist der Rossenrayer Horst zunächst salzfrei, lediglich über dem Zentrum der Raesfelder Mulde schiebt sich der Salzkörper von Westen aus dem Kamper Graben her noch über den Alpsrayer Sprung auf den eigentlichen Horst, wie sich auch weiter nördlich noch aus dem Graben östlich des Rheinpreussen-Sprungs eine bis über 100m mächtige Steinsalzlage auf den Horst legt. Letztere keilt dann nach Südwesten hin aus, wobei die Ausstrichgrenze etwa Nordwest – Südost verläuft.

In der unmittelbar östlich anschließenden Rheinberger Staffel (bzw. dem Rheinberger Graben) zeigen Salzverbreitung und -mächtigkeit ein sehr differenziertes Bild, wobei sie deutlich das tektonische Muster widerspiegeln, wie es sich durch Verwürfe an der Karbon-Oberfläche darstellt.

Im Heidecker Graben liegt über der Schermbecker Mulde ein sehr mächtiger Salzkörper vor, dessen Nord-Süd-Erstreckung nur geringfügig größer ist als auf dem westlich gelegenen Rossenrayer Horst. Die Salzmächtigkeit ist aber trotzdem ungleich größer. Die größte Salzmächtigkeit wurde in der Bohrung Alpsray 1 mit 238 m erbohrt (s. Taf. 21 u. 22).

Die Auswertung der reflexionsseismischen Untersuchungen im Heidecker Graben (3D-Seismik Rheinberg 1981) zeigt eine Zunahme der Salzmächtigkeit im Graben von Westen nach Osten, die dadurch hervorgerufen wird, daß ostfallende Sprünge die Karbon-Oberfläche stufenförmig zur östlichen Grabenbegrenzung hin absenken. Diese Sprünge haben ihre größten Verwurfsbeträge auf der Südflanke der Schermbecker Mulde, also in der Nähe der Bohrung Alpsray 1 (s. auch Taf. 19: Schnitte K-O), wodurch in diesem Bereich der Versatz an der Karbon-Oberfläche am größten ist. Zugleich finden sich hier die größten Salzmächtigkeiten.

Insgesamt ist die Grabenscholle nur zwischen Spellener Sattel im Norden und Dorstener Sattel im Süden tiefer eingesenkt. Nördlich des Spellener Sattels sind nur geringe Verwürfe an der Karbon-Oberfläche festzustellen und im Süden läuft der Graben im Sattelhöchsten des Dorstener Sattels aus und wird durch die Rheinpreussen-Scholle abgelöst. Im Heidecker Graben scheint es in der Nähe der westlichen Grabenrandstörung, dem Rheinpreussen-Sprung, auch zu Salzauslaugungen gekommen zu sein, darauf deutet zumindest die in den seismischen Profilen erkennbare Reduzierung der Salzmächtigkeit sowie die Schichtenverbiegung im darüberliegenden Buntsandstein hin (Taf. 19: Schnitte K-O).

Im Zusammenhang mit dem Einsinken der östlichen Grabenscholle könnte es zu Salzwanderungen von Westen nach Osten in Richtung zu der sinkenden Scholle gekommen sein, da tektonische Bewegungen am westlichen Grabenrand bis ins Tertiär festgestellt werden können (s. Kap. 2.4.5.). Die Auswertung der Bohrungen und der seismischen Profile aus diesem Bereich hat hierfür aber keine sicheren Anzeichen erbracht. Im Gegenteil: Die ungestörte stratigraphische Abfolge in den Zechstein-Profilen aus dem Heidecker Graben (s. Taf. 21 u. 22), deutet eher darauf hin, daß die gesamte Werra-Salzfolge primär in dieser großen Mächtigkeit abgelagert wurde. Die besonders große Mächtigkeit des Unteren Steinsalzes und der Kalisalzzone dürfte ihre Ursache in einem verstärkten Absinken der Grabenscholle zur Zeit der Salzentstehung haben. Auf dieses Problem wird im Kapitel 2.4.4.2. näher eingegangen.

Südlich des Dorstener Hauptsattels, nach Auslaufen des Heidecker Grabens, verschiebt sich die südliche Salzgrenze nach Osten an den Rheinkamper Sprung, da dieser dort einen großen Karbon-Oberflächenverwurf aufweist. Zugleich verlagert sich die Südgrenze der Salzverbreitung auf der Rheinkamper Scholle östlich des Rheinkamper Sprungs in dem Maße nach Südosten, wie am Sprung die Karbon-Oberfläche verworfen wird. Die größte Salzmächtigkeit findet sich mit ca. 100 m über der Lippe-Hauptmulde (Taf. 16: Schnitt 9).

Nördlich des Dorstener Hauptsattels geht die Rheinkamper Scholle durch das Einsetzen des Alpener Sprungs und das starke Absinken des Heidecker Grabens in einen tektonischen Horst über, der im wesentlichen nur das Karbon verwirft. Lediglich auf der Nordflanke des Dorstener Hauptsattels (Taf. 19: Schnitte K-L) ist der Horst mit Verwürfen an der Karbon-Oberfläche zu erkennen, und hier liegt über dem Horst auch kein Salz vor.

Dieser Horst dürfte zumindest teilweise von Anfang an salzfrei gewesen sein, denn in mehreren Bohrungen wurde ein salzfreies Zechstein-Profil ohne Auslaugungserscheinungen angetroffen (Brg. Haus Heideberg 2, Mitteldonk 1 u. 3 und Rheinberg 1). Andererseits wurden in den Bohrungen Haus Heideberg 1 und Rheinberg Süd 1 Anzeichen für Salzauslaugungen festgestellt. Das Auftreten dieser Auslaugungserscheinungen ausschließlich am Ostrand des Horstes deutet darauf hin, daß es im Zusammenhang mit Bewegungen am Bornheimer Sprung zu Salzablaugungen gekommen ist (s. Taf. 19: Schnitte I u. L – N).

Auf der Nordflanke der Schermbecker Mulde verliert der Bornheimer Sprung an Bedeutung und das Salz breitet sich vom Heidecker Graben im Westen bis über die gesamte Staffelscholle aus. Somit besteht auch auf der Nordflanke der Schermbecker Mulde eine Verbindung mit dem Salzkörper im Heidecker Graben (Taf. 19: Schnitte N-O).

Auf der Staffelscholle östlich des Bornheimer Sprungs ist die Salzmächtigkeit umso größer, je stärker die Scholle am Bornheimer Sprung abgesunken ist. Die größte Salzmächtigkeit findet sich dort, wo die Scholle aus einem Halbgraben in einem Graben mit starker Absenkung übergeht (Taf. 18: Schnitte F-G; Taf. 19: Schnitt H).

Deutlich größere Salzmächtigkeiten finden sich dabei über der Lippe-Hauptmulde (107 m in der Bohrung Bärenbruch 1), über einer Spezialmulde des Dorstener Hauptsattels (151 m in der Bohrung Bruckerfeld 1) und über der Schermbecker Mulde (146 m in der Bohrung Rheinberg II) (s. Taf. 16: Schnitt 10). Im Bereich der Schermbecker Mulde liegt im östlich anschließenden Ankerweide-Graben, der durch den Drüpter Sprung und den Grünthaler Sprung gebildet wird, eine etwa 200 m mächtige Salzlage vor. Nördlich des Dorstener Hauptsattels dürfte ursprünglich ein zusammenhängender Salzkörper vom Bornheimer Sprung im Westen bis über den Walsumer Horst im Osten vorgelegen haben, wobei sich über den Mulden des Karbons möglicherweise primär größere Salzmächtigkeiten befunden haben.

Im Zusammenhang mit jüngeren tektonischen Blockbewegungen muß es dann am Südostrand der Salzverbreitung zu Salzbewegungen und Salzablaugungen gekommen sein, wobei gerade die großflächigen Salzablaugungen durch die Ergebnisse der neueren Explorationsbohrungen gut nachgewiesen sind (s. auch Taf. 20 und MÜLLER 1982: 89).

So kam es auf der Scholle zwischen Grünthaler Sprung im Westen und Eversaeler Sprung im Osten zu einer Salzablaugung von Südosten nach Nordwesten, die in den Bohrungen Bruckerfeld 1, Bruckerfeld 2 und Orsoy Land nachgewiesen ist (Taf. 19: Schnitte K – L). Die südliche Salzgrenze liegt dort über dem zentralen Bereich der Schermbecker Mulde (Taf. 16: Schnitt 11) und ist durch intensive tektonische Blockbewegungen stark beeinflußt (s. Taf. 19: Schnitt L).

Nördlich dieses Auslaugungsbereiches finden sich in der gleichen tektonischen Scholle keine Anzeichen mehr für Auslaugung, mit Ausnahme des Bereiches, wo der Drüpter Sprung den Spellener Sattel guert und dabei einen großen Versatz im Deckgebirge aufweist. Hier scheint es zu Auslaugungen östlich und westlich des Sprungs gekommen zu sein (Taf. 19: Schnitte N-O). Inwieweit Salzwanderungen in diesem Bereich eine Rolle spielten, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden, sehr wahrscheinlich sind die wechselnden Mächtigkeiten nördlich der Lippe-Hauptmulde primär angelegt, d. h. sie sind ähnlich wie im mittleren Teil des untersuchten Gebietes wohl durch tektonische Vorgänge vor und während der Salzablagerung hervorgerufen: Blockbewegungen bewirkten unterschiedliche Tiefenlagen bzw. Absenkungen einzelner Schollen oder Schollenteile, so daß in den stärker abgesenkten oder absinkenden Gebieten grö-Bere Salzmächtigkeiten abgelagert werden konnten (s. Kap. 2.4.4.2.).

Auf dem östlich anschließenden Walsumer Horst kam es zu einer großflächigen Salzablaugung. Das Salz ist nach Norden bis über die Schermbecker Mulde hinweg gänzlich verschwunden (s. Taf. 16: Schnitt 12). Ursprünglich müßte jedoch eine Salzlage vorhanden gewesen sein, die sich nach Südosten bis über den Dorstener Hauptsattel erstreckt haben dürfte. In vielen Bohrungen auf dem Walsumer Horst konnten zwischen der heutigen Salzgrenze und dem Dorstener Hauptsattel Auslaugungserscheinungen nachgewiesen werden (s. auch Taf. 20).

Das Gebiet nördlich des Spellener Sattels, das eigentlich nicht mehr zum untersuchten Gebiet gehört, zeigt zwischen dem Schwelgern-Sprung im Osten und der Mitte des Rossenrayer Horstes im Westen einen großen, zusammenhängenden Salzkörper, der mit seinen stark schwankenden Mächtigkeiten deutlich den tektonischen Bau des karbonischen Untergrundes widerspiegelt.

So liegen östlich des Rheinpreussen-Sprungs, ähnlich wie im Süden im Heidecker Graben, sehr große Salzmächtigkeiten vor, wobei die größten Mächtigkeiten unmittelbar östlich des Sprungs zu erkennen sind.

Entlang des Sprungs finden sich mehrere Maxima in der Salzmächtigkeit:

- über der Raesfelder Mulde, beim Zusammenlaufen von Drüpter und Rheinpreussen-Sprung (Brg. Menzelen IV: 314m)
- nordwestlich von Xanten, wo der Rheinpreussen-Sprung in mehrere gegenfallende Sprünge aufspaltet (Brg. Ursel: 476 m)

Eine erhöhte Salzmächtigkeit findet sich außerdem am westfallenden Eversaeler Sprung, dort wo der Orsoyer Sprung in diesen einmündet (Brg. Ossenberg 2: 234 m).

Der Salzkörper über der Raesfelder Mulde und nördlich da-

von liegt generell etwa keilförmig vor, wobei die größte Mächtigkeit dicht am Rheinpreussen-Sprung gemessen wird, nach Osten nimmt die Salzmächtigkeit zum Schwelgern-Sprung hin  $\pm$  gleichmäßig ab, wobei in Gräben und über Horsten der generelle Trend verstärkt oder abgeschwächt werden kann.

Im Bereich der Raesfelder Mulde scheint auch der zuvor beschriebene Salzkörper tektonisch vom Salzlager im Dinslakener Graben abgeschnitten zu sein, worauf zumindest das starke Ausdünnen des Salzes zum Schwelgern-Sprung hindeutet.

Im Dinslakener Graben istes im untersuchten Bereich zu Salzwanderungen unterschiedlichen Ausmaßes wie auch zu Salzablaugungen gekommen (Taf. 19: Schnitte M-O). Diese Vorgänge müssen sicherlich mit dem Umkehrverwurf am Schwelgern-Sprung in Zusammenhang gebracht werden.

Zur Verbreitung und Mächtigkeitsverteilung des Werra-Steinsalzes (s. auch Taf. 20) im untersuchten Gebiet können folgende generelle Aussagen gemacht werden:

 Die Mächtigkeit des Zechstein-Salzes ist nicht konstant; es liegen Bereiche mit unterschiedlichen Mächtigkeiten vor, welche die Störungstektonik des präpermischen Untergrundes widerspiegeln.

Das untersuchte Gebiet befand sich während des Zechsteins – insbesondere zur Entstehungszeit des Salzes – am Südrand des Zechstein-Meeresbeckens, wodurch sich erklären läßt, daß insgesamt die Salzschicht nach Süden hin auskeilt und zum anderen, daß nur in tiefer eingesunkenen Schollen sich die salinare Sedimentation weiter nach Südosten verschiebt, während höher gelegene Schollen geringere Salzmächtigkeiten aufweisen oder sogar salzfrei sind (z. B. Rossenrayer Horst).

- Entlang größerer Verwerfungen an der Karbon-Oberfläche werden erhöhte Salzmächtigkeiten festgestellt. Hierbei kann ein Zusammenhang zwischen Verwurfsbetrag an der Karbon-Oberfläche und jeweiliger Salzmächtigkeit festgestellt werden: Je größer der Verwurf, umso mächtiger ist das Salz über der abgesunkenen Scholle (Beispiele: Rheinpreussen-Sprung, Rheinkamper Sprung).
- Die größten Salzmächtigkeiten finden sich in Gräben (Kamper Graben, Heidecker Graben, Ankerweide-Graben). Aber auch hier ist keine einheitliche Salzschicht von konstanter Mächtigkeit ausgebildet.

Es sind Maxima der Mächtigkeiten bevorzugt dort anzutreffen, wo die Gräben Muldenstrukturen der Karbon-Schichten queren (Kamper Graben: Schermbecker Mulde; Ankerweide-Graben: Schermbecker Mulde u. Raesfelder Mulde), oder wo mehrere Sprünge zusammenlaufen und dabei die Karbon-Oberfläche stärker verwerfen (z. B. Zusammenlaufen von Eversaeler Sprung, Orsoyer Sprung und Ossenberger Sprung).

Die großen Salzmächtigkeiten über den Mulden des variscischen Gebirges lassen sich mit größeren Abschiebungsbeträgen an Querstörungen in diesen Bereichen (s. Kap. 2.3.3.2.) alleine nicht erklären.

Es pausen sich daher in geringem Ausmaß, aber deutlich zu erkennen, die variscischen Faltenstrukturen in den Zechstein durch (s. Taf. 15: Schnitt 6 u. Taf. 16: Schnitte 8-10).

- An Störungen, die nach der Salzablagerung aktiv waren, kann die Salzschicht abgerissen sein, das Salz auf der Hochscholle hängt dann nicht mit dem auf der Tiefscholle zusammen. Dieser Fall ist im untersuchten Gebiet nicht häufig anzutreffen. Beispiele dafür finden sich im Heidecker Graben (Taf. 19: Schnitt L) oder am Drüpter Sprung (Taf. 19: Schnitt O).
- Das Salz kann sich ungestört über Sprünge mit Deckgebirgsverwürfen fortsetzen, wobei entweder eine Salzschicht von relativ konstanter Mächtigkeit die Karbon-

Oberfläche nachzeichnet (Beispiel: Taf. 19, Schnitt H) oder aber die verschiedenen Tiefenlagen der Deckgebirgsbasis durch das Salz ausgeglichen werden und die Salzoberkante geringere Teufenunterschiede aufweist als die Basis des Salzes.

Diese Erscheinung ist in sehr weiten Teilen des Untersuchungsgebietes zu beobachten (Beispiele: Taf. 19, Schnitte N – O; s. auch Taf. 21).

- In der Umgebung von Störungen kommt es bei Versatz der Salzschicht häufig zu einer Mächtigkeitsreduzierung, desgleichen kommt es über Störungen mit Versatz an der Karbon-Oberfläche, aber ohne Versatz im Salz, zum Ausdünnen der Salzschicht (s. auch Taf. 19: Schnitte N – O). Für beide Phänomene muß Salzauslaugung in Betracht gezogen werden.
- Großflächige Salzablaugung kann bevorzugt auf Hochschollen beobachtet werden, zum Beispiel Walsumer Horst, Hochscholle zwischen Grünthaler Sprung und Orsoyer Sprung sowie zwischen Alpener Sprung und Bornheimer Sprung (s. Taf. 19: Schnitte I-O).

Möglicherweise wurden in diesen Bereichen schon primär geringere Salzmächtigkeiten abgelagert, die dann anschließend schneller abgelaugt werden konnten. Darauf deutet hin, daß im Untersuchungsgebiet Hochschollen allgemein geringere Salzmächtigkeiten aufweisen.

#### 2.4.4.2. Deutung der Zusammenhänge zwischen Salzmächtigkeit und Sprungtektonik

Wegen der sehr unterschiedlichen Salzmächtigkeiten im untersuchten Gebiet und wegen der deutlichen Verknüpfung der großen Salzmächtigkeiten mit den Tiefschollen beziehungsweise Gräben (Kap. 2.4.4.1.) muß etwas näher auf die Frage eingegangen werden, ob die unterschiedlichen Mächtigkeiten primär angelegt wurden, oder ob sie nach Ablagerung einer gleichmäßig mächtigen Salzschicht sekundär durch Salzwanderung von den Hochschollen (mit heute geringeren Mächtigkeiten) in die tiefergelegenen Bereiche hervorgerufen wurden.

In vielen Bohrungen kann das Werra-Steinsalz deutlich dreigeteilt werden (s. auch SCHLIMM 1984): Unteres Steinsalz, Kalisalz-Zone, Oberes Steinsalz. In fast allen Fällen, in denen die Kalisalz-Zone im Profil angetroffen wurde, befindet sich diese in der oberen Hälfte des Salzprofils (s. Taf. 21 u. 22), so daß diese stratigraphische Lage als regulär angesehen werden kann.

Zugleich läßt sich ein eindeutiger, fast linearer Zusammenhang zwischen der Gesamtmächtigkeit des Werra-Salzes und der Mächtigkeit der vorhandenen Kalisalz-Zone erkennen (s. Abb. 98): Die Mächtigkeit des Kalisalzes wächst proportional mit der Gesamtmächtigkeit des vorhandenen Salzes, wobei Kalisalze in der Regel erst ab Gesamtmächtigkeiten von > 50 m angetroffen werden. Diese Abhängigkeit der Mächtigkeiten sowie die vorher erwähnte deutliche Gliederung der Salzprofile sprechen gegen Salzwanderungen in größerem Umfange.

Da das Kalisalz aufgrund seiner geringeren Dichte, besseren Löslichkeit und niedrigeren Viskosität eine größere Mobilität aufweist als das unter- und überlagernde Steinsalz, hätte es als erstes mobilisiert werden müssen, so daß in den verschiedenen tektonischen Schollen deutlich abweichende Kalisalzmächtigkeiten bei gleichbleibenden Steinsalzmächtigkeiten auftreten müßten.

Im Zusammenhang mit der vom Kalisalz ausgehenden Salzbewegung hätte es ferner zu intensiven Verformungen und Faltungen kommen müssen (BORNEMANN 1978), so daß in den sehr unterschiedlich mächtigen Salzprofilen die linearen Zusammenhänge zwischen Kalisalzmächtigkeit und Gesamtmächtigkeit des Salzes verlorengegangen wären.

Überdies dürfte durch Salzbewegungen größeren Ausmaßes das normale Werra-Salzprofil (= Unteres Steinsalz, Kalisalz-Zone, Oberes Steinsalz) in den meisten Fällen nicht mehr vorhanden beziehungsweise nicht mehr deutlich zu erkennen sein, da ausgehend von der Verformung des Kalisalzes auch das Steinsalz mobilisiert und mit dem Kalisalz verfaltet worden wäre.

Gegen die Annahme einer generellen Salzwanderung von den Hochschollen in die tieferliegenden Schollen muß außerdem angeführt werden, daß es sich bei der Halokinese um eine schwerkraftbedingte Salzbewegung handelt, wobei das Salz als leichteres Sediment generell nach oben steigt. Es ist somit schwer zu erklären, wieso das Salz von den



Abb. 98 Zusammenhang zwischen Gesamtmächtigkeit des Werra-Salzes (Zechstein 1) und der Mächtigkeit der darin vorliegenden Kalisalz-Zone am südlichen Niederrhein (ausgewertet wurden 22 Bohrprofile)

Fig. 98 Relationship between total thickness of the Werra salt of the Zechstein 1 and thickness of the potash salt deposit (compiled from well logs of 22 recent drillings)

Hochschollen mit dem geringer mächtigen Deckgebirge in tiefere Strukturen mit größerer Deckgebirgsauflast hätte abfließen sollen. Das Salz hätte auf jeden Fall aus den Bereichen höheren Auflagedrucks in die Bereiche mit geringerem Deckgebirgsdruck fließen müssen.

Auch die Inversionslage während der höheren Oberkreide (s. Kap. 2.4.5.2.) führte offensichtlich nicht zu diesen Voraussetzungen, denn die damit verbundenen Aufschiebungen an den Querstörungen erreichten nirgends die Beträge der vorausgegangenen Abschiebungsbewegungen.

Die Inversionsbewegungen führten wohl dazu, daß die Kreide-Basis über Karbon-Horsten tiefer liegt als über Karbon-Gräben, doch konnte an keiner Stelle eine Strukturumkehr im postkarbonisch zerblockten Gebirge beobachtet werden. Somit muß auch für diese tektonische Periode eine Änderung in der Druckverteilung der Deckgebirgsauflast, die eventuell größere halokinetische Bewegungen begünstigt hätte, ausgeschlossen werden.

Allerdings ist es im untersuchten Gebiet auch zu eindeutig halokinetischen Vorgängen in kleinerem Umfang gekommen, zum Beispiel am Rheinpreussen-Sprung (s. Brg. Damm 1; Kap. 2.4.4.1.) und in der Umgebung des Schwelgern-Sprungs (Taf. 19: Schnitte N – O). Diese Bereiche sind jedoch deutlich abzugrenzen.

Es kann auch nicht ausgeschlossen werden, daß innerhalb einzelner tektonischer Schollen in kleinerem Umfang laterale Salzbewegungen stattgefunden haben (s. Kap. 2.4.4.1.), doch muß generell davon ausgegangen werden, daß die großen Mächtigkeitsunterschiede im Werra-Salz primär angelegt worden waren.

Die Ursachen hierfür und die Zusammenhänge zwischen Tektonik und Salzmächtigkeit sollen im folgenden kurz geschildert werden.

Zu Beginn des Zechsteins transgredierte das Meer von Nordnordosten her in das langsam und gleichmäßig absinkende Niederrhein-Becken (R. TEICHMÜLLER 1957). Der Südostrand dieses Beckens folgte etwa dem Generalstreichen des variscischen Gebirges, während der Südwestrand des Beckens parallel zur Richtung der Bruchstrukturen im Karbon-Gebirge (Südost-Nordwest) verlief.

Nach der gänzlichen Überflutung des Beckens und der Ablagerung der Zechstein-Mergel setzten wahrscheinlich etwa gleichzeitig mit dem Beginn der salinaren Sedimentation tektonische Bewegungen ein, in deren Verlauf einzelne Blöcke relativ gehoben, andere versenkt oder verkippt wurden.

Diese Vertikalbewegungen dürften nicht abrupt erfolgt sein, sondern erstreckten sich über einen längeren Zeitraum, wobei die Bewegungsraten der absinkenden Schollen jeweils geringfügig größer gewesen sein dürften als die Sedimentationsrate der Salzabscheidung.

So konnte sich in der flachen Lagune des Zechstein-Meeres ein Relief herausbilden, das aus Nordwest-Südost streichenden Schwellen und Trögen bestand. Dies führte dazu, daß sich in dem sehr seichten Wasser der Lagune während der Evaporation die schwerere, stärker konzentrierte Sole in den Trögen sammelte. So konnte in den Zeiträumen, in denen Vertikalbewegungen stattfanden, in den Senken eine ungleich größere Salzmenge abgeschieden werden als auf den benachbarten höheren Bereichen.

Mit dem Ende der tektonischen Vertikalbewegungen muß sich das Relief ausgeglichen haben; dies dürfte im Untersuchungsgebiet im Mittleren Zechstein erfolgt sein, da der "Braunrote Salzton", der über dem Werra-Steinsalz liegt, nur noch sehr geringe Mächtigkeitsschwankungen aufweist. Auch die übrigen Schichtenglieder des höheren Zechsteins liegen im untersuchten Gebiet mit recht konstanten Mächtigkeiten vor.

Die tektonischen Blockbewegungen können also ziemlich genau eingegrenzt werden auf die Zeit des Zechsteins 1 (= Mittlerer Zechstein nach LOTZE 1957 b).

### 2.4.5. Die zeitliche Zuordnung der Bewegungen an den Sprüngen

Die Auswertung der Mächtigkeiten sowie der Verbreitung der postkarbonischen Ablagerungen im Untersuchungsraum läßt erkennen, daß die zahlreichen dort auftretenden Querstörungen, die wohl alle in ihrer Anlage spätvariscisch sind, wie analoge gefügekundliche Untersuchungen durch PILGER (1956) im eigentlichen Ruhrkarbon zeigten, sich im Laufe der Erdgeschichte im einzelnen sehr differenziert entwickelt haben, wobei unterschiedliche Störungen zu verschiedenen Zeiten reaktiviert wurden. Diese Reaktivierung kann sowohl im Verwurfsbetrag wie auch hinsichtlich des Bewegungssinnes verschieden ausgefallen sein.

Anhand des teilweise sehr mächtigen und stratigraphisch vielfältigen Deckgebirges im Arbeitsgebiet soll deshalb eine Rekonstruktion der Bewegungen an den einzelnen Störungen versucht werden. Diese Rekonstruktion kann jedoch nur in groben Zügen erfolgen, da zum Teil sehr große Überlieferungslücken im Deckgebirge die ganz exakte zeitliche Eingrenzung der verschiedenen Bewegungsphasen nicht zulassen. Dabei wird die zeitliche Zuordnung der einzelnen Bewegungen an den Störungen von Süden nach Norden beziehungsweise von Südwesten nach Nordosten besser, da in dieser Richtung das stratigraphische Deckgebirgsprofil vollständiger wird. Die folgenden Darstellungen beschränken sich deshalb im wesentlichen auf den Nordostteil des untersuchten Gebietes. Zusätzlich sollen die im Untersuchungsgebiet deutlich gemachten Altersbeziehungen der Bruchbewegungen mit regionalen Beobachtungen aus dem weiteren Niederrheingebiet verknüpft werden, wenn diese eine bessere zeitliche Eingrenzung der tektonischen Bewegungen ermöglichen.

Auf überregionale Zusammenhänge sowie auf die genetischen Ursachen der jeweiligen Bewegungen wird jedoch nur randlich eingegangen werden, da dies den Rahmen der hier vorliegenden Arbeit sprengen würde. In diesem Zusammenhang wird auf die umfassenden Arbeiten von ZIEG-LER (1978, 1980, 1982) und KLOSTERMANN (1983) verwiesen.

### 2.4.5.1. Die beobachteten Deckgebirgsverwürfe im untersuchten Gebiet am linken Niederrhein

Die Längsschnitte der Tafeln 18 und 19 lassen erkennen, daß sich die Sprünge, die das Karbon verwerfen (s. auch Kap. 2.2.3. und 2.3.3.), in unterschiedlichem Maße in das Deckgebirge fortsetzen.

So können hinsichtlich der Störungen in den Deckgebirgsschichten im Untersuchungsgebiet folgende generelle Beobachtungen gemacht werden:

 Es setzen sich nicht nur die einzelnen Sprünge unterschiedlich weit in stratigraphisch jüngere Schichten nach oben fort, sondern im streichenden Verlauf der Störungen werden durch dieselben unterschiedlich junge Deckgebirgsschichten verworfen (s. auch Abb. 99).

Die verschiedenen, variscisch angelegten Sprünge wurden also nicht nur im einzelnen zu unterschiedlichen Zeiten reaktiviert, sondern entlang ein und derselben Störung sind Bereiche mit jüngerer tektonischer Aktivität neben Bereichen zu erkennen, die zur gleichen Zeit inaktiv waren.

 Die unterschiedlichen stratigraphischen Reichweiten im Deckgebirgsverwurf scheinen in Beziehung zu stehen mit den gequerten Faltenstrukturen des variscisch gefalteten Gebirges: Über Hauptmuldenstrukturen des Karbons ist nicht nur der Deckgebirgsversatz generell größer, sondern die Störungen reichen auch bis in jüngere Schichten hinauf als über den Hauptsattelstrukturen.

Dieses Phänomen tritt besonders deutlich über der Lippe-Hauptmulde auf. Dort setzen sich sehr viele Störungen bis ins Tertiär fort, während über dem Dorstener Hauptsattel die gleichen Störungen entweder im Zechstein auslaufen oder höchstens noch den Buntsandstein versetzen. Über der nördlich anschließenden Schermbecker Mulde ist diese Entwicklung weniger stark ausgeprägt, aber dennoch deutlich erkennbar. Hier setzen sich die Randstörungen des Heidecker Grabens bis ins Tertiär fort (s. auch Abb. 99).

 Wenn Störungen in stratigraphisch älteren Schichten von ungestörten jüngeren Sedimenten überlagert werden, lassen sich die Zeiten der jeweiligen letzten Bewegungen an diesen Störungen eingrenzen.

Aufgrund dieses Kriteriums können innerhalb der vorliegenden Längsschnittserie (Taf. 18 u. 19) mehrere Diskontinuitätsflächen ausgemacht werden, die Störungen in den jeweils älteren Schichten abschneiden:

#### Top Oberkarbon

Eine kleinere Anzahl von Sprüngen verwirft zwar die Karbon-Schichten, ein Versatz an der Deckgebirgsbasis kann aber nicht nachgewiesen werden. Diese Störungen haben im allgemeinen keine großen Verwürfe (maximal wenige Zehnermeter, s. Taf. 19: Schnitte I–O).

#### Top Werra-Steinsalz

Zwischen dem Kamper Graben im Westen und dem Ostrand des Walsumer Horstes setzt sich eine große Anzahl von Sprüngen aus dem Karbon in die Zechstein-Schichten hinein fort. Hierbei wird im allgemeinen nur der untere Bereich des Zechsteins (= Zechstein 1) tektonisch versetzt.

Diese Beobachtungen werden an folgenden Sprüngen gemacht: Saalhoff-Lintforter Sprung (Taf. 19: Schnitte N-O), Saalhoffer Sprung (Taf. 19: Schnitte K-M), Bönninghardt-Moerser Sprung (Taf. 19: Schnitte L-O), Alpsrayer Sprung (Taf. 19: Schnitte M-O), Rheinpreussen-Sprung (Taf. 19: Schnitte M-N), Rheinkamper Sprung (Taf. 18: Schnitt E; Taf. 19: Schnitte H, K), Alpener Sprung (Taf. 19: Schnitte N-O), Bornheimer Sprung (Taf. 18: Schnitte F-G; Taf. 19: Schnitte H-L), Beeckerwerther Sprung (Taf. 18: Schnitte E-F), Drüpter Sprung (Taf. 19: Schnitte L-N), Grünthaler Sprung (Taf. 18: Schnitt G; Taf. 19: Schnitte H-K u. M-O), Ossenberger Sprung (Taf. 19: Schnitte M-O) und Eversaeler Sprung (Taf. 19: Schnitte I u. L-O).

#### Top Buntsandstein

Sprünge, die den Buntsandstein versetzen, aber von jüngeren Schichten ungestört überlagert werden, sind zahlenmäßig etwas geringer anzutreffen als die vorgenannten Störungen, die im Zechstein auslaufen. Gleichwohl befinden sich in dieser Gruppe die bedeutendsten Sprünge des untersuchten Gebietes.

Die aufgeschlossenen Buntsandstein-Schichten werden immer komplett versetzt. Ein Auslaufen der Verwerfungen innerhalb der anstehenden Buntsandstein-Folge konnte nicht beobachtet werden. Allerdings liegen meist nur die Schichten des Unteren Buntsandsteins vor, lediglich im Dinslakener Graben, im Nordosten des Untersuchungsgebietes, finden sich auch Schichten des Oberen Buntsandsteins. Dort zeigt sich am Schwelgern-Sprung, der die westliche Grabenrandstörung darstellt, daß die Buntsandstein-Folge in ihrer gesamten Mächtigkeit von der Störung durchsetzt ist.

Von allen Sprüngen, die den Buntsandstein verwerfen, werden wenige durch Schichten der Oberkreide abgeschnitten beziehungsweise ungestört überlagert. Hierzu zählen Grünthaler Sprung und Ossenberger Sprung (Taf. 19: Schnitt L), Orsoyer Sprung (Taf. 19: Schnitt I) und Schwelgern-Sprung (Taf. 19: Schnitte I-L)

In einigen Fällen liegen über dem gestörten Buntsandstein diskordant ungestörte Tertiär-Schichten, deren Basis vom Mitteloligozän gebildet wird: Sonsbeck – Kamper Sprung (Taf. 19: Schnitt O), Saalhoff – Lintforter Sprung (Taf. 18: Schnitte E – G; Taf. 19: Schnitte I – N), Bönninghardt – Moerser Sprung (Taf. 18: Schnitte E – F; Taf. 19: Schnitt K), Rheinpreussen-Sprung (Taf. 18: Schnitte F – G; Taf. 19: Schnitte H – I, O), Rheinkamper Sprung (Taf. 18: Schnitte F – G), Drüpter Sprung (Taf. 19: Schnitt O).

#### Top Santon

Einige Störungen verwerfen zwar die Oberkreide-Schichten, der Verwurf erfolgte jedoch im umgekehrten Bewegungssinn, das heißt an den präkretazischen Abschiebungen fanden nach Ablagerung dieser Oberkreide-Schichten noch Rückaufschiebungen statt, so daß nun über den jeweiligen Hochschollen die Kreide-Basis tiefer liegt als über den Tiefschollen. Es finden sich also Kreide-Gräben über Trias-Horsten und Kreide-Horste über Trias-Gräben, wie sie schon von BREDDIN (1929) aus dem eigentlichen Ruhrgebiet beschrieben wurden.

Diese Rückaufschiebungen an vorher existierenden Abschiebungen können allerdings nur für den Nordostteil des untersuchten Gebietes nachgewiesen werden, da nur dort Oberkreide-Schichten erhalten sind. So können die-



Abb. 99 Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Abschiebungen im untersuchten Gebiet. Dargestellt sind die vom Verwurf betroffenen Schichten in ihrer räumlichen Position.

Fig. 99 Stratigraphic range of major cross faults of the studied area. Shown are the youngest strata affected by faulting in their spatial position.

se Inversionsbewegungen deutlich nur am Eversaeler Sprung und am Schwelgern-Sprung festgestellt werden (Taf. 19: Schnitte I – N). Mit kleineren nachweisbaren Verwurfsbeträgen finden sie sich auch noch am Drüpter Sprung und am Alpener Sprung (s. Abb. 100 u. 102). Inwieweit diese Bewegungen auch an den übrigen Störungen des untersuchten Gebietes aktiv waren, läßt sich wegen der dort fehlenden Kreide-Ablagerungen nicht erkennen.

In einigen Fällen (z. B. am Eversaeler Sprung, Taf. 19: Schnitte I u. L) verursachten die Rückaufschiebungen möglicherweise keine bruchhafte, sondern plastische Verformung der Kreide-Schichten über den Störungen. Das starke Einfallen der Kreide-Basis über den Störungen sowie das Fehlen von Hinweisen auf Störungen in den seismischen Profilen läßt dies vermuten.

#### Top Tertiär

Verwerfungen der Tertiär-Schichten können nur an einigen wenigen großen Querstörungen beobachtet werden, so am Rheinpreussen-Sprung (Taf. 18: Schnitte B – E; Taf. 19: Schnitte K – L), am Alpener Sprung (Taf. 19: Schnitte K – L) und am südlichen Schwelgern-Sprung (Taf. 18: Schnitt G (s. auch Abb. 99, S. 159).

#### 2.4.5.2. Das Alter der Bewegungen

Die postvariscische Bewegungsgeschichte der Querstörungen des Untersuchungsraumes läßt, wie aus Kapitel 2.4.5.1. zu entnehmen ist, insgesamt fünf episodische Bewegungsmaxima von unterschiedlicher Intensität erkennen.

Die ältesten Zerblockungsbewegungen können auf die Zeit zwischen der variscischen Auffaltung des Karbons und dem Beginn des Zechsteins eingegrenzt werden. Diese Bewegungen sind im gesamten variscischen Gebirge und seinen Randgebieten nachgewiesen (HOYER 1962). Die Anlage der Störungen senkrecht zu den Faltenachsen des variscischen Gebirges macht eine genetische Verknüpfung mit der Faltung wahrscheinlich (s. auch PILGER 1956).

Die Vertikalbewegungen waren im untersuchten Gebiet nicht sehr groß, wie die Verwurfsbeträge in den später nicht mehr reaktivierten Sprüngen innerhalb größerer Schollen zeigen (s. Kap. 2.4.5.1.). Auch die Rekonstruktion und Berechnung der Verwurfsbeträge der einzelnen Abschiebungsphasen anhand von Deckgebirgsprofilen beiderseits von größeren Sprüngen bringt Hinweise auf nur geringe Abschiebungsbeträge für dieses initiale Zerblockungsstadium (s. Abb. 100, 101 u. 102).

Diese Störungen bildeten aber die Schwächezonen, an denen in späteren Zeiten immer wieder Bewegungen stattfinden konnten. Die im Karbon heute vorliegenden Verwurfsbeträge der größeren Sprünge beruhen also auf verschiedenen, teilweise wesentlich jüngeren Bewegungsphasen, die einen summarischen Gesamtverwurf für die alten Sedimente ergeben haben.

Eine zweite Phase der Vertikalbewegungen kann für die Zeit des Zechsteins 1 angenommen werden.

Die Deutung dieser Bewegungsphase stützt sich auf die Tatsache, daß die Zechstein-Schichten insgesamt durch die

- Abb. 100 Quantitative Aufschlüsselung der tektonischen Bewegungen an einigen größeren Sprüngen des Untersuchungsgebietes. Sie beruht auf Gegenüberstellungen von stratigraphischen Profilen, wie sie in Bohrungen beiderseits der jeweiligen Störungen angetroffen wurden.
- Fig. 100 Quantitative classification of distinct tectonic movements that are responsable for displacements found with major cross faults in the studied area. Specification of individual movements is based on comparisons of stratigraphic profiles found on both sides of faults.



stark schwankenden Mächtigkeiten des Werra-Steinsalzes in sehr unterschiedlicher Mächtigkeit vorliegen. Hierbei fällt auf, daß die großen Teufenunterschiede, welche die Zechstein-Basis aufweist, durch unterschiedlich mächtige Salzlagen ausgeglichen werden, so daß schließlich die Zechstein-Oberfläche, die vom Buntsandstein konkordant überlagert wird, geringere Höhenunterschiede vorweist (Taf. 21) und häufig auch nicht mehr von den Querstörungen versetzt wird (s. Längsschnitte der Taf. 18 u. 19).

Die Vertikalbewegungen dieser zweiten Phase lassen sich nach dem vorher gesagten recht genau eingrenzen auf die



- Abb. 101 Gegenüberstellung von Deckgebirgsprofilen aus Bohrungen im Rheinberger Graben (Orsoy Land), auf dem Walsumer Horst (Höcht 1, Löhnen 2) und im Dinslakener Graben (Haus Ahr 1). Unterschiedliche Mächtigkeiten der verschiedenen Deckgebirgsschichten erlauben die Zuordnung und Quantifizierung der einzelnen Bewegungsphasen am Eversaeler Sprung und am Schwelgern-Sprung. Am Eversaeler Sprung können vier Bewegungen rekonstruiert werden, während am Schwelgern-Sprung lediglich drei Bewegungen festgestellt werden können.
- Fig. 101 Stratigraphic profiles from Heideck graben (Orsoy Land), Walsum horst (Höchst 1, Löhnen 2), and Dinslaken graben (Haus Ahr 1). Differing stratigraphic sequences permit the determination and quantification of several phases of tectonic activity at Eversael fault and Schwelgern fault. At Eversael fault four activity phases are determinable, while at Schwelgern fault only three activity phases are ascertainable.



Endphase des ersten salinaren Zyklus, den Zechstein 1 (s. auch Kap. 2.4.3.1. und 2.4.4.2.). Der stratigraphische Bereich, in dem sich die tektonischen Aktivitäten am Niederrhein auswirkten, entspricht nach LOTZE (1957 b: 3) genau dem Mittleren Zechstein.

Die Blockbewegungen und besonders das Einsinken einiger Gräben am Niederrhein während des Mittleren Zechsteins dürften genetisch mit dem Einbrechen von Gräben in der Nordsee (z. B. Horn-Bamble-Graben, ?Viking-Graben) in Zusammenhang stehen. Nach ZIEGLER (1980: 254) kündigen die tektonischen Aktivitäten im Zechstein bereits die großtektonischen Bewegungen der Trias an (Auseinanderbrechen von Pangaea).

Eine dritte Bewegungsperiode kann im untersuchten Gebiet auf den Zeitraum zwischen Oberem Muschelkalk und der höchsten Unterkreide (Alb) eingegrenzt werden.

Wenn sich die vorläufige stratigraphische Zuordnung der 75 m mächtigen, pyrithaltigen Tonsteine über dem Oberen Muschelkalk in der Bohrung Oberemmelsum 1 als Unterer Lias bestätigt, können im Untersuchungsgebiet für diese Zeitspanne sogar zwei verschiedene Bewegungen angenommen werden.

Die ältere dieser Bewegungen und die bedeutendere, müßte demnach nach Ablagerung des Oberen Muschelkalks und vor Ablagerung des Unteren Lias erfolgt sein. Eine genauere zeitliche Eingrenzung dieser Bewegung erlauben die Verhältnisse im Bislicher Graben, der in der nordwestlichen Verlängerung des Schwelgern-Sprungs liegt: Dort transgredierte Rhät über Zechstein oder Reste von Buntsandstein (THIENHAUS 1962). Auch in der Bohrung Emmerich 1, die nördlich des untersuchten Gebietes abgeteuft wurde, ist ?Muschelkalk durch Mittelrhät transgressiv überlagert (EL-BERSKIRCH & WOLBURG 1962).

Somit lassen sich die tektonischen Aktivitäten mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit für den gesamten Niederrhein auf die Zeitspanne zwischen dem Ende des Muschelkalks und dem Beginn des Mittelrhäts eingrenzen.

Die Bewegungen müssen der altkimmerischen Phase der beginnenden alpidischen Gebirgsbildung zugerechnet werden. Die Hauptaktivität dieser Phase fand im tieferen Rhät statt, in ihrem Verlauf kam es im gesamten nordwesteuropäischen Raum zu intensiven Zerblockungen mit weitverbreiteten Grabenbildungen.

Der Anteil dieser Bewegungsphase an den Abschiebungsbeträgen im untersuchten Gebiet am Niederrhein ist sehr groß (s. Abb. 100 bis 102). An nahezu allen Störungen, die während dieser Phase aktiviert wurden (Ausnahme: Alpener Sprung über der Schermbecker Mulde) muß der Hauptanteil der heute vorliegenden Abschiebungsbeträge auf diese Bewegungen zurückgeführt werden.

Im Lias scheint eine weitere Bewegung stattgefunden zu haben. In der Bohrung Oberemmelsum 1 wird Unterer Lias von Mitteloligozän abgeschnitten, in der Bohrung Emmerich 1 wiederum wird Lias  $\alpha$ 3 von Paläozän überlagert (ELBERSKIRCH & WOLBURG 1962) und im Bislicher Graben liegt Lias  $\gamma$ 1 transgressiv auf Lias  $\beta$ 2a (HOFFMANN 1962, THIENHAUS 1962).

Aufgrund der Beobachtungen im Bislicher Graben läßt sich diese weniger deutliche Bewegung wohl auch für das untersuchte Gebiet auf die Zeit zwischen Lias  $\beta 2$  und Lias  $\gamma 1$  eingrenzen.

Eine vierte Bewegungsphase kann für das untersuchte Gebiet auf die Zeit zwischen Santon beziehungsweise ?Campan und Rupel (Mitteloligozän) festgelegt werden. Bei den in dieser Phase auftretenden Bewegungen handelt es sich im allgemeinen um Inversionsbewegungen (Rückaufschiebungen) an den vorgegebenen Abschiebungen. Die Rückschiebungsbeträge dieser Inversionsbewegungen glichen an den großen Sprüngen des nordwestlichen Untersuchungsgebietes (nur dort konnten sie bestimmt werden) bis zu 64 % der altkimmerischen und älteren Bewegungen aus. So werden am Alpener Sprung 6 – 11 %, am Drüpter Sprung 33 %, am Schwelgern-Sprung 14 – 38 % (mit zunehmender Tendenz nach Norden) und am Eversaeler Sprung schließlich 60 – 64 % der vorherigen Abschiebungen durch die Inversionsbewegungen rückgängig gemacht (s. auch Abb. 100, 101 u. 102).

Die Umkehrbewegungen mit den "Grabeninversionen", die dazu führten, daß auf den präkretazischen Horsten die Kreide-Basis tiefer liegt als über den Gräben, können vom Südwesten der Niederrheinischen Bucht (KNAPP 1978) bis in die Nordsee (KENT 1980; ZIEGLER 1978, 1980, 1982) verfolgt werden. Nach ZIEGLER (1980: 265) sind sie auf die in der höheren Kreide einsetzende Kollision zwischen der Eurasischen und der Afrikanischen Platte zurückzuführen, mit welcher zugleich die alpidische Gebirgsbildung ihren Anfang nahm. Bei der Kollision wurde ein Teil der dabei entstehenden Kompressionsspannungen während der Oberkreide und des Alttertiärs in der Erdkruste bis nach Nordwesteuropa übertragen, so daß es dort zu Inversionen an den variscisch und mesozoisch angelegten Gräben und Horsten kommen konnte.

Während in der Nordsee die Inversionsbewegungen von der späten Oberkreide bis ins Eozän anhielten (KENT 1980; ZIEG-LER 1978, 1980, 1982), kann die Auswirkung dieser Bewegungsphase in Nordwestdeutschland auf die Zeit zwischen Coniac und Campan eingegrenzt werden (BALDSCHUHN & FRISCH & KOCKEL 1985). Ein ähnlicher zeitlicher Rahmen ergibt sich auch im Niederrheingebiet. So wird das Alter der Rückaufschiebungen in der Aachener Kreide mit Postsanton bis Prämaastricht angegeben (KNAPP 1978: 128, s. auch WREDE 1985: Abb. 41 u. 42). Dieser Zeitraum kann auch für die Bewegungen im untersuchten Gebiet nicht ausgeschlossen werden. Die Bewegungsphase ist somit identisch mit der Iaramischen Phase der alpidischen Orogenese (s. auch BREDDIN 1929).

Die fünfte und jüngste im Untersuchungsgebiet feststellbare Bewegungsperiode mußnach dem Oberoligozän stattgefunden haben, denn an denjenigen Sprüngen, die noch sehr spät aktiviert wurden (Rheinpreussen-Sprung, Alpener Sprung, Eversaeler Sprung) sind die Schichten des Oberoligozäns noch tektonisch versetzt (s. auch Abb. 101 u. 102).

Genaueren Aufschluß über das Alter der Bewegungen gibt ein Vergleich der Tertiär-Profile westlich und östlich des Alpener Sprungs (s. auch Abb. 102): Im Heidecker Graben liegt die Basis der untermiozänen Hoerstgener Schichten tiefer als die Oberkante der oberoligozänen Grafenberger Schichten im anschließenden Horst. Es kann deshalb davon ausgegangen werden, daß zumindest am Alpener Sprung noch Bewegungen nach Ablagerung der Hoerstgener Schichten (Untermiozän) stattgefunden haben.

Westlich des hier beschriebenen Gebietes, am Westrand der Venloer Scholle, stellte KLOSTERMANN (1983) Bewegungen fest, die während des Oberoligozäns stattfanden, während das dem untersuchten Gebiet nähergelegene Viersener Sprungsystem noch etwas später – im frühen Miozän – reaktiviert wurde. Außerdem konnte er tektonische Bewegungen am Nordrand des Krefelder Gewölbes auf den Beginn des

- Abb. 102 Deckgebirgsprofile aus Bohrungen im Heidecker Graben (Alpsray 1 und Graft 1) und auf der östlichen Hochscholle (Loisberg 1 und Mitteldonk 1). Die Gegenüberstellung der Schichtenfolge von Hoch- und Tiefscholle weist auf mindestens fünf tektonische Aktivitäten von unterschiedlicher Intensität am Alpener Sprung hin.
- Fig. 102 Profiles of post-Carboniferous strata from east and west of the Alpen fault. Differing thicknesses of recorded units on either side of the fault permit to destinguish at least five phases of tectonic activities of different intensity.

Hemmoors eingrenzen. Diese Aktivitäten hatten am Viersener Sprungsystem neben normalen Abschiebungen auch Kompressionserscheinungen hervorgerufen.

Somit können für das-Niederrheingebiet mehrere tektonische Bewegungsphasen für den Zeitraum zwischen spätem Alttertiär und Jungtertiär festgestellt werden.

Im Untersuchungsgebiet läßt sich das Alter der jüngsten Bewegungen nicht genauer als auf Postoberoligozän beziehungsweise Untermiozän eingrenzen, da jüngere Tertiär-Schichten im allgemeinen fehlen. Wie die Untersuchungen von KLOSTERMANN (1983) im Bereich der Venloer Scholle zeigen, ist dieser Zeitraum aber von verschiedenen Bewegungsphasen geprägt, so daß im untersuchten Gebiet die Bewegungen auch von daher nicht näher eingegrenzt werden können. Lediglich für den Alpener Sprung kann eine Parallelisierung mit den genannten Hemmoor-Bewegungen vom Viersener Sprungsystem vermutet werden.

# 2.5. Verzeichnis der Schriften und Karten

### Schriften

- ADLER, R., & FENCHEL, W., & MARTINI, H. J., & PILGER, A. (1967): Einige Grundlagen der Tektonik II – Die tektonischen Trennflächen. – Clausthaler tekt. H., 3, 3. Aufl.: 94 S., 67 Abb., 1 Tab.; Clausthal-Zellerfeld.
- AHMED, H. (1980): Tektonische Auswertung reflexionsseismischer Beobachtungen im Ruhrgebiet. Ber. Inst. Meteorol. u. Geophys. Univ. Frankfurt, 43: 166 S., 94 Abb., 3 Tab., 28 Abb. i. d. Anl.; Frankfurt/Main.
- AHORNER, L. (1975): Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. In: PAVONI, N., & GREEN, R. [Hrsg.]: Recent Crustral Movements. Tectonophys., 29: 233 249, 9 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- AMEELY, L., & BIEG, G., & FIEBIG, H., & GANGEL, L., & HEIL, R.-W., & JANAS, H., & KLESSA, M., & KLESSE, E., & KUNZ, E., & MÜLLER, W., & PALM, H., & SCHLÜTER, R., & SCHMITZ, D., & SCHUSTER, A. (1981): Erkundung der Ruhrkohlenlagerstätten durch seismische Messungen und Aufschlußbohrungen. – Abschlußber. B.-Minist. Forsch. u. Techn., ET 3052 A: 437 S., 121 Abb., 200 Tab.; Jülich.
- AMPFERER, W. (1942): Zum Bewegungsbild des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – Z. dt. geol. Ges., **94**: 292–306, 13 Abb.; Berlin.
- ARAUNER, W. (1977): Störungstektonik in der Lippe-Mulde nördlich von Moers. – Glückauf-Forschungsh., **38** (4): 162–167, 8 Abb.; Essen.
- ARNETZL, H., & KLESSA, M., & RAU, H.-F. (1982): Zu Fragen der seismischen Lagerstättenerkundung auf Steinkohle.
  Bergbau, 33 (5): 239 – 250, 13 Abb.; Gütersloh.
- ARNOLD, H. (1967): Die Kreide am unteren Niederrhein. Niederrhein. Jb., **10**: 133 – 136, 2 Abb.; Krefeld.
- ARNOLD, H., & THIERMANN, A. (1978): Kreide. In: Geologie am Niederrhein, 2. Auf.: 18–21, Abb. 4–6; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- BACHMANN, M. (1967): Zur Flözgleichstellung in den Bochumer Schichten im Raum Oberhausen – Duisburg – Moers – Kamp-Lintfort. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (2): 1 197 – 1 216, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- BACHMANN, M., & ENGELS, K.-E. (1962): Zur Stratigraphie der tieferen Essener Schichten (Flöz Zollverein 7 bis Flöz Katharina/Hermann 1. – Westfal B) am Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3 (3): 987–1014, 6 Abb., 1 Tab.; Krefeld.

Die vorstehenden Ausführungen zur Sprungtektonik am linken Niederrhein zeigen deutlich, daß zwar die Anlage der Sprünge als variscisch anzusehen ist (Streichrichtung der Sprünge in Beziehung zur Faltung!). Die Störungsbeträge dieser Bewegungen müssen aber als gering erachtet werden. Die endgültige Ausgestaltung der Querstörungen erfolgte in jüngeren Zerblockungsphasen, wobei die altkimmerische Phase in der Obertrias (Keuper) die größten Abschiebungsbeträge bewirkte, die dann durch die laramischen Bewegungen in der Oberkreide (Campan) zum Teil wieder ausgeglichen wurden. Die nachfolgenden Bewegungen im höchsten Alttertiär oder im tieferen Jungtertiär konnten die Inversionsbewegungen dann nur unwesentlich revidieren.

Die heute im Karbon gemessenen Verwürfe der Querstörungen stellen somit einen summarischen Gesamtverwurf dar, der sich weitgehend aus Verwurfsbeträgen verschiedener postkarbonischer Bewegungsphasen zusammensetzt.

- BALDSCHUHN, R., & FRISCH, U., & KOCKEL, F. (1985): Inversionsstrukturen in NW-Deutschland und ihre Genese. – Z. dt. geol. Ges., **136**: 129 – 139, 4 Abb.; Hannover.
- BORNEMANN, O. (1978): Das Gefügeinventar nordwestdeutscher Salzstrukturen in Abhängigkeit von ihrer halokinetischen Stellung. – Diss. Techn. Univ. Braunschweig: 119 S., 31 Abb., 5 Tab., 9 Taf.; Braunschweig.
- (1980): Tiefentektonik der Lippe- und Lüdinghausener Hauptmulde.
   In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 173–191, 2 Abb., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- BORNEMANN, O., & JUCH, D. (1979): Tektonische Auswertung von seismischen Profilen und Bohrungen im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **130**: 77 – 91, 17 Abb.; Hannover.
- BREDDIN, H. (1929): Die Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des rheinischwestfälischen Steinkohlenbeckens. – Glückauf, 65: 1157 – 1168 u. 1193 – 1198, Abb. 1 – 10, Taf. 3; Essen.
- BREER, W. (1975): Der tektonische Bau der Lippe-Mulde im nördlichen Ruhrkarbon. – Diss. Techn. Univ. Clausthal-Zellerfeld: 20 S., 20 Abb.; Clausthal-Zellerfeld.
- BUNTEBARTH, G., & MICHEL, W., & TEICHMÜLLER, R. (1982): Das permokarbonische Intrusiv von Krefeld und seine Einwirkung auf die Karbon-Kohlen am linken Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 31 – 45, 8 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- BURKHARDT, R., & POLYSOS, N. (1981): Photolineationen im Bereich des Ruhrgebietes und der Niederrheinischen Bucht und ihre tektonische Interpretation. – Glückauf-Forschungsh., **42**: 187 – 193, 12 Abb.; Essen.
- DROZDZEWSKI, G. (1973): Beziehungen zwischen Großtektonik und Stockwerktektonik im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **124**: 177 – 189, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1979): Grundmuster der Falten- und Bruchstrukturen. im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., 130: 51–67, 9 Abb.; Hannover.
- (1980 a): Zielsetzung, Methodik und Ergebnisse des Untersuchungsvorhabens "Tiefentektonik des Ruhrkarbons". – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 15–43, 19 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- (1980 b): Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im mittleren Ruhrgebiet. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 45-83, 23 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

- (1982): Horizontale Verschiebungen an Quer- und Diagonalstörungen im Ruhrrevier. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 30: 47 – 60, 5 Abb.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G., & BORNEMANN, O., & KUNZ, E., & WREDE, V. (1980): Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 192 S., 108 Abb., 7 Tab., 31 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- EHRHARDT, W. (1967): Das Heranziehen der Großtektonik zum Bewerten von Baufeldern. – Glückauf-Forschungsh., **28**: 285 – 294, 18 Abb.; Essen.
- ELBERSKIRCH, W., & WOLBURG, J. (1962): Zur Tektonik des Karbons am linken Niederrhein im Profil der Bohrungen Wachtendonk 1–Emmerich 1. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 407–432, 6 Abb.; Krefeld.
- FIEBIG, H. (1954): Der neue Richtschichtenschnitt für die Wittener (Eßkohlen-) Schichten im niederrheinischwestfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, 90: 260 – 270, 9 Abb.; Essen.
- (1957): Der neue Richtschichtenschnitt f
  ür die Bochumer (Fettkohlen-) Schichten im niederrheinisch-westf
  älischen Steinkohlengebiet. Gl
  ückauf, 93: 446 453, 6 Abb.; Essen.
- (1960): Der neue Richtschichtenschnitt für die Essener (Gaskohlen-) Schichten im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, 96: 30-42, 11 Abb.; Essen.
- (1961): Der neue Richtschichtenschnitt für die Horster (Gasflammenkohlen-) Schichten im niederrheinischwestfälischen Steinkohlengebiet. – Glückauf, 97: 429 – 441, 15 Abb.; Essen.
- FRICKE, K. (1953): Erläuterungen zu den Blättern Repelen, Moers, Kapellen, Kamp, Rheurdt und Tönisberg. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1:10000, Lfg. 4: 26–51; Hannover.
- HAHNE, C., & SCHMIDT, R. (1982): Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes. – 106 S., 88 Abb., 11 Tab., 1 Anl.; Essen (Glückauf).
- HARTUNG, W., & KELLERMANN, E. (1942): Die Durchörterung eines der großen Randstaffelbrüche entlang des Rheintalgrabens im Baufelde der Zeche Friedrich Heinrich in Kamp-Lintfort bei Moers. – Glückauf, **18**: 274 – 277, 5 Abb.; Essen.
- HEDEMANN, H.-A., & SCHUSTER, A., & STANCU-KRISTOFF, G., & LÖSCH, J. (1984): Die Verbreitung der Kohlenflöze des Oberkarbons in Nordwestdeutschland und ihre stratigraphische Einstufung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 32: 39–88, 16 Abb.; Krefeld.
- HEDEMANN, H.-A., & TEICHMÜLLER, R. (1971): Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. – In: Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III.A. der paralische Raum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 129 – 142, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HISS, M., & MILBERT, G. (1983): Geologische Untersuchungen von Anhydrit-Strukturen im Steinsalzbergwerk Borth der Deutschen Solvay-Werke. – 43 S., 9 Fotos, 44 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- HOFFMANN, K. (1962): Lias und Dogger im Untergrund der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 6: 105 – 184, 5 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- HORSFIELD, W. T. (1977): An experimental approach to basement-controlled faulting. In: FROST, R. T. C., & DIKKERS, A. J. [Hrsg.]: Fault tectonics in N. W. Europa. Geol. en Mijnb., 56: 363–370, 6 Abb.; s'Gravenhage.
- HOYER, P. (1962): Das Verklingen der variscischen Faltung am unteren Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westfl., **6**: 433-446, 2 Taf.; Krefeld.

- (1967): Die Tektonik des Steinkohlengebirges nördlich des Ruhrgebietes. Ein Überblick über den derzeitigen Stand unserer Kenntnis. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (2): 1 359 – 1 388, 1 Taf.; Krefeld.
- HOYER, P., & PILGER, A. (1971): Tektonik. In: Die Karbonablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. III.A.1. Das Rhein-Ruhr-Revier. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 41–46, 1 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- KENT, P. E. (1980): The structural framework and history of subsidence of the North Sea Basin. – In: Geology of Europe. – Mem. B.R.G.M., **108**: 281–288, 2 Abb.; Villeneuve d'Ascq.
- KLOSTERMANN, J. (1983): Die Geologie der Venloer Scholle (Niederrhein). – Geol. Jb., **A 66**: 3–115, 40 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- KNAPP, G. (1978), mit Beitrag von HAGER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der nördlichen Eifel 1:100000. –
  2. Aufl.: 152 S., 9 Abb., 9 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- KUKUK, P. (1938): Geologie des Niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. – 706 S., 743 Abb., 48 Tab., 14 Taf.; Berlin (Springer).
- KUNZ, E. (1980): Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 85 – 134, 41 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- LENGEMANN, A. (1976): Grundlegende geometrische Untersuchungen über die Änderung der Streichrichtung und des Einfallens von Störungen durch die Auffaltung der Schichten. – Mitt. Markscheidewes., 83 (2): 83–92, 11 Abb.; Essen.
- LOTZE, F. (1957 a): Steinsalz und Kalisalze, 1. Teil. 2. Aufl.: 465 S., 226 Abb., 37 Tab.; Berlin (Borntraeger).
- (1957 b): Zur Geschichte der Zechsteinforschung am Niederrhein und über einige heutige Probleme. – Geol. Jb., 73: 1–6, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- MÜLLER, W. (1982): Das Deckgebirge. In: HAHNE, C., & SCHMIDT, R.: Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes: 72–98, Abb. 77–88, Tab. 7–11; Essen (Glückauf).
- NIEMÖLLER, B. (1971): Die geologischen Verhältnisse am westlichen Rand des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenreviers. – Mitt. Markscheidewes., **78**: 213 – 230, 17 Abb.; Essen.
- NIEMÖLLER, B., & STADLER, G. (1962): Ein basisches Intrusivgestein in Schichten des oberen Westfal A der Zeche Friedrich Heinrich bei Kamp-Lintfort am linken Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (3): 1225– 1232, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- NIEMÖLLER, B., & STADLER, G., & TEICHMÜLLER, R. (1973): Die Eruptivgänge und Naturkokse im Karbon des Steinkohlenbergwerks Friedrich Heinrich in Kamp-Lintfort (Linker Niederrhein) aus geologischer Sicht. – Geol. Mitt., **12**: 197–218, 24 Abb.; Aachen.
- OBERSTE-BRINK, K., & HEINE, F. (1942): Das Niederrheinischwestfälische Gebiet. – In: Der Deutsche Steinkohlenbergbau, 1: 9–98, 23 Abb., 23 Tab., Taf. 2–12; Essen (Glückauf).
- PIEPER, B. (1977): Bericht zur Flözgleichstellung in den Horster Schichten der westlichen Lippe-Mulde. – 40 S., 42 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- PILGER, A. (1956): Die tektonischen Richtungen des Ruhrkarbons und ihre Beziehungen zur Faltung. – Z. dt. geol. Ges., 107: 206–230, 22 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- PLEIN, E., & DÖRHOLT, W., & GREINER, G. (1982): Das Krefelder Gewölbe in der Niederrheinischen Bucht – Teil einer großen Horizontalverschiebungszone? – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 15–29, 9 Abb.; Krefeld.

- PRÜFERT, J., & WOLFF, M. (1983): Die Bearbeitung der Tektonik in der Forschungsbohrung Winkelmannsbusch 1 (1980). – 4 S., 7 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- QUITZOW, H. W. (1978): Tertiär. In: Geologie am Niederrhein, 2. Aufl.: 21–23, Abb. 7–8; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- RABITZ, A. (1977): Bericht zur Flözgleichstellung in den Dorstener Schichten der westlichen Lippe-Mulde. – 40 S., 1 Tab., 26 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- RIBBERT, K.-H. (1980): Erdgeschichte. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100000., Erl., **C 4706** Düsseldorf – Essen: 10 – 19, Abb. 1 – 3, Tab. 2; Krefeld.
- ROBERTSON, E. C. (1983): Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness. - Min. Eng., **35** (10): 1426-1432, 6 Abb., 1 Tab., 1 Anh.; New York.
- SCHAUB, H. (1954a): Wölbung und Senkung im Norden der Niederrheinischen Bucht und ihre zeitliche Datierung. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1954**: 241–249, 7 Abb.; Stuttgart.
- (1954b): Kreidesedimente in Spalten des linksrheinischen Steinkohlengebirges. – Geol. Jb., 69: 249-254, 2 Abb.; Hannover.
- (1964): Der geologische Bau des tieferen Untergrundes im nördlichen Teil der niederrheinischen Bucht. – Niederrhein. Jb., 7: 49-59, 10 Abb.; Krefeld.
- SCHLIMM, W. (1984): Steinsalz. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100000, Erl., C 4702 Krefeld: 31-32; Krefeld.
- STRACK, Ä., & FREUDENBERG, U. (1984): Schichtenmächtigkeiten und Kohleninhalte im Westfal des Niederrheinisch-
- TEICHMÜLLER, M. (1973): Zur Petrographie und Genese der Naturkokse im Flöz Präsident/Helene der Zeche Friedrich Heinrich bei Kamp-Lintfort (linker Niederrhein). – Geol. Mitt., **12**: 219–254, 29 Abb., 3 Tab.; Aachen.
- TEICHMÜLLER, R. (1954): Die Velener Schichten des Münsterländer Karbons und der Ablauf der Bewegungen in der subvariscischen Saumtiefe. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1954: 104 – 123, 7 Abb.; Stuttgart.
- (1956): Die Entwicklung der subvariscischen Vortiefe und der Werdegang des Ruhrkarbons. – Z. dt. geol. Ges., 107: 55–65, 4 Abb.; Hannover.
- (1957): Ein Querschnitt durch den Südteil des Niederrheinischen Zechsteinbeckens. – Geol. Jb., 73: 39–50, 8 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- (1962): Die Entwicklung der subvariscischen Saumsenke nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnis.
   Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3 (3): 1237-1254, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- (1974): Die tektonische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht.
   In: ILLIES, J.H., & FUCHS, K. [Hrsg.]: Approaches to Taphrogenesis.
   Sci. Rep. Inter-Union Comm. on Geodyn., 8: 269–285, 12 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- THIENHAUS, R. (1962): Stratigraphie, Tektonik und Eisenerzführung des Lias-Muldengrabens von Bislich am Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 6: 199–218, 7 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- THOME, K. N. (1984): Quartär. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100000, Erl., C 4702 Krefeld: 19–26, Abb. 2, Tab. 3; Krefeld.
- WALTER, H.A. (1983): Stratigraphie und Tektonik der Schermbecker Mulde. Eine Strukturanalyse aufgrund bergmännischer Aufschlüsse, seismisch vermessener Profile, makropetrographischer und tektonischer Bohrkernuntersuchungen sowie geophysikalischer Bohrlochmessungen im Bereich der Bergbau AG Niederrhein. – Dipl.-Arb. Techn. Univ. Clausthal: 154 S., 14 Abb., 3 Tab., 7 Anh., 25 Anl.; Clausthal-Zellerfeld. – [Unveröff.]
- WILCOX, R. E., & HARDING, T. P., & SEELY, D. R. (1973): Basic wrench tectonics. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57: 74–96, 16 Abb., 1 Tab.; Tulsa.
- WOLANSKY, D. (1957): Montangeologische Beobachtungen an Abteufschächten und Tiefbohrungen im Deckgebirge des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. – Mitt. westf. Berggewerkschaftskasse, 12: 151 – 173, 7 Abb.; Bochum.
- WREDE, V. (1980 a): Zusammenhänge zwischen Faltung und Überschiebungstektonik – dargestellt am Beispiel der Bochumer Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – Diss. Techn. Univ. Clausthal: 135 S., 41 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- (1980 b): Tiefentektonik der Bochumer Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 135 – 171, 23 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- (1985): Tiefentektonik des Aachen Erkelenzer Steinkohlengebietes. – In: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 9 – 103, 65 Abb., 4 Tab., 13 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WREDE, V., & ZELLER, M. (1983), mit Beitr. von JOSTEN, K.-H.: Geologie der Steinkohlenlagerstätte des Erkelenzer Horstes. – 40 S., 4 Abb., 1 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- ZIEGLER, P. A. (1978): North-West Europe: Tectonics and basin development. – Geol. en Mijnb., **57** (4): 589–626, 16 Abb.; s'Gravenhage.
- (1980): Northwestern Europe: Subsidence patterns of Post-Variscan basins. – In: Geology of Europe. – Mem.
   B.R.G.M., **108**: 249–280, 10 Abb.; Villeneuve d'Ascq.
- (1982): Geological atlas of Western and Central Europe. – 130 S., 29 Abb., 40 Anl.; Amsterdam (Elsevier).

### Karten

- Aufschlußkarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:10000 (1962 – 1972). – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftskasse: 38 BI.; Bochum.
- Flötzkarte des Westfälischen Steinkohlenbeckens 1:10000 (1880 – 1889). – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftskasse: 44 Bl. m. Querprofiltaf. 1:5000; Bochum.
- Flözkarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:10000 (1911–1943). – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftskasse: 46 Bl. m. Querprofiltaf. 1:5000; Bochum.
- Flözkarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:10000 (1947-1960). – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftskasse: 64 Bl.; Bochum.
- Geologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1:10000 (dargestellt an der Karbonoberfläche) (1949 – 1954). – Hrsg. Amt für Bodenforsch.: 52 Bl. in 5 Lfg. m. Profiltaf. u. Erl.; Celle, Hannover.
- Geologische Karte des Ruhrkarbons 1:100000 (1982). -Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. DROZD-

ZEWSKI, G., & JANSEN, F., & KUNZ, E., & PIEPER, B., & RABITZ, A., & STEHN, O., & WREDE, V.; Krefeld.

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100000, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt C 4706 Düsseldorf-Essen (1980), Bearb. GRA-BERT, H., & JANSEN, F., & PIEPER, B., & RIBBERT, K.-H., & SCHLIMM, W., & STEHN, O., & SUCHAN, K. H., & THOME, K. N., & VOGLER, H.

Blatt C 4702 Krefeld (1984), Bearb. KLOSTERMANN, J., & LANGE, F.-G., & PRÜFERT, J., & SCHLIMM, W., & THOME, K. N., & ZELLER, M.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Ländern 1:25000, m. Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin. Blatt 4405 Rheinberg (1939), Bearb. ZÖLLER, A. Blatt 4406 Dinslaken (1926), Bearb. ZÖLLER, A. Blatt 4504 Nieukerk (1937), Bearb. ZIMMERMANN, E. Blatt 4505 Moers (1929), Bearb. ZIMMERMANN, E. Blatt 4605 Crefeld (1928), Bearb. HÖPPNER, W., & KRAUSE, P. G.

- Tektonische Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:10000, Darstellungsebenen ±0m NN, -500m NN, -750m NN und -1000m NN (1947 - 1960). - Hrsg. Westf. Berggewerkschaftskasse:
  62 Bl. m. Querschnittaf. 1:10000; Bochum.
- Tektonische Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:10000, Darstellungsebenen -500 m NN, - 750 m NN und - 1000 m NN (1962 – 1975). – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftskasse: 84 Bl. m. Querschnittaf. 1:10000; Bochum.

# Berichtigung

- Taf. 17, Schnitt 24: Links von Schacht 1 (Wilhelmine Mevissen) fehlt die blaue Farbe unterhalb von Flöz Finefrau.
- Taf. 18, Schnitt B: Links des Niederrhein-Sprungs ist Pl (= Plaßhofsbank) statt Pr (= Präsident) gedruckt.
- Taf. 20: Am linken Kartenrand fehlt die orange Farbe um die 152-m-Bohrung.



# 3. Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im westlichen Ruhrgebiet

Von GÜNTER DROZDZEWSKI

12 Abbildungen, 4 Tafeln im Anlagenband

| 3.1.     | Allgemeines                          | 170 |
|----------|--------------------------------------|-----|
| 3.1.1.   | Lage des Arbeitsgebietes             | 170 |
| 3.1.2.   | Geologischer Überblick               | 171 |
| 3.2.     | Beschreibung des tektonischen Baus   | 171 |
| 3.2.1.   | Falten                               | 172 |
| 3.2.1.1. | Wattenscheider Hauptsattel           | 172 |
| 3.2.1.2. | Essener Hauptmulde                   | 172 |
| 3.2.1.3. | Gelsenkirchener Hauptsattel          | 173 |
| 3.2.1.4. | Emscher-Hauptmulde                   | 174 |
| 3.2.1.5. | Vestischer Hauptsattel               | 175 |
| 3.2.2.   | Überschiebungen                      | 176 |
| 3.2.3.   | Quer- und Diagonalstörungen          | 180 |
| 3.3.     | Analyse des tektonischen Baus        | 180 |
| 3.3.1.   | Der Faltenbau im Streichen           | 181 |
| 3.3.1.1. | Falten und Überschiebungen           | 181 |
| 3.3.1.2. | Faltenbau und Achsenwellung          | 181 |
| 3.3.1.3. | Falten und Querstörungen             | 182 |
| 3.3.2.   | Der Faltenbau zur Teufe hin          | 184 |
| 3.3.2.1  | Falten                               | 184 |
| 3322     | Überschiebungen                      | 184 |
| 3323     | Stockwerktektonik                    | 186 |
| 0.0.2.0. |                                      | 100 |
| 3.4.     | Verzeichnis der Schriften und Karten | 187 |

Kurzfassung: Das Untersuchungsgebiet schließt westlich an das zuvor untersuchte mittlere Ruhrgebiet an (DROZDZEWSKI 1980a) und umfaßt die Emscher-Hauptmulde zwischen Gladbeck und Duisburg sowie die Essener Hauptmulde zwischen Essen und Mülheim. Der Faltenbau wird durch insgesamt zwölf Querschnitte und zwei Längsschnitte im Maßstab 1:20000 sowie eine tektonische Karte im Maßstab 1:100000 dargestellt.

Das untersuchte Gebiet liegt zwischen dem Krefelder Achsengewölbe im Westen und der Gelsenkirchener Achsensenke im Osten, in der breite, trogförmige Synklinorien und schmale enggefaltete Antiklinorien vorherrschen. In westlicher Richtung heben die Faltenachsen unterschiedlich stark heraus, wobei sich die Synklinorien bei zunehmender Spezialfaltung verschmälern. Stattdessen verbreitern sich die Antiklinorien erheblich, indem breite, kofferförmige Spezialfalten entstehen. Die lateralen Änderungen des Faltenbaus zeigen damit enge Beziehungen zu den großräumigen Achsenwellungen.

Darüber hinaus wird der Faltenbau durch Unterschiede im

Grad der Einengung und durch einen Stockwerkbau beeinflußt. Die Einengung nimmt in gleichalten Schichten von Süden nach Norden erheblich ab und ebenfalls - wenn auch schwächer - von Osten (insgesamt 23%) nach Westen (17%). In vertikaler Richtung lassen sich wie in anderen Teilen des Ruhrgebietes drei Stockwerke unterscheiden. Im oberen Stockwerk herrschen weitspannige Schichtenverbiegungen mit überwiegend flacher Lagerung vor. Das mittlere Stockwerk setzt innerhalb der Oberen Essener Schichten (Westfal B1) mit Überschiebungen und Spezialfaltung ein und reicht etwa bis in die Unteren Bochumer Schichten (Westfal A2). Wie besonders im Falle der Alstadener Überschiebung gezeigt werden kann, sind Faltung und Überschiebung einander ergänzende und damit zeitgleich ablaufende Vorgänge. Einige wenige Überschiebungen reichen auch noch in das untere Stockwerk (Westfal A1 und Namur) hinein, das im untersuchten Gebiet aus unterschiedlich gro-Ben Spezialfalten aufgebaut ist. Zahlreiche Querstörungen gliedern zusätzlich den Faltenbau. Unter ihnen fallen die bedeutendsten synthetisch nach Osten ein und unterstützen damit das nach Osten gerichtete Achsengefälle.

#### [Subsurface structural setting of the Emscher and Essen synclinoria in the western part of the Ruhr coal district]

A b stract: The area studied covers the Emscher synclinorium between Gladbeck and Duisburg and the Essen synclinorium between Essen and Mülheim/Ruhr. The fold structures are illustrated by twelve cross-sections and two longitudinal sections on the scale of 1:20000 and by a tectonical map on the scale of 1:100 000.

The studied area is situated between the Krefeld axial high in the west and the Gelsenkirchen axial depression in the east. The latter is dominated by broad, through-like synclinoria and narrow anticlinoria. As the fold axes ascend in western direction the synclinoria become more narrow and specially folded while the anticlinoria broaden by developing widely spaced box folds. Thus, the changes of the fold structures in striking direction are closely related to the regional axes undulations.

Beyond that fold structures are affected by changes in the degree of narrowing and by the position in different tectonical stockwerks. Narrowing decreases considerably from south to north, and, though less distinct, from east to west (23-17%). In vertical direction three tectonical stockwerks can be recognized – like in other parts of the Ruhr district. The upper stockwerk is dominated by broad, gentle folds with rather flat bedding. The intermediate stockwerk is formed between Obere Essener Schichten (Westphalian B1) and Untere Bochumer Schichten (Westphalian A2) and is characterized by overthrusts and special folding. By example of the Alstaden overthrust which is found within this

stockwerk the interdependance between overthrusting and folding is shown. Only very few overthrusts reach down into the lowermost stockwerk (Westphalian A1 and Namurian), which is marked by special folding of varying dimensions.

The fold structures are broken up into fault blocks by numerous approximately perpendicular striking normal faults of which the major faults dip to the east, thus supporting the plunge of the fold axes in this direction.

# [Tectonique profonde des synclinaux principaux de l'Emscher et d'Essen au territoire de la Ruhr occidentale]

Résumé: La région faisant l'objet de cette étude communique à l'ouest avec le territoire de la Ruhr centrale, qui fut étudié auparavant (DROZDZEWSKI 1980 a), et comprend le synclinal principal de l'Emscher entre Gladbeck et Duisburg ainsi que le synclinal principal d'Essen entre Essen et Mülheim. La structure de plissement est présentée par douze coupes transversales et deux coupes longitudinales à l'échelle 1 : 20 000 et une carte tectonique à l'échelle 1 : 100 000.

La région étudiée est située entre la voûte axiale de Krefeld à l'ouest et la dépréssion axiale de Gelsenkirchen à l'est où de larges synclinaux en forme d'auge et des anticlinaux à plis étroits prédominent. Vers l'ouest, les axes de pli ressortent plus ou moins, les synclinaux se rétrécissant lors du plissement spécial de plus en plus intense. Par contre, des plis spéciaux se formant, les anticlinaux principaux s'élargissent considérablement. Les modifications latérales de la structure des plis sont ainsi en rapport intense avec l'ondulation spacieuse des axes.

De plus, la structure plissée est influencée par des différences du taux de rétrécissement et par une structure à stock-

werks. Au niveau des couches du même âge, le rétrécissement se diminue considérablement du sud au nord et de même – bien que moins fortement – de l'est (23 % au total) à l'ouest (17 %). En direction perpendiculaire, l'on peut distinguer trois stockwerks, comme dans d'autres parties de la Ruhr. Dans le stockwerk supérieur, des courbures spacieuses des couches prédominent avec une stratification horizontale prépondérante. Le stockwerk médian s'introduit au niveau des couches supérieures d'Essen (Westphalien B1) avec des chevauchements et un plissement spécial et s'étend à peu près jusqu'aux couches inférieures de Bochum (Westphalien A2). Comme l'on peut le montrer en particulier dans le cas du chevauchement d'Alstaden, le plissement et le charriage sont des mouvements se complétant mutuellement et, ainsi, synchrones. Quelques chevauchements s'étendent même jusqu'au stockwerk inférieur (Westphalien A1 et Namurien) dont la structure comprend, dans la région étudiée, des plis spéciaux de différentes mesures. En plus, la structure plissée est subdivisée par de nombreuses failles transversales. Les plus importantes parmi elles s'inclinent synthétiquement vers l'est et favorisent ainsi le plongement des axes dirigé également vers l'est.

# 3.1. Allgemeines

Die vorliegenden Untersuchungen schließen im Westen an ein Gebiet an, das der Verfasser zu Beginn der tiefentektonischen Untersuchungen bearbeitete (DROZDZEWSKI 1980a). In der Zwischenzeit wurden im Rahmen der Neuaufnahme des Blattes 4507 Mülheim an der Ruhr (JANSEN & DROZD-ZEWSKI 1986) der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000 neue Erkenntnisse über den oberkarbonischen Untergrund gewonnen, so daß es sinnvoll erschien, die bestehende Bearbeitungslücke zwischen dem Untersuchungsraum "Linker Niederrhein" (WOLF 1985) und dem mittleren Ruhrgebiet zu schließen. In die vorliegende Untersuchung wurden auch Teile des von BORNEMANN (1980) bearbeiteten Vestischen Hauptsattels einbezogen, um die Strukturen im Zusammenhang darstellen und beschreiben zu können. Damit besteht nunmehr für das Ruhrkarbon eine lückenlose regionale Bearbeitung der Emscher- und Essener Hauptmulde und ihrer benachbarten Hauptsättel zwischen Krefeld und dem Raum Drensteinfurt-Ahlen, soweit bergbauliche und Bohrungsaufschlüsse vorliegen (s. DROZDZEWSKI et al. 1980)

Gegenstand dieser Arbeit ist die Beschreibung und Analyse der Tektonik des Oberkarbons im westlichen Ruhrgebiet. Untersucht wurden:

- der Faltenbau in seinen räumlichen Zusammenhängen sowohl in lateraler als auch besonders in vertikaler Erstreckung
- die mit den Falten eng verbundenen Überschiebungen, ihre räumliche Anordnung, die Entwicklung der Überschiebungsbeträge im Streichen und Einfallen und ihre Funktion im Faltenbau
- die Bruchtektonik vor allem in ihren gro
  ßtektonischen Dimensionen nach der Position im Faltenbau, dem Bewegungssinn und den Verwurfsbetr
  ägen sowie im Hinblick auf ihren Einflu
  ß auf den Faltenbau

Die Falten- und Störungstektonik wird anhand von zwölf Querschnitten und zwei Längsschnitten im Maßstab

1:20000 sowie einer tektonischen Karte im Niveau der Karbon-Oberfläche im Maßstab 1: 100 000 erläutert. Da die vorliegende Arbeit räumlich und thematisch an die entsprechenden Untersuchungen des Autors im mittleren Ruhrgebiet anschließt, wird bezüglich der Arbeitsmethodik auf die Ausführungen im ersten Tiefentektonikband hingewiesen (DROZDZEWSKI 1980 b: 19). Grundlage dieser Auswertung sind zum überwiegenden Teil markscheiderische Unterlagen der in Kapitel 3.1.1. genannten Zechen. Lediglich in den bergbaulich nicht erschlossenen Bereichen stützt sich die Arbeit auch auf Ergebnisse der Oberflächenkartierung, sofern dies die Aufschlußsituation zuließ (JANSEN & DROZD-ZEWSKI 1986). Von großem Nutzen waren auch die für das Forschungsvorhaben "Kohlenvorratsberechnung" beim Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen erstellten Flözrisse und Querschnitte (Dr. M. POLYSOS u. Dr. M. ZIRN-GAST).

#### 3.1.1. Lage des Arbeitsgebietes

Das Untersuchungsgebiet umfaßt die Emscher-Hauptmulde zwischen Gladbeck und Duisburg-Ruhrort sowie die Essener Hauptmulde zwischen Essen und Mülheim (Abb. 103). In die Untersuchungen mit einbezogen wurden die begleitenden Antiklinorien, und zwar der Wattenscheider, Gelsenkirchener und Vestische Hauptsattel.

Das Arbeitsgebiet hat im Streichen der Falten eine Erstreckung von 15 km, in querschlägiger Richtung von 18 km. Das 270 km<sup>2</sup> große Gebiet wird von den Blättern 4507 Mülheim und 4407 Bottrop sowie von Teilen der Blätter 4506 Duisburg und 4406 Dinslaken der Topographischen Karte 1:25 000 überdeckt.

Das Untersuchungsgebiet ist im Norden bergbaulich gut bis sehr gut aufgeschlossen. Im Süden fehlen dagegen weitgehend Aufschlüsse. Das betrifft zum einen den Gelsenkirchener Hauptsattel und die Essener Hauptmulde westlich des



Abb. 103 Lage des Untersuchungsgebietes

Concordia-Sprungs, zum anderen den Wattenscheider Hauptsattel in seinem gesamten untersuchten Verlauf (Taf. 23). Im einzelnen werden Aufschlüsse folgender Zechen behandelt: Friedrich Thyssen 2/5 und 4/8, Westende, Neumühl, Concordia, Alstaden, Rosenblumendelle/Wiesche, König Wilhelm, Carolus Magnus, Osterfeld, Oberhausen, Vondern, Prosper/Haniel. Keine der genannten Zechen fördert mehr innerhalb des Untersuchungsgebietes.

## 3.1.2. Geologischer Überblick

Der Faltenbau des Ruhrkarbons ist durch Westsüdwest -Ostnordost streichende Antiklinorien und Synklinorien geprägt. Sie werden hier allgemein als Hauptsättel und Hauptmulden bezeichnet und setzen sich jeweils aus einer unterschiedlich großen Anzahl von Nebenfalten zusammen. Dieser Faltenbau wird von einer hauptsächlich in Nord-Süd-Richtung angelegten Achsenwellung überlagert. Sie ist offenbar zugleich mit der Faltung angelegt worden, da eine deutliche Abhängigkeit des tektonischen Baustils von der Achsenwellung nachzuweisen ist (DROZDZEWSKI 1973). Das Untersuchungsgebiet gehört dem Übergangsbereich zwischen dem Krefelder Achsengewölbe im Westen und der Gelsenkirchener Achsensenke im Osten an. Der nordöstliche Teil des Gebietes ist noch schwach von der Gelsenkirchener Achsensenke beeinflußt, in der breite, trogförmige Synklinorien und schmale, enggefaltete Antiklinorien vorherrschen (DROZDZEWSKI 1980 a: 67). In westlicher Richtung heben die Faltenachsen mehr oder weniger konsequent heraus, wobei sich die Synklinorien verschmälern und spezialgefaltet sind, während sich auf ihre Kosten die Antiklinorien erheblich verbreitern und eine Anzahl breiter, kofferförmiger Spezialfalten ausbilden.

Das Ruhrkarbon ist zusätzlich in vertikaler Richtung in einzelne Stockwerke gegliedert. Im oberen Stockwerk herrscht

# 3.2. Beschreibung des tektonischen Baus

Im folgenden werden die Falten und Überschiebungen nach ihrer räumlichen Lage von Südosten nach Nordwesten und die einzelnen Elemente in der Regel von Nordosten nach Südwesten beschrieben.

Fig. 103 Location map of the studied area

ruhige, meist flache Lagerung vor, unter dem im mittleren Stockwerk Spezialfalten und Überschiebungen auftreten. Das darunterfolgende Stockwerk besteht aus Spezialfalten mit nur wenigen Überschiebungen. Die Übergänge von einem zum anderen Stockwerk sind fließend, wobei die Nordwest und Südost einfallenden Überschiebungen als Ausgleichsflächen der vertikalen und lateralen Veränderungen des Faltenbaus dienen. Ebenfalls im engen genetischen und zeitlichen Zusammenhang mit der Faltung entstanden Blattverschiebungen und Sprünge sowie die kleintektonischen Formen.

Im Untersuchungsgebiet stehen Schichten des gesamten Namurs sowie des Westfals A-C an. Entsprechend dem nach Norden absinkenden Faltenspiegel treten im Süden – im Kern des Wattenscheider Hauptsattels – die ältesten, im Norden in der Lippe-Mulde die jüngsten Schichten auf.

Die Schichten wurden gegen Ende des Westfals C von der variscischen Faltung erfaßt. Hierbei entstanden mehr oder weniger gleichzeitig Falten und Überschiebungen, aber auch schon ein Teil der Abschiebungen und Blattverschiebungen (vgl. DROZDZEWSKI 1980 b: 40).

Schichten der Oberkreide liegen diskordant über dem oberkarbonischen Faltenbau. Infolge des Absinkens des Münsterländer Kreide-Beckens kam es zu einer nordwärts gerichteten Schrägstellung der Kreide-Schichten. Zusätzlich zu dieser geringfügigen Verstellung um wenige Grad wurde das Deckgebirge in einzelne Schollen zerlegt, deren Ränder mit Sprüngen des karbonischen Untergrundes zusammenfallen. Die Störungen zeigen jedoch in der Oberkreide vielfach einen abweichenden Bewegungssinn. Tertiäre Ablagerungen der Niederrheinischen Bucht greifen von Westen her über dieses Kreide-Deckgebirge meist ungestört hinweg, erreichen jedoch im Untersuchungsgebiet keine größere Verbreitung.

Die Bezeichnungen der tektonischen Elemente werden bei der ersten Erwähnung durch Sperrung hervorgehoben; in dieser Arbeit neu eingeführte Namen sind dabei in Anführungsstriche gesetzt. Im Kapitel Quer- und Diagonalstörungen werden nur die bedeutendsten Störungen, und zwar von Westen nach Osten, beschrieben.

#### 3.2.1. Falten

Im Untersuchungsgebiet treten folgende Falten auf:

| Thyssen-Sattel<br>Thyssen-Mulde<br>Zweckeler Sattel<br>Zweckeler Mulde<br>Gladbecker Sattel<br>Eigener Mulde<br>Eigener Sattel   | Vestischer Hauptsattel                       |
|--|--|
| Emscher-Mulde<br>Westender Sattel<br>Westender Mulde<br>Bottroper Sattel<br>Bottroper Mulde<br>Vondern-Sattel<br>Vondern-Mulde   | Emscher-Hauptmulde                           |
| Alstadener Sattel und Monokl<br>Alstadener Mulde<br>Roland-Sattel und Levin-Satte<br>Neu-Cölner Mulde<br>Neu-Cölner Sattel<br>Neu-Weseler Mulde<br>Neu-Weseler Sattel und<br>Carolus-Magnus-Sattel<br>Sellerbecker Mulde<br>Sellerbecker Sattel und<br>Gelsenkirchener Sattel<br>Leybänker Mulde<br>Leybänker Sattel | line<br>el<br>Gelsenkirchener<br>Hauptsattel |
| Schölerpader Mulde und<br>Wiescher Mulde<br>Altendorfer Sattel<br>Essener Mulde<br>Frohnhausener Sattel<br>Frohnhausener Mulde   | Essener Hauptmulde                           |
| Saarner Sattel<br>Mendener Mulde<br>Wattenscheider Sattel<br>Westenfelder Mulde<br>Sevinghausener Sattel   | Wattenscheider<br>Hauptsattel                |

#### 3.2.1.1. Wattenscheider Hauptsattel

Der Wattenscheider Hauptsattel erreicht im Untersuchungsgebiet zwar nicht die Breite des weiter unten beschriebenen Gelsenkirchener Hauptsattels, zeigt jedoch im Prinzip die gleiche Abhängigkeit von den axialen Verhältnissen wie jener. Der Wattenscheider Hauptsattel verbreitert sich erheblich mit dem Herausheben der Faltenachsen in südwestlicher Richtung. Dies geschieht durch eine gewisse Verflachung bestehender und das Einsetzen neuer Falten. So beginnt am Oberhausener Sprung der Saarner Sattel, der weiter westlich im Unterkarbon schließlich gleichberechtigt neben den Wattenscheider Sattel tritt (vgl. Taf. 23). Östlich des Sprungs setzt sich dieser Sattel noch 1-2km in Form einer deutlich ausgeprägten Monokline fort. Die Aufschlußverhältnisse sind allerdings durchweg schlecht. Lediglich beim U-Bahn-Bau der Stadt Essen wurde der Wattenscheider Hauptsattel im Verlauf der Rüttenscheider Straße aufgeschlossen, wodurch Gelegenheit bestand, Einblick in den Schichtenaufbau und die Tektonik zu nehmen.

In diesem U-Bahn-Aufschluß besteht der Wattenscheider Hauptsattel ebenso wie auch weiter nordöstlich aus zwei Sätteln, nämlich dem eigentlichen Wattenscheider Sattel und dem Sevinghausener Sattel (s. auch DROZD-ZEWSKI 1980a: Taf. 2). Letzterer ist hier zudem der bedeutendere der beiden Sättel. Westlich des Langenbrahmer Sprungs war dieser Sevinghausener Sattel bislang unbekannt. Allerdings wurde in etwa derselben Position eine gro-Be Überschiebung angenommen, die nördlich der bergmännischen Aufschlüsse der ehemaligen Zeche Prinz Georg einen bankrechten Verwurf von ca. 350m aufweisen sollte (Geol. Kt. Rhein.-Westf. Steinkohlengeb. 1:10000, Bl. Werden, Lfg. 5). In der vorliegenden Untersuchung wurde der Version mit dem Sevinghausener Sattel der Vorzug gegeben, womit sich die Lagerungsverhältnisse besser mit dem tektonischen Gesamtbild dieses Raumes in Einklang bringen lassen.

In südwestlicher Richtung hebt der Wattenscheider Sattel kontinuierlich heraus, bis schließlich im Raum Lintorf unterkarbonische Schichten an der Erdoberfläche ausstreichen. Aufschlüsse sind nur sporadisch vorhanden. Im Nachtigallental/Essen-Margarethenhöhe weisen lokal aufgeschlossene Ton- und Schluffsteine, die vermutlich bereits zum Flözleeren gehören, auf steile Lagerung im Kern des Wattenscheider Sattels hin (Taf. 25: Schnitt 9). Nach einer etwa 7 km langen Lücke sind etwas umfangreichere Aufschlüsse am Westrand des Ruhrtals bei Mintard vorhanden. Sie reichen von der Mendener Mulde im Nordwesten über die recht breite und steile Südflanke des Wattenscheider Sattels bis in die Spezialfalten der Bochumer Hauptmulde im Südosten. Die an den Hängen mehr oder weniger lückenhaft aufgeschlossenen fein- und grobklastischen Schichten gehören dem Namur B an.

2 km westlich des Ruhrtals wurde um die Jahrhundertwende der Wattenscheider Sattel in der Blei-Zink-Erzgrube Neu-Diepenbrock III bis 400 m Teufe aufgeschlossen. Ein von BARTLING (1909) publizierter Querschnitt durch den Sattel zeigt oberflächennah relativ steil aufgerichtetes und spezialgefaltetes Flözleeres. Ab etwa 200 m Teufe verflachen die als quarzitische Sandsteine und Alaunschiefer ausgebildeten tiefsten Schichten des Namurs. Die auf der 400-m-Sohle aufgeschlossenen Kieselkalke und Kieselschiefer gehören bereits dem Visé an. Auf welche Unterlagen sich die genannte Darstellung stützt, bleibt offen. Immerhin ist erstaunlich, daß in den 3-4km weiter westlich gelegenen Aufschlüssen von Lintorf das Visé im Kern des Wattenscheider Sattels wieder steile Lagerung aufweist (PAUL 1938). Im großen und ganzen scheint jedoch die Lagerung bei Lintorf überwiegend flachwellig ausgebildet zu sein. Die nördlich vom Wattenscheider Sattel auftretende Kuppe ist zweifellos als Fortsetzung des Saarner Sattels anzusehen (Taf. 23). Bei dem südlich vom Wattenscheider Sattel auftretenden Friedrichsglück-Sattel (PAUL 1938: 27) oder Mintarder Sattel muß offen bleiben, ob er nach Nordosten mit einer Spezialfalte der Bochumer Hauptmulde zu verbinden ist (vgl. Geol. Übersichtskt. Niederrhein.-Westf. Karbon 1:100 000, 1971) oder aber mit dem Sevinghausener Sattel. Letztere Version hätte als Konsequenz für sich, daß die Spezialfalte eindeutiger Bestandteil des Wattenscheider Hauptsattels wäre. Bei diesem Sachverhalt träfe für den Wattenscheider Hauptsattel die gleiche Tendenz einer Verbreiterung und Verflachung des Antiklinoriums zu, wie sie weiter unten für den Gelsenkirchener Hauptsattel konstatiert wurde. In der Gelsenkirchener Achsensenke ist der Wattenscheider Hauptsattel nur 2-3km breit, verbreitert sich jedoch mit dem Herausheben der Faltenachsen nach Südwesten auf über 5 km.

#### 3.2.1.2. Essener Hauptmulde

Die Essener Hauptmulde ist im Osten als breite Trogmulde tief zwischen Gelsenkirchener und Wattenscheider Sattel eingesenkt. Randlich sind die Schölerpader und Frohnhausener Mulde als ausgeprägte Spezialmulden ausgebildet, zwischen denen der flache Altendorfer Sattel liegt. Nach Südwesten konvergieren die Spezialmuldenachsen, indem sich das gesamte Synklinorium axial heraushebt und sich der Niveauunterschied zu den benachbarten Sätteln erheblich verringert. Flache Spezialfalten –



Schichtung 51 Meßwerte

- Abb. 104 Diagramm der Schichtlagerung des Steinbruchs Rauen, Mülheim/Ruhr (Wiescher Mulde, Namur C)
- Fig. 104 Bedding diagram of the quarry Rauen, Mülheim/ Ruhr (Wiesche syncline, Namurian C)

wie der Wiescher Sattel (Taf. 25: Schnitt 7) treten lokal hinzu. Das Achsengefälle beträgt im Aufschlußgebiet der Zechen Wiesche und Rosenblumendelle 5 - 10° nach Nordosten (vgl. Taf. 26: Schnitt A). Im westlichen Muldenabschnitt - im Steinbruch Rauen am Kassenberg - wurde ein Achsenabtauchen von 14° ermittelt (Abb. 104). Zwischen diesem Aufschluß und den nächsten Bergbauaufschlüssen östlich des Concordia-Sprungs liegt ein 3 km breites aufschlußloses Gebiet. Lediglich von der Südflanke der Essener Hauptmulde sind einige Schichtlagerungswerte aus der Flözkarte der Westfälischen Berggewerkschaftskasse 1:10000 (Section Mülheim, 1880 und Section Frohnhausen, 1881) zu entnehmen. Die Schichten streichen danach nahezu Ost - West, was auf umlaufendes Streichen hindeutet. Die Essener Mulde scheint damit wesentlich stärker nach Südwesten herauszuheben, als auf Blatt Mülheim der Geologischen Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1:10000 dargestellt. Flöz Mausegatt würde somit schon weitgehend vor dem Neumühl-Sprung an der Karbon-Oberfläche herausheben. Damit können aber im Steinbruch Rauen westlich der Ruhr nicht die Sandsteine im Liegenden von Flöz Mausegatt ausstreichen (JESSEN & R. TEICHMÜLLER 1954: 12, SCHÖNWÄLDER in HAHNE 1958: 133, MALMSHEIMER 1968), sondern stratigraphisch wesentlich ältere Schichten. Dies muß um so eher angenommen werden, als zwei ostfallende Sprünge, nämlich der Concordia- und Neumühl-Sprung, mit unbekanntem, jedoch möglicherweise erheblichem Verwurf zum strukturellen Herausheben der Essener Hauptmulde beitragen.

Endgültige Sicherheit hinsichtlich der stratigraphischen Einstufung der Kassenberg-Sandsteine gab die 1983 abgeteufte Kernbohrung Kassenberg 1 des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, wonach die Schichten dort in das mittlere Namur C zu stellen sind (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986).

#### 3.2.1.3. Gelsenkirchener Hauptsattel

Der Gelsenkirchener Hauptsattel ist im Untersuchungsgebiet ein breites und durch verschiedene spitze und vor allem kofferförmige Spezialfalten charakterisiertes Antiklinorium. Beherrscht wird die Faltenstruktur von zwei breiten Kofferfalten, dem im Norden gelegenen Roland- beziehungsweise Levin-Sattel und dem Sellerbecker beziehungsweise Gelsenkirchener Sattel im Süden. Die Gesamtbreite des Gelsenkirchener Hauptsattels beträgt hier 5 km. Er stellt damit das Musterbeispiel eines Hauptsattels in Achsenhochlage dar. Östlich des Untersuchungsgebietes vollzieht sich dagegen rasch der Übergang zu dem relativ schmalen Hauptsattel in der Gelsenkirchener Achsensenke, der im wesentlichen aus dem spitzen Gelsenkirchener Sattel besteht und nur noch 2 km breit ist (DROZDZEWSKI 1980 a: Taf. 2). Die beiden östlichen Schnitte des Untersuchungsgebietes (Taf. 25: Schnitte 11 und 12) zeigen noch diesen Spitzsattel.

Nach Südwesten – westlich des Oberhausener Sprungs – verflacht der Gelsenkirchener Sattel rasch (Taf. 25: Schnitt 9) und geht in den kofferförmigen Sellerbecker Sattel über. Unmittelbar östlich des Concordia-Sprungs ist der Sattel, in dem die Zeche Wiesche Flöze der Unteren Wittener Schichten baute, eine knapp 1 km breite Kofferfalte (Taf. 25: Schnitt 7). Westlich des Sprungs fehlen Aufschlüsse. Es ist aber zu vermuten, daß der Sellerbecker Sattel in ähnlicher Form noch weiter nach Südwesten heraushebt, wie dies für die benachbarte Wiescher Mulde im Steinbruch Rauen am Kassenberg belegt ist (vgl. Abb. 104).

An seiner Südflanke wird der Sellerbecker Sattel von einer schmalen, nordvergenten Spezialfalte, dem Leybänker Sattel, begleitet. Er setzt westlich des Oberhausener Sprungs ein (Taf. 25: Schnitt 9) und nimmt unmittelbar östlich vom Concordia-Sprung eine leicht kofferförmige Gestalt an (Taf. 24: Schnitt 6).

Die auf den Gelsenkirchener Sattel nördlich folgende Sellerbecker Mulde zeigt in ihrem Verlauf eine bemerkenswerte Variabilität an Formen. In Schnitt 12 (Taf. 25) ist sie wie der benachbarte Gelsenkirchener Sattel spitz, verändert sich in Schnitt 11 zu einer Rundmulde und nimmt ab Schnitt 10 kofferförmige Gestalt an.

Im Norden folgen der Carolus-Magnus-Sattel und der Levin-Sattel, von denen sich nach Westen ersterer im Neu-Weseler Sattel, letzterer im Roland-Sattel fortsetzt. Beide Falten sind besonders zwischen dem Kölner-Bergwerksverein (KBV)-Sprung und dem Oberhausener Sprung als breite Koffersättel entwickelt. Nach Nordosten tauchen sie - bereits außerhalb des Untersuchungsgebietes - unter die trogförmige Emscher-Mulde (DROZDZEWSKI 1980 a: Taf. 2). In südwestlicher Richtung verschmälert sich der Carolus-Magnus-Sattel rasch und setzt sich - wie oben erwähnt - in dem spitzen Neu-Weseler Sattel fort. Dieser Sattel ist durch den Bergbau bis in den Bereich von Schnitt 7 (Taf. 25) als relativ enge Falte am Südrand des kofferförmigen Roland-Sattels bekannt. Da aber der Aufschlußgrad besonders der Nordflanke gering ist, können die Position und der Verwurf der den Sattel begleitenden Neu-Cölner Überschiebung nur vermutet werden.

Der schon mehrfach erwähnte Levin-Sattel setzt sich westlich des Vondern-Sprungs grundsätzlich im Roland-Sattel fort. Zwar ist der Levin-Sattel im allgemeinen breiter als der Roland-Sattel, im Grunde handelt es sich jedoch in beiden Fällen um flache Koffersättel mit einer mehr oder weniger ausgeprägten nördlichen und südlichen Umbiegungsachse. Dazwischen wölben sich im Querschnitt die Schichten zu einem unbedeutenden Sattelhöchsten auf, das wegen seiner Flachheit im Streichen relativ variabel ist. Bemerkenswert ist die schultersattelartige Heraushebung der südlichen Umbiegungsachse des Roland-Sattels (s. Abb. 105). Es handelt sich um einen Spitzsattel innerhalb der Unteren Bochumer Schichten, der in der entsprechenden Position im Levin-Sattel östlich des Vondern-Sprungs offensichtlich fehlt.

Das Fehlen der Spezialaufsattelung in der Tiefscholle bewirkt eine lokale Zunahme des Verwurfsbetrages am Vondern-Sprung von durchschnittlich 50m auf 150m (s. auch Taf. 23).



Abb. 105 Blockdiagramm des Levin-Sattels beiderseits des Vondern-Sprungs im Bereich der Schachtanlagen Christian Levin – Vondern (verändert nach BUSCHENDORF & RICHTER & WALTHER 1957: Abb. 11)

Fig. 105 Blockdiagram of the Levin anticline at both sides of the Vondern fault in the mining fields Christian Levin - Vondern (changed after BUSCHENDORF & RICHTER & WALTHER 1957: Fig. 11)

Daß sich der Schultersattel am Roland-Sattel nicht etwa in den Neu-Cölner Sattel fortsetzt, geht allein daraus hervor, daß ersterer im Liegenden, letzterer jedoch im Hangenden der Neu-Cölner Überschiebung liegt (s. Abb. 111, S. 183). Der Neu-Cölner Sattel hängt aber auch nicht mit dem Neu-Weseler Sattel zusammen, sondern stellt eine unabhängige Neubildung östlich des Vondern-Sprungs dar (vgl. Taf. 25: Schnitte 10 u. 11).

Bemerkenswert ist die Streichrichtung der nördlichen Umbiegungsachse des Levin- beziehungsweise Roland-Sattels. Etwa zwischen Oberhausener und Vondern-Sprung streicht sie auf ca. 3,5 km Länge mit 25° ungewöhnlich steil. Die detaillierte Kartierung dieser Umbiegungsachse des Roland-Sattels ergab zudem, daß keine direkte Verbindung mit der Umbiegungsachse des Levin-Sattels existiert, sondern beide Achsen nördlich der Schächte Christian Levin 1/2 durch eine Eindellung voneinander getrennt sind. Hierdurch kommt die charakteristische Terrassenfaltung zustande, die bereits BUSCHENDORF & RICHTER & WALTHER (1957: Abb. 5) anschaulich dargestellt haben.

Nördlich dieser Terrassenfalten existiert noch eine weitere Umbiegungsachse an der Nordflanke des Gelsenkirchener Hauptsattels, die als Fortsetzung des Alstadener Sattels anzusehen ist. Der Alstadener Sattel ist erst westlich vom bedeutenden Neumühl-Sprung als echter Sattel entwickelt. Östlich des Sprungs trennt die Umbiegungsachse der Alstadener Monokline steile Lagerung am Südrand der Emscher-Hauptmulde von der flacheren Lagerung im Anstieg zum Roland-Sattel (vgl. Taf. 25: Schnitt 9).

#### 3.2.1.4. Emscher-Hauptmulde

Die Emscher-Hauptmulde schließt im Nordwesten an den Alstadener Sattel an. Sie weist sowohl im Streichen als auch zur Teufe hin bemerkenswerte Veränderungen auf.

In größerer Teufe (Untere Bochumer Schichten) ist die Emscher-Hauptmulde faltenarm und besteht zwischen Neumühl- und Vondern-Sprung aus zwei Mulden, der Emscher- und der Westender Mulde, die vom Westender Sattel getrennt werden. Dieser Westender Sattel ist im Westen eine ca. 3 km breite, flache und andeutungsweise kofferartige Falte. Da die Emscher-Mulde im Untersuchungsgebiet mit 75° ungewöhnlich flach streicht, verschmälert sich der Westender Sattel nach Osten kontinuierlich. Östlich des Vondern-Sprungs scheint er auszulaufen.

In den oberen Teufenbereichen zerschert – aus dem Alstadener Sattel einmündend – die bedeutende Alstadener Überschiebung die Westender Mulde. Bevor die Überschiebung an der Südflanke des Westender Sattels in den Zollverein-Flözen ausläuft, bilden sich im Hangenden der Störung mehrere Spezialfalten im Hundert-Meter-Bereich aus (Abb. 106). Formen, Dimensionen und Vergenzen der Spezialfalten sind im Streichen und zur Teufe hin sehr wechselhaft. Im allgemeinen reichen die Spezialfalten nicht in das Liegende der Alstadener Überschiebung, da ihre Funktion offenbar allein im Abbau von Schubweiten besteht.

Unter den Spezialfalten lassen sich zwei Sättel über größere Teile des Untersuchungsgebietes hinweg verfolgen, der "Bottroper" und der "Vondern-Sattel". Der Bottroper Sattel erhielt hier diese Bezeichnung, da in ihm die Bottroper Überschiebung wurzelt. Der Vondern-Sattel wurde ebenfalls neubenannt, und zwar nach der ehemaligen Schachtanlage Vondern, deren Schächte 1 und 2 in dem Spezialsattel stehen (Taf. 25: Schnitt 10). Im Grubenfeld Concordia liegen beide etwa gleichgroßen Spezialfalten dicht beieinander (Taf. 24: Schnitte 4-6u. Taf. 25: Schnitt 7). Im Grubenfeld Oberhausen beginnen sich beide Sättel voneinander zu entfernen (Taf. 25: Schnitt 8) und gleichzeitig vergrößert sich der Vondern-Sattel. Nach Nordosten nimmt jedoch im Grubenfeld Prosper die Bedeutung des Vondern-Sattels wieder ab (Taf. 25: Schnitte 11 u. 12). Die Emscher-Mulde als nördlichstes Faltenelement der Emscher Hauptmulde wurde bereits als Begrenzungselement des Westender Sattels erwähnt. Sie ist teilweise auch schon von BORNE- MANN (1980: 179 u. Taf. 3: Schnitte 1–12) beschrieben worden. Danach handelt sich es um eine südvergente Spitzmulde, deren Tiefgang innerhalb der Bochumer Schichten zur Teufe hin erheblich zunimmt. Aufgrund der vorliegenden Neubearbeitung ist die Emscher-Mulde in dieser ausgeprägten Form im gesamten Untersuchungsgebiet in der Tiefe anzunehmen. Nach BORNEMANN (1980: Taf. 3, Schnitte 9–12) soll die Emscher-Mulde östlich des Neumühl-Sprungs innerhalb der Unteren Bochumer Schichten stark verflachen. Dagegen scheint jedoch zu sprechen, daß weiter im Nordosten im Felde Prosper die Mulde einen erheblichen Tiefgang aufweist (Taf. 25: Schnitt 12).

Im Streichen lösen sich mit Sicherheit einzelne Teile der Muldenachse rechtssinnig gegenseitig ab, das heißt sie sind en echelon versetzt. Nach Mitteilung von Dr. D. JUCH (Arbeitsgruppe Kohlenvorratsberechnung im GLA) ließ sich dies anhand von Flözrissen zumindest zwischen Rolandund Vondern-Sprung nachweisen.

Die Emscher-Hauptmulde zeigt trotz relativ geringer Einengung einen ausgesprochenen Stockwerkbau. In den Oberen Essener Schichten herrscht, wie auch in großen Teilen des nördlich anschließenden Vestischen Hauptsattels, flache, meist ungestörte Lagerung vor. In den Mittleren und besonders den Unteren Essener Schichten reißen Überschiebungen auf, und es bilden sich gleichzeitig Spezialfalten heraus. Zahlreiche kleine und mittlere Überschiebungen durchziehen in diesem Stockwerk die Emscher-Hauptmulde. Aber bereits in den Unteren Bochumer Schichten laufen die Überschiebungen und oft auch die Spezialfalten aus, so daß dort nur wenige Falten mit größerem Tiefgang vorkommen.

#### 3.2.1.5. Vestischer Hauptsattel

Den Vestischen Hauptsattel hat bereits BORNEMANN (1980: 178) eingehend dargestellt und beschrieben. Um die vorliegende Gesamtbearbeitung möglichst vollständig zu erläutern, soll der Hauptsattel hier nochmals beschrieben werden. In Schnitt 1 (Taf. 24) trennt der Gladbecker Sattel als einziges Faltenelement des Vestischen Hauptsattels die Lippe- von der Emscher-Hauptmulde. Während westlich des Untersuchungsgebietes die Flanke zur Lippe-Hauptmulde noch durch den Thyssen-Sattel terrassenartig gegliedert ist, hat sich in Schnitt 1 die Flanke versteilt. Der Gladbecker Sattel entwickelt sich in der vertikalen Richtung aus einem südvergenten Spitzsattel zu einem Rundsattel. Letzterer formt sich nach Nordosten in einen Koffersattel um (Taf. 24: Schnitte 3 u. 4) und verbreitert sich. In dem Maße, wie sich die Emscher-Mulde im Süden konsequent in Richtung auf den Gelsenkirchener Hauptsattel zu verlagert, gewinnt eine neu einsetzende Falte, der Eigener Sattel (Schnitt 4), an Bedeutung. Diese im Felde Prosper schließlich über 2km breite, kofferförmige Falte stellt ein bemerkenswertes Pendant zum benachbarten Westender Sattel dar, dessen Entwicklung jedoch in umgekehrter Richtung abläuft. Charakteristisch für beide Falten ist, daß ihre Verbreiteruna mit einem Herausheben der Faltenachsen einhergeht.

Insgesamt betrachtet nimmt die Faltungsintensität des Vestischen Hauptsattels nach Nordosten zu. Sie ist mit einer intensiven Überschiebungstektonik gekoppelt, die sich vor allem in der Gladbecker Überschiebung sowie weiteren nordvergenten Störungen manifestiert. Teilweise kommt es hierbei zu einer dachziegelartigen Aufschuppung der Schichten auf die steile Nordflanke des Vestischen Hauptsattels. Mit dem Einsetzen der Gladbecker Überschiebungen östlich des Concordia-Sprungs ist die Abspaltung des Zweckeler Sattels verbunden.

Zwischen den Schnitten 9 und 12 (Taf. 25) streicht der Gladbecker Sattel mit ca. 35° verhältnismäßig steil zum Generalstreichen, wölbt sich im Hangenden der Südlichen Gladbecker Überschiebung stärker auf und läuft dann am Zweckeler Sattel aus. Da der Gladbecker Sattel südlich versetzt wieder erneut einsetzt (Schnitt 12), muß hier ein Faltenverspringen angenommen werden. Die flache Zweckeler Mulde verhält sich entsprechend, während der Eigener



Abb. 106 Die Alstadener Überschiebung im Grubenfeld Concordia (aus Taf. 24: Schnitt 5)Fig. 106 Alstaden overthrust in the mining field Concordia (from plate 24: cross-section 5)





Abb. 107 Die Gelsenkirchener Überschiebung im U-Bahn-Aufschluß Mülheim-Heißen, Hingbergstraße (R 2564080, H 57 00 300)

Fig. 107 Gelsenkirchen overthrust in a subway exposure at Mülheim-Heißen, Hingberg road (R 25 64 080, H 57 00 300)

Sattel bis zum Kölner Bergwerksverein-(KBV)Sprung durchhält. Die Strukturen sind jedoch derartig flach, daß sich ihre Faltenachsen kaum lagerichtig fixieren lassen (BORNEMANN 1980: 179).

## 3.2.2. Überschiebungen

Während im östlichen und mittleren Ruhrgebiet die Überschiebungen häufig gegen die Hauptsättel vergieren, herrschen im westlichen Ruhrgebiet nordvergente Überschiebungen vor. Zu diesen zählen im Untersuchungsgebiet die Gelsenkirchener, Neu-Cölner, Alstadener und Gladbecker Überschiebung. Die genannten Störungen sind zudem die bedeutendsten Längsstörungen im Arbeitsgebiet. Die bankrechten Verwürfe betragen bis zu 450 m.

Daneben treten auch südvergente Überschiebungen auf, wie die Bottroper, Concordia- und Lohofer Überschiebung, deren Verwürfe jedoch erheblich unter denen der nordvergenten Überschiebungen liegen und 100m kaum überschreiten. Die am besten aufgeschlossene Überschiebung im Untersuchungsgebiet ist die Gelsenkirchener Überschiebung. In den Schnitten 10-12 (Taf. 25) zerschert sie an der Südflanke des Gelsenkirchener Sattels die Unteren Bochumer Schichten mit Verwürfen von 250-450 m, wobei zum Hangenden hin aufgrund der konvergierenden Schichten oberhalb und unterhalb der Überschiebung deutlich eine Abnahme der Beträge zu erkennen ist. Innerhalb der Essener Hauptmulde erfahren die Wittener Schichten einen Verwurf von 300 - 450 m (Taf. 25: Schnitte 7 - 12), während schließlich auf der Nordflanke des Wattenscheider Sattels die dort ebenfalls nordfallende Gelsenkirchener Überschiebung einen Rückgang der Verwürfe auf 100-250 m aufweist. Damit verliert die Überschiebung innerhalb der Sprockhöveler Schichten stark an Bedeutung. Inwieweit sie im Kern des Wattenscheider Sattels innerhalb des Flözleeren vorhanden ist, kann wegen fehlender Aufschlüsse nicht beantwortet werden. Es ist zu vermuten, daß die Gelsenkirchener Überschiebung dort, wenn überhaupt vorhanden, nur von geringer Bedeutung ist.

Wie aus den Querschnitten 9–12 (Taf. 25) und dem Längsschnitt A (Taf. 26) hervorgeht, nehmen die Verwürfe im Untersuchungsgebiet von Osten nach Westen zu. Wie aus den Schnitten weiter erkennbar, ist die Gelsenkirchener Überschiebung mit dem Faltenbau harmonisch (konform nach SCHOLZ 1956) verfaltet. Das äußert sich darin, daß sich die Achsenflächen der Falten im Hangenden und Liegenden der Überschiebung mehr oder weniger geradlinig miteinander verbinden lassen. Eine gewisse Ausnahme macht lediglich die Achsenfläche der spitzen Frohnhausener Mulde, die im Hangenden um 50-100 m weiter nördlich liegt als im Liegenden der Überschiebung.

Die Gelsenkirchener Überschiebung war im Jahre 1976 in einem U-Bahn-Aufschluß in Mülheim-Heißen vorzüglich aufgeschlossen: Abbildung 107 zeigt im nördlichen Stoß Mausegatt-Sandstein, der auf Sandsteine im Hangenden von Flöz Plaßhofsbank überschoben ist. Der Aufschluß liegt ca. 200 m südlich von Schacht 1 der ehemaligen Zeche Wiesche (vgl. Taf. 25: Schnitt 7), wo an der Gelsenkirchener Überschiebung aufgrund der Bergbauaufschlüsse ein bankrechter Verwurf von 450 m und eine Schubweite von ca. 1 400 m festzustellen ist. Angesichts des erheblichen Verwurfs ist das Ausmaß der tektonischen Deformationen im Störungsbereich relativ gering.

Die eigentliche Überschiebungszone ist nur etwa 1 m breit. Sie besteht aus stark zerscherten Ton- und Schluffsteinen mit nesterartigen Anreicherungen kohliger Substanz und ist im Liegenden scharf begrenzt. Oberhalb der Überschiebung ist in den bankigen Mausegatt-Sandsteinen ein enger Spezialsattel entwickelt. Zum Hangenden verflachen die Schichten rasch, weisen aber als Ausdruck der starken Beanspruchung innerhalb der folgenden 10 m mehrere Begleitstörungen vermutlich geringen Verwurfs auf. Im Liegenden der Gelsenkirchener Überschiebung waren im Gegensatz dazu keinerlei Störungen zu erkennen.

Die Neu-Cölner Überschiebung tritt an der Südflanke des Roland- beziehungsweise des Levin-Sattels auf und reicht von den Unteren Wittener bis in die Mittleren Bochumer Schichten (Taf. 25: Schnitte 7 - 12). In den stratigraphisch älteren Schichten wechselt sie in den Neu-Cölner beziehungsweise Neu-Weseler Sattel über. Die größten bankrechten Verwürfe betragen in den Oberen Wittener und Unteren Bochumer Schichten bis zu 170 m. In den Mittleren Bochumer Schichten werden nur noch 50-100m erreicht. Mit dem Auslaufen der Neu-Cölner Überschiebung nach oben reißen in ihrem Hangenden gegenfallende Überschiebungen auf, die in keinem Falle die Neu-Cölner Überschiebung durchschlagen. Eine größere gegenfallende Überschiebung schneidet die Schichten unter rechtem Winkel (Abb. 108: obere Schnitte). Alle diese Überschiebungen sind als Bestandteile kleinerer Fischschwanzstrukturen anzusehen. Eine übergeordnete große Fischschwanzstruktur bildet andererseits die nordvergente Neu-Cölner Überschiebung mit der südvergenten Emscher-Überschiebung östlich des KBV-Sprungs, bereits außerhalb des Untersuchungsgebietes (DROZDZEWSKI 1980 a: Taf. 2, Schnitt 2). Innerhalb des



Untersuchungsgebietes ist das entsprechende höhere Niveau mit der Emscher-Überschiebung erodiert oder nur zum Teil angeschnitten (vgl. Abb. 108).

Die Alstadener Überschiebung steht der Gelsenkirchener Überschiebung an Bedeutung nur wenig nach. Sie bietet dagegen bezüglich der Beobachtungsmöglichkeit im Einfallen den Vorteil, daß Verlauf und Ausbildung der Überschiebung von der Basis des Westfals A (Flöz Sarnsbank) bis zum Auslaufen in den Unteren Essener Schichten verfolgt werden können. Die tieferen Teile der Alstadener Überschiebung sind durch Abbaue der ehemaligen Schachtanlage Alstaden auf ca. 3 km streichende Erstreckung vorzüglich aufgeschlossen (Abb. 109). Hier zerschert die Überschiebung innerhalb der Alstadener Mulde die Wittener Schichten. In der Finefrau-Partie betragen die bankrechten Verwürfe 300 - 400 m, im unteren Abschnitt, in der Sarnsbank-Partie, gehen sie auf 50 m zurück. In östlicher Richtung nehmen die Verwürfe jedoch auch im Sarnsbank-Bereich rasch auf 300 m zu (Taf. 24: Schnitt 4), was auch noch für die ehemalige Zeche Oberhausen zutrifft. Denn dort weist Flöz Sarnsbank auf der Nordflanke des Roland-Sattels eine Doppellagerung von 350 m auf (Taf. 25: Schnitt 8). Bei dieser Sachlage kann die den Schnitten zugrundeliegende Annahme eines generellen Auslaufens der Alstadener Überschiebung an der Südflanke des Roland-Sattels nur als eine Möglichkeit gewertet werden. Sie wird jedoch gestützt durch die Beobachtung der starken Verwurfsabnahme im westlichen Teil des Feldes Alstaden.

Östlich des Neumühl-Sprungs sind auch höhere Teile der Alstadener Überschiebung vor der Erosion bewahrt geblieben (s. Abb. 106, S. 175). Durch Kombination der Aufschlüsse beiderseits des Neumühl-Sprungs ergibt sich ein gut belegtes Gesamtbild der Überschiebung bis zu ihrem Auslaufen (s. Taf. 24: Schnitt 4). Wie bereits bei den Falten erläutert, <u>läuft die Überschiebung nach oben aus, indem sich allein im</u> Hangenden der Störung Spezialfalten ausbilden. Zwar reichen die Aufschlüsse im Liegenden der Alstadener Überschiebung nur bis in den Bereich von Flöz Karl, durch Kombination mit Aufschlüssen in der entsprechenden Position westlich des Neumühl-Sprungs ist das dargestellte Bild jedoch als gesichert zu betrachten.

Mit dem Faltenabtauchen nach Nordosten läuft die Alstadener Überschiebung bereits in den Oberen Bochumer Schichten aus, und gleichzeitig treten zwei bis drei Überschiebungsäste (in Taf. 26 als Nördliche und Südliche Alstadener Überschiebung bezeichnet) auf, wobei der jeweilige Hauptverwurf im Streichen von den einen auf den anderen Ast überzugehen scheint (Taf. 24 u. 25: Schnitte 4–8). Östlich des Vondern-Sprungs fehlen Aufschlüsse der Alstadener Überschiebung. Da jedoch eine relativ bedeutende Überschiebung an der Südflanke des Vondern-Sattels (Taf. 25: Schnitte 9 – 10) als ein Ast der Alstadener Überschiebung gedeutet werden kann und es im übrigen unwahrscheinlich ist, daß eine so bedeutende Überschiebung – wie noch in der ehemaligen Schachtanlage Oberhausen aufgeschlossen – im Streichen rasch ausläuft, wurde hier angenommen, daß sich die Alstadener Überschiebung vermutlich im gesamten Untersuchungsgebiet bis Schnitt 12 in der entsprechenden Teufe fortsetzt.

Für die Fortsetzung der Überschiebung spricht auch ein weiterer Umstand, der die Kombination der Alstadener Überschiebung mit der Bottroper Überschiebung betrifft. Bereits in Schnitt 5 (Taf. 24) reißen auf der Nordflanke des Bottroper Sattels kleinere und größere südvergente Überschiebungen auf, die Fischschwanzstrukturen (DROZD-ZEWSKI 1979: 60, 1980 b: 31) mit der nach oben auslaufenden Alstadener Überschiebung bilden. Sie können als westliche Vorläufer der Bottroper Überschiebung gelten, die in den Bochumer Schichten etwa am Osterfelder Sprung einsetzt und nach Nordosten in den Essener Schichten an Bedeutung gewinnt. Wegen der engen Verknüpfung nord- und südvergenter Überschiebungen in Form der Fischschwanzstrukturen ist daher zu vermuten, daß in der Tiefe die Alstadener Überschiebung noch ausgebildet ist.

In diesem Zusammenhang stellt sich weiter die Frage, inwieweit die östlich der Gelsenkirchener Achsensenke ebenfalls an der Nordflanke des Gelsenkirchener Hauptsattels vorhandene Blumenthal- beziehungsweise Hermann-Überschiebung als Fortsetzung der Alstadener Überschiebung anzusehen ist. Entsprechende Aufschlüsse innerhalb der Gelsenkirchener Achsensenke fehlen. Falls die Alstadener Überschiebung eng mit der Bottroper Überschiebung verbunden bliebe, würde sie östlich des Untersuchungsgebietes in den Feldern Mathias Stinnes und Hugo gemeinsam mit dieser an die Nordflanke der Emscher-Hauptmulde überwechseln. Die Blumenthal-Überschiebung verläuft jedoch 2-2.5km südlich der Bottroper Überschiebung (DROZD-ZEWSKI 1980 a: Taf. 2, Schnitte 6 - 7). Damit wäre eine direkte Verbindung zwischen Alstadener und Blumenthal-Überschiebung nicht gegeben.

Die Bottroper Überschiebung eine Fischschwanzstruktur. Sie wurde deshalb dort bereits mehrfach erwähnt. Während die nordvergente Alstadener Überschiebung in den Oberen Bochumer Schichten endet, setzt die südvergente Bottroper Überschiebung etwa im gleichen Niveau ein. Zum Hangen-

F



der Neu-Cölner Überschiebungen im Hangenden für Neu-Cölner Überschiebung als Beispiel für Fischschwanzstrukturen (Abstand der Schnitte 100-200m)

Fig. 108 Southvergent overthrusts in the hanging wall of the Neu-Cöln overthrust as example for fish-tail structures (distance of sections 100 – 200 m)

den wachsen die Verwürfe rasch an und betragen im Felde Prosper in den Unteren Essener Schichten bis zu 150 m. In den unteren Buchstabenflözen (Obere Essener Schichten) läuft die Bottroper Überschiebung nach oben aus (vgl. auch DROZDZEWSKI 1980 a: 62). Unmittelbar am Vondern-Sprung verspringt die Bottroper Überschiebung, wobei sich in der Tiefscholle östlich des Sprungs der Hauptverwurf von einem nördlichen auf einen 200 m weiter südlich gelegenen Ast der Überschiebung verlagert (Taf. 25: Schnitt 10 und Tafel 26: Schnitt B). Durch dieses Verspringen der Bottroper Überschiebung sind die gesamten 200 m als Störungszone zu bezeichnen, innerhalb derer zahlreiche weitere nordfallende Überschiebungen ausgebildet sind.

Die "Concordia-Überschiebung" tritt an der Nordflanke des Westender Sattels auf. Sie ist fast ausschließlich auf die Felder Concordia und Neumühl beschränkt und führte auf Concordia die Bezeichnung Nördliche Hauptüberschiebung. Um Verwechselungen zu vermeiden, wurde sie im Rahmen der hier vorliegenden regionalen Untersuchungen umbenannt. Die südvergente Überschiebung reißt in den Mittleren Bochumer Schichten auf und verwirft an der Karbon-Oberfläche noch Flöze der Zollverein-Partie um bis zu 50 m bankrecht. Obwohl die Concordia-Überschiebung in enger Nachbarschaft zur Bottroper Überschiebung verläuft (Taf. 25: Schnitt 7), ist sie mit Sicherheit nicht mit ihr identisch und löst sie auch im Streichen nach Südwesten nicht ab.

Eine weitere nordfallende Überschiebung ist die im Kern der Emscher-Mulde auftretende "Neumühl-Überschiebung". Sie hängt eng mit dem am Neumühl-Sprung auslaufenden Eigener Sattel zusammen. Dieser Sattel ist im Bereich von Schacht 4 der ehemaligen Zeche Neumühl nur in den Oberen und Mittleren Bochumer Schichten vorhanden (Abb. 110). Im Liegenden wird er von der Neumühl-Überschiebung abgeschnitten, wobei es im Niveau von Flöz Karl zu einer Doppellagerung von ca. 100 m kommt. Mit der weiteren Herausbildung und Verbreiterung des Eigener Sattels nach Nordosten geht der Verwurf wieder deutlich zurück. Auch westlich des Neumühl-Sprungs ist der Verwurf der unmittelbar nördlich der Concordia-Überschiebung auftretenden Überschiebungszone relativ gering.

Im Kapitel 3.2.1.5. wurde bereits auf die im Vestischen Hauptsattel nach Osten zunehmende Faltungsintensität hingewiesen. Damit verbunden ist die Häufung kleinerer und größerer Überschiebungen. Zu diesen in der Mehrzahl nordvergenten Störungen zählt auch die Eigener Überschiebung, die als relativ kleine Überschiebung sich am Nordrand des flachen Eigener Sattels verfolgen läßt. Sie tritt überwiegend in den Essener Schichten auf, reißt aber gelegentlich bis in die Mittleren Bochumer Schichten auf (Taf. 24 u. 25: Schnitte 6–12).

Die bedeutendste Überschiebung im Vestischen Hauptsattel ist die Gladbecker Überschiebung, Frühere Untersuchungen hatten ergeben, daß sie im wesentlichen aus zwei Ästen besteht, die als Nördliche und Südliche Gladbecker Überschiebung bezeichnet werden (DROZDZEWSKI 1979, 1980a: 63; BORNEMANN 1980: 182). Diese Überschiebungen setzen im Westen mit der Verbreiterung des Gladbecker Sattels allmählich ein und sind entsprechend den flachen Faltenstrukturen recht wechselhaft ausgebildet. In der Tiefe scheinen die Überschiebungen etwa in den Mittleren Bochumer Schichten zu wurzeln, während sie an der Karbon-Oberfläche noch Horster Schichten überschieben. Der Abstand beider Störungen beträgt 200 - 300 m. Im Westen liegen die Verwürfe nur im Dekameterbereich. Etwa ab dem Vondern-Sprung steigen sie auch auf mehr als 100 m an. Hierbei kommt der Nördlichen Gladbecker Überschiebung zunächst die größere Bedeutung zu, die aber in Annäherung an den Kölner-Bergwerksverein-(KBV)Sprung allmählich zurückgeht (Taf. 25: Schnitte 10-12). Umgekehrt wächst die Bedeutung der Südlichen Gladbecker Überschiebung in östlicher Richtung. Im Ver-



Abb. 109Die Alstadener Überschiebung im Grubenfeld Alstaden (Abstand der Schnitte 200 – 400 m; Maßstab 1:20000)Fig. 109Alstaden overthrust in the mining field Alstaden (distance of sections 200 – 400 m; scale 1:20000)



Abb. 110 Die Neumühl-Überschiebung im östlichen Grubenfeld Neumühl (Schacht 4) Maßstab 1:20 000)

Fig. 110 Neumühl overthrust in the eastern part of the mining field Neumühl (shaft 4) (scale 1:20000)

lauf der Gladbecker Überschiebungszone kommen des öfteren bezeichnende Fischschwanzstrukturen vor. Besonders hingewiesen sei auf den Schnitt 11 (Taf. 25), in dem im Hangenden der Nördlichen Gladbecker Überschiebung eine südvergente Überschiebung die Zollverein-Partie zerschert und die Südliche Gladbecker Überschiebung oben abschneidet. Noch weiter im Hangenden setzt sich die Struktur im Niveau von Flöz F in Form intensiver Überschiebungstektonik fort.

#### 3.2.3. Quer- und Diagonalstörungen

#### Abschiebungen

Das Untersuchungsgebiet wird im relativ dichten Abstand von oft nur 1–2km von zum Teil bedeutenden Querstörungen durchzogen (Taf. 23 u. 26). Die überwiegende Anzahl der Sprünge ist synthetisch und unterstützt damit das Herausheben der Falten in südwestlicher Richtung. Hierzu zählen der Westender, Alstadener, Neumühl-, Concordia-, Vondern-, Oberhausener und Kölner-Bergwerksverein-Sprung (KBV-Sprung).

Neben diesen ostfallenden Sprüngen gibt es wenige westfallende und damit antithetische Abschiebungen, die mit synthetischen Störungen Gräben bilden. Einen derartigen Graben bildet der Vondern-Sprung mit dem Prosper-Sprung, in den der kofferförmige Levin-Sattel eingebrochen ist. Einen weiteren Graben bildet der Concordia-Sprung mit dem Roland-Sprung. Auf der Südflanke des

# 3.3. Analyse des tektonischen Baus

Das Untersuchungsgebiet schließt – wie schon eingangs erwähnt – westlich an ein Gebiet an, in dem zuvor die gleichen Faltenstrukturen intensiv untersucht worden sind (DROZDZEWSKI 1980 a). Dabei wurden die Zusammenhänge zwischen Faltenbau und Achsenwellung, Falten und ÜberWattenscheider Sattels bilden der Fortuna- und der Langen brahmer Sprung einen Graben, der sich besonders tief in der südlich anschließenden Langenbrahmer Mulde eingesenkt hat. Der Fortuna-Sprung hat sich bei der Neubearbeitung als Fortsetzung des bedeutenden Oberhausener Sprungs erwiesen. Die Verbindung beider Sprünge über den Wattenscheider Sattel hinweg ergibt nun einen ähnlichen, nach Osten gerichteten Bogen, wie er am Gelsenkirchener Sattel aufgeschlossen ist.

Der nördliche Teil dieses Bogens ist im Bereich der Sattelnordflanke durch eine Vielzahl spitzwinklig von der Hauptstörung abzweigender Nebenstörungen charakterisiert. Vor allem im Hangenden des Oberhausener Sprungs gibt es zahlreiche kleine antithetische Sprünge, die als Y-Sprünge der Hauptstörung zugeordnet sind (Taf. 26: Schnitt A).

Die Verwürfe der im Untersuchungsgebiet auftretenden großtektonischen Abschiebungen betragen zwischen einigen Zehner und mehreren hundert Metern. Maximalwerte von 350-400m weisen der Neumühl-, Oberhausener und Vondern-Sprung auf.

Im übrigen lassen sich die Seigerverwürfe aus der Kartendarstellung (Taf. 23) direkt entnehmen. 1 mm Länge der Störungsschraffe entspricht 100 m Verwurf.

Außerdem treten neben den großtektonischen Querstörungen kleinere Sprünge in großer Anzahl auf. Auf ihre Darstellung in der tektonischen Karte mußte aus Gründen des Maßstabes verzichtet werden. Ihre Verwürfe betragen in der Regel einige Meter bis zu 10m und darüber. Ihre laterale Erstreckung ist oft nur gering und überschreitet selten 1 km. Da sie aber zur Teufe hin mehrere hundert Meter aushalten, haben sie für den Steinkohlenbergbau als abbaubegrenzende Störungen große Bedeutung. Im Gegensatz zu den großtektonischen Abschiebungen scheinen die mitteltektonischen Störungen überwiegend antithetisch einzufallen (vgl. Taf. 26: Schnitte A u. B).

Der Einfallswinkel der Sprünge beträgt in der Regel zwischen 60 und 70°.

Wie jüngere Untersuchungen mehr und mehr bestätigen, haben sich an den Querstörungen nicht ausschließlich abschiebende Bewegungen abgespielt, sondern fast immer auch zu einem gewissen Anteil horizontale Verschiebungen (DROZDZEWSKI 1982). Im rechtsrheinischen Ruhrgebiet überwiegt dabei die dextrale Bewegungskomponente, das heißt, die östliche Scholle hat sich relativ nach Süden bewegt. Beispiele für dextrale Bewegungsanteile sind am Oberhausener Sprung im Bereich des Gelsenkirchener Sattels und am Prosper-Sprung an der Nordflanke des Levin-Sattels zu finden (BUSCHENDORF & RICHTER & WALTHER 1957: 46 u. Abb. 24). Aber auch für sinistrale Bewegungsanteile gibt es im Blattgebiet Belege. Der Kölner-Bergwerksverein-Sprung verschiebt an der Nordflanke des Gelsenkirchener Sattels um etwa 40 m zusätzlich zu dem Vertikalbetrag von etwa 55 m (HONERMANN 1962: 1182 u. Taf. 7).

## Blattverschiebungen

Diese Störungsart tritt im Ruhrgebiet als diagonales Scherflächenpaar in West-Ost- und Nord-Süd-Richtung auf. Störungen in West-Ost-Richtung mit dextralem Bewegungssinn sind unter den Blattverschiebungen am häufigsten. So verwundert es nicht, daß die wenigen großtektonischen Vertreter dieser Störungen im Untersuchungsgebiet – nämlich Sellerbecker und Westender Blatt – ebenfalls West--Ost streichen. Auch die auftretenden horizontalen Verschiebungsbeträge in der Größenordnung von etwa 50m sind typisch für die Mehrzahl der Blätter im Ruhrgebiet.

schiebungen, Faltenbau und Querstörungen sowie die Stockwerktektonik behandelt. Im folgenden soll daher vor allem auf die speziellen Verhältnisse im Arbeitsgebiet eingegangen und damit die bisherigen Ergebnisse durch weitere Beispiele ergänzt und abgesichert werden.
## 3.3.1. Der Faltenbau im Streichen

# 3.3.1.1. Falten und Überschiebungen

Der überwiegende Teil der Einengung des Ruhrkarbons erfolgte durch Faltung der Schichten, untergeordnet durch Überschiebungen. Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Falten gehören einem Bereich mittlerer bis schwacher Faltung an. Die Einengung nimmt von Südosten nach Nordwesten stark ab und ebenfalls - wenn auch schwächer in Richtung der Faltenachsen von Nordosten nach Südwesten. Dem Bereich relativ kräftiger Faltung gehört der südliche Teil des Untersuchungsgebietes bis zum Gelsenkirchener Hauptsattel an. Hier ließ sich für die Essener Hauptmulde und den Gelsenkirchener Hauptsattel insgesamt gesehen im Nordosten (Taf. 25: Schnitt 11) eine Einengung um 35 % ermitteln; im Südwesten (Taf. 24: Schnitt 2) liegt sie noch bei ca. 20%. In der Emscher-Hauptmulde und im Vestischen Hauptsattel beträgt die Einengung dagegen insgesamt gesehen nur noch zwischen 5 und 7 %. In allen Fällen wurden die Messungen in Flöz Girondelle 5 durchgeführt, was allerdings zur Folge hat, daß im Nordwesten wegen der größeren Teufe gewisse Unsicherheiten in bezug auf die Lagerungsverhältnisse in Kauf genommen werden mußten. Am Gesamtergebnis ändert das aber wenig. Es kommt damit der Feststellung über das Verklingen der Faltung am unteren Niederrhein (HOYER 1962) insofern eine überregionale Bedeutung zu, als sich die Einengung im Ruhrgebiet in südwestlicher Richtung allgemein vermindert. Im mittleren Ruhrgebiet ließ sich für den Abschnitt vom Wattenscheider Sattel bis zum Vestischen Hauptsattel eine Abnahme von 26% im Nordosten auf 23% im Südwesten ermitteln (DROZDZEWSKI 1980 a: 82). Dieser Effekt ist um so bedeutender, als in der gleichen Richtung der Abstand der genannten Hauptsättel voneinander erheblich abnimmt. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet ergaben Messungen für die gleichen Faltenelemente eine weitere Abnahme der Einengung auf 17 %.

Es kommen kongruente Knick- und Biegefalten in Form von Koffer- und Spitzfalten vor. Wie tektonische Experimente (COBBOLD & COSGROVE & SUMMERS 1971) gezeigt haben, treten bei geringer Einengung überwiegend Kofferfalten auf, während bei starker Einengung Spitzfalten entstehen. Entsprechend der relativ geringen Faltung im Untersuchungsgebiet überwiegen hier eindeutig Kofferfalten. Beispiele sind der Altendorfer Sattel (Taf. 25: Schnitte 8 – 12), der Sellerbecker Sattel (Schnitte 6 – 8), der Roland- und der Levin-Sattel (Schnitte 6 – 12), der Carolus-Magnus-Sattel (Schnitte 11 u. 12) sowie der Westender Sattel. Den genannten Sätteln sind häufig auch kofferförmige Mulden benachbart. Auf die entsprechenden faltengeometrischen Zusammenhänge wird noch im Kapitel 3.3.2.1. näher eingegangen.

Die Spannweiten der Falten (= Abstand der Achsenflächen von Sattel zu Sattel oder von Mulde zu Mulde) betragen im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes wenige Hektometer bis zu über 1 000 m. Im nördlichen Bereich herrschen innerhalb der Emscher-Hauptmulde und des Vestischen Hauptsattels überwiegend flachwellige bis zu mehreren Kilometern breite Elemente vor. Die Falten höhen (= Abstand zwischen Sattel- und Muldenumbiegungen einer einzelnen Schicht) betragen in der Regel bis zu einigen Hektometern und übersteigen nur in Bereichen stärkster Faltung auch 1 000 m.

Bezüglich der Aufeinanderfolge der Falten von Südosten nach Nordwesten und ihrer Ausbildung im Streichen sei besonders auf das folgende Kapitel 3.3.1.2. verwiesen.

Die Überschiebungen als Bestandteile der Faltung tragen – wie schon vorher vermerkt – nur zum geringen Teil zur Einengung bei. Entsprechend der stärkeren Einengung ist ihre Bedeutung im Süden des Untersuchungsgebietes am größten, wie das Auftreten der Gelsenkirchener und Alstadener Überschiebung mit bankrechten Verwürfen bis zu 450 m und entsprechenden Schubweiten von über 1 km belegt. Allein diese beiden größten Überschiebungen reichen auch stratigraphisch bis in die Sprockhöveler Schichten des Namurs C und tiefer hinab, während alle übrigen Überschiebungen bereits in den Bochumer oder Wittener Schichten des Westfals A auslaufen.

Die Zusammenhänge zwischen Gesamteinengung des betrachteten Raumes und Überschiebungsintensität treten im Streichen weniger deutlich hervor, was möglicherweise aufschlußbedingt ist. So nehmen an der Gelsenkirchener Überschiebung nach Südwesten die Verwürfe deutlich zu, obwohl in dieser Richtung die Falteneinengung abnimmt. Für die Alstadener Überschiebung trifft das gleiche im Nordosten zu, soweit sich die Vergleiche auf ihren oberen Abschnitt beziehen. Im Südwesten, im Felde Alstaden, scheint die Überschiebung im unteren Abschnitt nach Südwesten ihren Verwurf zu vermindern. Allein im Vestischen Hauptsattel besteht eine klare Beziehung zwischen Faltungsintensität und Überschiebungstektonik insofern, als hier die Überschiebungen nach Südwesten gleichzeitig mit den Falten auslaufen.

Aus dem Verlauf der Überschiebungen in der Schnittserie (Taf. 24 u. 25) ergibt sich, daß diese überwiegend parallel zu den Falten verlaufen. Im einzelnen können sich die Störungsbahnen im Streichen einander ablösen. Beispielsweise besteht die Alstadener Überschiebung im Felde Concordia innerhalb der Bochumer Schichten aus zwei Ästen (Nördliche und Südliche Alstadener Überschiebung), von denen im Osten der nördliche Ast den Hauptverwurf aufweist, im Westen dagegen der südliche Ast (s. auch Taf. 26: Schnitt B).

Während beide Äste der Alstadener Überschiebung nur im Abstand von 100–200 m voneinander liegen, besteht die Gladbecker Überschiebung aus zwei im Abstand von rund 300 m verlaufenden Störungen. An ihnen verspringt im Osten der Hauptverwurf vom nördlichen auf den südlichen Ast. Auf das Verspringen der Bottroper Überschiebung am Vondern-Sprung wurde in Kapitel 3.2.2. eingegangen.

Während bereits die Stockwerkgebundenheit der Überschiebungen und ihre weitgehende Parallelität im Verlauf mit den Falten die enge genetische Beziehung von Faltungsund Überschiebungstektonik belegen, gibt es darüber hinaus engste Beziehungen zwischen Falten und Überschiebungen in Form der Stauchfalten im oberen Teil der Alstadener Überschiebung (s. Kap. 3.3.2.2.).

### 3.3.1.2. Faltenbau und Achsenwellung

Die bedeutendsten Veränderungen erfährt der Faltenbau in Abhängigkeit von der Achsenwellung. Bei allen tiefentektonischen Untersuchungen im Ruhrkarbon ergab sich, daß mit dem Herausheben der Faltenachsen die Hauptsättel und Hauptmulden erhebliche Form- und Größenveränderungen aufweisen. Entsprechend der Lage des Untersuchungsgebietes zwischen Gelsenkirchener Achsensenke und Krefelder Achsengewölbe heben die Faltenachsen im allgemeinen nach Südwesten heraus. Das trifft besonders für die Essener Hauptmulde und den Wattenscheider Hauptsattel zu. Wie aus dem Längsschnitt A (Taf. 26) hervorgeht, beträgt das Achseneinfallen zwischen 5 und 10°. Im Nordosten und Südwesten steigt es bis auf 15° an. Im Gelsenkirchener Hauptsattel scheint aber das südwestliche Achsenherausheben nur noch wenige Grad zu betragen, ebenso wie in der Emscher-Hauptmulde, wo grundsätzlich 5° nicht überschritten werden (Taf. 26: Schnitt B). Zwischen dem Vondern- und dem Prosper-Sprung tritt lokal ein entgegengesetztes Achsenabtauchen nach Südwesten auf (vgl. Blockbild Abb. 105, S. 174), so daß dort eine kleine Achsensenke vorliegt. Für den Vestischen Hauptsattel ist dann südwestliches Achsenabtauchen die Regel, auch wenn hierbei selten Winkel von mehr als 5° erreicht werden. Das trifft vor allem für den Abschnitt zwischen KBV-Sprung und Vondern-Sprung zu, während nach Südwesten hin die Faltenachsen überwiegend horizontal liegen oder schwach nach Nordosten und Südwesten abtauchen.

Obwohl nach den vorangegangenen Ausführungen die Fal-

tenachsen nur geringfügig abtauchen, sind damit dennoch erhebliche Veränderungen im Faltenbau verbunden. Im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes verbreitern sich sowohl der Wattenscheider als auch der Gelsenkirchener Hauptsattel stark in südwestlicher Richtung und zwar vor allem durch Ausbildung breiter, flacher Kofferfalten. Die Anzahl der Falten nimmt in gleicher Richtung zu. Beide Antiklinorien erreichen im Arbeitsgebiet eine Breite von jeweils 5 km, während sie in der Gelsenkirchener Achsensenke nur etwa 2km breit sind. Die dazwischenliegende Essener Hauptmulde wird mit dem Herausheben der Faltenachsen ebenfalls stärker spezialgefaltet und verschmälert sich wegen der zunehmenden Verbreiterung der Hauptsättel. Die Folge davon ist, daß die Bereiche flacher Lagerung im Südwesten stark reduziert sind. So weist Flöz Girondelle 5 in der Achsensenke zwischen Gelsenkirchener und Wattenscheider Sattel guerschlägig 2,2 km flache Lagerung auf, im Südwesten ist die Mulde nur noch 1,2km breit und zudem spezialgefaltet.

Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes sind die Verhältnisse etwas differenzierter. Im Falle der Emscher-Hauptmulde ist zweifelhaft, ob man den Westender Sattel und die Westender Mulde – wie in der Schnittserie geschehen – zur Hauptmulde oder zum benachbarten Gelsenkirchener Hauptsattel zählen soll. Im letzteren Falle würde westlich des Vondern-Sprungs als einziges Element der Hauptmulde die Emscher-Mulde übrig bleiben. Auf den sich in westlicher Richtung stark verbreiternden Westender Sattel ist es zurückzuführen, daß die Emscher-Mulde nach Norden in Richtung auf den Vestischen Hauptsattel gedrängt wird und mit 75° auffällig flach streicht.

Entsprechend dem nach Südwesten gerichteten Achsengefälle des Vestischen Hauptsattels läßt sich an diesem flachwellig gefalteten Antiklinorium eine kontinuierliche Verschmälerung in derselben Richtung feststellen. Gleichzeitig laufen einzelne Spezialfalten aus. Im Feld Neumühl besteht der Vestische Hauptsattel lediglich aus einem Sattel, dem Gladbecker Sattel. Erst außerhalb des Untersuchungsgebietes - in dem von WOLF (1985) bearbeiteten linksrheinischen Gebiet - heben die Achsen in Richtung auf das Krefelder Gewölbe wieder heraus, und der Vestische Hauptsattel verbreitert sich erneut unter Ausbildung neuer - wenn auch flacher Spezialfalten. Alles in allem bestätigt sich erneut die enge Abhängigkeit des Faltenbaus von den axialen Verhältnissen. Dabei ist allgemein festzustellen, daß mit dem Herausheben der Hauptsättel sich die Spezialfalten verbreitern und zusätzlich neue entstehen. Die Hauptmulden werden gleichzeitig schmaler und spezialgefaltet.

Im Zusammenhang damit scheinen sich die Höhenunterschiede zwischen Hauptsätteln einerseits und Hauptmulden andererseits zu verringern, was besonders deutlich der Gelsenkirchener Hauptsattel und die Essener Hauptmulde erkennen lassen. Im Osten (Taf. 25: Schnitt 12) beträgt der Niveauunterschied zwischen dem jeweils Höchsten und Tiefsten beider Elemente größenordnungsmäßig 1 000 m, im Westen (Taf. 24: Schnitt 2) dagegen nur 500 m.

Die im Zusammenhang mit der Achsenwellung stehenden Veränderungen des Faltenbaus im Streichen bedingen zum Teil erhebliche Streichrichtungsänderungen der Faltenachsen. Besonders typisch ist der Verlauf der Falten in der Essener Hauptmulde östlich des Oberhausener Sprungs, denn dort biegen die Spezialfalten teils nach Norden und teils nach Süden um und schaffen damit Platz für die trogförmige Schüssel der Essener Hauptmulde. Der Altendorfer Sattel legt sich an den Gelsenkirchener Hauptsattel an und streicht bereichsweise 25° steil, der Frohnhausener Sattel wendet sich dem Wattenscheider Hauptsattel zu und streicht dabei 80°, während das Generalstreichen der Gesamtstruktur 60° beträgt (vgl. auch DROZDZEWSKI 1980a: Abb. 12).

Im Gelsenkirchener Hauptsattel weist auch die nördliche Umbiegungsachse des Roland-Sattels über 3km Erstreckung ungewöhnlich steiles Streichen von 25° auf. Das flache Streichen der Emscher-Mulde im Untersuchungsgebiet von durchschnittlich 75° hängt damit zusammen, daß sich der Westender Sattel nach Nordosten verschmälert, während gleichzeitig der benachbarte Eigener Sattel in der gleichen Richtung an Breite zunimmt.

Bei den besonders im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes vorherrschend flachen Lagerungsverhältnissen ist es nicht verwunderlich, daß hier gelegentlich Abweichungen vom Generalstreichen vorkommen. Als Beispiel sei der Gladbecker Sattel genannt, der östlich vom Vondern-Sprung durchschnittlich 30° streicht.

## 3.3.1.3. Falten und Querstörungen

Im mittleren Ruhrgebiet ließen sich enge Beziehungen zwischen den Querstörungen und den Hauptfalten beobachten (DROZDZEWSKI 1980a: 72). Auch im vorliegenden Untersuchungsgebiet sind die Verläufe der Querstörungen und ihre Verwürfe deutlich vom Faltenbau beeinflußt. Wie aus den Querschnitten hervorgeht, sind dabei am ehesten von der Nordflanke des Vestischen und Gelsenkirchener Hauptsattels sowie im Wattenscheider Sattel Einflüsse auf die Quertektonik zu erwarten, da dort ausgeprägte Faltenstrukturen vorliegen. Tatsächlich ändert sich an der Nordflanke des Vestischen Hauptsattels die von der Lippe-Hauptmulde her bekannte Störungstektonik erheblich. So läuft beispielsweise der Schwelgern-Sprung dort aus und wird - westlich versetzt - vom Westender Sprung fortgesetzt. Der Lohberger Sprung als östliche Randverwerfung des Dinslakener Grabens endet im Vestischen Hauptsattel, und der gegenfallende Concordia-Sprung nimmt 1 km östlich seinen Anfang. Noch weiter östlich endet der Hünxer Sprung der Lippe-Mulde und der Vondern-Sprung nimmt wiederum etwas versetzt hier seinen Anfang. In dem folgenden Abschnitt des Vestischen Hauptsattels bis zum KBV-Sprung enden eine ganze Reihe von in der Lippe-Mulde bedeutsamen Querstörungen.

An der Nordflanke des Gelsenkirchener Hauptsattels, die etwa dem Alstadener Sattel beziehungsweise der Alstadener Monokline entspricht, läuft beispielsweise der Vondern-Sprung unter Aufsplitterung in einzelne Äste aus und dafür beginnt westlich versetzt der Oberhausener Sprung. Der Kölner-Bergwerksverein-Sprung spaltet sich etwa in diesem Bereich in zwei Äste auf und läuft schließlich im Gelsenkirchener Sattel aus.

Bemerkenswert ist der stark bogenförmige Verlauf des Oberhausener Sprungs im Gelsenkirchener Sattel, der eine enge genetische Beziehung zwischen Falten und Bruchbildung vermuten läßt. Allerdings liegt der Knick des Oberhausener Sprungs nicht direkt im Kern des Sattels, sondern an dessen Südflanke. Die gleiche Beobachtung wurde am Primus gemacht, der ebenfalls nicht im Sattelkern umbiegt, sondern einige hundert Meter nördlich davon in der steilen Nordflanke.

Wie bereits an einer ganzen Reihe von Beispielen in früher untersuchten Gebieten nachgewiesen (DROZDZEWSKI 1980 a: 74, KUNZ 1980: 113 u. Abb. 9, WREDE 1980: 168 u. Abb. 23), lassen sich stellenweise abrupte Änderungen des Faltenbaus beiderseits von Querstörungen beobachten. Hierbei bleibt im allgemeinen die jeweilige Struktur im großen erhalten, während sich im einzelnen die Formen und Dimensionen der jeweiligen Falten erheblich verändern können. Als Beispiel sei im vorliegenden Untersuchungsgebiet der Roland-Sattel angeführt, der östlich des Vondern-Sprungs seine Entsprechung im Levin-Sattel hat (Abb. 111). Beide Sättel sind breite Kofferfalten, jedoch entwickelt sich über der südlichen Umbiegung des Roland-Sattels zum Hangenden hin ein Schultersattel (Taf. 25: Schnitt 10), der abrupt am Vondern-Sprung endet (s. Kap. 3.2.1.3.). Das Fehlen dieses Schultersattels östlich des Vondern-Sprungs (Schnitt 11) bewirkt die starke Zunahme des Verwurfsbetrags der nach Nordosten einfallenden Querstörung. Stattdessen setzt etwas weiter südlich auf der Nordflanke des Carolus-Magnus-



Abb. 111 Der Levin-Sattel mit unterschiedlicher Struktur östlich und westlich des Vondern-Sprungs (aus Taf. 25: Schnitte 10 u. 11)

Fig. 111 Levin anticline showing different structures east an

' of the Vondern fault (from plate 25: sections 10 and 11)

183

Sattels der ebenfalls schultersattelartige Neu-Cölner Sattel neu ein.

Auf der Nordflanke des Roland- beziehungsweise Levin-Sattels sind ebenfalls Veränderungen im Faltenbau zu beobachten, die offensichtlich im Zusammenhang mit der Bruchtektonik stehen. So entwickelt sich östlich des Vondern-Sprungs am Levin-Sattel eine ausgeprägte Terrassenfaltung und im Bereich des Oberhausener Sprungs streicht die nördliche Umbiegungsachse des Roland-Sattels mit 25° auffallend steil. In diesem Zusammenhang sei auch nochmals auf das Verspringen der Bottroper Überschiebung beiderseits des Vondern-Sprungs hingewiesen (vgl. Kap. 3.3.2.).

# 3.3.2. Der Faltenbau zur Teufe hin

### 3.3.2.1. Falten

Große Teile des Untersuchungsgebietes sind – wie eingangs erläutert – durch umfangreiche bergmännische Aufschlüsse bekannt. Im Durchschnitt beträgt die Aufschlußtiefe im Karbon 700 m. Durch Kombination von Aufschlüssen beiderseits großer Sprünge wie dem Neumühl-, Oberhausener oder Vondern-Sprung, vergrößert sich die Aufschlußhöhe auf über 1 000 m. Auf diese Weise läßt sich im Norden der Faltenbau innerhalb des gesamten Westfals A und Teilen des Westfals B überschauen, während im Süden bei meistens geringerer Aufschlußhöhe überwiegend das Westfal A1 (Wittener Schichten) und Teile des oberen Namurs C aufgeschlossen sind.

Die Vergenz der Falten – im Ruhrkarbon allgemein schwach entwickelt – ist stellenweise deutlich nach Nordwesten gerichtet. Das Einfallen der Achsenflächen beträgt dabei kaum weniger als 80°, das heißt, sie sind nur um 10° aus der seigeren Stellung verstellt. Lediglich die Umbiegungsachsenflächen der Kofferfalten fallen naturgemäß flacher ein, wobei je nach Einengungsgrad Werte zwischen 40 und 70° erreicht werden. Flachere Einfallswinkel bis zu 25° sind dagegen selten.

Die im Ruhrkarbon vorherrschende schwache Nordvergenz des Faltenbaus kommt vor allem in Form der großen Überschiebungen zum Ausdruck. Sie sind auch im Untersuchungsgebiet überwiegend nach Nordwesten gerichtet. Daneben gibt es aber auch eine Anzahl südvergenter Überschiebungen, die offenbar als Folge eines Gegendrucks aufrissen.

Bei den im Untersuchungsgebiet vorherrschenden Faltenhöhen von mehreren hundert Metern und den im allgemeinen kontinuierlichen Veränderungen des Faltenbaus ist es nicht verwunderlich, daß innerhalb der vorher genannten Aufschlußtiefe selten grundsätzlich neue Falten sichtbar werden. Allerdings zeigen die weit verbreiteten Kofferfalten und die mit ihnen verknüpften Schultersättel zur Teufe hin Veränderungen, die Voraussagen über den Faltenbau in nicht erschlossenen Bereichen zulassen.

Aus geometrischen Gründen geht jeder Koffersattel zur Teufe hin in einen Spitzsattel über (Abb. 112). Indem die Umbiegungsachsenflächen nach unten konvergieren, vergrößert sich gleichzeitig die Länge der steilen Sattelflanke. Dieser Fall tritt aber nicht ein, wenn sich die angrenzende Mulde zur Teufe hin kofferförmig entwickelt, wofür es im Untersuchungsgebiet mehrere Beispiele gibt. Deutlich zeigen diesen Zusammenhang der Sellerbecker Sattel und die Sellerbecker Mulde (Taf. 25: Schnitte 7-9), aber auch die Westender Mulde zwischen Alstadener Monokline und Westender Sattel (Taf. 24 u. 25: Schnitte 4 - 8) sowie der Altendorfer Sattel und die Schölerpader Mulde (Schnitte 10-12). Sicherlich darf diese gegenläufige Entwicklung von Spitz- und Kofferfalten nicht verallgemeinert werden. Die grundsätzliche Möglichkeit, eine Spitzmulde in eine Koffermulde übergehen lassen zu können, ergibt jedoch teufenmäßig sinnvolle Begrenzungen bei der Projektion sehr tiefreichender Spitzmulden.

Über den seitlichen Umbiegungen von Koffersätteln entwickeln sich oft Spitzsättel. Solche als Schultersättel bezeichneten Strukturen lassen sich im untersuchten Gebiet in verschiedenen Stadien beobachten. Beispielsweise sitzt besonders der nördlichen Umbiegung des kofferförmigen Altendorfer Sattels im Hangenden ein Rundsattel, stellenweise auch Spitzsattel auf (Schnitt 9). Wesentlich stärker ausgeprägt ist der Neu-Cölner Sattel über der nördlichen Umbiegung des Carolus-Magnus-Sattels (Taf. 25: Schnitte 11, 12). In den Wittener Schichten als von der Neu-Cölner Überschiebung zerscherte Monokline entwickelt, bildet er sich in den Unteren Bochumer Schichten rasch als ein spitzer Sattel heraus. In den Mittleren und Oberen Bochumer Schichten vergrößert sich die Faltenhöhe des Neu-Cölner Sattels, und besonders im Kern des Sattels und an dessen Nordflanke reißen mehrere, meistens südvergente Überschiebungen auf (s. Abb. 108, S. 178).

Überschiebungstektonik ist auch stark am Eigener Sattel beteiligt. In Schnitt 6 (Taf. 24) läßt sich die gesamte vertikale Entwicklung dieses Schultersattels bis zu seinem Auslaufen in den Unteren Essener Schichten verfolgen. In der Teufe entwickelt er sich aus der südlichen Umbiegung des Gladbecker Sattels heraus. Im Süden wird der Eigener Sattel an der Neumühl-Überschiebung auf die Emscher-Mulde überschoben. Die Überschiebung gewinnt als Störungszone in westlicher Richtung an Bedeutung. Im Feld Neumühl läuft der Sattel in den Oberen Bochumer Schichten aus, wobei sich der Sattel ganz vom Gladbecker Sattel ablöst und damit nicht weiter als Schultersattel zu bezeichnen ist.

### 3.3.2.2. Überschiebungen

Alle Überschiebungen im untersuchten Gebiet sind von nur begrenzter stratigraphischer Reichweite, die im allgemeinen von der Größe des Verwurfes abhängt. Die beiden bedeutendsten Längsstörungen, die Gelsenkirchener und Alstadener Überschiebung, beginnen vermutlich im Flözleeren beziehungsweise in den Sprockhöveler Schichten und reichen bis in die Oberen Bochumer beziehungsweise Unteren Essener Schichten hinauf. Die Störungsbahnen erreichen im Einfallen Längen von 5–6km. Alle weiteren Überschiebungen haben eine wesentlich kürzere stratigraphische Reichweite. Sie beginnen erst in den Wittener oder Bochu-



Abb. 112 Typische Faltenformen im Untersuchungsgebiet (aus Taf. 25: Schnitt 8)

Fig. 112 Typical folds of the studied area (from plate 25: section 8)

mer Schichten und enden vielfach noch in den Oberen Bochumer oder Unteren Essener Schichten. Lediglich im Vestischen Hauptsattel reichen die Überschiebungen – und zwar hier besonders die Gladbecker Überschiebung – bis in die Horster Schichten hinauf. Entsprechend dem Auslaufen der Überschiebungen sowohl zum Hangenden als auch zum Liegenden hin, erreichen die Längsstörungen in ihrem mittleren Abschnitt jeweils einen Maximalverwurf, der sich von dort aus in beiden Richtungen kontinuierlich vermindert. Dieser Sachverhalt legt enge Beziehungen zwischen dem Überschiebungsvorgang einerseits und der Faltung andererseits nahe. Die jeweils kontinuierliche Zu- und Abnahme von Verwurfsbeträgen an den Überschiebungen ist nämlich nur denkbar bei einem gleichzeitigen Ablauf von Überschiebungs- und Faltungsbewegungen.

Dabei sind zwei Bewegungen voneinander zu trennen: zum einen die Bewegung auf der Überschiebungsfläche selbst und zum anderen Gleitbewegungen auf den Schichtflächen des umgebenden Gebirges. NEHM (1930: 791, Abb. 4 u. 5) wies bereits auf diese Unterscheidung ausdrücklich hin, nahm jedoch an, daß die Überschiebungsbewegung auf der Störungsfläche in ihrer Anlage bei flacher Lagerung für alle Flöze so gut wie gleich gewesen ist und erst während der Faltung sich auf Muldennordflügeln die Schubweiten verlängerten und auf Südflügeln verkürzten. Dieser Vorgang mag in stark gefalteten Bereichen sicherlich zusätzlich noch eine Rolle spielen. Er erklärt jedoch nicht unterschiedliche bankrechte Verwürfe bei relativ flachen Lagerungsverhältnissen, wie sie beispielsweise für die Alstadener Überschiebung gegeben sind. Wie sich im westlichen Teil des Feldes Alstaden beobachten läßt, beträgt dort auf der Nordflanke des Roland-Sattels der bankrechte Verwurf unter 100m, steigert sich in der Alstadener Mulde und im Alstadener Sattel auf ca. 300 m und vermindert sich dann in der nördlich folgenden Westender Mulde im Feld Concordia auf unter

200 m. An der Südflanke des Westender Sattels läuft die Alstadener Überschiebung schließlich aus. Die Art und Weise, wie sich die Verwürfe an der Alstadener Überschiebung vermindern, läßt besonders deutlich erkennen, daß Überschiebung und Faltung zeitgleiche Vorgänge darstellen. Im Felde Concordia sind die Schichten im Hangenden der Alstadener Überschiebung intensiv spezialgefaltet, während im Liegenden der Störung flache Lagerung vorherrscht.

Indem Überschiebungsbeträge zugunsten von Spezialfaltung reduziert werden, wird erkennbar, daß Überschiebungsbewegungen und Faltenbildungen nicht nur einander ergänzende Vorgänge sind, sondern daß die Gleitbewegungen auf den Schichtflächen den wesentlichen Vorgang bei einer Überschiebung darstellen. Erst durch diese Bewegungen bauen sich allmählich die Schubweiten auf den Überschiebungsbahnen auf, und gleichzeitig verändern sich dabei die Schnittwinkel zwischen Schichtung und Störung (WREDE 1982).

Eine Vertretung des Überschiebungsvorgangs durch Faltung läßt sich auch im unteren Abschnitt der Alstadener Überschiebung beobachten (s. Abb. 109, S. 179). Während jedoch an der nach oben auslaufenden Alstadener Überschiebung im Hangenden Spezialfaltung auftritt, ist hier im unteren Abschnitt das Liegende spezialgefaltet. In beiden Fällen wird hierdurch Schubweite abgebaut. Diese Beobachtungen werfen auch ein neues Licht auf die Frage, ob das Hangende oder Liegende von Überschiebungen stärker gefaltet ist. Die von EHRHARDT (1962) vertretene Ansicht, daß in der Regel im Hangenden die Kleintektonik und Faltung wegen besserer Ausweichmöglichkeit nach oben intensiver sei, ist nicht haltbar. Die dort angeführten Beispiele stammen überwiegend aus dem oberen Endbereich von Überschiebungen, wo Schubweiten nur durch Spezialfaltung im Hangenden abgebaut werden können. Am unteren Ende der Überschiebungen ist jedoch umgekehrt Spezialfaltung im



Vestischer Hauptsattel

Abb. 113 Die Rheinpreussen- und Lohofer Überschiebung als Beispiel für sich x-förmig durchkreuzende Überschiebungen (aus Taf. 24: Schnitt 1)

Fig. 113 Rheinpreussen and Lohof overthrusts as examples of overthrusts crossing each other x-like (from plate 24: section 1)



Abb. 114 Stockwerktektonik im Vestischen Hauptsattel (aus Taf. 24: Schnitt 6)Fig. 114 Stockwerk tectonics in the Vest anticlinorium (from plate 24: section 6)

Liegenden zu erwarten. Es sollte in Zukunft geprüft werden, ob sich aus diesen Beobachtungen und Schlußfolgerungen nicht auch umgekehrt aus der unterschiedlich starken Deformation beiderseits von Überschiebungen indirekt ermitteln läßt, in welcher Richtung im Einfallen der Störung Verwürfe zu- oder abnehmen werden.

Im untersuchten Gebiet gibt es, wie auch in anderen Teilen des Ruhrkarbons, zahlreiche Beispiele für Fischschwanzstrukturen. Solche Kombinationen entgegengesetzt einfallender Überschiebungen treten in den verschiedensten Variationen auf. Häufig sind gegenfallende Überschiebungen im oberen Abschnitt größerer Längsstörungen aufgerissen, wie im Falle der Neu-Cölner Überschiebung (s. Abb. 108, S. 178) oder der Nördlichen und Südlichen Gladbecker Überschiebung (Taf. 25: Schnitte 9-11). Hierbei erscheint der Gebirgsteil zwischen den Überschiebungen keilartig herausgepreßt. In der Regel enden die meisten kleineren gegenfallenden Überschiebungen auf der Hauptüberschiebung, ohne diese zu durchkreuzen. In einigen Fällen durchkreuzen sich jedoch auch die gegenfallenden Störungen, ähnlich wie das bei X-förmigen Abschiebungen zu beobachten ist. Am deutlichsten ist dies bei der Rheinpreußen- und Lohofer Überschiebung im untersuchten Gebiet entwickelt (Abb. 113, vgl. auch BORNEMANN 1980: Taf. 2, Schnitt 5 u. 6).

Sehr häufig sind Fischschwanzstrukturen auch in Form mehrfach übereinanderliegender Überschiebungen ausgebildet. Beispiele dafür liefert der Vestische Hauptsattel und die Emscher-Hauptmulde, wie zum Beispiel die südvergente Neumühl-Überschiebung, die an ihrem oberen Ende von einer nordvergenten Überschiebung abgelöst wird.

### 3.3.2.3. Stockwerktektonik

Ebenso wie in anderen Teilen des Ruhrkarbons lassen sich im Untersuchungsgebiet grundsätzlich drei Faltungsstock-

werke, ein oberes, ein mittleres und ein unteres unterscheiden. Im oberen Stockwerk herrschen weitspannige Schichtenverbindungen mit vorwiegend flacher Lagerung vor. Die Horster und Dorstener Schichten der Lippe-Hauptmulde sind hierzuzurechnen. Die südlich anschließenden Teile des Vestischen Hauptsattels und der Emscher-Hauptmulde sind zwar nahe der Karbon-Oberfläche ebenfalls überwiegend flach gelagert, gehören aber wegen der zur Teufe hin ständig zunehmenden Überschiebungstektonik bereits dem mittleren Stockwerk an. Ebenso wie in der östlich anschließenden trogförmigen Emscher-Mulde der Achsensenke liegt hier die Stockwerkgrenze etwa in den unteren Buchstabenflözen der Oberen Essener Schichten. Genauere Angaben lassen sich nicht machen, da alle Stockwerkgrenzen fließend sind und wegen der Abhängigkeit der Strukturen von der Intensität der jeweiligen Beanspruchung beträchtliche Niveauunterschiede aufweisen können. Letzteres trifft zum Beispiel für den Kern des Vestischen Hauptsattels mit der Nördlichen und Südlichen Gladbecker Überschiebung zu. Die genannten Störungen und einige weitere, ihnen teilweise zugeordnete Überschiebungen reichen dort bis in Horster Schichten hinauf.

Zur Teufe hin nehmen Anzahl und Verwürfe der Überschiebungen im mittleren Stockwerk beträchtlich zu und erreichen in den Oberen und Mittleren Bochumer Schichten ihr Maximum (Abb. 114). Damit verbunden setzt Spezialfaltung ein. Sie tritt teils in direkter Beziehung zu den Überschiebungen auf, teils mehr oder weniger unabhängig von diesen. Das mittlere Stockwerk endet zur Teufe hin dort, wo die Mehrzahl der Überschiebungen ausläuft und von mehr oder weniger ausgeprägten Falten abgelöst wird. Die Grenze liegt etwa in den Unteren Bochumer Schichten. Im Süden reichen allerdings auch wenige bedeutende Überschiebungen, wie die Neu-Cölner Überschiebung, bis in die Wittener Schichten hinab. Im Untersuchungsgebiet treten im unteren Stockwerk sehr unterschiedlich große Falten auf. Im Norden überwiegen breite, flachgewölbte Strukturen. Im stärker gefalteten Süden treten daneben auch engspannige Falten hinzu. Grundsätzlich überwiegen hier wie dort Kofferfalten mit Übergängen zu Spitz- und Rundfalten. Von den Über-

3.4. Verzeichnis der Schriften und Karten

### Schriften

- BÅRTLING, R. (1909): Über den angeblichen Kohlenkalk der Zeche Neu-Diepenbrock III in Selbeck bei Mülheim-Saarn. – Z. dt. geol. Ges., 61: 2 – 10, 1 Abb.; Berlin.
- BORNEMANN, O. (1980): Tiefentektonik der Lippe- und Lüdinghausener Hauptmulde. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 173 – 191, 2 Abb., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- BUSCHENDORF, F., & RICHTER, M., & WALTHER, H.W. (1957): Der Bleierzgang Christian Levin in Essen-Dellwig und Bottrop. – In: Monographien der Deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten 1, Lfg. 2. Die Blei-Zink-Erzvorkommen des Ruhrgebietes und seiner Umrandung. – Beih. geol. Jb., 28: 163 S., 85 Abb., 16 Tab., 20 Taf.; Hannover.
- COBBOLD, P. R., & COSGROVE, J. W., & SUMMERS, J. M. (1971): Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. – Tectonophysics, 12: 23 – 53, 21 Abb.; Amsterdam.
- DROZDZEWSKI, G. (1973): Beziehungen zwischen Großtektonik und Stockwerktektonik im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **124**: 177 – 189, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1979): Grundmuster der Falten- und Bruchstrukturen im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **130**: 51–67, 9 Abb.; Hannover.
- (1980 a): Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im mittleren Ruhrgebiet. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 45 – 83, 23 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- (1980 b): Zielsetzung, Methodik und Ergebnisse des Untersuchungsvorhabens "Tiefentektonik des Ruhrkarbons". – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 15–43, 19 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- (1982): Horizontale Verschiebungen an Quer- und Diagonalstörungen im Ruhrrevier. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 30: 47 – 60, 5 Abb.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G., & BORNEMANN, O., & KUNZ, E., & WREDE, V. (1980): Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 192 S., 108 Abb., 7 Tab., 31 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- EHRHARDT, W. (1962): Erkenntnisse zur Gebirgsmechanik aus einem Vergleich von Faltung und Kleintektonik im Hangenden und Liegenden einiger Wechsel des Ruhrkarbons. – Geol. Mitt., **3** (1): 77 – 88, 10 Abb.; Aachen.
- HAHNE, C. (1958): Lehrreiche geologische Aufschlüsse im Ruhrrevier. – 172 S., 92 Abb.; Essen (Glückauf).

#### Karten

- Aufschlußkarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:10000 (1962-1980). - Hrsg. Westf. Berggewerkschaftsk.: 38 BI.; Bochum.
- Flözkarte des Westfälischen Steinkohlenbeckens 1:10000 (1880 – 1889). – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftsk.: 44 Bl. m. Querprofiltaf. 1:5000; Bochum.
- Flözkarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:10000 (1911-1943). – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftsk.: 46 Bl. m. Querprofiltaf. 1:5000; Bochum.

schiebungen setzen sich lediglich die beiden bedeutendsten, die Gelsenkirchener und die Alstadener Überschiebung, bis in das untere Faltungsstockwerk hinein fort, um dort schließlich aller Wahrscheinlichkeit nach auszulaufen (vgl. Kap. 3.2.2.).

- HONERMANN, J. (1962): Das tektonische Bild der Karbonablagerung im Bereich des Gelsenkirchener Sattels im Essener Gebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3** (3): 1167–1190, 12 Abb., 8 Taf.; Krefeld.
- HOYER, P. (1962): Das Verklingen der variscischen Faltung am unteren Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 6: 433-446, 2 Taf.; Krefeld.
- JANSEN, F., & DROZDZEWSKI, G. (1986), mit Beitr. von NÖT-TING, J., & PAAS, W., & SUCHAN, K. H., & VIETH-REDE-MANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 4507 Mülheim an der Ruhr: 200 S., 18 Abb., 17 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- JESSEN, W., & TEICHMÜLLER, R. (1954): Erläuterungen zu Blatt Mülheim. – Geol. Kt. Rhein.-Westf. Steinkohlengebiet 1:10000, Lfg. 5: 10 – 14; Hannover.
- KUNZ, E. (1980): Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 85 – 134, 41 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- MALMSHEIMER, W. (1968): Zur Sedimentation und Epirogenese im Ruhrkarbon. Sandsteine im Liegenden von Flöz Mausegatt (Oberkarbon, Westfal A, Untere Wittener Schichten). Forsch.-Ber. Land Nordrh.-Westf., 2000: 1–74, 24 Abb., 3 Tab., 16 Anl.; Köln, Opladen.
- NEHM, W. (1930): Bewegungsvorgänge bei der Aufrichtung des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges. – Glückauf, 66: 789 – 797, 20 Abb.; Essen.
- PAUL, H. (1938): Das Unterkarbon der Gegend von Lintorf. Decheniana, **97A**: 25 – 42, 3 Taf.; Bonn.
- SCHOLZ, J. (1956): Zur tektonischen Analyse der mitgefalteten Überschiebungen im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebirge. – Z. dt. geol. Ges., **107**: 158–201, 26 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- WOLF, R. (1985): Tiefentektonik des linksniederrheinischen Steinkohlengebietes. – In: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 105 – 167, 37 Abb., 3 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WREDE, V. (1980): Tiefentektonik der Bochumer Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 135 – 171, 23 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- (1982): Genetische Zusammenhänge zwischen Faltenund Überschiebungstektonik im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., 133: 185 – 199, 10 Abb.; Hannover.
- Flözkarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:10000 (1947-1960). – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftsk.: 64 Bl.; Bochum.
- Geologische Karte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes 1:10000 (dargestellt an der Karbonoberfläche) (1949 – 1954). – Hrsg. Amt für Bodenforsch.: 52 Bl. Grundriß- u. Profilbl. in 5 Lfg. m. Erl.; Celle, Hannover.
- Geologische Übersichtskarte des Niederrheinisch-Westfälischen Karbons, dargestellt an der Karbonoberfläche

1:100 000 (1971). - Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.: 2BI.; Krefeld.

- Geologische Karte des Ruhrkarbons, dargestellt an der Karbonoberfläche 1:100000 (1982). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. DROZDZEWSKI, G., & JANSEN, F., & KUNZ, E., & PIEPER, A., & STEHN, O., & WREDE, V.; Krefeld.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt 4507 Mülheim an der Ruhr (1986), Bearb. JANSEN, F.

Tektonische Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:10000, Darstellungsebenen ± 0 m NN, - 500 m NN, - 750 m NN und - 1000 m NN (1947 - 1960). - Hrsg. Westf. Berggewerkschaftsk.: 62 Bl. m. Querschnitttaf. 1:10 000; Bochum.

- Tektonische Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:10000, Darstellungsebenen - 500 m NN, -750 m NN und -1000 m NN (1962 – 1980). – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftsk.: 84 lieferb. oder in Vorbereit. befindl. Bl. m. Querschnittaf. 1:10000; Bochum.
- Tektonische Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:50000, Darstellungsebene - 500 m NN (1956). – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftsk.; Bochum.
- Tektonische Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbezirks 1:50 000, Querschnitte (1958). – Hrsg. Westf. Berggewerkschaftsk.; Bochum.

# 4. Tiefentektonik der Ibbenbürener Karbon-Scholle

Von GÜNTER DROZDZEWSKI

18 Abbildungen, 5 Tafeln im Anlagenband

| 4.1.     | Einführung                                     | 191 |
|----------|--|-----|
| 4.1.1.   | Einleitung und Problemstellung                 | 191 |
| 4.1.2.   | Lage und Aufschlüsse des Untersuchungsgebietes | 192 |
| 4.1.3.   | Untersuchungsmethodik                          | 193 |
| 4.1.4.   | Stratigraphischer Überblick                    | 193 |
| 4.2.     | Beschreibung des tektonischen Baus             | 194 |
| 4.2.1.   | Schichtenverbiegungen                          | 194 |
| 4.2.1.1. | Falten   | 194 |
| 4.2.1.2. | Querwellung                                    | 195 |
| 4.2.2.   | Störungen                                      | 195 |
| 4.2.2.1. | Überschiebungen                                | 195 |
| 4.2.2.2. | Randverwerfungen                               | 198 |
| 4.2.2.3. | Blattverschiebungen                            | 200 |
| 4.2.2.4. | Abschiebungen                                  | 204 |
| 4.3.     | Analyse des tektonischen Baus                  | 209 |
| 4.3.1.   | Die Diskordanz des Zechsteins                  | 209 |
| 4.3.2.   | Zur Entstehung der Ibbenbürener Karbon-Scholle | 211 |
| 4.4.     | Verzeichnis der Schriften und Karten           | 215 |

Kurzfassung: Die Falten- und Störungstektonik der Ibbenbürener Karbon-Scholle einschließlich der Osning-Überschiebung wird analysiert und in Form von Quer- und Längsschnitten sowie Flözrissen, Blockbildern und einer Karte dargestellt.

Die Ibbenbürener Karbon-Scholle ist Teil des Osning-Lineaments, das hier in zwei sich einander ablösenden Störungsästen vorliegt, der Nördlichen und der Südlichen Randverwerfung. Das Karbon der 15 km langen und 5 km breiten Scholle liegt vorwiegend flach und ist aufgrund eines intensiven Steinkohlenbergbaus teilweise bis in 1500 m Teufe aufgeschlossen. In genetischer Hinsicht ist von Bedeutung, daß es innerhalb der Karbon-Scholle randstörungsparallele Falten gibt, die mit herzynischem (Westnordwest-Ostsüdost), ost-westlichem und südwest-nordöstlichem Verlauf die linsenartige Kontur der Scholle nachzeichnen. Dies deutet auf einen Entstehungsmechanismus, der sich am ehesten mit fiedrig versetzten Blattverschiebungen erklären läßt. Danach bewirken dextrale Horizontalverschiebungen an linksseitig verspringenden Verwerfungen eine Einengung der dazwischen liegenden Scholle, die zu Falten und Überschiebungen und letztlich zum Aufstieg der Scholle führt.

Die auf der Karbon-Scholle stellenweise noch erhaltenen Zechstein-Reste erlauben eine gewisse zeitliche Gliederung der Bewegungsabläufe. So wurde schon vor dem Zechstein die benachbarte Rheinische Masse einschließlich besonders südlicher Teile der Karbon-Scholle stark herausgehoben und erodiert. Hierbei spielten sich an den Randverwerfungen neben seitenverschiebenden vorwiegend nach Norden in Richtung auf das Niedersächsische Westfal-D-Becken gerichtete abschiebende Bewegungen ab. Als Folge dieser Bewegungen wurde der Osning-Sattel angelegt.

Die genannten Bewegungen am Osning-Lineament reichen in der ersten Deformationsphase mit Unterbrechungen bis in die Unterkreide. Sie wurden in der späten Oberkreide durch die Inversion des Niedersächsischen Tektogens abgelöst. Die Karbon-Scholle stieg nun zwischen den steilen Randbrüchen vertikal auf, wobei teils einengende, teils seitenverschiebende Bewegungen im Deckgebirge die südvergente Osning-Überschiebung aufreißen ließen. Neue strukturgeologische Untersuchungen im südlichen Vorland ergaben, daß die Osning-Überschiebung an der Südlichen Randverwerfung ihren Anfang nimmt, die Laggenbecker Trias-Scholle subhorizontal unterlagert und sich über dem Ibbenbürener Tal als Luftstruktur vermutlich bis zum Teutoburger Wald fortsetzt.

Während sich innerhalb der Karbon-Scholle die seit dem Paläozoikum bestehenden Falten nur geringfügig verstärkten, bildete sich südlich der Karbon-Scholle die halbsteile Südflanke des Osning-Sattels und im Norden die Recker Mulde. Als Folge des vertikalen Aufstiegs brach die flache Queraufwölbung der Karbon-Scholle an quer zur Schollenkontur verlaufenden, antithetischen Abschiebungen graben- und staffelartig ein.

Ein Teil der Brüche innerhalb der Karbon-Scholle konnte erstmals als Blattverschiebungen identifiziert werden. Es handelt sich um überwiegend West – Ost verlaufende, steile Störungen mit zur Teufe hin wellenförmigem Verlauf. Innerhalb der Kohlenflöze können die Blätter über mehrere Meter hinweg horizontal verlaufen und wie im Falle von Abschiebungen zu Schichtenausfällen führen.

Im Ibbenbürener Karbon läßt sich trotz geringer Einengung eine für den Bergbau bedeutsame Stockwerkgliederung erkennen. Im oberen Stockwerk (Westfal C und D) ist besonders im Westfeld eine ausgeprägte Bruchtektonik aller Größenordnungen ausgebildet. Zur Teufe hin läßt die Bruchtektonik erheblich nach. Dafür setzen im unteren Stockwerk Überschiebungen etwa gleichen Verlaufs ein, die innerhalb des aufgeschlossenen Westfals B zur Teufe hin an Verwurf zunehmen. Die Südwest – Nordost-Streichrichtung der Überschiebungen deutet darauf hin, daß ihre Entstehung ebenfalls auf den en-echelon-Seitenverschiebungsmechanismus zurückzuführen ist.

#### [Subsurface structural setting of the Ibbenbüren Carboniferous block]

Abstract: The fold and fault structures of the Ibbenbüren Carboniferous block – including Osning overthrust – are analysed and illustrated by cross- and longitudinal sections, as well as by block diagrams, contour maps and tectonical maps.

The Ibbenbüren Carboniferous block is limited by two faults – Northern and Southern marginal fault – which are considered to be en echelon faults as part of the Osning lineament. The Carboniferous block measures 15 km in the lengthwise and 5 km in the breadthwise direction and is explored to depths of up to 1 500 m. It shows mainly flat-lying strata, with exception of folds which are found to be parallel to the bordering faults. These structures are seen as keys for the understanding of the genesis of this tectonic block, as they indicate a compression and uplift of the Ibbenbüren fault block by strike-slip movements at the en echelon Osning lineament.

Remainders of the Zechstein cover rock on top of the Carboniferous block permit a certain temporal subdivision of the tectonic movements. Prior to Zechstein the Rhenanian massif adjacent in the south had been strongly uplifted and subsequently eroded. This uplift affected the Ibbenbüren Carboniferous block. Horizontal and vertical movements in direction to the Lower Saxony Westphalian D basin along the marginal faults took place and formed parts of the Osning anticline in the southern most area.

These movements continued interruptedly into the Lower Cretaceous times. They were subseded during the Upper Cretaceous by inversion movements of the Lower Saxony tectogen when the Carboniferous block was uplifted be-

[Tectonique profonde du bloc carbonifère d'Ibbenbüren]

Résumé: La tectonique de plissement et à failles du bloc carbonifère d'Ibbenbüren inclusivement le charriage de l'Osning est analysée et présentée sous forme de coupes transversales et longitudinales, de coupes des couches, de bloc-diagrammes, et d'une carte.

Le bloc carbonifère d'Ibbenbüren fait partie du linéament de l'Osning qui se présente ici comme deux branches de failles en échelons, c.-à-d. la faille marginale du nord et celle du sud. Le Carbonifère du bloc, qui à 15 km de long sur 5 km de large, se présente en majeure partie en litage horizontal et est en partie découvert jusqu'à la profondeur de 1 500 mètres du fait d'une exploitation intense de charbon. En ce qui concerne la génèse, il est important de savoir qu'au-dedans du bloc carbonifère il y a des plis parallèles aux failles marginales. Ces plis traçent le contour lenticulaire du bloc par leurs directions: hercynienne (ouest-nord-ouest-est-sudest), est - ouest et sud-ouest - nord-est. Ceci dénote un mécanisme de génèse qui s'explique le mieux par des décrochements horizontaux en échelons. En conséquence, des déplacements horizontaux dextres le long des failles en échelons lévogyres provoquent un rétrécissement du bloc entouré ce qui mène à des plissements et charriages et, finalement, à la montée du bloc.

Les résidus du Zechstein (Permien supérieur), conservés encore par endroits sur le bloc carbonifère permettent un certain ordre chronologique des mouvements. Ainsi, le "Massif Rhénan" avoisinant et des parties du sud du bloc carbonifère furent déjà fortement relevés et érodés avant l'ère du Zechstein. Ceci fut accompagné, sur les failles marginales, de déplacements horizontaux ainsi que de rejets vers le bas, orientés surtout vers le nord en direction du bassin du Westphalien D de la Basse-Saxe. A la suite de ces mouvements, l'anticlinal de l'Osning fut créé.

Pendant la première phase de déformation, les mouvements indiqués sur le linéament de l'Osning s'étendent, abstraction faite d'interruptions, jusqu'au Crétacé inférieur. Au Crétacé supérieur haut, ils furent remplacés par l'inversion du tectogène de la Basse-Saxe. Le bloc carbonifère monta alors perpendiculairement entre les failles marginales à fort pendage provoquant, dans les couches de couverture, des moutween the steep marginal faults. In connection with the uplift compressional and lateral shearing movements produced the south vergent Osning overthrust within the overlaying strata. Recent investigations on the tectonics of the southern foreland showed that the Osning overthrust originates in the Southern marginal fault of the Ibbenbüren fault block.

While the Variscan folds within the Ibbenbüren fault block were affected only little by these tectonic activities, there has been formed the Recke syncline north of it and the steep southern limb of the Osning anticline south of it. Another consequence of the uplift was the breaking up of the Ibbenbüren block by antithetic normal faults striking perpendicular to the marginal faults.

A number of faults could be identified as strike-slip faults. They usually strike West – East, their fault planes are steep and irregularly formed to depth. Within coal seams they may run horizontal for several meters and cause stratigraphic gaps like normal faults.

Although the Carboniferous strata of the Ibbenbüren fault block are only poorly folded a rough subdivision into structurally different stockwerks is possible: specially in the Westfield the uppermost stockwerk (Westphalian C – D) ist marked by faulting tectonics of any magnitude. To depth normal faulting and fracturing decreases. In the lowermost stockwerk, however, overthrusts are found prevailing in the same strike direction. Within the exposed strata of the Westphalian B the throws of these thrusts are found increasing to depth. The overthrust directions indicate a connection between overthrust genesis and uplifting of the fault block.

vements en partie rétrécissants et en partie des déplacements horizontaux qui firent se crevasser le chevauchement de l'Osning incliné vers le sud. Des études géologiques récentes sur la structure de l'avant-pays sud ont montré que le chevauchement de l'Osning commence à la faille marginale du sud et qu'il est couché horizontalement sous le bloc triasique de Laggenbeck et qu'il se poursuit comme structure aérienne au-dessus de la vallée d'Ibbenbüren probablement jusqu'à la Teutoburger Wald.

Alors que les plis existant depuis le Paléozoïque ne s'intensifièrent guère au-dedans du bloc carbonifère, le flanc sud semi-penté de l'anticlinal de l'Osning se forma au sud du bloc carbonifère, et au nord, se forma le synclinal de Recke. A la suite de la montée perpendiculaire, la voûte transversale plate du bloc carbonifère s'éffondra sous formes de fossés et de failles à gradins suivant des failles antithétiques qui passent transversales par rapport au contour du bloc.

Pour la première fois, les failles au-dedans du bloc carbonifère ont été identifiées en partie comme des décrochements horizontaux. Il s'agit en majeure partie des failles à fort pendage en direction ouest – est et à allure onduleuse vers la profondeur. Au-dedans des couches de charbon, les décrochements peuvent s'étendre horizontalement sur plusieurs mètres et entraîner des suppressions de couches comme dans le cas des rejets vers le bas.

Dans le Carbonifère d'Ibbenbüren, l'on peut reconnaître, malgré un faible rétrécissement, une structure à stockwerks, importante pour l'exploitation minière. Au niveau du stockwerk supérieur (Westphalien C et D), c'est notamment dans la zone occidentale d'exploitation ("Westfeld") que l'on trouve une tectonique cassante marquée de toutes dimensions. Vers la profondeur, la tectonique à failles s'amortit considérablement. En revanche, des chevauchements à peu près de la même direction apparaîssent dans le stockwerk inférieur. L'importance de leurs rejets augmente vers la profondeur au-dedans du Westphalien B découvert. La direction sudouest – nord-est des chevauchements permet de conclure que leur formation est également due au mécanisme de déplacement latéral en échelons.

# 4.1. Einführung

# 4.1.1. Einleitung und Problemstellung

Die Ibbenbürener Karbon-Scholle - auch als Ibbenbürener Horst oder Schafberg bezeichnet - stellt die nördlichste oberkarbonische Steinkohlenlagerstätte in der Bundesrepublik Deutschland dar (Abb. 115). Während alle übrigen tiefentektonisch untersuchten Gebiete ihre Prägung der variscischen Orogenese verdanken, ist das Ibbenbürener Karbon als Bestandteil des Niedersächsischen Tektogens vor allem ein Produkt saxonischer Tektonik. Unmittelbar am Osning-Lineament gelegen, erlaubt die pfeilerartig herausgehobene Karbon-Scholle Einblicke in den tieferen Untergrund, der außer am benachbarten Hüggel nirgendwo sonst im Verlauf der 120 km langen Osning-Zone gegeben ist. Im besonderen tragen hierzu auch die im Laufe der letzten Jahre geschaffenen tiefen Bergbauaufschlüsse der Zeche Ibbenbüren bei. Unter anderem wurden erstmals Überschiebungen aufgeschlossen, die bislang im Ibbenbürener Karbon unbekannt oder äußerst unbedeutend waren. Die unterschiedliche Streichrichtung der Überschiebungen einerseits und Schichtenverbiegungen andererseits sowie der Stockwerkbau werfen eine Reihe von Fragen auf, die für den Bergbau wie auch für die regionale Tektonik von Bedeutung sind.

Bislang wurden alle Störungen innerhalb der Ibbenbürener Karbon-Scholle als Sprünge und damit als Abschiebungen angesprochen. Es lassen sich jedoch aufgrund der Neubearbeitung einige als Blattverschiebungen, andere als Schrägabschiebungen einstufen. Bestimmte Kriterien der Blattverschiebungen, wie steiles Einfallen und wechselnde Einfallsrichtungen, treffen offenbar auch für die Randverwerfungen der Karbon-Scholle zu. Es war deshalb erneut zu prüfen, inwieweit die Ibbenbürener Scholle ein Horst oder ein Bruchsattel ist.

Die eingangs genannte Position der Ibbenbürener Scholle in der Osning-Zone fordert geradezu heraus, die Bewegungsvorgänge an dieser lineamentären Zone zu analysieren.

Hierfür mußten auch gewisse Teile des südlichen Vorlandes in die Untersuchung einbezogen werden, und zwar insbesondere der Bereich der Osning-Überschiebung. Nach KEL-LER (1953: 113) hat zwar die Ibbenbürener Karbon-Scholle nichts mit der Osning-Tektonik gemeinsam, da die Osning-Überschiebung als steil nordfallende Struktur die Karbon-Scholle nur randlich berühren soll. Die vorliegenden Untersuchungen legen jedoch nahe, zwischen dem Aufstieg der Karbon-Scholle und der Osning-Überschiebung enge genetische Beziehungen herzustellen, zumal die Überschiebung offenbar flach einfällt und mit der Südlichen Randverwerfung im räumlichen Zusammenhang steht.

Entsprechend der bergbaulichen Bedeutung der Ibbenbürener Karbon-Scholle liegen inzwischen zahlreiche geologische Bearbeitungen vor. Mit tektonischen Fragestellungen haben sich vor allem HOERNECKE (1901), TIETZE (1912), HAARMANN (1914), BÖRGER (1929), EBERT (1954) und LUX (1961) befaßt. Zwischen 1970 und 1980 sind auch sämtliche die Karbon-Scholle überdeckenden Spezialkarten 1:25 000 in Form von Neukartierungen durch THIERMANN (1970, 1975, 1980) erschienen.



Abb. 115 Lage der Ibbenbürener Karbon-Scholle (nach "Geologische Struktur" in: Geologie 1976)
Fig. 115 Location map of the Ibbenbüren Carboniferous block (after "Geologische Struktur" in Geologie 1976)

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen der lagerstättenkundlichen Bearbeitung des Ibbenbürener Karbons (DROZDZEWSKI 1973, DROZDZEWSKI & KÖWING & RABITZ 1975). Die Quer- und Längsschnitte der Tafeln 28 und 29 basieren auf Unterlagen der Markscheiderei der Zeche Ibbenbüren und sind vom Autor sowie im Rahmen der Referendarausbildung durch Dr. J. BETZER und Dipl.-Geol. H. HEUSER und im Forschungsvorhaben "Kohlenvorratsberechnung" des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen durch Dipl.-Geograph. G. ARNOLD und Dipl.Geol. K. STEUERWALD bearbeitet worden.

Die vorliegenden Untersuchungen wurden von der Preussag AG Kohle, Ibbenbüren, unterstützt. Die Markscheiderei der Zeche Ibbenbüren stellte Unterlagen in großem Umfang zur Verfügung. Insbesondere Obermarkscheider Dr. M. HÄ-DICKE und Betriebsführer Dipl.-Ing. G. JÖRDENSsowie Dipl.-Ing. B. DÖRING und weiteren Mitarbeitern danke ich herzlich für die Unterstützung und ihr großes Entgegenkommen.

### 4.1.2. Lage und Aufschlüsse des Untersuchungsgebietes

Das untersuchte Gebiet liegt im Bereich der Blätter 3712 Ibbenbüren, 3612 Mettingen und 3611 Hopsten.

In tektonischer Hinsicht ist die Ibbenbürener Karbon-Scholle eines von insgesamt drei Karbon-Vorkommen innerhalb der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle. Sie liegt am Südrand des Niedersächsischen Tektogens, das sich zwischen Pompeckjscher Scholle im Norden und Rheinischer Masse im Süden befindet. Die Ibbenbürener Karbon-Scholle gehört wie die benachbarte Karbon-Scholle des Hüggels der Osning-Zone an, während das Karbon des Piesberges auf der Piesberg – Pyrmonter Achse liegt (Abb. 115).

Die herzynisch streichende, 15 km lange und bis 5 km breite Ibbenbürener Karbon-Scholle hebt sich geologisch und morphologisch deutlich aus ihrem Vorland hervor. Sie ist in ihrer Längserstreckung eine flache Aufwölbung, in deren mittlerem Teil der Bockradener Graben eingebrochen ist. Die Lagerstätte erfährt hierdurch eine natürliche Gliederung in das Westfeld und das Ostfeld (Abb. 116). Überwiegend herzynisch streichende Randverwerfungen begrenzen die Karbon-Scholle unter Einschaltung von Zechstein- und Trias-Randstaffeln gegen das umgebende Mesozoikum. Bergbaulich erschlossen ist die Karbon-Scholle durch die Steinkohlenbergwerke Ibbenbüren der Preussag AG, die jährlich durchschnittlich 2 Mt hochinkohlte Anthrazitkohle abbaut (RICKELMANN & RÖHRS 1983). Zur Zeit erfolgt der Abbau nur im Ostfeld. Im Laufe des Jahrhunderte währenden Steinkohlenbergbaus wurde jedoch die gesamte Karbon-Scholle - und zwar großflächig vor allem durch den Abbau von Flöz Glücksburg sowie Flöz Buchholz (Westfal C u. D) aufgeschlossen (s. Abb. 116). Zur Teufe hin reichen im Westfeld die Aufschlüsse mit dem Abbau von Flöz 2 bis ca. 500 m Teufe, im Ostfeld jedoch aufgrund des nun rund 10 Jahre andauernden Abbaus der Flöze 53, 54 und 59 bis ca. 1400 m Teufe (KUSCHEL 1980).

Die vorliegende Untersuchung kann sich in den genannten Bereichen auf gute, in markscheiderischen Unterlagen dargestellte Aufschlüsse stützen. Die randlichen Gebiete der Karbon-Scholle und Teile des stark gestörten Bockradener Grabens hat dagegen der Steinkohlenbergbau vor allem



Abb. 116 Tektonische und bergbauliche Gliederung der Ibbenbürener Karbon-Scholle Fig. 116 Subdivision of the Ibbenbüren Carboniferous block in structural and mining aspects

wegen der Gefahr von Wasserzuflüssen stets gemieden. Hier stützen sich die Untersuchungen auf die vorhandenen Darstellungen der Oberflächenkartierungen und im wesentlichen Maße auf die durch den ehemaligen Erzbergbau in den Randstaffeln geschaffenen bergmännischen Aufschlüsse. Unter diesen ist besonders der Permer Stollen zu nennen, der von der Südostecke der Scholle bis südlich der Oeynhausen-Schächte reichte (vgl. Taf. 27). In diesem Abschnitt der südlichen Randstaffeln bauten die Erzgruben Perm und Friedrich Wilhelm, während im Osten die Grube Hektor und im Nordosten die Grube Muck und Horst Aufschlüsse in der Randstaffel schufen.

Die Schollenränder wurden außerdem von einer Reihe Förderstollen durchörtert, wie Barbara-, Dickenberger, Püsselbürener, Ibbenbürener, Friedrich-Wilhelm- und Herwerth-Stollen. Es handelt sich durchweg um alte Aufschlüsse, von denen in der Literatur nur spärliche geologische Angaben vorliegen (s. Kap. 4.2.2.2.).

Neben den zahlreichen auf der Karbon-Scholle befindlichen wenig tiefen Schächten ist besonders der 1 417 m tiefe Nordschacht hervorzuheben. Er reicht bis Flöz 59 im Westfal B. Von den Tiefbohrungen auf der Karbon-Scholle haben lange Zeit die Bohrungen Ibbenbüren II (1900), III (1920) und IV (1923) Kenntnis von tieferen, bergmännisch nicht aufgeschlossenen Abschnitten des Oberkarbons vermittelt. Erst in den Jahren 1974/1975 kamen die modernen Tiefbohrungen Ibbenbüren-Westfeld 1, 2 und 3 hinzu. In jüngster Zeit erweiterten eine ganze Reihe von Untertagebohrungen unsere stratigraphischen und tektonischen Kenntnisse bis maximal in das Westfal A.

Außerhalb der Karbon-Scholle haben nur wenige Bohrungen, wie zum Beispiel die Tiefbohrung Bevergern 1 (1960) – rund 10 km südwestlich Ibbenbüren gelegen – das Karbon erreicht (s. JOSTEN & KÖWING & RABITZ 1984: 63). Wichtige Aufschlüsse im Vorland der Karbon-Scholle stellen die Tiefbohrungen Schierloh 1 und 2 (1953/1954) dar. Gemeinsam mit einer Vielzahl von flachen Untersuchungsbohrungen und geologisch ausgewerteten Schußbohrlöchern reflexionsseismischer Untersuchungen der fünfziger Jahre lieferten sie neue Erkenntnisse über die westliche und südwestliche Umrandung der Ibbenbürener Karbon-Scholle (SCHUSTER 1971 b). Die tektonische Karte (Taf. 27) enthält außerdem die Bohrpunkte aller im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen archivierten Flachbohrungen aus dem Bereich der Randstaffeln und des unmittelbaren Vorlandes.

### 4.1.3. Untersuchungsmethodik

Der tiefentektonischen Bearbeitung der Ibbenbürener Karbon-Scholle lag die gleiche Methodik zugrunde, die bereits für das Ruhrkarbon entwickelt und angewandt wurde (vgl. DROZDZEWSKI 1980). Entsprechend der Zielsetzung, die prinzipiellen Zusammenhänge des tektonischen Baus in der vertikalen und lateralen Erstreckung zu untersuchen, besteht die Arbeitsweise vor allem in der Konstruktion von tektonischen Schnitten und deren Zusammenstellung zu Schnittserien sowie der Konstruktion von Karten, Flözrissen und Blockbildern. Die Anordnung aller Querschnitte auf einer im Generalstreichen verlaufenden sogenannten Basislinie ermöglicht den direkten Vergleich einander entsprechender Strukturen und damit ihre Gleichstellung und sichere Benennung. Da die Methodik - wie vorher erwähnt bereits ausführlich dargestellt wurde, sollen im folgenden nur diesen Raum betreffende Verhältnisse erläutert werden.

Die Ibbenbürener Karbon-Scholle ist quer zu ihrem herzynischen Verlauf durch sechs Querschnitte und in ihrer Längsrichtung durch zwei Längsschnitte überdeckt worden (Taf. 28 u. 29). In allen Schnitten sind im Karbon einheitlich die Flöze Buchholz/Flottwell, Dickenberg, Glücksburg, Reden, Flöz 2, Flöz 31 (Ägir), Flöz 45, Flöz 54, Flöz 59 und Flöz 74 und der Katharina-Horizont sowie zusätzlich die Roten Schichten des Westfals D dargestellt. Die Schnitte wurden jeweils über die Karbon-Scholle hinaus so weit ins Vorland verlängert, daß die Randstaffeln vollständig zur Darstellung kamen.

Die Roten Schichten und der Zechstein wurden in allen Schnitten auch oberhalb der heutigen Erdoberfläche dargestellt, um die Bewegungen der Ibbenbürener Karbon-Scholle vor und nach Ablagerung des Zechsteins ableiten zu können (vgl. Kap. 4.3.1.). Hierbei wurde der Übersichtlichkeit halber auf die Darstellung kleinerer Sprünge verzichtet.

Als Grundriß dient eine tektonische Karte im Maßstab 1:50 000 (Taf. 27), die die eigentliche Karbon-Scholle im Niveau des gut aufgeschlossenen Flözes Glücksburg darstellt. Außerhalb der Scholle ist der präquartäre Untergrund wiedergegeben. Die Vereinigung zweier unterschiedlicher Darstellungsniveaus in einer Karte ist in diesem Fall vertretbar, da die Karbon-Randverwerfung als Begrenzung der Karbon-Scholle nahezu seiger einfällt.

Im Nordwesten bei Uffeln und im Südosten beim Schacht Hektor greift der Zechstein auch ohne erkennbare Störungen auf die Karbon-Scholle über. Diese Vorkommen sind in der Karte dargestellt, nicht aber die Zechstein-Vorkommen im Bockradener Graben, da dies das komplizierte tektonische Bild nicht erlaubte.

Um die Strukturen der Ibbenbürener Karbon-Scholle besonders anschaulich darzustellen, sind außerdem von Flöz Glücksburg und dem 900 m tieferen Flöz 54 parallelperspektivische Blockbilder konstruiert worden. Hierbei wurde die Blickrichtung aus Norden mit einem Blickwinkel von 30° gewählt, da die Karbon-Scholle generell nach Norden einfällt (Taf. 31).

Grundlage der vorliegenden Untersuchung waren markscheiderische Unterlagen der Zeche Ibbenbüren, die im großen Umfange zur Verfügung standen. Aus dem Bereich der ehemaligen Erzgruben Friedrich Wilhelm, Perm und Hektor konnten Grubenbilder der Klöckner-Werke AG in Georgsmarienhütte ausgewertet werden. Vom südlichen und westlichen Vorland der Ibbenbürener Karbon-Scholle lagen Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen der Preussag AG, Erdöl und Erdgas, aus den fünfziger Jahren vor.

## 4.1.4. Stratigraphischer Überblick

Die folgenden Angaben sollen eine Übersicht vor allem über Vorkommen und Mächtigkeiten der Schichtenfolgen der Ibbenbürener Karbon-Scholle und ihres Vorlandes geben. Im Hinblick auf die Ausbildung der betreffenden Schichten finden sich bei THIERMANN (1970, 1975, 1980) eingehende Erläuterungen zu den eingangs genannten Spezialkarten.

Die aufgeschlossene Schichtenfolge der Ibbenbürener Scholle und ihres unmittelbaren Vorlandes umfaßt insgesamt mehr als 5000 m, wovon etwa 2700 m auf das Paläozoikum und ca. 2600 m auf das Mesozoikum des Vorlandes einschließlich Wealden entfallen. Während Ausbildung und Mächtigkeiten des Oberkarbons aufgrund der zahlreichen genannten Bohrungen recht gut bekannt sind, trifft das für die jüngeren Schichten weniger zu, was vor allem auf die geringe Anzahl von Bohrungen und die wechselhafte, von der jeweiligen tektonischen Position abhängigen Schichtenausbildung zurückzuführen ist.

Das Oberkarbon der Ibbenbürener Karbon-Scholle setzt sich zum überwiegenden Teil aus Sandsteinen mit konglomeratischen Einschaltungen und untergeordnet Ton- und Schluffsteinen mit zahlreichen Kohlenflözen zusammen. Verglichen mit dem Ruhrkarbon sind die Sedimente gröberklastisch, während der Kohleninhalt bei vergleichbaren Schichtenmächtigkeiten geringer ist.

Auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle gehören die stratigraphisch jüngsten Schichten des Oberkarbons dem Westfal D (Obere Ibbenbürener Schichten) an. Dieses läßt sich in eine 250 m mächtige liegende Graufolge und bis zu 350 m mächtige hangende Rotfolge gliedern (vgl. Taf. 29: Schnitt B). Das Westfal D beginnt oberhalb des Flözes Dickenberg, das im Westfeld in geringem Umfang gebaut wurde. 55 m darüber folgt das einzige bergwirtschaftlich bedeutsame Flöz des Westfals D, das Flöz Buchholz/Flottwell. Die Roten Schichten enthalten dagegen keine Flöze. Sie setzen rund 200 m im Hangenden von Flöz Buchholz/Flottwell ein. Im Ausstrich beträgt deren Mächtigkeit nur etwa 200 m (THIER-MANN 1975: 53). Dagegen sind die Roten Schichten in der 40 km westlich gelegenen Bohrung Norddeutschland 8 im Liegenden des Stefans 502 m mächtig (SCHUSTER 1971 a: 252).

Die Gesamtmächtigkeit des Westfals D beträgt in Ibbenbüren maximal 600 m. Allerdings wurde bereits vor Ablagerung des Zechsteins die Schichtenfolge unterschiedlich stark erodiert, so daß sie nur unvollkommen erhalten ist. Auf die Problematik der Roten Schichten wird in Kapitel 4.3.1. noch näher eingegangen.

Das Westfal C (Untere Ibbenbürener Schichten) reicht von Flöz Dickenberg bis Flöz Ägir und ist in Ibbenbüren 770-850 m mächtig. Es enthält die Bauflöze Glücksburg, Bentingsbank, Reden und Flöz 2.

Das Westfal B wird im Hangenden durch das Flöz Ägir mit dem darüber liegenden marinen Ägir(Neptun)-Horizont und im Liegenden durch das Flöz Katharina mit dem marinen Katharina-Horizont begrenzt. Nachdem 1984 in einer Untertagebohrung in der Nähe des Nordschachtes der Katharina-Horizont<sup>2)</sup> nachgewiesen werden konnte, steht nun auch die Mächtigkeit des Westfals B fest. Sie beträgt 660m und ist damit deutlich niedriger als im Ruhr-Revier. An abbauwürdigen Flözen liegen in rund 600m Abstand von Flöz 2 die Flöze 53, 54 und 59. Letztere wurden erst in den siebziger Jahren bergbaulich erschlossen. Tiefere Flöze sind nur durch Bohrungen bekannt geworden.

Der Zechstein ist im Ibbenbürener Raum bisher von keiner Bohrung in größerer Mächtigkeit durchteuft worden. Wegen lückenhafter Aufschlüsse, stark gestörter Lagerungsverhältnisse und teilweise metasomatischer Gesteinsveränderungen ist eine detaillierte stratigraphische Gliederung und Mächtigkeitsermittlung kaum möglich. Es wird mit Mächtigkeiten der karbonatischen und anhydritischen Folge von etwa 200 m gerechnet.

Der Buntsandstein ist ebenso wie der Zechstein nur lückenhaft und in gestörter Lagerung bekannt. Er besteht aus roten Tonsteinen mit Sandsteineinlagerungen. Seine Mächtigkeit wird mit rund 500 m angenommen. Der darüber folgende überwiegend karbonatische Muschelkalk ist ca. 150 m mächtig. Für den vorwiegend klastischen und rötlich sowie grau gefärbten K e u p er gibt KELLER (1953: 103) eine Mächtigkeit von 230 m an. In einem Schnitt mit den Untersuchungsbohrungen Hörstel 1018, 1014 und 1016 (SCHUSTER 1971 b) ergibt sich eine Mächtigkeit von ca. 350 m. Große Teile des J u r as wurden in den Untersuchungsbohrungen Schierloh punktuell erbohrt, die sich auf einer Linie zwischen den Tiefbohrungen Schierloh 1 und 2 und der Südlichen Randverwerfung am Bockradener Graben aufreihen (vgl. SCHUSTER 1971 b: Abb. 5). Der kaum erschlossene L i as soll im Ibbenbürener Raum 460 – 500 m mächtig sein (THIERMANN 1980), während der D ogger in der genannten Schnittlinie eine Mächtigkeit von 250 m erreicht.

Im Malm begann sich das Niedersächsische Becken gegenüber der Rheinischen Masse stark abzusenken. Der Münder-Mergel führt in unmittelbarer Nachbarschaft der Ibbenbürener Karbon-Scholle bedeutsame Steinsalz- und Anhydritlagen (SCHUSTER 1971 b) und ist in dem Schnitt durch die Schierloh-Untersuchungsbohrungen insgesamt ca. 400 m mächtig, der Serpulit 150 m.

Auch der Wealden zeigt im Teutoburger Wald erhebliche Mächtigkeitszunahmen. Legt man die Liegendgrenze aus den Schierloh-Bohrungen 1 und 2 (SCHUSTER 1971 b) und die Hangendgrenze im Blattgebiet Tecklenburg (THIERMANN 1970) zugrunde, ergibt sich für den Wealden eine Mächtigkeit von mehr als 400 m, während SCHUSTER (1971 b: 342) ca. 300 m angibt.

Die Unterkreide im Hangenden des Wealdens ist südlich der Schierloh-Bohrungen ca. 1000 m mächtig. Bereits 4 km südlich des Teutoburger Waldes ist jedoch von dieser mächtigen Unterkreide in der Tiefbohrung Bevergern 1 nur noch das Alb erhalten geblieben. Dafür ist hier am Nordrand des Münsterländer Kreide-Beckens die über 2000 m mächtige Oberkreide ausgebildet.

Auf der Ibbenbürener Karbon-Scholle selbst sind infolge der starken oberkretazischen Heraushebung lediglich Reste von Zechstein erhalten geblieben, über den sich im nördlichen Bockradener Graben noch etwas Miozän legt. Das von BÄSSLER (1968: 98) aufgefundene Jura-Vorkommen im Bockradener Graben bedarf noch der näheren Untersuchung.

<sup>2)</sup> Untertagebohrung 375: Bearbeiter Dr. A. SCHUSTERund Dipl.-Ing. B. DÖRING, Spezialuntersuchungen: Dr. W. KNAUFFund Dr. A. RABITZ

# 4.2. Beschreibung des tektonischen Baus

# 4.2.1. Schichtenverbiegungen

### 4.2.1.1. Falten

Die Ibbenbürener Karbon-Scholle ist eine von mehreren herzynisch verlaufenden Strukturen am Südrand des Niedersächsischen Tektogens, die jede für sich ein spezifisches Aussehen hat.

Von Norden nach Süden lassen sich folgende Elemente (vgl. auch BREYER 1971: Taf. 2) unterscheiden:

Recker Mulde Nierenburger Sattel Mettinger Mulde Ibbenbürener Karbon-Scholle Osning-Sattel

Betrachtet man die Ibbenbürener Karbon-Scholle in dem abgesteckten Rahmen, dann erkennt man neben der auf der Karbon-Scholle vorherrschenden flachen Lagerung regelmäßig Bereiche außerhalb der Randstaffeln, mit halbsteiler und steiler Lagerung. Die stärkere Neigung der Schichten von der Karbon-Scholle weg in Richtung des jeweiligen Vorlandes hat wohl nur indirekt mit den Randverwerfungen zu tun. Läßt sich doch gerade im Bereich der Längsbrüche vielfach weniger steile Lagerung nachweisen, als in gewisser Entfernung von ihnen.

Diese Verhältnisse sind besonders gut im Süden der Karbon-Scholle zu beobachten, wo einerseits bergmännische Aufschlüsse im Karbon bis in 1 200 m Tiefe reichen und andererseits die Randstaffeln durch den Erzbergbau sowie das Vorland durch Seismik, Bohrungs- und Kartierungsergebnisse im Hinblick auf die großräumige Schichtenlagerung bekannt sind.

Danach begleitet den gesamten Südrand der Karbon-Scholle im Vorland eine 1,5 – 2 km breite Zone mit durchschnittlich 20 – 45° nach Süden einfallenden Schichten. Stellenweise herrscht auch wesentlich stärkeres Einfallen. Dieser offenbar als Faltenflanke einzustufenden einheitlichen Lagerungsform steht in der Karbon-Scholle eine Nordflanke gegenüber, über die im einzelnen die Querschnitte Auskunft geben (Taf. 28). Am Südrand der Karbon-Scholle steigen die karbonischen Schichten generell unter einem Winkel von etwa 20° zur Südlichen Randverwerfung an. Im Westfeld unterbricht noch die Randverwerfung diesen Schichtenanstieg abrupt, ohne daß es zu einer Sattelbildung käme (Taf. 28: Schnitte 1 u. 2). Bereits im Bockradener Graben satteln die Schichten und fallen flach nach Süden gegen die Randverwerfung ein. Sie leiten damit über zu der breiten, oben beschriebenen Südflanke des Sattels. Es handelt sich hierbei allem Anschein nach um ein Teilstück des Osning-Sattels, der in dessen weiterem Bereich schon von mehreren Autoren vermutet wurde (HAACK 1925 a, KELLER 1953, EBERT 1954). Darauf wird noch in Kapitel 4.3.2. näher eingegangen. Der Osning-Sattel ist außer im Bockradener Graben auch im gesamten Ostfeld entwickelt. Er streicht zwischen Mathilde-Sprung und östlich des Fahlbach-Sprungs wie die Südliche Randverwerfung Nordwest - Südost und schwenkt dann wie diese in die West-Ost-Richtung um. Im Bereich des Knüppeschen Grabens verspringt der Sattel rechtshändig (dextral) und setzt sich unter Einschaltung einer kleinen Mulde bis an das Ende der Karbon-Scholle fort. Dabei zeigt sich, daß der von HAARMANN (1914: Abb. 7) als nach Osten abtauchender Sattel gedeutete Bereich der ehemaligen Erzgrube Hektor genau in der Fortsetzung des Osning-Sattels liegt (in Taf. 27 nördlich des Südschachtes).

Der Osning-Sattel taucht vom Pommer-Esche-Sprung bis Theodor-Sprung sehr flach nach Osten ab, östlich davon entgegengesetzt nach Westen. Lediglich im Knüppeschen Graben taucht die etwas nach Norden versetzte Sattelachse lokal nach Nordosten ab.

Im Niveau von Flöz Glücksburg begleitet den Osning-Sattel im Norden keine Mulde - abgesehen von einer sehr unbedeutenden Struktur im Westfeld - (vgl. Taf. 27), sondern eine Umbiegung. Das Bild verändert sich jedoch sehr deutlich zur Teufe hin, wohin allmählich die Nordflanke des Sattels erheblich versteilt, Einfallswerte bis zu 45° annimmt und die Umbiegung in eine Mulde übergeht. Damit kann der Osning-Sattel nicht mehr auf Schleppung an der Randverwerfung zurückgeführt werden (EBERT 1954: 34), sondern stellt eindeutig ein faltentektonisches Element dar, das auf Einengung zurückzuführen ist. Die nördlich vorgelagerte Mulde streicht im Ostfeld West - Ost bis Westnordwest - Ostsüdost und nicht Ostnordost, wie EBERT (1954: 35) angibt. Das geht besonders aus den Neuaufschlüssen in Flöz 54 hervor (vgl. auch Blockbilder der Taf. 31). Es wurde bereits betont, daß sich zur Teufe hin die herzynischen und Ost-West verlaufenden Falten stärker ausprägen. Die Tatsache wird noch verstärkt durch die Beobachtung, daß im Ostfeld durch den Abbau der Flöze 53 und 54 herzynisch streichende Spezialfalten aufgeschlossen wurden (Taf. 31), die beim Abbau des 580 m höher gelegenen Flözes 2 noch völlig unbekannt waren. Es handelt sich allerdings meistens um enge Mulden von geringem Tiefgang, die teilweise unregelmäßige Verläufe aufweisen. An ihren Flanken tritt stellenweise steile Lagerung auf.

Außer einer sehr flachen etwa West – Ost verlaufenden Aufwölbung im mittleren Teil des Westfeldes verdient eine Schichtenverbiegung im Norden wegen ihres Ausmaßes und der veränderten Streichrichtung besondere Beachtung. Es handelt sich um eine nordvergente Monokline, im folgenden Kälberberg-Monokline genannt, die ca. 1 km nordwestlich des Wilhelm-Schachtes einsetzt. Sie streicht zunächst Südwest-Nordost auf den Mathilde-Sprung zu, um in dessen Bereich allmählich in die West-Ost-Richtung umzubiegen.

Während in der Südwest-Nordost-Flanke die Schichten – durch den Abbau in Flöz Buchholz belegt – bis 60° steil einfallen, verflachen sie nach Osten auf Werte von maximal 30 – 40°. Die Länge der steilen Flanke beträgt im Einfallen mehrere hundert Meter. Sie endet noch vor der Nördlichen Randverwerfung und wird von flacher Lagerung abgelöst. Es besteht damit kein unmittelbarer räumlicher Zusammenhang zwischen Monokline und Randverwerfung und folglich lassen sich die steil einfallenden Schichten auch nicht auf Schleppung an der Randverwerfung zurückführen (vgl. Taf. 29, Schnitt B).

Zusammenfassend lassen sich bemerkenswerte Zusammenhänge zwischen der Kontur der Ibbenbürener Karbon-Scholle und den Faltenstrukturen feststellen. Die deutlichen Schichtenverbiegungen am gesamten Südrand sowie am Nordwest- und am Nordrand des Westfeldes verlaufen parallel zu den großen Randverwerfungen. Entsprechend der in Nordwest – Südost-Richtung gestreckten Karbon-Scholle dominieren zwar herzynisch streichende Falten, unübersehbar sind jedoch auch Südwest – Nordost und West – Ost streichende Strukturen.

# 4.2.1.2. Querwellung

Für die Struktur der Karbon-Scholle bedeutsam ist außerdem die Querwellung in ihrem mittleren Teil, die von EBERT (1954: Taf. 2) als Bockrader Quersattel bezeichnet wurde. Die Existenz dieser große Teile der Karbon-Scholle einnehmenden flachen Aufwölbung ist letztlich für den Einbruch des Bockradener Grabens mit seinen antithetischen Sprüngen verantwortlich (vgl. HELLWIG 1952). Die Achse, deren Verlauf etwa mit dem Beust-Sprung zusammenfällt, streicht Südsüdwest – Nordnordost und taucht nach Nordnordost ab. Die Schichten fallen westlich des Beust-Sprungs flach nach Westen, östlich davon flach nach Osten ein (Taf. 27). Da es sich hierbei nicht um ein echtes faltentektonisches Element handelt, soll im folgenden die Bezeichnung Bockradener Queraufwölbung verwendet werden.

# 4.2.2. Störungen

In der Vergangenheit wurden alle Störungen der Karbon-Scholle als Sprünge und damit als Abschiebungen angesprochen. Es lassen sich jedoch aufgrund der Neubearbeitung einige davon als Blattverschiebungen, andere als Schrägabschiebungen einstufen. In diesem Zusammenhang sind ebenfalls die Randverwerfungen einer neuen Betrachtungsweise zu unterziehen. Nachdem im Ostfeld mit dem Abbau der Flöze 53/54 erstmals Überschiebungen von nennenswertem Verwurf aufgeschlossen wurden, sind in der Ibbenbürener Karbon-Scholle nun alle wesentlichen Störungstypen vertreten.

Da die Ibbenbürener Karbon-Scholle in enger Beziehung zur Osning-Tektonik steht, soll nachfolgend auch die Osning-Überschiebung in die Betrachtungen einbezogen werden.

# 4.2.2.1. Überschiebungen

### Osning-Überschiebung

Seit KELLER (1953) wird die Osning-Überschiebung im Ibbenbürener Raum angenommen. Hier ist sie allerdings nur im Ostteil bei Laggenbeck anhand der Oberflächenkartierung (THIERMANN 1970) nachweisbar. In der nordwestlichen Fortsetzung sind im Ibbenbürener Tal die Strukturen durch Quartär verdeckt. Lediglich die Schierloh-Bohrungen 1 und 2 (SCHUSTER 1971 b) haben noch sichere Hinweise auf Überschiebungstektonik geliefert, worauf weiter unten eingegangen wird.

Etwa 1 km südlich Laggenbeck ist Unterer Muschelkalk auf Weißen Jura überschoben, was einen stratigraphischen Verwurf von mehr als 1 000 m bedeutet. Während die Osning-Überschiebung in anderen Teilen des Teutoburger Waldes überwiegend als flache, deckenartige Störung nachgewiesen ist (STILLE 1924), nahm KELLER (1953) an, daß es sich hier um eine steil nordfallende Aufschiebung handelt. Die Struktur wird aber insofern zusätzlich kompliziert, daß einige hundert Meter nördlich der Überschiebung eine weitere streichende Störung folgt, an welcher der genannte Überschiebungsbetrag wieder rückgängig gemacht erscheint, denn auf den Muschelkalk folgt wieder Weißer Jura, KELLER nahm diese Störung ebenfalls steil nordfallend an und vermutete zwischen beiden Störungen eine diapirartig aufgestiegene "Osning-Zone" (KELLER 1953: Abb. 5). Diese Auffassung ist wenig zwingend, zumal es im Hinblick auf das Störungseinfallen keine Aufschlüsse gibt. Mechanisch einleuchtender als eine unter rechtem Winkel die Schichtung schneidende Überschiebung ist eine flach die Schichten schneidende Störung. Das haben zum einen diesbezügliche Untersuchungen im Ruhrkarbon (DROZDZEWSKI et al. 1980) gezeigt, zum anderen ist auch im Osning selbst - wie schon angedeutet - die Osning-Überschiebung überwiegend eine flache Störung. Es wurde daher der Versuch gemacht, die vorliegenden Kartierungsergebnisse entsprechend neu zu deuten (vgl. Taf. 27 u. 28: Schnitt 6). Danach ist das Muschelkalk-Vorkommen südlich Laggenbeck die wurzellos auf Weißem Jura schwimmende Hangendscholle der Osning-Überschiebung. Der im Norden folgende Jura gehört als tektonisches Fenster der Liegendscholle an, während die Osning-Überschiebung selbst über dem Gelände verläuft und dort wieder in den Untergrund einsticht, wo bisher die Trias-Randverwerfung angenommen wurde. Diese Deutung des Muschelkalk-Vorkommens südlich Laggenbeck macht nun auch die Annahme einer großen Querstörung von über 1 000 m Verwurf überflüssig, an der die Muschelkalk-Scholle im Westen begrenzt wird. Es handelt sich hierbei offensichtlich um die umlaufende Osning-Überschiebung, die in westlicher Richtung leicht heraushebt.

In Richtung Ibbenbüren rückt die Osning-Überschiebung in Form der Trias-Randverwerfung näher an die Karbon-Scholle heran. Westlich vom Mathilde-Sprung scheint sie südlich einzufallen (Taf. 28: Schnitt 1, vgl. auch weiter unten. Da Aufschlüsse fehlen und über die Fortsetzung des Bockradener Grabens in das südliche Vorland wenig bekannt ist, läßt sich der Verlauf der Osning-Überschiebung in der angegebenen Weise nur vermuten. Sicher zu sein scheint jedoch, daß die von SCHUSTER (1971 b: Abb. 5) in der Bohrung Schierloh 1 angegebene Überschiebung von Lias auf Münder-Mergel offenbar nicht die Fortsetzung der Osning-Überschiebung darstellt, da sie von der tektonischen Position her wesentlich weiter südlich liegt. Damit deutet sich an, daß im Ibbenbürener Raum ebenso wie in großen Teilen des Osnings nicht allein eine große südvergente Überschiebung, sondern mindestens zwei Überschiebungen vorkommen (ROSENFELD 1983: 38).



Abb. 117 Die Oeynhausen-Überschiebung als Zone gestaffelter Kleinstörungen in Flöz 54 (10fach überhöht; Entwurf: Dipl.-Ing. B. DÖRING, Preussag AG Kohle)

Fig. 117 Oeynhausen overthrust developed as a zone of stepped minor faults in coal seam 54 (ten times exaggerated; draft: Dipl.-Ing. B. DÖRING, Preussag AG Kohle)



Abb. 118 Die aus mehreren Störungsbahnen bestehende Theodor-Überschiebung in den Strecken 10 Osten (a) und 11 Osten (b), Flöz 54 (Unterlage: Zechenmarkscheiderei)

Fig. 118 Theodor overthrust in the tunnels 10 east (a) and 11 east (b), seam 54, consisting of several faults (after data of mine surveying)

Die Frage nach dem Verlauf der einzelnen Überschiebungsbahnen soll im Rahmen dieser Arbeit nicht vertieft werden. Weitere Angaben zur Osning-Überschiebung finden sich bei THIERMANN (1970) in den Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg. Eine Klärung der tektonischen Situation im einzelnen kann nur durch Neuaufschlüsse, insbesondere Bohrungen, erfolgen. Beispielsweise sollte der Bereich westlich des Mathilde-Sprungs, in dem die Bohrungen Hörstel 1014, 1016 und 1018 stehen (SCHUSTER 1971 b), auf den Verlauf der Osning-Überschiebung hin näher untersucht werden. Alle drei Bohrungen haben Keuper mit südlichem Einfallen nachgewiesen, die nordöstlich davon stehende Schußbohrung 779 jedoch eindeutig Lias, obwohl Muschelkalk zu erwarten wäre.

### Überschiebungen innerhalb der Karbon-Scholle

Die Ibbenbürener Karbon-Scholle selbst wird in den oberen 500 m ausschließlich von unterschiedlich intensiver Bruchtektonik beherrscht. Noch bis in die jüngere Zeit gehörte daher der Aufschluß von Überschiebungen zur ausgesprochenen Seltenheit. Dem Zulegerißwerk der Flöze Buchholz, Glücksburg und Flöz 2 sind lediglich im Westfeld einige unbedeutende Überschiebungen zu entnehmen. Beispielsweise traten im Rudolf-Feld in Flöz 2 kleine Südwest – Nordost streichende Überschiebungen auf. BÄSSLER (1970: 223) berichtet von Überschiebungen im Ostfeld in 600 – 700 m Tiefe mit Beträgen von 1 – 3 m.

Erst mit dem bergmännischen Aufschluß des Flözes 53 im Ostfeld wurden Anfang der siebziger Jahre auch größere, abbaubegrenzende Überschiebungen bekannt.

Mittlerweile ist eine Überschiebung im Theodor-Feld über insgesamt 3 km durch den Abbau der Flöze 53 und 54 aufgeschlossen. Die Störung – im folgenden Theodor-Überschiebung genannt-streicht in der flachen Lagerung mit 50° Südwest-Nordost und fällt mit 15–25° nach Südosten ein. In Annäherung an die Südliche Randverwerfung biegt das Streichen in die Nord-Süd-Richtung um. Die stratigraphischen Verwürfe liegen in der flachen Lagerung zwischen 20 und 30 m und steigern sich in der Mulde nördlich vom Osning-Sattel auf 40 m, während im Sattel selbst die Verwürfe nur 10–15 m betragen. Die ungewöhnliche Streichrichtung von Südwest - Nordost weist auch die zweite, im Oeynhausen-Feld gelegene Überschiebungszone auf, die etwa zwischen den Oeynhausen-Schächten und dem Nordschacht verläuft. Die im folgenden als Oeynhausen-Überschiebung bezeichnete Störung ist bislang eher lokal aufgeschlossen und zeichnet sich durch die Aufsplitterung in mehrere kleine Überschiebungsäste aus, deren Verwürfe im Meterbereich liegen. Ein anschauliches Beispiel dafür ist der Aufschluß in Flöz 54 in der Strecke 3 Westen, wo innerhalb von 50m mindestens sieben Überschiebungsäste angetroffen wurden (Abb. 117). Ähnliche Beobachtungen ließen sich auch im Falle der Theodor-Überschiebung machen, in deren Liegendem in der Regel eine kleinere Begleitüberschiebung auftritt, stellenweise aber auch über 50 m querschlägige Erstreckung verfaltete und verschuppte Lagerung herrscht (Abb. 118).

Im Westfeld sind durch die modernen Bohrungen der siebziger Jahre zum Teil noch bedeutendere Überschiebungen als im Ostfeld bekanntgeworden. So hat die Bohrung Ibbenbüren-Westfeld 1 die Flözgruppe 53/54 im Abstand von 68,5 m doppelt angetroffen. Zudem ist ein Abschnitt 100 m im Hangenden der als Westfeld-1-Überschiebung bezeichneten Störung über 50 m Bohrstrecke steil gelagert, was mit einer weiteren Überschiebung zusammenhängen dürfte (Taf. 29: Schnitt B). Auch die Bohrung Ibbenbüren-Westfeld 2 hat eine Überschiebung angetroffen und zwar im Liegenden von Flöz 54 mit einem bankrechten Verwurf von 22m (Westfeld-2-Überschiebung). Streichen und Einfallen der Überschiebungen des Westfeldes können nicht sicher angegeben werden. Entsprechend den Verhältnissen im Ostfeld wird ebenfalls Südwest - Nordost-Streichen und Einfallen nach Südosten angenommen. Die Überschiebung im Hangenden der Westfeld-1-Überschiebung fällt sehr wahrscheinlich nach Südosten ein, da aufgrund der Dipmetermessung die Schichten im Liegenden steil nach Westen einfallen (vgl. Taf. 29: Schnitt B). Für die darunter folgende Westfeld-1-Überschiebung käme – anders als in den Darstellungen angenommen - auch westliches Einfallen in Frage, zumal die Schichten im Westfeld überwiegend in die gleiche Richtung einfallen. Beide Überschiebungen der Bohrung Westfeld 1 würden in diesem Falle eine Fischschwanzstruktur bilden. Solche Kombinationen entgegengesetzt einfallender Überschiebungen sind im Ruhrkarbon weit verbreitet, allerdings bevorzugt in stärker gefalteten Bereichen (DROZDZEWSKI 1979: 60).

Zur Tiefe hin scheinen die Verwürfe der Südwest – Nordost streichenden Überschiebung generell zuzunehmen. So steigern sich die bankrechten Verwürfe der Theodor-Überschiebung im Osning-Sattel von 10–15 m in Flöz 53 auf 30–35 m in Flöz 57 in den Untertagebohrungen 225 und 226 (Taf. 29: Schnitt A). Am Ost – West-Blatt ist in der Bohrung 306 im Liegenden von Flöz 71 offenbar die Theodor-Überschiebung (Schnitt B) angetroffen worden, deren bankrechter Verwurf mindestens 45 m, möglicherweise jedoch auch erheblich mehr beträgt.

An der Oeynhausen-Überschiebung kann ebenfalls eine Zunahme des Überschiebungsbetrages zur Teufe hin beobachtet werden. Die alte Tiefbohrung Ibbenbüren IV steht auf dem Osning-Sattel in einem Bereich, in dem inzwischen Flöz 54 abgebaut wurde. Ca. 400 m westlich der Bohrung wurde die ostfallende Oeynhausen-Überschiebung mit einem Verwurf von insgesamt 5 m angetroffen. In der Bohrung Ibbenbüren IV – die entgegen früheren Annahmen (PAPROTH in JOSTEN 1966: 611) keinen Schichtenausfall aufweist, läßt sich anhand des Schichtenverzeichnisses (EBERT 1954: 106) zwischen 1215 und 1275 m eine Schichtenverdoppelung nachweisen, die auf 30 – 35 m zu veranschlagen ist (vgl. Taf. 29: Schnitt A).

Die Teufenentwicklung der Überschiebungen innerhalb des Ibbenbürener Karbons kann aufgrund der geschilderten Aufschlüsse und schnittrißlichen Darstellungen (Taf. 28 u. 29) zusammenfassend folgendermaßen charakterisiert werden. Die bisher - aufschlußbedingt - besonders aus dem Bereich der Flöze 53-59 bekanntgewordenen Überschiebungen reißen in flacher Lagerung etwa im Bereich von Flöz 45 (oberer Abschnitt des Westfals B) auf. Innerhalb des Westfals B nimmt ihr Verwurf zur Tiefe hin kontinuierlich zu. In welcher Weise sich die beschriebenen Überschiebungen zur Teufe hin weiterentwickeln, kann wegen fehlender Aufschlüsse nicht mit Sicherheit vorausgesagt werden. Vermutlich gehen sie innerhalb des Westfals A in Schichtenverbiegungen über und laufen aus. Angesichts der überwiegend flachen Lagerung und relativ geringen Überschiebungsbeträge dürften allerdings keine bedeutenden Falten in der Tiefe zu erwarten sein.

Neben den geschilderten, relativ bedeutenden Südwest-Nordost streichenden Überschiebungen sind in den bisher gebauten Flözen 53 bis 59 zusätzlich auch kleinere Überschiebungen mit West-Ost- und herzynischem Streichen angetroffen worden. Sie treten in ihrer Bedeutung hinter jenen der Südwest-Nordost-Richtung stark zurück.

### 4.2.2.2. Randverwerfungen

Die Ibbenbürener Karbon-Scholle ist allseits durch bedeutende Randverwerfungen vom mesozoischen Vorland getrennt. Seit langem führen die beiden Längsbegrenzungen die Bezeichnungen Südliche und Nördliche Randverwerfung. Daneben lassen sich Karbon-Randverwerfungen aushalten, die unterschiedlich breite Zechstein- und Trias-Staffeln begrenzen.

#### Streichen der Randverwerfungen

Relativ einheitlich verläuft die Südliche Randverwerfung, die überwiegend herzynisch streicht. Im Ostfeld – etwa von der Bohrung Ibbenbüren IV an bis zu seinem Südostende – hat sie einen flach bogenförmigen Verlauf, in welchem die West – Ost-Richtung vorherrscht.

Die Nördliche Randverwerfung und besonders die Nördliche Karbon-Randverwerfung setzt sich dagegen aus mehreren unterschiedlich verlaufenden Teilstücken zusammen. Insgesamt gesehen herrscht aber vom Ostende der Karbon-Scholle bis zum Bockradener Graben die herzynische Randbegrenzung der Scholle vor. Im Westfeld dominiert zunächst bis zum Mathilde-Sprung die West-Ost-Richtung, von wo die Nördliche Randverwerfung allmählich in die Südwest-Nordost-Richtung umbiegt und unter rechtem Winkel schließlich auf die Südliche Randverwerfung auftrifft.

Daß die Karbon-Scholle auch im Nordwesten durch Randstörungen gegen das Vorland abgegrenzt wird, ist erst in jüngerer Zeit nachgewiesen worden. Noch bis in die fünfziger Jahre nahm man an, daß der bei Uffeln dem Westfal D auflagernde Zechstein allmählich unter das Quartär des nordwestlichen Vorlandes abtaucht und die Subrosionserscheinungen in der Senkungszone des Heiligen Meeres auf Auslaugung von Zechstein-Anhydriten zurückzuführen sind (LOTZE 1957). Durch Bohrungen konnte jedoch belegt werden, daß in geringer Tiefe Anhydrite und Salze des Münder-Mergels anstehen (SCHUSTER 1971 b). Damit sind am Nordwestrand ähnlich bedeutende Randstörungen anzunehmen, wie in anderen Teilen der Karbon-Scholle.

Die Störungsverläufe sind im wesentlichen nur im Bereich der alten Erzgruben durch Aufschlüsse zu belegen. Da größere Störungsabschnitte jeweils durch Konstruktion mittels weniger Aufschlußpunkte festgelegt werden müssen, erscheint die Randverwerfung zwangsläufig aus geradlinigen, unterschiedlich streichenden Teilen zusammengesetzt. Denkbar sind aber auch gebogene Störungsverläufe, wie im Falle der Nördlichen Randverwerfung des Westfeldes.

Einen gewissen Einfluß auf den Verlauf der Randverwerfungen haben die Querbrüche der Karbon-Scholle. Am Pommer-Esche-Sprung biegt die Nördliche Karbon-Randverwerfung in Richtung auf den Bockradener Graben ein und scheint dextral zu verspringen. Ebenfalls dextral ist die Südliche Randverwerfung am Mathilde-Sprung verschoben, und zwar um etwa 100 m.

In der Regel wird die Ibbenbürener Karbon-Scholle von Staffeln jüngerer Formationen, von Zechstein und Trias, umrandet. Die Randverwerfung setzt sich dementsprechend aus zwei oder mehreren etwa parallel verlaufenden Störungen zusammen. KELLER (1953) läßt jede Formation durch eine Randverwerfung begrenzen und unterscheidet folglich eine Karbon-, Zechstein- und Trias-Randverwerfung, die letztlich zum Jura des Vorlandes überleiten sollen. Tatsächlich wird aber längst nicht jede Formation durch eine Störung begrenzt. So scheint die Südliche Karbon-Randverwerfung unmittelbar östlich Schacht Perm, wo ihr Verwurf nur noch 44 m beträgt (HAARMANN 1914: 334), auszulaufen und dort der Zechstein dem Karbon ungestört, wenn auch diskordant, aufzuliegen (Taf. 27 u. Taf. 28: Schnitt 6).

### Einfallen und Ausbildung der Randverwerfungen

Die Randverwerfungen umgrenzen insgesamt betrachtet eine längliche, linsenförmige Scholle, die als Bewegungskörper zwischen zwei im Streichen sich gegenseitig ablösenden Großstörungen aufgefaßt werden kann. Für den möglichen Bewegungsmechanismus der Scholle, auf den in Kapitel 4.3.2. noch näher eingegangen wird, ist das Einfallen der Randverwerfungen von besonderem Interesse.

Wie bereits bei der Aufzählung der Aufschlüsse vermerkt, liegen uns über Raumdaten und die Beschaffenheit der Randstörungen keine oder nur unzureichende Beschreibungen vor. Schon HEINE (1861: 158) klagte über diesen Sachverhalt, indem er schreibt: "Vorgefaßten Ansichten und einseitiger Auffassung der Verhältnisse ist es wohl zuzuschreiben, dass die durch den Bergbau hervorgerufenen Stollenanlagen nicht genügend zur Erforschung des geognostischen Verhaltens der jüngeren Schichten benutzt worden sind. Man glaubte offenbar, ..., aus dem Studium der angrenzenden Formationen keinen praktischen Nutzen ziehen zu können, da man sich nun einmal die Lagerung des Kohlengebirges als ganz selbständig und unabhängig von jenen dachte. ... Obgleich es von der grössten Wichtigkeit gewesen wäre, hier (im Tiefen Schafberger Stollen = Herwegh-Stollen) die Art und Weise des Contactes der verschiedenen Formationen festzustellen, so findet sich doch

keine hierauf bezügliche genaue Beobachtung aufgezeichnet."

Erste Hinweise auf die Störungsbreite und Ausfüllung der Randverwerfungen finden sich bei HEINE (1861: 159), der mitteilt, daß im 1804 begonnenen Tiefen Schafberger Stollen die "Hauptverwerfung" in circa 12 Lachter (etwa 25 m) Mächtigkeit durchfahren wurde, wobei als Ausfüllung "schüttiges und schwimmendes Gebirge" angetroffen wurde. Die umfangreichsten Aufschlüsse an der Südlichen Randverwerfung existierten im Bereich des Permer Stollens zwischen dem Südostende der Karbon-Scholle und Ibbenbüren. Hierüber finden sich bei HAARMANN (1914), der die Aufschlüsse noch selbst befahren hat, interessante Beobachtungen. Allerdings betreffen nur wenige die Randverwerfungen direkt. Ein Aufschluß befand sich im östlichen Teil des Grubenfeldes Friedrich Wilhelm, wo man die Karbon-Randverwerfung im Querschlag 29 mit 80° nördlichem Einfallen und 7 m Letten antraf (HAARMANN 1914: 337). Der Autor teilt weiter mit: "Von Schacht Osten III nach Westen bis zum Tagebau C (am Rochusknapp) wurde auf etwa 1500 m Länge eine angeblich mit 80-85° nach Süden fallende streichende Verwerfung angetroffen, die eine 10-15 m mächtige Lettenausfüllung hat."

In der weiteren Fortsetzung der Randverwerfung nach Nordwesten haben einige alte Stollen die Störung durchfahren (vgl. Taf. 27). Diesbezügliche geologische Angaben in den alten markscheiderischen Unterlagen der Zeche Ibbenbüren können allerdings nicht mehr überprüft werden, da die Stollen heute unzugänglich sind.

Im Ibbenbürener Förderstollen (1858 begonnen) durchörterte man nach ca. 95 m eine mit 85° steil südfallende Störung, hinter der das Steinkohlengebirge flach südfallend gelagert war. Im Hangenden der genannten Störung ist auf etwa 13 m "Conglomerat und Geschiebe" vermerkt. Hierbei handelt es sich offenbar um die Ausfüllung der Störungszone. Bis zum Stollenmundloch ist angegeben: "Jüngeres Gebirge (verworrenes Gemenge von Zechstein, bunt. Sandstein u. Muschelkalk, mit Spuren v. Galmei u. Brauneisenstein)."

Im Püsselbürener Förderstollen (1856) fallen die aus "Blauem Mergel" und "Buntem Sandstein" bestehenden Schichten bemerkenswerterweise steil nach Norden ein, wie auch die Störung selbst (Abb. 119). Die Breite der Störungszone beträgt ca. 35 m. In einer ca. 1050 m nordwestlich gelegenen Strecke (Wettereinfallende – Südfeld) wurde die Randverwerfung wiederum südfallend angetroffen. Hierbei wurden erstaunlich flache Einfallswerte ermittelt. In dem nur 20 m nordwestlich gelegenen Bandberg 1 betrug das Einfallen 32° und im nahegelegenen Abbau von Flöz Glücksburg 52 und 32°.

Im Dickenberger Stollen (1771) wurde die südfallende Randverwerfung nach ca. 480 mangetroffen. Im Hangenden der Störung ist Kalk und Mergel verzeichnet, so daß die Darstellung von Buntsandstein in diesem Bereich der tektonischen Karte (Taf. 27) nur als pauschale Angabe zu werten ist.

Obwohl aufgrund der Aufschlüsse Teile der Randverwerfungen in Richtung der Karbon-Scholle einfallen, wurde bisher überwiegend angenommen, daß die Störungen steil in Richtung auf das Vorland hin einfallen, zumal in jedem Falle außerhalb der Karbon-Scholle jüngere Schichten anstehen. Lediglich HAARMANN (1914) deutete die Randstörungen als steile Überschiebungen, an der der Schafberg herausgepreßt worden sei. Inzwischen reicht der Steinkohlenabbau im Bereich der Südlichen Randverwerfung bis in etwa 1 100 m Tiefe. Dabei näherte sich der Abbau gelegentlich auf ca. 50 – 100 m der Randstörung, was durch horizontale Bohrungen in den Flözen 2, 45 und 54 nachgewiesen werden konnte.

Aus den genannten Aufschlüssen ergibt sich für die Südliche Randverwerfung das Bild einer im ganzen seigeren Störungszone (Abb. 120). Im einzelnen ist der Verlauf der Randverwerfungen im Einfallen – ähnlich wie jener der Blattverschiebungen – wellenförmig. Infolgedessen kann die Einfallsrichtung der Störungen wechseln, wobei abschnittsweise auch bemerkenswert flache Einfallswerte bis 32° auftreten, wie bereits beschrieben wurde.

Die Nördliche Randverwerfung fällt nach Unterlagen der ehemaligen Erzgruben Muck und Horst, Oranien sowie Hektor bis zu 85° steil nach Nordosten ein. Die Karte von TIETZE (1912: Taf. 22) weist jedoch auch ein südwestliches Einfallen von 70° (bei Schapermeier) aus, so daß vermutlich die Nördliche Randverwerfung ebenso wie die Südliche mehr oder weniger seiger stehen dürfte.

#### Verwürfe der Randverwerfungen

Angaben zu den Verwürfen der Randverwerfungen sind nur mit einiger Sicherheit möglich, soweit sie sich auf den Zechstein beziehen. Zu diesem Zwecke wurde in den Tafeln 28 und 29 durchgängig die Zechstein-Basis konstruiert, die auf der Karbon-Scholle überwiegend oberhalb der Erdoberfläche liegt. KELLER (1953: 106) hatte noch versucht, die Verwürfe anhand der karbonischen Schichten zu ermitteln. Dabei ging er von der falschen Voraussetzung aus, daß am Südostrand der Karbon-Scholle im Liegenden des Zechsteins Westfal D ansteht (vgl. auch Blatt 3712 Tecklenburg: Schnitt A - B, in dem Rote Schichten dargestellt sind). Dem Schnitt durch den Hektor-Schacht (s. Abb. 129, S. 210) ist jedoch eindeutig zu entnehmen, daß dort Zechstein über Westfal C transgrediert. Aufgrund der Ausführungen in Kapitel 4.3.1. über mögliche variscische Bewegungen an der Südlichen Randverwerfung ist sogar wahrscheinlich, daß südlich der Randverwerfungen der Zechstein jeweils über älteres Karbon transgrediert (vgl. Abb. 130 oben, S. 211). Dies könnte auch für die Scholle zwischen der Karbon-





Fig. 119 Historical geological section through the Püsselbüren gallery showing Southern marginal fault of the Ibbenbüren Carboniferous block



Abb. 120 Die Südliche Randverwerfung nach bergmännischen Aufschlüssen (aus Taf. 28: Schnitt 4) Southern marginal fault based on mining exposures (from plate 28: section 4) Fig. 120

Randverwerfung und der Südlichen Randverwerfung zutreffen (Taf. 28: Schnitte 3 - 5). Die von HOERNECKE (1901: 16) in das obere Westfal C (um Flöz Glücksburg) eingestuften Flöze des Permer Stollens und in den Schnitten 3-5 (Taf. 28) entsprechend dargestellten Schichten könnten demnach auch älter sein (vgl. Kap. 4.3.1.). Wahrscheinlicher ist aber, daß erst südlich der Südlichen Randverwerfung wesentlich ältere Schichten unter dem Zechstein auftreten.

Aus den vorangehenden Ausführungen und jenen in Kapitel 4.3.2. über den zeitlichen Ablauf der Bewegungen geht hervor, daß sich die Verwürfe an den Randverwerfungen zum Teil gegenläufig entwickelten (s. Abb. 130, S. 211). Während sich an der Nördlichen Randverwerfung die variscischen und saxonischen Verwürfe vermutlich ständig vergrößerten, wurden an der Südlichen Randverwerfung die variscischen Abschiebungsbeträge durch den Aufstieg der Karbon-Scholle in der späten Oberkreide wieder rückgängig gemacht und in ihr Gegenteil verkehrt.

Legt man - wie schon erwähnt - den Zechstein als Bezugshorizont zugrunde, so ergeben sich für die Südliche Karbon-Randverwerfung Werte von bis zu 600 m. Die Störung setzt östlich von Schacht Perm an, verwirft im Ostfeld und Bockradener Graben 100 - 150 m und steigert sich im Westfeld auf 600 m. Die bedeutendere Südliche Randverwerfung verwirft um durchschnittlich 1500 m.

Die Verwürfe der Nördlichen Karbon-Randverwerfung betragen zwischen 150 und 450 m, die der Nördlichen Randverwerfung, die meist Buntsandstein gegen Jura verwerfen, zwischen 1200 und 1800 m.

Insgesamt gesehen verwerfen die Südlichen Randverwerfungen zusammen um durchschnittlich 1 600 m, die Nördlichen Randverwerfungen zwischen 1500m und mehr als 2000 m. Bezieht man die Schichtenverbiegungen des Vorlandes in die Berechnungen mit ein, dann ergeben sich für die spätkretazische Heraushebung der Ibbenbürener Karbon-Scholle gegenüber ihrer Umgebung Beträge von 2-3 km.

### 4.2.2.3. Blattverschiebungen

Wie bereits eingangs vermerkt, ist ein Teil der Brüche innerhalb der Karbon-Scholle in die Kategorie der Blattverschiebungen einzustufen. EBERT (1954) und LUX (1961) betrachten noch alle Brüche als Abschiebungen. Allerdings ist den tektonischen Auswertungen beider Autoren zu entnehmen, daß sich auf den Störungen - und zwar besonders solchen der West - Ost- und Nord - Süd-Richtung - häufig horizontale Rutschstreifen nachweisen lassen. LUX (1961) spricht bei der Beschreibung der tektonischen Elemente innerhalb der Steinbrüche der Karbon-Scholle daher gelegentlich von kleinen Blattverschiebungen, ohne ihnen aber in den Überlegungen zur Beanspruchung eine Bedeutung beizumessen.

Die von EBERT (1954) und LUX (1961) in den Steinbrüchen der Ibbenbürener Karbon-Scholle beobachteten kleintektonischen Formen haben in der Mitteltektonik ihre Entsprechung. Im Ostfeld ist seit langem eine Störung von stellenweise mehr als 10 m Seigerverwurf bekannt, die aufgrund ihres generellen Ost - West-Verlaufes ursprünglich als Ost -West-Sprung bezeichnet wurde. Ihr teilweise nach Norden, teilweise nach Süden gerichtetes Einfallen (Taf. 28: Schnitte 4 u. 5), der wechselnde Bewegungssinn und die horizontale Rutschstreifung auf der Störungsfläche belegen jedoch eindeutig, daß es sich hierbei um eine Blattverschiebung handelt.

Das Ost - West-Blatt ist mittlerweile bis in fast 1 500 m Teufe nachgewiesen. Vergleicht man die Störung in Flöz Glücksburg mit der in dem 1000 m tieferen Flöz 54, so stellt man sowohl im Streichen als auch im Einfallen der Störung Veränderungen des Verwurfssinnes fest.

Im östlich gelegenen Theodor-Feld verwirft das Ost - West-Blatt in Flöz Glücksburg nach Süden, in Flöz 54 aber nach Norden. In westlicher Richtung kehrt sich der Bewegungssinn in beiden Niveaus um, das heißt, in Flöz Glücksburg liegt dort die nördliche Scholle tiefer, in Flöz 54 aber die

südliche. Dabei ist das Einfallen der Störung häufiger zur tieferen Scholle gerichtet – wie das bei Abschiebungen die Regel ist –, gelegentlich fällt die Störung jedoch zur höheren Scholle ein, wodurch sich das Bild einer Aufschiebung ergibt.

Der unterschiedliche Verwurfssinn in verschiedenen Teufen mag mechanisch verständlicher erscheinen, wo der Verwurf vor allem durch die muldenförmige Abbiegung der Schichten in unmittelbarer Störungsnachbarschaft erreicht wird.

Wegen der durchweg sehr flachen Lagerung läßt sich über das Ausmaß der horizontalen Bewegungen an der Störung keine Angabe machen. Lediglich an dem geringen linkshändigen (sinistralen) Versatz des Fahlbach-Sprungs sowie der Theodor-Überschiebung in Flöz 54 kann vermutet werden, daß dieser im Dekameterbereich liegt.

Der sinistrale Bewegungssinn des Ost-West-Blattes ließ sich während einer Befahrung der Störung im Bandberg nach Norden (ca. - 1 290 m) anhand der Absätze auf dem Störungsharnisch direkt ablesen.

Außer dem Ost – West-Blatt sind im Ostfeld vor allem durch den Abbau von Flöz 54 weitere Blattverschiebungen bekanntgeworden. Es handelt sich ebenfalls um Ost – West streichende Störungen, deren Verwürfe jedoch im Dezimeter- bis Meterbereich liegen. Die südliche Scholle erscheint in der Regel als die tiefere. Wegen der eigenartigen Störungsformen und der damit verbundenen Bewegungsspuren soll im folgenden auf diese Störungen näher eingegangen werden. Grundsätzlich bestehen diese Blattverschiebungen im Flözhangenden aus  $\pm$  vertikalen Störungen, die beim Eintritt in die Kohle mehr oder weniger abrupt in die Schichtung einbiegen und zu Flözverschmälerungen führen.

Während einer Störungsdurchörterung in Flöz 54 nördlich des Nordschachtes im Jahre 1981 hatte ich erstmals Gelegenheit, diese merkwürdige Störungsform näher zu untersuchen. Aus gemeinsamen Befahrungen mit Herrn Markscheider TH. ANLAUF/Preussag AG Kohle (Ibbenbüren) ergab sich für das sogenannte Nordstreb-Blatt die in den Abbildungen 121 und 122 wiedergegebene Darstellung. Der Grundriß (Abb. 121) läßt deutlich fiedrig angeordnete Blattverschiebungen erkennen, aus deren rechtshändiger Anordnung auf einen sinistralen Bewegungssinn geschlossen werden kann. Dieser Bewegungssinn ließ sich auch im Hangenden des Flözes an der steilen Störung unmittelbar anhand der horizontalen Rutschstreifung mit Abrissen ablesen. Beim Eintritt der Blattverschiebung in das Flöz verflachte die Störung regelmäßig und veränderte dabei auffällig ihren Störungscharakter (Abb. 122). Die Schichten im unmittelbaren Hangenden und Liegenden der Störung erscheinen vertikal geschleppt wie im Falle einer reinen Abschiebung. Eindeutig vertikale Rutschstreifen deuteten in die gleiche Richtung. Innerhalb des Strebes verlief die Störung in der Firste, um dann 3-4m südlich der Strebfront wieder steil in das Flözliegende einzutauchen.

In der Zwischenzeit wurde das Nordstreb-Blatt in seiner östlichen Verlängerung auf mehrere hundert Meter aufgeschlossen. Hierbei konnten die genannten Erscheinungen im Prinzip immer wieder beobachtet werden. Auch an weiteren kleinen, ebenfalls Ost – West verlaufenden Blättern, ist vor allem das abrupte Umbiegen des vertikalen Blättes im Flözhangenden in die Schichtung des Kohlenflözes deutlich zu beobachten gewesen (Abb. 123 u. 124). Hierbei weisen die Störungsflächen im Flöz spitze Winkel zwischen 0 – 30° auf. In der Strecke 10 Norden, Flöz 54, konnte in der Nähe des Wasser-Sprungs der fläche Störungsabschnitt über ca.



Abb. 121 Das Nordstreb-Blatt im Flözriß, Flöz 54 (nach Zechenunterlagen)
 Fig. 121 Nordstreb strike-slip fault in the contour map of seam 54 (after data of mine surveying)



Abb. 122 Das Nordstreb-Blatt in Querschnitten, Flöz 54 (nach Aufnahmen von Dipl.-Ing. TH. ANLAUF, Preussag AG Kohle; Maßstab 1:150)

Fig. 122 Nordstreb strike-slip fault in cross sections of seam 54 (after data of Dipl.-Ing. TH. ANLAUF, Preussag AG Kohle; scale 1:150)



## Abb. 124

Blattverschiebung, die beim Eintritt in das Kohlenflöz abrupt aus steilem in flaches Einfallen übergeht; Flöz 54, Streb 14/15 Osten (vgl. Abb. 123)

Fig. 124

Strike-slip fault of figure 123 in two photographs



# Abb. 125

Rechtwinkliges Abknicken einer Blattverschiebung beim Eintritt in die Kohle, Flöz 54, Streb 14/15 Osten

Fig. 125

Rectangular deviation of the fault plane of a strike-slip fault by entering a coal seam, coal seam 54, face 14/15 east 10 m Länge quer zur Blattverschiebung verfolgt werden. In diesem Bereich hatte das ca. 1,8 m mächtige Flöz 54 nur noch eine Mächtigkeit zwischen 20 und 60 cm und wurde im Liegenden durch einen Störungsharnisch sowie stark gestörtes Gestein unterlagert.

Neben den eindeutig horizontalen Bewegungen an steilen Blättern haben sich demnach auch senkrecht dazu verlaufende Bewegungen abgespielt und zwar jeweils an ein und derselben Störung. Auf das Vorhandensein beider Bewegungsrichtungen deuten auch Beobachtungen zum Verlauf von Rutschstreifen im Flözhangenden. Es treten sowohl Ost – West gerichtete Rutschstreifen als Folge der Seitenverschiebungen an den Ost – West streichenden Blättern als auch Nord – Süd verlaufende Rutschstreifen auf, die offenbar im Zusammenhang mit den flachen Zerscherungen zu sehen sind.

An den Störungen lassen sich unterschiedlich stark ausgebildete Kalkspatbeläge beobachten, soweit die Trennfugen im Nebengestein oder an Grenzflächen zur Kohle verlaufen. In der Kohle selbst tragen die Störungsflächen dagegen seltener Kalkspatbeläge.

Erklärungen zum Mechanismus derartiger Störungsformen stoßen auf erhebliche Schwierigkeiten. Nichts deutet darauf hin, daß die Störungen sedimentäre Unregelmäßigkeiten darstellen. Zahlreiche Aufschlüsse zeigen eindeutig, daß die steilen Störungsabschnitte mit horizontalen und die flachen Störungsteile mit senkrecht zum Störungsverlauf gerichteten Bewegungsspuren jeweils ein und derselben Störung angehören (Abb. 125). In einem Falle ließ sich an einer Kleinstörung beobachten, daß die Störung nicht nur im Flözhangenden als steile Horizontalverschiebung ausgebildet war, sondern auch in dem zwischen Ober- und Unterbank liegenden Bergemittel. Die Störungsformen zeigen demnach eine ausgeprägte Materialabhängigkeit und sind wohl als eine Art Brechung zu deuten.

# 4.2.2.4. Abschiebungen

Zu den bedeutendsten Störungen der Ibbenbürener Karbon-Scholle gehören – wie schon mehrmals erwähnt – die Sprünge. Sie sind im allgemeinen als Abschiebungen ausgebildet (vgl. HELLWIG 1952). Nicht mehr zu den Sprüngen gerechnet werden dagegen einige Störungen der Karbon-Scholle, deren Erscheinungsbild eher für die Kategorie der Blattverschiebungen spricht und die folglich gesondert behandelt wurden (Kap. 4.2.2.3.).

Die Sprünge lassen sich aufgrund des Verwurfsmaßes und ihrer lateralen und vertikalen Erstreckung grob in drei Gruppen unterteilen:

- a) Große Sprünge von mehreren Zehner Meter bis einige hundert Meter Verwurf. Sie queren die gesamte Karbon-Scholle und laufen auch zur Teufe hin nicht aus, sofern sie nicht einem gegenfallenden, meist größeren Sprung aufsitzen.
- b) Mittlere Sprünge von mehreren Metern bis einigen Zehner Metern Verwurf. Sie können noch innerhalb der Karbon-Scholle wie auch zur Teufe hin auslaufen.
- c) Kleine Sprünge von Dezimeter- bis Meterverwurf. Störungen dieser Größenordnung werden im Bergbau als abbaubehindernde Störungen bezeichnet und haben meist eine geringe laterale und vertikale Erstreckung von wenigen hundert Metern.

Die Unterscheidung der Sprünge aufgrund der angegebenen Kriterien ist mehr oder weniger willkürlich und dient lediglich einer Übersicht der intensiven Bruchtektonik der Ibbenbürener Karbon-Scholle.

Der größte Sprung innerhalb der Karbon-Scholle ist der Pommer-Esche-Sprung, der das Westfeld vom Bockradener Graben trennt (Abb. 126). Nördlich des Berg-Sprungs verwirft er über 400 m, südlich davon ca. 250 m. Auch nach Norden scheint der Verwurf abzunehmen.



- Abb. 126 Unterschiedlich starke tektonische Zerlegung des Ost- und Westfeldes sowie das Auslaufen des Bockradener Grabens in etwa 3 km Tiefe im Längsschnitt durch die Ibbenbürener Karbon-Scholle
- Fig. 126 Longitudinal section across the Ibbenbüren Carboniferous block showing different block faulting within the eastern and western mining field. It also illustrates the ending of the Bockraden graben in a depth of about 3 km.
- Abb. 127 Schnittserie durch den Bockradener Graben mit Zechstein über unterschiedlich mächtigen Roten Schichten des Westfals D (konstruiert nach bergmännischen Aufschlüssen und Bohrungen der Preussag AG Kohle sowie Untersuchungsergebnissen von BÄSSLER 1968, SCHUSTER 1971 a und THIERMANN 1980). Maßstab 1:20000
- Fig. 127 Sections across the Bockraden graben showing Zechstein strata overlaying differently thick red sediments (Rote Schichten) of Westphalian D (construction based on mining exposures and wells of Preussag AG Kohle and published results of BÄSSLER 1968, SCHUSTER 1971a and THIERMANN 1980). Scale 1:20 000





Abb. 128 Bruchtektonik in Flöz Glücksburg (a) und Flöz 2 (b). Das ca. 330 m tiefere Flöz 2 zeigt wesentlich weniger Kleinstörungen als Flöz Glückburg. (Maßstab 1:10000)



Fig. 128 Fault tectonics in seam Glücksburg (a) and seam 2 (b). Seam Glücksburg shows more minor faults than the 330 ms deeper seam 2. (scale 1:10000)

Nach Osten folgen mehrere bedeutende gegenfallende Sprünge, die zum Einbruch des Bockradener Grabens geführt haben. Der Beust-Sprung als östliche Randverwerfung des Grabens im engeren Sinne verwirft in der Nordhälfte über 200 m. im Süden spaltet er in drei Äste auf (Abb. 127: Schnitt Bo5). Von ähnlicher Bedeutung ist der ebenfalls westfallende Fahlbach-Sprung, den man auch als östliche Randverwerfung des Bockradener Grabens im weiteren Sinne auffassen kann. Auffallend ist in seinem Hangenden ein gegenfallendes Sprungsystem, das sich fiederartig am Fahlbach-Sprung entlangzieht (vgl. Blockbild Flöz Glücksburg, Taf. 31). Die vom Verwurf her kleinen und mittleren Nebensprünge bilden mit der Hauptstörung ein Y, weshalb in der Literatur derartige Sprünge gern als Y-Sprünge bezeichnet werden. Daß sich die gegenfallenden Sprünge nicht im Liegenden des Fahlbach-Sprungs fortsetzen, ist durch den störungsfreien Abbau von Flöz 54 belegt (Taf. 29: Schnitt B).

Möglicherweise sind alle westfallenden Sprünge des Bockradener Grabens gemeinsam mit dem Pommer-Esche-Sprung derartige Y-Sprünge, so wie in Abbildung 126 dargestellt. Bemerkenswert in diesem Zusammenhang ist, daß sich rein geometrisch der Verwurfsbetrag an der Hauptstörung unterhalb der gegenfallenden Sprünge um den Verwurfsbetrag der Nebenstörungen reduziert. Auf diese Weise könnte sich der Verwurf am Pommer-Esche-Sprung zur Teufe hin beträchtlich vermindern.

Außer Beust- und Fahlbach-Sprung sind als westfallende Sprünge der Karl-Sprung und der neu benannte Gartenberg-Sprung zu nennen (Abb. 127). Beide Störungen weisen Verwürfe zwischen 50 und 100 m auf. Der im Bockraden-Schacht durchteufte ostfallende Bockradener Sprung kann gemeinsam mit dem Beust-Sprung als Y-Sprung aufgefaßt werden. Bemerkenswert ist sein beträchtlicher Verwurf von ca. 150 m. Die überaus intensive Bruchtektonik ließ im Bockradener Graben keinen umfangreichen Flözabbau zu. Nachdem durch die Bockraden-Bohrungen (SCHUSTER 1971 a) die tektonischen Verhältnisse im großen geklärt wurden, liefen lediglich in der Scholle zwischen Gartenberg- und Karl-Sprung zwei Abbaue in Flöz Glücksburg.

Im Westfeld treten zwar nur wenige große Sprünge auf, dafür ist die bruchtektonische Zerlegung durch kleine und mittlere Störungen besonders im oberen Teufenbereich sehr intensiv. Die bedeutendste Großstörung ist der ostfallende Mathilde-Sprung mit einem Verwurf von 250 m im südlichen Abschnitt. Im Norden spaltet die Störung in zwei Äste auf, wovon der westliche Hauptast noch 100 m und der östliche Nebenast ca. 50 m verwirft. Im Bereich der Aufspaltung beschreibt der Mathilde-Sprung einen nach Westen offenen Bogen, der durch einen gleichfallenden 50-m-Sprung überbrückt wird. Im Hinblick auf die Zusammenhänge der verschiedenen Störungsrichtungen im Westfeld lassen sich an dem Störungsbogen des Mathilde-Sprungs interessante Beobachtungen anstellen. Während einerseits der oben genannte östliche Nebenast die mehr oder weniger geradlinige Fortsetzung des im Süden ca. 20° streichenden Mathilde-Sprungs ist, liegt andererseits der Nordwest - Südost streichende Berg-Sprung in der Fortsetzung des nördlichen Bogenstücks. Es liegt nahe, im Mathilde-Sprung eine "trailed fault" zu sehen, die ihre generelle Nord-Süd-Richtung verläßt, um über ein gewisses Stück in der Nordwest-Südost-Richtung des Berg-Sprungs geführt zu werden. Damit ist die Nordwest - Südost-Störungsrichtung älter als die Nord - Süd-Richtung oder wenigstens gleichalt. Der Verwurf des Berg-Sprungs beträgt am Mathilde-Sprung nur ca. 30 m, wächst aber bis zum Pommer-Esche-Sprung auf 100 m an. Der Berg-Sprung setzt sich in dieser Größenordnung über den Bockradener Graben hinweg bis zum Fahlbach-Sprung fort, um dann rasch auszulaufen. Ein weiterer Nordwest - Südost streichender Sprung ist der neu benannte Mieke-Sprung, der das Mathilde-Feld im Westen gegen das Mieke-Feld begrenzt. Sein Verwurf beträgt 30 - 60 m.

Die genannten Sprünge begrenzen einzelne Felder, in denen zahlreiche kleinere und mittlere Sprünge vorkommen. Die Kluft- und Störungstektonik ist im oberflächennahen Bereich des Westfeldes zum Teil so intensiv, daß in manchen Steinbrüchen - wie EBERT (1954: 49) schreibt - "der Eindruck von locker aufeinandergetürmten großen Blöcken entsteht." Auch die Baurisse der Flöze Buchholz und Glücksburg vermitteln noch einen Eindruck von der starken bruchtektonischen Zerlegung des Westfeldes. Zwar nimmt die Anzahl der Kleinstörungen von der Erdoberfläche bis zum Flöz Glücksburg schon erheblich ab, dennoch sind dort in großen Bereichen Störungsscharen im Dekameterabstand angetroffen worden (Taf. 30). Die Mehrzahl der vor allem 20° streichenden Sprünge verwirft im Dezimeter- und Meterbereich. Wegen der großen Störungshäufigkeit erfolgte in den oberen Flözen die Kohlegewinnung im Pfeilerbruchbau mit Schießarbeit und nicht im Strebbau. Eine erhebliche Abnahme der Bruchtektonik gegenüber höheren Flözen trat erst im Flöz 2 auf (Abb. 128).

Das Ostfeld weist die ruhigsten Lagerungsverhältnisse der gesamten Karbon-Scholle auf. Bei den vorkommenden Sprüngen handelt es sich überwiegend um mittlere und kleine Störungen.

Der westfallende Theodor-Sprung quert nur in den oberen Teufen die gesamte Karbon-Scholle, und zwar im Norden mit Verwürfen im Meterbereich, die nach Süden auf rund 20 m anwachsen. Zur Teufe hin läuft der Theodor-Sprung nahezu aus (Taf. 29: Schnitt A).

Von ähnlicher Bedeutung ist der ostfallende Knüppesche Sprung. Er verwirft im Süden 30-40 m und läuft nach Norden, in Richtung auf den Wasser-Sprung, allmählich aus. Ihm ist ein westfallender 10-m-Sprung zugeordnet, so daß sich zwischen beiden Brüchen ein kleiner Graben befindet, der zusätzlich durch westfallende Staffelbrüche gestört ist. Dieser sogenannte Knüppesche Graben weist auch kompliziertere Lagerungsverhältnisse insofern auf, als sich dort zwei grabenwärts abtauchende Teilstücke des Osning-Sattels ablösen (s. auch S. 195).

Trägt man das Streichen aller Sprünge in eine Richtungsrose ein, ergibt sich ein Maximum in der Südsüdwest -Nordnordost-Richtung. Dieses generelle Streichen betrifft Störungen aller drei genannten Gruppen. Betrachtet man jedoch die einzelnen Verwerfungen gesondert, ergeben sich mehr oder weniger deutliche Abweichungen von dieser Richtung, die zudem nicht regellos, sondern in Abhängigkeit von der Form der Karbon-Scholle auftreten. Die Sprünge werden insofern ihrer Bezeichnung als Querstörungen gerecht, als sie jeweils quer zu den Randverwerfungen und damit auch quer zur Kontur der Karbon-Scholle verlaufen. Am deutlichsten ist diese Abhängigkeit im Westfeld zu beobachten, wo die Nördliche Randverwerfung überwiegend Südwest-Nordost und West-Ost verläuft. Dementsprechend streicht der Mieke-Sprung hauptsächlich Nordwest -Südost und nur unmittelbar vor der Südlichen Randverwerfung Nord-Süd. Desgleichen verlaufen die beiden nördlichen Äste des Mathilde-Sprungs Nordnordwest - Südsüdost und Nord - Süd und damit quer zur Nördlichen Randverwerfung. In Richtung auf die Südliche Randverwerfung biegt der Mathilde-Sprung in die Nordnordost-Südsüdwest-Richtung um. Das Umbiegen des Mathilde-Sprungs spiegelt sich besonders auch im Verlauf der kleinen Sprünge wider. Wie dem Strukturplan von Flöz Glücksburg (Taf. 30) deutlich zu entnehmen ist, verlaufen die Kleinstörungen südlich des Wilhelm-Schachtes Südsüdwest - Nordnordost, nehmen im Norden Nord-Süd und schließlich Nordnordwest-Südsüdost-Verlauf an. Die Sprünge des Bockradener Grabens streichen überwiegend Südsüdwest - Nordnordost und die zum Ostfeld gehörenden Sprünge, der Fahlbach-, Theodorund Knüppesche Sprung, in Südwest-Nordost-Richtung. Damit kann die Ausbildung der Sprünge als Querstörungen zur Kontur der Ibbenbürener Karbon-Scholle als gesichert angesehen werden.

Ebenso klar wie zwischen dem Streichen der Sprünge und der Kontur der Karbon-Scholle bestehen zwischen der Einfallsrichtung der Sprünge und dem Achsengefälle der Scholle deutliche Zusammenhänge. Das Achsengefälle ist eine Folge der Querwellung, die in Gestalt der Bockradener Queraufwölbung Auswirkungen auf die gesamte Karbon-Scholle hat. Bezogen auf das im Westfeld bestehende Achsenabtauchen nach Westen fällt die überwiegende Anzahl der Sprünge dort antithetisch nach Osten ein. Das betrifft Störungen aller Größenordnungen, wie zum Beispiel den Mieke-, Mathilde- und Pommer-Esche-Sprung, aber auch die Kleinstörungen, wie leicht dem Strukturplan von Flöz Glücksburg zu entnehmen ist (Taf. 30). Im Ostfeld ist zwar das nach Osten gerichtete Achsenabtauchen nur schwach ausgebildet, dennoch fallen dort der bedeutende Beust- und Fahlbach-Sprung sowie der kleinere Theodor-Sprung ebenfalls antithetisch nach Westen ein. Am schmalen Ostende der Karbon-Scholle kommt es zu einer Beeinträchtigung des Achsengefälles durch die Nordflanke des Osning-Sattels, dessen Achse dort lokal nach Westen abtaucht. Sie bildet mit der versetzt vom Theodor-Feld her streichenden, nach Osten abtauchenden Achse eine Achsendepression, auf die offensichtlich die komplexe Bruchstruktur des kleinräumigen Knüppeschen Grabens zurückzuführen ist.

Insgesamt gesehen führten die antithetisch einfallenden Sprünge in der Mitte der Ibbenbürener Karbon-Scholle zum Einbruch des Bockradener Grabens. Zwar wird diesem – wie schon erwähnt – nur der Bereich zwischen Pommer-Escheund Beust-Sprung zugerechnet. Wie aber besonders deutlich den Blockbildern der Flöze Glücksburg und 54 (Taf. 31) zu entnehmen ist, bildet in tektonischer Hinsicht die gesamte Zone zwischen Pommer-Esche- und Fahlbach-Sprung einen Graben. Klar erkennbar ist auch die für Gräben typische Bildung eines Mittelhorstes, die hier in Form der Gartenberg-Scholle zwischen Bockradener Sprung und Gartenberg-Sprung in Erscheinung tritt.

4.3. Analyse des tektonischen Baus

## 4.3.1. Die Diskordanz des Zechsteins

Erste sichere Nachweise für Krustenbewegungen im Bereich der Ibbenbürener Karbon-Scholle lassen sich durch die Rekonstruktion der ehemaligen Zechstein-Bedeckung erbringen. Dabei ist die Erkenntnis über paläozoische Bewegungen schon recht alt. Bereits HOERNECKE (1901) wies nach, daß sich der Zechstein diskordant über verschieden alte Horizonte des Karbons legt. Über das Ausmaß dieser Bewegungen bestehen aber bis heute widersprüchliche Ansichten. Sie betreffen vor allem die Bruchtektonik, von der HOERNECKE (1901), aber auch EBERT (1954: 44) und THIER-MANN (1980: 115) annehmen, daß sie paläozoischen Alters sei, während HAARMANN (1914) ihre Entstehung als gleichzeitigen Vorgang bei der Heraushebung der Karbon-Scholle an der Wende Kreide/Tertiär deutet.

Im folgenden soll anhand der vorliegenden Längs- und Querschnitte (Taf. 28, 29 u. Abb. 127) versucht werden, über das Ausmaß und Alter der Bewegungen eine genauere Vorstellung zu erlangen.

Der ursprünglich die gesamte Karbon-Scholle überdeckende Zechstein liegt heute in Resten zum Teil auf der Scholle selbst, zum Teil gehört er zu den Randstaffeln außerhalb der Karbon-Randverwerfung. Die noch auf der Karbon-Scholle befindlichen Zechstein-Reste liegen im Nordwesten bei Uffeln, im Bockradener Graben und am Südrand der Karbon-Scholle im Süden des Knüpppeschen Grabens sowie des Morgensternfeldes (Taf. 27).

Nördlich Uffeln sind unter dem Zechstein ca. 350 m Rote Schichten des Westfals D anzunehmen (Taf. 29: Schnitt B). Der am tiefsten abgesunkene Grabenteil liegt am Westrand des Bockradener Grabens, wo der Karl-Sprung entgegengesetzt zum Pommer-Esche-Sprung einfällt und damit eine schmale Tiefscholle geschaffen wird. Nach BÄSSLER (1968) soll hier im Hangenden des Westfals D nicht nur Zechstein, sondern auch Jura erhalten sein.

Im Hinblick auf die Einfalls winkel der Sprünge bieten die großen Flözabstände und der nach unten stark abnehmende Umfang flächenhafter Aufschlüsse keine günstigen Voraussetzungen. Die meisten Sprünge sind nur von Flöz Buchholz bis Flöz Glücksburg, also über 200 m Teufendifferenz, zu verfolgen. Ihrem Verlauf bis in Teufen von mehr als 1 000 m liegen in den Schnitten daher die Einfallswerte zugrunde, die im genannten Teufenbereich ermittelt wurden. Lediglich am Fahlbach-Sprung und am Theodor-Sprung ist das Verhalten der Störungsflächen über nahezu 1 500 m Teufendifferenz zu beobachten.

Das mittlere Einfallen der Sprünge insgesamt beträgt 60°. Im einzelnen lassen sich Einfallswerte zwischen weniger als 40° und mehr als 70° ermitteln, wobei die einzelnen Störungen sowohl im Streichen als auch zur Teufe veränderlich sind. An den beiden zuletzt genannten Sprüngen ist zur Teufe hin eine Verflachung nachgewiesen. Beim Fahlbach-Sprung nimmt das Einfallen von 70° im Bereich der Flöze Glücksburg bis Flöz 2 auf 60° in Flöz 54 ab (Taf. 29: Schnitt B). Am Theodor-Sprung betragen in den entsprechenden Teufen die Einfallswerte 50 und 37° (Taf. 29: Schnitt A).

Insgesamt gesehen besteht zwischen den Quer- und Längsbrüchen der Ibbenbürener Karbon-Scholle ein deutlicher Unterschied. Die Längsbrüche in Form der Randverwerfungen und Blattverschiebungen fallen generell wesentlich steiler als die Sprünge ein, worauf im Zusammenhang mit dem Mechanismus der Bewegungen noch näher eingegangen wird (s. Kap. 4.3.2.).

Ihre Mächtigkeit verringert sich in südwestlicher Richtung mit dem Herausheben der Schichten schnell auf ca. 50 m (Schnitt A).

Im Bockradener Graben sind zwischen 17 m (Bockraden 1) und 100 m Rote Schichten durch die Bockraden-Bohrungen (SCHUSTER 1971 a) nachgewiesen (s. Abb. 127, S. 204). Zieht man allein die Aufschlüsse in Betracht, in denen Rote Schichten von Zechstein überlagert werden, dann läßt sich auch hier wie bei Uffeln eine Abnahme der Roten Schichten nach Süden feststellen.

Am stärksten sind jedoch der Süd- und Ostrand der Karbon-Scholle von der Präzechstein-Erosion betroffen. Die Erzgruben Perm, Friedrich Wilhelm und Hektor (Abb. 129) haben in keinem Falle im Liegenden des Zechsteins Rote Schichten aufgeschlossen, sondern flözführende graue Schichten. Mehrere im Bereich von Schacht Perm angetroffene Kohlenflöze zwischen 30 und 90 cm Mächtigkeit sprechen für die Einstufung der Schichten in das höhere Westfal C um Flöz Glücksburg (HOERNECKE 1901: 16).

Insgesamt gesehen greift damit der Zechstein in südlicher Richtung auf immer älteres Karbon über. Da die Karbon-Scholle in der gleichen Richtung heraushebt, liegt es nahe, die Verformungen der Karbon-Scholle mit den Präzechstein-Bewegungen in Beziehung zu setzen.

Im Ostfeld besteht strukturell zwischen Südrand und Nordrand ein Höhenunterschied von durchschnittlich 350 m (vgl. Taf. 27). Etwa gleich groß ist der stratigraphische Abstand der Schichten, die am Nord- und Südrand vom Zechstein überlagert werden. Zwar ist am Nordrand des Ostfeldes kein



Abb. 129 Schnitt durch den Hektor-Schacht (Ostrand der Ibbenbürener Karbon-Scholle, R 34 19 890, H 57 93 500) mit der Zechstein-Diskordanz (nach Erzbergbau-Unterlagen)

Fig. 129 Section through Hektor shaft (eastern edge of the Ibbenbüren Carboniferous block, R 34 19 890, H 57 93 500) showing Zechstein strata disconformably on Westphalian C (after mining data)

Zechstein erhalten, so daß dort die stratigraphische Höhe des Erosionsniveaus nicht exakt ermittelt werden kann. Es stehen jedoch Rote Schichten des Westfals D an, die zeigen, daß ähnliche Verhältnisse wie im Bockradener Graben vorliegen, wo Zechstein auf geringmächtige Rote Schichten transgrediert (s. Abb. 127, S. 205).

Es kann somit als sehr wahrscheinlich gelten, daß die Auffaltung des Osning-Sattels größtenteils bereits variscischen Alters ist.

Etwas anders liegen die Verhältnisse bei der Kälberberg-Monokline (Taf. 29: Schnitt B). Zwischen der flachen Lagerung südöstlich und nordwestlich der steilen Flanke der Monokline bestehen Höhenunterschiede von ca. 700 m. Da aber in dem betreffenden Gebiet der stratigraphische Abstand zwischen den Schichten, über die Zechstein transgredierte, nur etwa 250 m beträgt, haben offenbar auch noch jüngere Bewegungen zur Versteilung der Kälberberg-Monokline beigetragen. Durch diese Bewegungen ist naturgemäß der Zechstein mitbetroffen gewesen, so daß seine Höhe im Bereich der Bohrung Westfeld 1 mit etwa + 450 m NN angenommen werden darf, während sie im Ostfeld mit generell etwa + 300 m NN wesentlich geringer ist.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Verbiegungen der Ibbenbürener Karbon-Scholle zu einem erheblichen Teil bereits vor Ablagerung des Zechsteins entstanden sind. Die Bewegungen waren offensichtlich am stärksten am Südrand. Gleichzeitig oder auch nachträglich ablaufende Hebungen führten zur Abtragung von mehreren hundert Metern Karbon, im Süden von mehr als 800 m. Letzterer Wert ergibt sich daraus, daß im Liegenden des Zechsteins ca. 400 m mächtige Rote Schichten und mehr als 400 m graue Schichten fehlen. Neben einer größeren Schichtlücke besteht folglich auch eine Diskordanz, die aber in der Regel 5° nicht überschreitet (Abb. 129). Wesentlich größere Diskordanzwerte bis zu 50° treten nur im Permer Stollen auf. In dem schon öfters erwähnten Permer Stollen streicht das Karbon Nord-Süd bis Nordwest-Südost und fällt mit 20-30° nach Westen ein, während der im Hangenden ungestört folgende Zechstein West - Ost streicht und mit 30 - 40° nach Süden einfällt (s. Taf. 27). Rotiert man die karbonischen Schichten um den Betrag der Zechstein-Werte zurück, erhält man eine Präzechstein-Lagerung für das Karbon von 65/50° Nordwest sowie Werte von Nord - Süd/30° West. Diese nur in unmittelbarer Nähe der Südlichen Randverwerfung auftretenden großen Diskordanzwinkel lassen sich am ehesten mit störungsbedingten Schleppungen erklären, wie das bereits HAACK (1925 b: 43) geäußert hat.

Da die geschleppten Schichten nach Nordwesten und nicht nach Süden einfallen, scheint der Bewegungssinn der Störung umgekehrt zu dem der heutigen Südlichen Randverwerfung gewesen zu sein. Die Tiefscholle lag im Norden und nicht wie heute im Süden. Folglich sollten wir südlich der Randverwerfung unter dem Zechstein stratigraphisch älteres Karbon erwarten als nördlich davon. Über das tatsächliche Ausmaß der Bewegungen lassen sich aber mangels Aufschlüssen keine exakten Angaben machen (s. Kap. 4.3.2.).

Die vorliegenden Schnitte, insbesondere durch den Bockradener Graben mit seinen Zechstein-Resten (Abb. 127), erlauben schließlich auch gewisse Aussagen zum Alter der Bruchtektonik, das eingangs angesprochen wurde. Dabei ergibt sich, daß der Zechstein größenordnungsmäßig wie das Karbon verworfen wird. Besonders aufschlußreich ist diesbezüglich der Schnitt durch die Bohrung Bockraden 1 und den Querschlag am Pommer-Esche-Sprung (Abb. 127: Schnitt Bo2). Der Querschlag hat in 160m Teufe nach Durchörterung des Sprungs in der Grabenscholle Zechstein angetroffen (BÄSSLER 1968: 98). Der Seigerverwurf des Sprungs beträgt im Karbon über 400 m. Zwar ist nirgendwo auf der Grabenschulter Zechstein erhalten geblieben, aufgrund der Rekonstruktion der Zechstein-Bedeckung in den Tafeln 28 und 29 ist aber anzunehmen, daß ursprünglich auch westlich des Pommer-Esche-Sprungs Zechstein auf Roten Schichten des Westfals D lag. Unter dieser Voraussetzung errechnet sich für den Zechstein ebenfalls ein Sprungbetrag von etwa 400 m.

EBERT (1954: 44) hatte noch angenommen, daß die Sprünge der Ibbenbürener Karbon-Scholle größtenteils vor Ablagerung des Zechsteins entstanden seien. Seine Annahme, daß die heutigen Höhendifferenzen des Kupferschieferniveaus der einzelnen Schollen nur rund 20–50 m betragen, ist – wie das obige Beispiel zeigt – überholt. Auch gibt es kein Zechstein-Vorkommen östlich des Beust-Sprungs (EBERT 1954: 44 u. Taf. 2), das für ein Präzechstein-Alter des Sprungs spräche (vgl. auch die Zechstein-Verbreitung bei BASSLER 1968: Abb. 2 sowie Blatt 3612 Mettingen 1980 der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000). Allerdings deuten schwankende Mächtigkeiten der Roten Schichten im Bockradener Graben darauf hin, daß ein Teil der Sprünge möglicherweise bereits vor Ablagerung des Zechsteins wenn auch mit geringem Verwurf - angelegt wurde (vgl. Abb. 127).

### 4.3.2. Zur Entstehung der Ibbenbürener Karbon-Scholle

Die Ibbenbürener Karbon-Scholle wird in der Literatur seit langem als nordwestlichstes Element der Osning-Achse beschrieben (KUHLMANN 1915, HAACK 1925 a). Im einzelnen bestehen unterschiedliche Auffassungen über die genaue Lage der Achse, die einmal inmitten der Karbon-Scholle



ti heute Osning-Üb tr TITITI NN kru+w -1000 m cwB CWE Ibbenbürener Karbon-Scholle 2 km cwB Niedersächsisches

# **Rheinische Masse**

cw = Westfal, z = Zechstein, tr = Trias, j = Jura, w = Wealden, kru = Unterkreide Kt = Flöz Katharina, Ä = Flöz Ägir, Di = Flöz Dickenberg

Becken

Abb. 130 Entwicklung der Ibbenbürener Karbon-Scholle

(HAACK 1925 a), an ihrem Südrand (EBERT 1954) oder auch direkt südlich der Karbon-Scholle angenommen wird (KEL-LER 1953). Insbesondere KELLER hat die Auffassung vertreten, daß die Ibbenbürener Karbon-Scholle mit der Osning-Tektonik nichts gemein hätte, da sie einen Horst darstelle, während ein wesentliches Merkmal der Osning-Achse die nördlich einfallenden Überschiebungsbahnen seien. Als Argument für das Fehlen dieser Überschiebungen werden die am Südrand der Karbon-Scholle stehende Bohrung Ibbenbüren IV und der tiefe Steinkohlenbergbau angeführt.

Die vorliegenden Untersuchungen haben jedoch ergeben. daß die bei Laggenbeck auftretende Osning-Überschiebung nicht - wie KELLER (1953) annimmt - als steile Aufschiebung ausgebildet ist, sondern subhorizontal die Laggenbecker

Heraushebung der Südwestscholle an Staffelbrüchen des Osning-Lineaments (Südliche und Nördliche Randverwerfung) nach dem Westfal D; Anschleppung und erste Anlage des Osning-Sattels an der Südlichen Randverwerfung, anschließend Erosion. Zechstein (gestrichelt) transgrediert in südlicher Richtung über jeweils ältere Schichten (Westfal D-B).

Uplift of the southwest-block along step faults of the Osning lineament (Südliche und Nördliche Randverwerfung = southern and northern marginal fault) in post-Westphalian D times.

Kontinuierliche flexurartige Heraushebung der Rheinischen Masse verursacht das Auskeilen der Jura- und Unterkreide-Ablagerungen in südwestlicher Richtung (Diskordanzen im Mesozoikum nicht dargestellt). Relativ geringe Abschiebungen an den Randverwerfungen der Ibbenbürener Karbon-Scholle.

Continuous flexure-like uplift ("doming") of the Rhenish massif (Rheinische Masse) during Jurassic and Lower Cretaceous times causes a thinning out of strata in southwestern direction.

Heraushebung der Ibbenbürener Karbon-Scholle an den alten Randbrüchen während der Oberkreide. Die steile Südliche Randverwerfung biegt am Top der Trias abrupt in die flache Osning-Überschiebung um und führt zu einer Doppellagerung von rund 1000m. Ausgestaltung des Osning-Sattels. Der steile Ast der Südlichen Randverwerfung reißt oberhalb der Osning-Überschiebung auf. Aufstieg der Karbon-Scholle auch nach Abschluß der Überschiebungsbewegungen.

Uplift of the Ibbenbüren Carboniferous block along preexisting marginal faults during Upper Cretaceous times.

Development of Ibbenbüren Carboniferous block Fig. 130

Trias-Scholle unterlagert und im direkten Kontakt mit der Südlichen Randverwerfung der Karbon-Scholle steht (Taf. 28). Damit entfällt KELLERs Argument einer räumlichen Trennung von Osning-Achse und Ibbenbürener Karbon-Scholle.

Andererseits gilt weiterhin, daß sich die Osning-Überschiebung im Einfallen nicht in die Ibbenbürener Karbon-Scholle hinein fortsetzt. Die neuerdings in der Tiefe nachgewiesenen Überschiebungen sind relativ klein, streichen Südwest -Nordost und stehen daher in keinem Zusammenhang mit der Osning-Überschiebung. Die folgenden Ausführungen zielen darauf ab, die Bewegungen an den steilen Randstörungen der Karbon-Scholle mit jenen der flachen Osning-Überschiebung in Einklang zu bringen. Es wird dabei von der Vorstellung ausgegangen, daß die Randverwerfungen der Ibbenbürener Karbon-Scholle Bestandteile einer lineamentären Osning-Störung sind, die zu verschiedenen Zeiten wirksam war, und zwar teils abschiebend, teils aufschiebend, aber wohl vor allem auch seitenverschiebend und deren Bewegungen die tiefere Ursache für die falten- und bruchtektonischen Verformungen der Ibbenbürener Karbon-Scholle sowie für das Aufreißen der Osning-Überschiebung gewesen sind (Abb. 130).

Zweifellos sind an Flächen, die teils vertikal – wie die Randverwerfungen – und teils horizontal – wie die Osning-Überschiebung – ausgebildet sind, am ehesten horizontale Seitenverschiebungen vorstellbar. Hierfür lassen sich bereits aus der Struktur der Ibbenbürener Karbon-Scholle wesentliche Hinweise ableiten. Die Karbon-Scholle wird linsenförmig von den bedeutenden Randstörungen umflossen, wie in Kapitel 4.2.2.2. ausgeführt. Das heißt im Bereich der Ibbenbürener Karbon-Scholle besteht das Osning-Lineament aus zwei Störungsästen, der Nördlichen und Südlichen Randverwerfung, die sich im Streichen gegenseitig ablösen (Abb. 131). Die Anordnung der beiden Störungsäste ist linkshändig. Spielen sich an einem derartigen Störungsmuster horizontale Seitenverschiebungen ab, dann ergeben sich entweder einengende oder dehnende Bewegungen und damit Falten und Hebungen oder Abschiebungen und Senkungen. Maßgebend ist hierbei, ob der relative Bewegungssinn der Seitenverschiebungen dextral oder sinistral, rechtsseitig oder linksseitig ist. Da die Ibbenbürener Karbon-Scholle – wie beschrieben – durch randstörungsparallele Falten und in der Tiefe auch Überschiebungen gekennzeichnet ist, müssen bei Zugrundelegung dieses Mechanismus dextrale Verschiebungen angenommen werden (Abb. 132).

Es gibt neben diesen indirekten Schlußfolgerungen auch direkte Hinweise auf den Seitenverschiebungscharakter der Osning-Störung im Bereich des Schafberges. Sie beziehen sich zunächst auf die Randstörungen selbst und zwar einmal auf deren sehr steiles, um die Vertikale pendelndes Einfallen und zum anderen auf die damit verbundene wechselnde Einfallsrichtung im Streichen wie im Einfallen der Störungen. Außerdem ist der im Bereich der Erzgrube Perm aufgeschlossene Buntsandstein-Graben mit seinen regelrecht undulierten Randstörungen und den durch ihn verursachten sinistralen Verwurf der Südlichen Randverwerfung ein deutlicher Beleg für horizontale Seitenverschiebungen (vgl. STADLER 1971: Abb. 5, THIERMANN 1970: Abb. 20 u. 21).

Ausgehend von den engen mechanischen und räumlichen Beziehungen zwischen der Tektonik der Ibbenbürener Kar-



Abb. 131 Verlauf der Falten und Brüche und der daraus resultierende Faltungsdruck

Fig. 131 Strikes of folds and faults at the Ibbenbüren Carboniferous block. Diagram also shows direction of compression as it results from folding and faulting.

- en-echelon-Seitenverschiebungen links versetzt 01 Dehnung Stress-Ellipse  $\sigma_1 = \text{Pressung}$  $\sigma_2$  = Dehnung rechts versetzt a) Uplift Becken b)
- a) Verteilung von Dehnung und Pressung in den Verbindungszonen von en-echelon-Seitenverschiebungssystemen

Distribution of tensional and compressional connector zones for a given en echelon strike-slip fault system

 b) Entwicklung von Dehnungsbecken und Horsten mit Überschiebungen in den Verbindungszonen von enechelon-Seitenverschiebungssytemen

Localized development of extensional basins and connector zone thrust belts in an en echelon strike-slip fault system

Abb. 132 Schema der Scherbewegungen von en-echelon-Seitenverschiebungen (nach BALLY 1984: Fig. 76) Fig. 132 Wrench fault tectonics (after BALLY 1984: fig. 76)

bon-Scholle und des Osnings soll im folgenden der zeitliche Ablauf der Bewegung behandelt werden. Früheste orogene Bewegungen lassen sich für den Zeitraum zwischen dem Westfal D und Zechstein belegen. Wie im Kapitel Zechstein-Diskordanz (4.3.1.) erläutert, ist ein Teil der randstörungsparallelen Schichtenverbiegungen bereits vor dem Zechstein entstanden. Es besteht daher Grund zur Annahme, daß schon variscische Bewegungen dem Mechanismus folgten, der oben in Zusammenhang mit den en-echelon-Seitenverschiebungen geschildert wurde. Möglicherweise gehen hierauf auch die Hebungen im Bereich der Karbon-Scholle zurück, die besonders stark am Südrand wirksam waren, wo außer dem gesamten Westfal D auch jüngere Schichten des Westfals C abgetragen wurden (s. Kap. 4.3.1.). Allerdings scheint von den Hebungen nicht allein die Karbon-Scholle betroffen gewesen zu sein, sondern in noch stärkerem Maße die im Süden gelegene Rheinische Masse (Abb. 130, oben).

So hat die ca. 10 km südwestlich Ibbenbürens gelegene Bohrung Bevergern 1 höchstes Westfal B angetroffen, was zu dem am Südrand der Karbon-Scholle anstehenden Westfal C einen stratigraphischen Niveauunterschied von mehr als 500 m bedeutet. Ähnliche Verhältnisse bestehen im Bereich der Bohrung Iburg 4, ca. 20 km südöstlich gelegen, die Westfal A angetroffen hat, während nördlich davon Westfal D ansteht (vgl. HOYER & R. TEICHMÜLLER & WOLBURG 1969: Taf. 1). Da bislang in diesem Raum größere Störungen - etwa in Form eines Münsterländer Abbruchs - weder durch Seismik noch durch Bohrungen nachgewiesen werden konnten (WOLBURG 1953), liegt es nahe, dem Osning-Lineament als Begrenzung des niedersächsischen Westfal-D-Beckens (M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTEN-STEIN 1984: Taf. 1) eine gewisse Bedeutung in Form von nach Norden gerichteten Abschiebungen beizumessen. Dabei wären aufgrund der vorher erwähnten Bohrungen und vorliegenden Kartendarstellungen (HOYER & R. TEICHMÜLLER & WOLBURG 1969: Taf. 1, M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN 1984: Taf. 1) Verwürfe in der Größenordnung mehrerer hundert Meter denkbar; die mangelnde Aufschlußdichte erlaubt jedoch keine präzisen Angaben.

Ein zusätzlicher Hinweis auf die Funktion der Randverwerfungen als nach Norden verwerfender Abschiebungen ergibt sich aus den steilen Schichtenverstellungen im Bereich des Permer Stollens, die im Kapitel Zechstein-Diskordanz beschrieben wurde (s. S. 210).

Weitere bruchhafte Bewegungen bis zur Inversion des Niedersächsischen Beckens und der damit verbundenen Heraushebung der Ibbenbürener Karbon-Scholle in der späten Oberkreide sind wahrscheinlich, aber nicht nachweisbar. Vermutlich handelt es sich hierbei ebenfalls um Abschiebung im gleichen Sinne wie oben beschrieben. Am wahrscheinlichsten sind jungkimmerische Bewegungen, da sich zu jener Zeit das Niedersächsische Becken besonders stark abzusenken begann. Von besonderem Interesse sind hierbei die von WOLBURG (1953: 103) publizierten Befunde aus dem Gebiet der gestaffelten Überschiebungsstrukturen westlich Rheine, die ein streichendes Abbruchsystem zur jungkimmerischen Zeit entlang dem Nordrand der Rheinischen Masse belegen. Die West – Ost verlaufenden Brüche verwerfen um mehrere hundert Meter nach Norden in Richtung auf das Niedersächsische Becken.

Mit diesen bruchhaften Bewegungen ist der erste Dislokationsakt des Niedersächsischen Tektogens abgeschlossen (BOIGK 1968). In diesem Akt sinkt das Niedersächsische Becken an Randbrüchen grabenartig ein. Aufgrund der vorliegenden Untersuchungen sind im Bereich der Ibbenbürener Karbon-Scholle die Randverwerfungen als Bestandteil des südlichen Randbruchsystems des Niedersächsischen Tektogens anzusehen. Hierbei zeigt sich, daß die bruchhaften Bewegungen nicht allein auf das Mesozoikum beschränkt sind, sondern bis in das Paläozoikum zurückreichen, wobei mit größeren abschiebenden wie auch seitenverschiebenden Bewegungen zu rechnen ist (s. Abb. 130, Mitte).

Im zweiten Deformationsakt erfolgt während der späteren Oberkreide die Inversion des Niedersächsischen Tektogens, die zur Heraushebung der Beckenfüllung führt. Hierbei spielen die Beckenränder mit ihren steilen Brüchen wieder eine dominierende Rolle, allerdings mit umgekehrtem Bewegungssinn.

Die Karbon-Scholle stieg nun zwischen den steilen Randverwerfungen aus vermutlich mehr als 5 km Tiefe auf. Dabei verstärkten sich die seit dem Paläozoikum bestehenden Falten der Karbon-Scholle. Im südlichen Vorland bildete sich die relativ ausgeprägte Südflanke des Osning-Sattels und im nördlichen Vorland die Südflanke der Mettinger beziehungsweise Recker Mulde.

Aus dem Verlauf der vor allem im Nordwesten und Südosten der Karbon-Scholle auftretenden Falten und Flexuren läßt sich ehestens auf eine Nordwest – Südost gerichtete Einengung der Karbon-Scholle schließen (vgl. Abb. 131, oben). Diese über längere Zeiträume in der späten Oberkreide wirksame Einengung bewirkte außerdem die Queraufwölbung der Scholle in Südwest – Nordost-Richtung und das Aufreißen von quer zur Schollenstruktur verlaufenden, antithetischen Abschiebungen. Hierbei brachen große Teile der Karbon-Scholle zum Zentrum der Aufwölbung hin grabenund staffelartig ein. Dieser mechanische Zusammenhang läßt vermuten, daß die abschiebenden Querstörungen auf die Karbon-Scholle beschränkt sind und nicht in das Vorland hinauslaufen.

Die starke tektonische Zerlegung der Karbon-Scholle in Form von Dehnungsbrüchen - vor allem des Westfeldes und Bockradener Grabens - charakterisiert das obere Stockwerk (Westfal C und D). Zur Tiefe hin laufen viele Brüche aus und stattdessen treten Einengungsstrukturen auf. Zum einen handelt es sich um Südwest-Nordost streichende Überschiebungen mit nach unten zunehmenden Verwürfen und zum anderen um flachgründige herzynische Spezialfalten (Westfal B). Die für die Karbon-Scholle ungewöhnlich streichenden Überschiebungen des unteren tektonischen Stockwerks sind aber wohl nicht als Relikte variscischer Beanspruchungsrichtungen zu deuten. Denn das im Ruhrkarbon vorherrschende Südwest-Nordost-Streichen der Strukturen spielt im Niedersächsischen Tektogen im paläozoischen Untergrund sicher keine Rolle mehr. Stattdessen wurden hier durch variscische wie durch saxonische Bewegungen vorwiegend herzynisch streichende Strukturen geschaffen. Für die Ibbenbürener Karbon-Scholle kommt zusätzlich der en-echelon-Seitenverschiebungsmechanismus zum Tragen. Dieser ist nicht nur als Bewegungsmotor für den Aufstieg der Karbon-Scholle heranzuziehen, sondern auch für die Entstehung der Überschiebungen. Die Überschiebungen des unteren Stockwerks verlaufen in etwa quer zu den Randverwerfungen und liegen damit in der Stress-Ellipse quer zur Hauptbeanspruchungsrichtung (Abb. 132). Die bislang im Ostfeld aufgeschlossenen Überschiebungen lassen außerdem gewisse mechanische Zusammenhänge mit den Abschiebungen vermuten. So setzt dort, wo der Theodor-Sprung nach unten ausläuft, die entgegengesetzt einfallende Theodor-Überschiebung ein (Taf. 29: Schnitt A). Für beide Südwest - Nordost streichenden Störungen ist jeweils die westliche Scholle die Tiefscholle. Die am Sprung zur Teufe hin abnehmenden Verwürfe werden durch die Verwürfe der nach unten anwachsenden Überschiebung ausgeglichen. Inwieweit sich aus derartigen Störungsbeziehungen beispielsweise die noch unbekannten Streichrichtungen der Überschiebungen im Westfeld voraussagen lassen, muß vorerst noch offen bleiben.

Während in der Oberkreide die Ibbenbürener Karbon-Scholle an den im Untergrund existierenden steilen Brüchen aufsteigt, reißt im Deckgebirge die flache südvergente Osning-Überschiebung auf. Die Osning-Überschiebung besteht somit aus zwei, mehr oder weniger rechtwinklig aufeinandertreffenden Teilstücken, einer "normalen", relativ flach einfallenden Überschiebung im Deckgebirge und einer steilen Wurzel im Grundgebirge. Diese Störungskombination ist nicht allein auf die Ibbenbürener Karbon-Scholle beschränkt, sondern scheint, da mehrfach zu beobachten, generell der Osning-Tektonik zugrunde zu liegen. Schon STILLE (1924) kam aufgrund der Bohrung Niederbarkhausen bei Oerlinghausen zu dem Ergebnis, daß die deckenartig flache Osning-Überschiebung dort zur Tiefe hin in eine steile, wellenartig verbogene Störung übergeht.

Die Verhältnisse am Hüggel legen eine ähnliche Deutung nahe. Die leicht nach Norden gekippte Karbon-Scholle des Hüggels wird im Süden von bedeutenden steilen Randbrüchen begrenzt, auf die das Jura-Vorland mit einer darauf schwimmenden Überschiebungsscholle aus Zechstein und Mesozoikum folgt. Im Falle des Hüggels wie der Ibbenbürener Karbon-Scholle liegen nur insofern besondere Verhältnisse vor, als hier die Randstörung des Niedersächsischen Tektogens en echelon versetzt ist und dadurch Bewegungskörper isoliert deformiert und herausgepreßt werden konnten. Diese Herauspressung der Karbon-Schollen dauerte noch an, als der Überschiebungsvorgang an der flachen Osning-Überschiebung weitgehend abgeschlossen war, so daß heute der flache Ast nicht direkt - wie ursprünglich - aus der steilen Randverwerfung hervorgeht, sondern blind an ihr endet.

Wie auch die Überschiebungen des Ruhrkarbons fällt die Osning-Überschiebung grundsätzlich steiler als die Schichten ein. Die Größe des Schnittwinkels erfährt dabei im Laufe der Deformation Veränderungen, da während des Überschiebungsvorganges Schichtenpaket für Schichtenpaket in Richtung auf das Vorland vorgleitet (vgl. LOTZE 1929: Abb. 4). Auf diese Weise kann sich der Schnittwinkel bis gegen Null verringern, wie im Bereich der Laggenbecker Trias-Scholle zu beobachten ist (vgl. Taf. 28: Schnitt 6).

Die Tatsache, daß die Osning-Überschiebung am Südrand des Schafberges wie auch am benachbarten Hüggel teils nach Süden einfällt, teils horizontal liegt, hängt mit der nach Süden einfallenden steileren Schichtenlagerung zusammen. Es liegen somit ganz normale Winkelbeziehungen zwischen Überschiebung und Schichtung vor, die eine Deutung der Laggenbecker Trias-Scholle als eine durch gravitatives Abgleiten entstandene Gleitdecke – wie sie HARMS (1981: Abb. 23) bei ähnlichen Verhältnisse am Hüggel diskutiert – unwahrscheinlich erscheinen läßt. In diesem Falle wären auch andere Winkelbeziehungen zu erwarten, da der Untergrund einer Gleitdecke im Prinzip jede beliebige Lagerung aufweisen kann.

# 4.4. Verzeichnis der Schriften und Karten

### Schriften

- BALLY, A. W. (1984): Structural styles and the evolution of sedimentary basins. A course for 1984 Fossil fuels of Europe Conference and Exhibition. - 238 S., 80 Abb.; Houston (Amer. Ass. Petroleum Geologists).
- BÄSSLER, R. (1968): Hydrogeologie und Grundwassernutzung im zentralen Bereich des Schafberges bei Ibbenbüren/Westfalen. – Beih. Ber. naturhist. Ges., 5: 93 – 108, 7 Abb.; Hannover.
- (1970): Hydrogeologische, chemische und Isotopen-Untersuchungen der Grundwässer des Ibbenbürener Steinkohlenreviers. – Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol., Hydrogeochem.: 209–286, 28 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. – Geol. Jb., **85**: 861–900, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- BÖRGER, H. (1929): Untersuchung der tektonischen Verhältnisse in der Umgebung von Ibbenbüren unter besonderer Berücksichtigung der Gesteinsklüfte. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49** (2): 801–844, 1 Taf.; Berlin.
- BREYER, F. (1971): Geophysikalische und geologische Beiträge zur oberflächennahen Tektonik im Dach des Bramscher Massivs. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 18: 353 – 386, 13 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (1973): Stellungnahme zur Tiefentektonik der Ibbenbürener Karbonscholle: 18 S., 2 Abb., 5 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- (1979): Grundmuster der Falten- und Bruchstrukturen im Ruhrkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **130**: 51–67, 9 Abb.; Hannover.
- (1980): Zielsetzung, Methodik und Ergebnisse des Untersuchungsvorhabens "Tiefentektonik des Ruhrkarbons". – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 15–43, 19 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G., & BORNEMANN, O., & KUNZ, E., & WREDE, V. (1980): Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 192 S., 108 Abb., 7 Tab., 31 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G., & KÖWING, K., & RABITZ, A. (1975): Gutachten über die geologisch-lagerstättenkundlichen Verhältnisse der tieferen, durch die Bohrungen Ibbenbüren-Westfeld 1-3 neu erschlossenen Teile des Westfeldes der Preussag AG Kohle in Ibbenbüren: 67 S., 6 Tab., 19 Anl.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). – [Unveröff.]
- EBERT, A. (1954), mit Beitr. von LEISSER, J.: Geologie der Ibbenbürener Karbonscholle. – Beih. geol. Jb., **14**: 113 S., 23 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Hannover.
- HAACK, W. (1925 a): Erläuterungen zu einer Strukturkarte des Osnabrücker Landes. – Z. dt. geol. Ges., **77**: 166 – 171, 1 Taf.; Berlin.
- (1925 b): Die nordwestfälisch-lippische Schwelle. Z.
   dt. geol. Ges., Mber., 76: 33–52, 1 Abb.; Berlin.
- HAARMANN, E. (1914): Die Ibbenbürener Bergplatte, ein "Bruchsattel". – Branca-Festschr.: 324–372, 16 Abb., 2 Taf.; Berlin (Borntraeger).
- HARMS, F.-J. (1981): Zur Geologie und Tektonik des Hüggelund Silberberg-Gebietes bei Osnabrück (West-Niedersachsen). – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **8**: 19–62, 23 Abb., 3 Tab.; Osnabrück.
- HEINE, TH. (1861): Geognostische Untersuchungen der Umgebung von Ibbenbüren. – Z. dt. geol. Ges., **13**: 149– 242, 3 Abb., 1 Kt.; Berlin.

- HELLWIG, F. (1952): Zur Entstehung der Quersprünge und der Querwellung. – Bergb.-Arch., **13** (3/4): 71–85, 23 Abb.; Herne.
- HOERNECKE, F. (1901): Die Lagerungsverhältnisse des Carbons und Zechsteins an der Ibbenbürener Bergplatte. – Diss. Univ. Gießen: 30 S., 3 Taf.; Halle/Saale (Eigenverl.).
- HOYER, P., & TEICHMÜLLER, R., & WOLBURG, J. (1969): Die tektonische Entwicklung des Steinkohlengebirges im Münsterland und Ruhrgebiet. – Z. dt. geol. Ges., 119: 549–552, 1 Taf.; Hannover.
- JOSTEN, K.-H. (1966), mit einem faunistischen Beitrag von PAPROTH, E.: Zur Flora des jüngeren Karbons (Westfal C bis Stefan) in Nordwestdeutschland und ihr Vergleich mit anderen Gebieten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **13** (1): 565–644, 24 Abb., 1 Tab., 18 Taf.; Krefeld.
- JOSTEN, K.-H., & KÖWING, K., & RABITZ, A. (1984): Oberkarbon. – In: KLASSEN, H. [Hrsg.]: Geologie des Osnabrücker Berglandes: 7 – 77, 20 Abb., 1 Tab., 4 Taf., 3 Anl.; Osnabrück (Naturwiss. Mus.).
- KELLER, G. (1953): Der Schafberg bei Ibbenbüren und sein Verhältnis zur Osningtektonik. – Geotekt. Forsch., 9/10: 100 – 115, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KUHLMANN, L. (1915): Die Osningachse zwischen Hüggel und Schafberg. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., 35 (1): 1 – 62, 2 Taf.; Berlin.
- KUSCHEL, K. H. (1980): World's Deepest Coal Mine Gets Deeper Still. – World Coal, **6** (10): 34 – 37, 5 Abb., 1 Tab.; San Francisco.
- LOTZE, F. (1929): Überschiebungs-, Abscherungs- und Zerrungstektonik bei der Osningfaltung. – Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., **1929**: 231–239, 5 Abb.; Göttingen.
- (1957): Zur Geologie der Senkungszone des Heiligen Meeres (Kreis Tecklenburg). – Abh. Landesmus. Naturkde. Westf., 18: 3 – 36, 10 Abb., 4 Taf.; Münster.
- LUX, G. (1961): Tektonik der Ibbenbürener Karbonscholle. Diss. Univ. Münster: 127 S., 111 Abb., 5 Kt.; Münster.
- RICKELMANN, H., & RÖHRS, H. (1983): Der Ibbenbürener Steinkohlenbergbau von den Anfängen bis zur Gegenwart. – 350 S., 192 Abb., zahlr. Tab., 1 Klappkarte, 4 Taf.; Paderborn (Schöningh).
- ROSENFELD, U. (1983): Beobachtungen und Gedanken zur Osning-Tektonik. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **166** (1): 34–49, 1 Abb.; Stuttgart.
- SCHUSTER, A. (1971 a): Die Westfal-Profile der Bohrungen Bockraden 1 bis 5 bei Ibbenbüren und ihre Parallelisierung mit dem Bohrprofil Norddeutschland 8 und dem jüngeren Ruhrkarbon nach Bohrlochmessungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 233 – 256, 5 Abb.; Krefeld.
- (1971 b): Die westliche und s
  üdwestliche Umrandung der Ibbenb
  ürener Karbonscholle. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 18: 293 – 352, 6 Abb.; Krefeld.
- STADLER, G. (1971): Die Vererzung im Bereich des Bramscher Massivs und seiner Umgebung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 18: 439 – 500, 12 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- STILLE, H. (1924): Die Osning-Überschiebung. Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **95**: 32 – 56, 6 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R., & BARTENSTEIN, H. (1984): Inkohlung und Erdgas – eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **32**: 11–34, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Krefeld.

- THIERMANN, A. (1970), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.: Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., **3712** Tecklenburg: 243 S., 22 Abb., 10 Tab., 7 Taf.; Krefeld.
- (1975), mit Beitr. von BRAUN, F. J., & KALTERHERBERG, J., & REHAGEN, H.-W., & SUCHAN, K. H., & WILL, K.-H., & WOLBURG, J.: Erläuterungen zu Blatt Hopsten. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., 3611 Hopsten:214 S., 21 Abb., 9 Tab.; Krefeld.

#### Karten

Geologie (1976): Deutscher Planungsatlas, **1** (8): 3 Kt. 1:500000 m. Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. DAHM, H. D., & DEUTLOFF, O., & HERBST, G., & KNAPP, G., & THOME, K. N., m. Beitr. von BACHMANN, M., & BRAUN, F. J., & DROZDZEWSKI, G., & GLIESE, J., & GRABERT, H., & HAGER, H., & HILDEN, H. D., & HOYER, P., & LUSZNAT, M., & THIERMANN, A.; Hannover (Schroedel).

- (1980), mit Beitr. von DUBBER, H.-J., & KALTERHERBERG, J., & REHAGEN, H.-W., & SUCHAN, K. H.: Erläuterungen zu Blatt 3612 Mettingen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25000, Erl., **3612** Mettingen: 200 S., 23 Abb., 12 Tab.; Krefeld.
- TIETZE, O. (1912): Das Steinkohlengebirge von Ibbenbüren. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **29** (2): 301–353, 6 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- WOLBURG, J. (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. Geol. Jb., **67**: 83 – 115, 15 Abb.; Hannover.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld. Blatt 3611 Hopsten (1975), Bearb. BRAUN, F.J., &

THIERMANN, A.

- Blatt 3612 Mettingen (1980), Bearb. THIERMANN, A.
- Blatt 3712 Tecklenburg (1970), Bearb. THIERMANN, A.
# 5. Zur Tektogenese des Saarbrücker Hauptsattels und der Südlichen Randüberschiebung

Von HELGA ENGEL

17 Abbildungen, 2 Tafeln im Anlagenband

| 5.1.           | Einleitung   |
|----------------|--|
| 5.2.<br>5.2.1. | Allgemeines  |
| 5.2.2.         | Methodik   |
| 5.3.           | Überblick über die Geologie des Saarkarbons  |
| 5.4.           | Beschreibung des tektonischen Baus   |
| 5.4.1.         | Querschlagige Beschreibung der Hauptelemente von           Norden nach Süden         222 |
| 5.4.1.1.       | Saarbrücker Hauptsattel  |
| 5.4.1.2.       | Gebiet des Bergwerks Luisenthal  |
| 5.4.1.3.       | Gebiet des Warndts   |
| 5.4.2.         | Beschreibung der Strukturveränderungen von<br>Nordosten nach Südwesten                   |
| 5.4.2.1.       | Nordöstlicher Abschnitt  |
| 5.4.2.2.       | Mittlerer Abschnitt  |
| 5.4.2.3.       | Saar-Sprung und benachbarte Strukturen   |
| 5.4.2.4.       | Südwestlicher Abschnitt  |
| 5.4.3.         | Die Diskordanz des Holzer Konglomerates  |
|                | -  |
| 5.5.           | Analyse des tektonischen Baus  |
| 5.5.1.         | Konstruktionsprinzip für den Tiefenverlauf der Südlichen                                 |
|                |  |
| 5.5.2.         | Wichtige Aufschlusse der Sudlichen Randuberschlebung 227                                 |
| 5.5.3.         | Laterale Ausbildung der verschiedenen tektonischen Elemente 229                          |
| 5.5.4.         | Sprungtektonik   |
| 5.5.5.         | Modell der Überschiebungsentstehung  |
| 5.6.           | Ablauf der Tektogenese   |
| 5.7.           | Verzeichnis der Schriften  |

Kurzfassung: Das Bearbeitungsgebiet erstreckt sich von der deutsch-französischen Grenze im Südwesten bis zur saarländisch-pfälzischen Grenze im Nordosten.

Die Untersuchung umfaßt die Tektonik des Saarbrücker Hauptsattels mit seinem auffallendsten tektonischen Element, der Südlichen Randüberschiebung. Die Einengungstektonik wird anhand einer Schnittserie dargestellt, die den Sattel in seinem zentralen Bereich überdeckt und auch zur Klärung der Ausbildung der Überschiebung zur Teufe hin dient. Unter Benutzung von Bergwerksunterlagen wurden die Konstruktionen zur Teufe hin nach tektonisch-geometrischen Prinzipien durchgeführt.

Der in der Bundesrepublik liegende Teil des saarländischlothringischen Kohlenbeckens wird durch den Nordwest-Südost streichenden Saar-Sprung in zwei unterschiedlich gebaute Bereiche gegliedert: im Nordosten der große Saarbrücker Hauptsattel und im Südwesten mehrere Sättel und Mulden im Bereich des Bergwerks Luisenthal und im Warndt.

Der an der Erdoberfläche ausgehende Saarbrücker Hauptsattel taucht nach Nordosten ab und setzt sich in den kleineren Sätteln der Pfalz fort. Der Nordwestflügel dieses relativ großen Sattels fällt nahe der Scheitelzone mit ca. 30° ein und taucht weiter im Nordwesten mit einem Einfallen von  $10-20^{\circ}$  unter das Rotliegende der sich im Norden anschließenden Prims-Mulde ein. Wenige Kilometer nordöstlich des Saar-Sprungs taucht der Saarbrücker Hauptsattel auf einer Strecke von 2-3 km nach Südwesten ab. Südlich des Saar-Sprungs sind mehrere im Generalstreichen fortlaufende Sättel und Mulden ausgebildet, die sich über den Warndt bis weit nach Lothringen hinein erstrecken.

Begleitet von synsedimentären Bewegungen, die die Anlage des Saarbrücker Hauptsattels vorprägten, wurden im Oberkarbon einige tausend Meter mächtige, limnisch-fluviatile und kohlenführende Sedimente abgelagert und anschließend gefaltet. Infolge stark asymmetrischer Ausbildung und bei fortdauernder Faltung und Aufwölbung riß der überkippte Südflügel des Sattels auf, wodurch sich eine große Überschiebungsbahn bildete mit einer Überschiebungsweite von mehreren Kilometern in ihrem zentralen Bereich. Die Tiefenerstreckung, Form und Genese dieses die Abbauzone nach Süden begrenzenden tektonischen Elementes wird in der vorliegenden Untersuchung diskutiert.

## [On the tectogenesis of the "Südliche Randüberschiebung" and the Saarbrücken anticlinorium]

Abstract: The area studied extends from the German-French frontier in the southwest to the Saar Palatinate frontier in the northeast.

The investigations are restricted on the tectonics of the Saarbrücken anticlinorium with its major tectonic element the "Südliche Randüberschiebung" (Southern main overthrust). The series of sections covers the central part of the anticlinorium to show the development of the overthrust structure to depth.

Within the German part of the Saar-Lorraine coal basin a major fault the "Saar-Sprung", striking northwest-southeast subdivides the Saarbrücken anticlinorium in the northeast from an area of minor anticlines and synclines in the southwest. The Saarbrücken anticlinorium well known from surface outcrops generally plunges to the northeast and is continoued in the smaller anticlines of the Palatinate. Close to the crest the north-western flank of this major anticlinorium dips with 40 to 30°, further in the northwest it flattens to 20 - 10° while it is plunging under the Lower Permian sediments in the Prims syncline.

South of the Saar-Sprung the anticlines and synclines of the Warndt following the general strike direction form an important coal deposit which is extending into Lorraine.

After the deposition of several thousand meters of limnicfluviatile sediments in the Upper Carboniferous, the entire sequence was folded.

During folding the Saarbrücken anticlinorium had been generally asymmetrically, thus, in the course of folding and rising, the overturned southern flank was cut off, forming an overthrust with a deep continuation into the centre of the anticlinorium.

The essential results of the present paper are the identification of the continuance of the coal deposits in southern flank oif the Saarbrücken anticlinorium which is overlying the strata, and the supposition that the overthrust ends in an depth of less than 2000 m in a fold without disrupting the strata.

# [La tectogenèse de l'anticlinal principal de Sarrebruck et de la Grande faille du Sud (Südliche Randüberschiebung)]

Résumé: La région d'investigation s'étend de la frontière franco-allemande au sud-ouest à la frontière sarro-palatinoise au nord-est. Les recherches sont limitées à la tectonique de l'anticlinal de Sarrebruck avec son élement tectonique le plus intéressant, la "Südliche Randüberschiebung" (Grande faille du Süd), une grande faille de chevauchement. La région centrale de l'anticlinal de Sarrebruck est couverte par une série de coupes pour démontrer la tectonique rétrécissante et pour expliquer la structure du charriage en profondeur. Au toit du Carbonifère, les coupes et les cartes ont été dressées d'après les levers des arpenteurs, et en profondeur, les conclusions se basent sur le principe de la

construction expliqué dans l'article. La partie du bassin-houiller sarro-lorrain située en République fédérale d'Allemagne, est divisée en deux parties de structure différente par le "Saar-Sprung" (faille de la Sarre): au nord-est le grand anticlinal principal de Sarrebruck et au sud-ouest la région de Luisenthal et du Warndt avec de nombreux petits anticlinaux et synclinaux.

L'anticlinal principal de Sarrebruck plonge vers le nord-est et réapparaît dans les petits anticlinaux du Palatinat. Près de la crête, le flanc nord-ouest de ce grand anticlinal a d'abord un pendage de 40° à 30° et, plus vers le nord-ouest, il est couché à un pendage de 20° à 10° sous le Rotliegende du synclinal de la Prims. A quelques kilomètres au nord-est du Saar-Sprung, l'anticlinal de Sarrebruck plonge vers le sud-ouest sur un distance de 2-3 km. Au sud du Saar-Sprung, plusieurs anticlinaux et synclinaux s'étendent en direction générale au Warndt jusqu'à la Lorraine intérieure. Après le dépot des sédiments fluvio-lacustres du Carbonifère superieur, les niveaux productifs d'une épaisseur de milliers de mètres ont été plissés.

L'anticlinal principal de Sarrebruck prit une structure dissymétrique; le plissement et le bombement continuant, son flanc méridional aminci et renversé se brise, formant ainsi une faille de chevauchement.

La structure et le rejet du charriage sont connues en affleurement dans les mines souterraines. La continuation en profondeur, la structure et la genèse de cet élément tectonique limitant la région des mines vers le sud n'étaient pas le sujet des recherches précédentes. Les résultats marquants de nos recherches résident dans la démonstration du prolongement, au flanc sud de l'anticlinal, des veines de houille à une faible profondeur sous la couverture, et dans la démonstration de la fin du charriage dans un pli à une profondeur de moins de 2000 m.

La plus grande profondeur du chevauchement est située dans la partie centrale de l'anticlinal. Elle diminue, de même que le rejet du chevauchement, de manière continue vers le nord-est et vers le sud-ouest.

# 5.1. Einleitung

Der Saarbrücker Hauptsattel liegt in einer Senke, die sich von der Marne bis zur Saale erstreckt, der Saar – Saale-Senke des Saxothuringikums. In dieser Senke bildeten sich während des Oberkarbons die limnischen Kohlenflöze des saarländisch-lothringischen Bergbaugebietes. Im Verlauf orogener Phasen wurde das Gebiet verformt und zerstückelt.

Der Saarbrücker Hauptsattel wird im Südosten von einer großen Überschiebung begrenzt, die schon seit langem als Störung bekannt war und von DRUMM (1929) als Überschiebung gedeutet wurde. Die Überschiebung selbst und die südlich davon gelegenen Gebiete waren bis vor dem Zweiten Weltkrieg nicht genauer untersucht worden, da man in wenigen Bohrungen und Querschlägen in der Liegendscholle nur gestörte Kohlenreste angetroffen hatte. Die Störung schien somit die südöstliche Begrenzung des produktiven Karbons an der Saar darzustellen. Erst in den letzten Jahrzehnten bezog man diese Gebiete in Explorationsunternehmungen mit ein.

Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse wurden im Rahmen des Forschungsvorhabens Kohlenvorratsberechnung (KVB) des Bundesministeriums für Forschung und Technologie, das vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen durchgeführt wird, erarbeitet (JUCH & Arbeitsgruppe Kohlenvorratsberechnung 1983). Ein Hauptteil des Forschungsvorhabens bestand in der Klärung der tektonischen Verhältnisse in den verschiedenen Untersuchungsgebieten. So befaßten sich die Bearbeiter des Saarkarbons unter anderem auch mit dem Bau der Südlichen Randüberschiebung und der Struktur der Liegendscholle, die beide bis zu diesem Zeitpunkt nur in eng umgrenzten Gebieten beschrieben worden waren.

Angeregt durch gewisse Ähnlichkeiten der Südlichen Randüberschiebung mit entsprechenden Strukturen im Ruhrkarbon wird in der vorliegenden Arbeit besonders die vertikale und laterale Reichweite dieser bedeutenden Störung untersucht. Die Südliche Randüberschiebung läßt sich aufgrund der neuen Untersuchungen aus einer relativ flachen Wurzelzone im Saarbrücker Hauptsattel entwickeln und braucht nicht mehr bis zum Top des Kristallins verlängert werden (KNEUPER 1964). Der überwiegende Teil der den Auswertungen zugrundeliegenden Arbeitsunterlagen wurde von der Saarbergwerke AG, Saarbrücken, zur Verfügung gestellt, wofür hier ausdrücklich gedankt sei. Die regionale Tektonik des Saarkarbons wurde von H. ENGEL und J. SCHILLE (Neunkirchen), der den größten Teil der Schnitte anfertigte, untersucht. Die Unterlagen zur Geologie des Warndts, dem nach Frankreich hineinragenden Südwestteil des Saarlandes, bearbeitete V. ZEMANEK (Feldkirch). Der genetische Deutungsversuch stammt von W. ROOS (Saarbrücken). Die zeichnerischen Arbeiten erledigte E. THIELEN (Saarbrücken).

# 5.2. Allgemeines

#### 5.2.1. Lage des Arbeitsgebietes und Aufschlußverhältnisse

Die vorliegende Arbeit behandelt die Tektonik der flözführenden Schichten des Oberkarbons des Saarlandes. Das Bearbeitungsgebiet überdeckt den Saarbrücker Hauptsattel, das Gebiet des Bergwerks Luisenthal und die Sättel und Mulden des Warndts (s. Abb. 133). Der bearbeitete Raum hat eine Größe von 15 x 30 km und umfaßt ganz oder teilweise die Blattgebiete 6507 Lebach, 6508 Ottweiler, 6509 St. Wendel, 6606 Saarlouis, 6607 Heusweiler, 6608 Illingen, 6609 Neunkirchen (Saar), 6610 Homburg, 6706 Ludweiler-Warndt, 6707 Saarbrücken, 6708 St. Johann, 6806 Lauterbach im Warndt der Topographischen Karte 1:25 000.

Der Saarbrücker Hauptsattel und die im Südwesten anschließenden flachen Sattelkuppen beim Bergwerk Luisenthal gehen an der Erdoberfläche aus. Das Deckgebirge ist nur im Randbereich dieser Strukturen ausgebildet, verdeckt jedoch das Ausgehende der Südlichen Randüberschiebung beziehungsweise die Südflanke des Saarbrücker Hauptsattels, den Warndt und einen Teil des Gebietes der Grube Luisenthal. Außer Buntsandstein ist bis zur französischen Grenze Unterrotliegendes nachgewiesen.

Der Bergbau, der schon vor mehr als 300 Jahren vor allem im engeren Bereich des Saarbrücker Hauptsattels am Ausgehenden einiger mächtiger Flöze begann, erschließt heute auf der Nordflanke die Schichten des Stefans und Westfals bis zu einer Tiefe von - 1000 m NN. Das Zentrum des Saarbrücker Hauptsattels, dessen Nordflanke sowie die nach Norden und Südwesten sich erstreckenden Explorationsgebiete der einzelnen Gruben, sind in den letzten 30 Jahren durch mehrere seismische Erkundungskampagnen erschlossen worden. Zu diesen Erkundungen gehörten auch Tiefbohrungen, die bis auf etwa - 1500 m abgeteuft wurden.



Abb. 133Tektonische und bergbauliche Übersicht des SaarkarbonsFig. 133Structural and mining map of the Saar Carboniferous

|        |        | STEF.    |               |   |   | (W)          |    |    | 10   |           |             |                               |  | W             |
|--------|--------|----------|---------------|---|---|--------------|----|----|------|-----------|-------------|-------------------------------|--|---------------|
|        |        |          |               | °.°°????                                      | Holzer Konglomerat  | 8800         |    |    | des  | Gr.<br>re |             | 57765ward                     | Wechsellagerung arkotischen                              |               |
|        |        |          |               |   | a contra  |              |    | Σ  | gen  | er        |             |                               | Materials mit Kalken und<br>Schiefertonen                |               |
|        |        |          | e re          |   |   | 0            |    | Ш  | tlie | use<br>U  |             | -00                           | Dirminger Konglomerat                                    |               |
|        |        |          | ten<br>Obe    | .0.0.0.0.                                     | Kohlbach-Flöze=54″Obk. + Ubk.<br>= Brassert   | 8 500        |    |    | Ro   | Ϋ́        | 0           |                               | El Breitenbach   | 0050          |
|        |        |          | ich           | . 0. 0. 0. 0.                                 | - El Elisabeth  | 8200         |    | Z  |      | 0         | 0           |                               | Breitenbacher Schichten                                  | 3330          |
|        |        |          | Sch<br>       |   | FL Elisabeth Nbk.=Grubenwald  | 8150         |    | B  |      |           |             |                               |  |               |
|        |        |          | с<br>Ф        | .0.0.0.0                                      | Fl. Sophie mit Tonstein 1/2   | 8000         |    | R  |      |           |             |                               |  |               |
|        |        |          | e d           |   | FI. Leopoid = 32  | 1 / 00       |    | Y  |      |           |             | .0.0.0.0.                     | oberes Leitkonglomerat                                   |               |
|        |        |          | genv          | . 0. 0. 0. 0.                                 |   |              |    |    |      |           | a           |                               | Believen - Familie                                       |               |
|        |        |          | ei li<br>Ur   | 0.0.0.0.0                                     | Fl. Breuer  |              |    |    |      |           | ber         |                               | (roter, feinkörniger Sandstein)                          |               |
|        |        |          | Т             | • • • • • • • •                               | - Fl. Paulsburg Hgd = A = 37" · · ·   | 7200         |    |    |      |           | 0           |                               |  |               |
|        |        |          | _             | • ••••••                                      | Fl. B <sub>1</sub> =33"   | 7000         |    |    |      |           | en          | 0.0.0                         |  |               |
|        |        |          | naler         | •000•   | FI.F<br>FI.Kallenberg = Motz · · · · ·  | 6800         |    |    |      |           | icht        | <u></u>                       |  |               |
|        |        |          | sent          |   | - 2 Lad Előz  | *6000        |    |    |      |           | Sch         |                               | Illinger Flözzone  | 9900          |
|        |        |          | N C           | 19:0:0:0:<br>.0.0.0.0.0.                      | FI. B mit Tonstein 2  |              |    |    |      | BBB       | ег          |                               |  | 9900          |
| 1.2    |        |          | hten          |   |   |              |    |    |      | L up      | weil        |                               |  |               |
|        |        |          | chicl         |   | Coichealt Elänn   |              |    |    |      | 5<br>L    | eus         |                               |  |               |
|        |        | pe       | k-S           | -   | Gersneck - Proze  |              |    |    | LO   | ei le     | т           |                               | unteres Leitkonglomerat                                  |               |
|        |        | d n.     | hec           | .0.0.0.0.                                     |   |              |    |    | arb  | N O       | ere         | -                             |  |               |
|        |        | 5        | 3e i s        | • • • • • • • • • •                           |   |              |    |    | L K  | ott       | Unt         |                               |  |               |
|        |        | er       |               | ~ <i>~~~</i> ~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~ |   | */050        |    |    | Obe  | <         |             | .0.0                          | Heusweiler Flöze • • • • • •                             | 9800          |
|        | L C    | üch      | a             |   | Fl. 3   | 4900         |    |    |      | -         |             |                               |  |               |
|        | p o q. | -pr      | hten<br>Ober  | . 0. 0. 0.0.                                  | = FL 6, FL 7/ 7Ubk./ 8  |              |    |    |      | AP        |             | -                             | - El Schwalbach mit Topstein 00                          | 3             |
|        | kar    | aai      | , hic         | .0.0.0.0.0.                                   | FI. 979a, FI. 10710a<br>FI. 11 mit Tonstein 3 · · · · ·   | 4000         |    |    |      | ш-        | 0           | .0::0::0::0::0:<br>.P. P. P - | (2) Dilsburger Schichten                                 | <b>*</b> 9700 |
|        | Der    | S        | r So          | .0.0.0.0.0.                                   | Fl. 13  | 3900         |    |    |      | S         | (2)         | 20-0-                         | Leaia - Horizonte 1+2<br>- Fl. Wahlschied mit Tonstein 0 |               |
|        | ō      | <11      | ache<br>ittle |   | Fl. 16 / 16a<br>Fl. 17 / 17a  |              |    |    |      |           | en          |                               | Leaia - Horizont 3<br>                                   | ¥9500         |
|        |        |          | M             |   | Fl. 18 , Fl. 18c, Fl. 19<br>Fl. 20 mit Tonstein 4a · · · · ·  | 3300         |    |    |      |           | icht<br>Obe |                               | Leaia-Horizont 4 schiefer                                |               |
|        |        | ΑΓ       | Su<br>Jnt.    |   | Fl. 21 mit Tonstein 4   | 3200         |    |    |      | A         | Sch<br>e    | 0-0-0-                        | Leaia-Horizont 5   | 9300          |
|        |        | STF      | chten (       | • 0 • 0 • 0 • 0 •                             | Fl. 37  | *3000        |    |    |      |           | ttler       |                               | Farbgrenze grau/rot                                      |               |
|        |        |          |               | a   | Fl. 38<br>  | 2700         |    |    |      |           | Mi          |                               |  |               |
|        |        | ΝE       | l -<br>chio   | .0.0.0.0.0.                                   | > FL 17 Süd / 16 Süd / 15 Süd   |              |    |    |      |           | 3 ötte      | 76484                         | Fl. André mit Leaia-Horizont 7 · ·                       | 9100          |
|        |        | 0        | thel          |   | Fl. 12 Süd / 11 Süd<br>> Fl. 10 Süd / 8 Süd<br>Kuselit in Fl. 7 Süd · · · · · · · · · · · · · · · · · · · | 2200<br>2100 | L. | -+ | +    | WESTE     | 5           | 6?6?6?6                       | Holzer Konglomerat                                       | <b>*</b> 9000 |
|        |        |          | Ro            |   |   |              | L  |    | -    | D         |             |                               |  |               |
|        |        |          | n ter         |   | Fl. 2 Süd mit Tonstein 7 · · ·<br>Fl. 1 Süd · · · · · · · · ·   | ×2050        |    |    |      |           |             |                               |  |               |
|        |        |          | gber<br>chte  |   | grobklastische Folge mit<br>kohleführenden Horizonten   |              |    |    |      |           |             |                               |  |               |
|        |        |          | ch i          |   |   |              |    |    |      | Г         |             | feint                         | nis mittelklastische 700-                                |               |
|        |        |          | to of         |   | Fein-gelegentlich Mittelklastika<br>in Wechsellagerung mit meist<br>unreinen Flözverbänden                |              |    |    |      |           |             | Sedin                         | nente  |               |
|        |        | -        | en<br>en      | Ξ   |   |              |    |    |      |           | n niji      | grobi                         | klastische Sedimente 600-                                |               |
|        |        | B        | icht<br>Ob e  | =   |   |              |    |    |      |           | .0.0        | Kong                          | glomerat 500-  |               |
|        |        |          | Sch           |   |   |              |    |    |      | E         |             | Karl                          | bonatlagen   |               |
|        |        |          | her           | olborie                                       | mittelklastische, gelegentlich<br>feinklastische Wechsellagerung<br>mit schwach kohleführenden            |              |    |    |      | Г         | _           | Koh                           | 400-   |               |
| RBON   |        | (A       | tere          | -   |   |              |    |    |      | 1         |             |                               | 300-   |               |
|        |        |          | Neur          | <del></del> .                                 | Schichten   |              |    |    |      | F         |             | <b>—</b> Kaoli                | in-Kohlentonstein  |               |
|        |        | (Namu    | r) (3)        | 0.000   | 3 Spieser Schichten   |              |    |    |      | FI        | . = F       | löz                           | Obk. = Oberbank  |               |
| A      | H.K.   | (Dinant) |               |   |   |              |    |    |      | N         | ык = N      | ebenban                       | IK   UDK. = UNTERDANK 100-                               |               |
| 1<br>Z | 5<br>C |          |               | ন্দ্রন্থান্থ                                  | pyritreiche, marine Alaunschiefer   |              |    |    |      | (A        | .) = wo     | ihrsche                       | einlich WESTFAL A CO.MI                                  |               |
| 0      | evo    |          |               |   | klastischen Einschaltungen  |              |    |    |      | V         | /) = FI     | özkennz                       | ziffer nach WEINGARDT 1966                               |               |
| E      | D.d    |          |               |   |   |              |    |    |      |           |             |                               |  |               |
|        | U      |          |               |   |   | 1            |    |    |      |           |             |                               |  |               |

- Abb. 134 Normalschichtenschnitt des Saarkarbons, zentraler Bereich (aus ROOS 1978, nach KONZAN 1972 and WEINGARDT 1966; in den Schnitten auf Taf. 33 dargestellte Flöze sind durch \* gekennzeichnet)
- Fig. 134 Stratigraphic profile of Saar Carboniferous, central part (from ROOS 1978, after KONZAN 1972 and WEINGARDT 1966; seams marked out in table 33 are signed with \*)

Die Tiefbohrung Saar 1 auf der Südflanke des Sattels (s. Taf. 33: Schnitt 7) reichte darüber hinaus bis zu einer Tiefe von -5 497 m.

Im einzelnen werden Aufschlüsse aller stillgelegten und aller noch tätigen Gruben im Bereich des Saarbrücker Hauptsattels und der sich südwestlich anschließenden Gruben innerhalb der Bundesrepublik Deutschland behandelt. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von der ehemaligen Grube Consolidiertes Nordfeld im äußersten Norden bis zur Grube Warndt im Südwesten, im deutsch-französischen Grenzgebiet. Die Reservefelder dieser Gruben liegen vorwiegend im Nordwesten in größerer Tiefe.

#### 5.2.2. Methodik

Voraussetzung für die vorliegenden Untersuchungen war eine umfangreiche Sammlung von Daten und Unterlagen über Grubenaufschlüsse, ältere und neuere Tiefbohrungen, Linien- und Flächenseismik, in Ausnahmefällen auch Geoelektrik und -magnetik, sowie Karten des Geologischen Landesamtes des Saarlandes.

Diese Unterlagen bildeten die Grundlage für die Erstellung eines umfangreichen Kartenwerkes von Flözprojektionen im Maßstab 1:10000. Etwa 50 Quer- und Längsschnitte überdecken das Arbeitsgebiet. In Bereichen mit komplizierter Tektonik ist das Netz der Schnitte dichter. Dadurch wurde versucht, die Raumlage wichtiger tektonischer Elemente, wie zum Beispiel des Saar-Sprungs, aufzuklären. Von diesen Schnitten sind in Tafel 33 zwölf Querschnitte dargestellt.

Aus der Schnittserie (Taf. 33) und grundrißlichen Projektionen (Taf. 32) ergibt sich das für das Forschungsvorhaben KVB erforderliche räumliche Bild der Lagerstätte. Bei der Montage der Querschnitte zu einer Schnittserie wurde als Basislinie eine Linie gewählt, die wie die Sattelachse des Saarbrücker Hauptsattels Nordost - Südwest streicht. In den Schnitten auf Tafel 33 wurden nur die Flöze 1 Süd (2000), Stolberg (4950), Wahlschied (9500) und Lummerschied (9700), sowie die Leittonsteine 5 (3000), 2 (6000) und das Holzer Konglomerat (9000) dargestellt. Weitere Flöze wurden nur eingezeichnet, wenn sie besondere tektonische Strukturen von kleinräumiger Erstreckung wiedergeben. Die Zahlen in Klammern sind die um eine Stelle auf vier Stellen erweiterten Flözkennziffern nach WEINGARDT (1966), die innerhalb des Saarlandes die Namen ersetzten, die von Zeche zu Zeche unterschiedlich sind (s. Abb. 134). Die farbige Auslegung (Taf. 33) dient der Veranschaulichung und ermöglicht ein einfaches Vergleichen der Schichtenkomplexe. Der Schwerpunkt der vorliegenden Untersuchungen liegt in dem Gebiet nordöstlich des Saar-Sprungs, des Saarbrücker Hauptsattels.

# 5.3. Überblick über die Geologie des Saarkarbons

Die Geologie des Saarkarbons ist von anderen Autoren sehr ausführlich beschrieben worden (BOY & FICHTER 1982, DAM-BERGER 1966, DROZDZEWSKI 1969, DRUMM 1929, FALKE 1974, FALKE & KNEUPER 1972, GUTHÖRL 1954, KNEUPER 1964, PRUVOST 1934, SCHOLTZ 1933, THEOBALD 1952, WEINGARDT 1966 u.v.a.). Dadurch kann ich mich an dieser Stelle auf das Wesentliche beschränken. Die eingangs beschriebene Saar – Saale-Senke bildete sich im Raum der Mitteldeutschen Schwelle, auf der vor dem Oberkarbon Massenkalk und Schwarzschiefer des Oberdevons sowie marines Unterkarbon abgelagert wurde (s. Abb. 134). Die Beckenschüttung begann mit einem Namur-Konglomerat. Darauf folgen limnisch-fluviatile Ablagerungen mit eingeschalteten Kohlenflözen. Das produktive Oberkar-



Abb. 135 Übersichtsschnitte durch den Saarbrücker Hauptsattel (Schnitt 1) und den Faltenbau des Warndts (Schnitt 2)
 Fig. 135 Sections giving a general view through the Saarbrücken anticlinorium (section 1) and the anticlines of the Warndt (section 2)

bon des Saarlandes enthält 400 Flöze von einer Mächtigkeit über 30 cm, hiervon ca. 200 Flöze, deren Mächtigkeit zwischen 60 und 100 cm liegt und ca. 60 Flöze mit mehr als 100 cm Kohle. Die Grenze zwischen Westfal und Stefan bildet die mächtige Grobschüttung des Holzer Konglomerates, das im Zentrum des Sattels diskordant auf älteren Schichten liegt. Die hierdurch bedingte Schichtlücke wird mit Annäherung an den Sattel größer (WEINGARDT 1972, GUTHÖRL 1954).

Dieser Sachverhalt ist für die genetische Deutung des Sattels wichtig. Die Aufwölbung der Westfal-Schichten vor dem Beginn des Stefans wird auch durch die Inkohlungsmessungen von DAMBERGER et al. (1964) bestätigt. Ihre Untersuchungen ergaben, daß der Winkel zwischen den Isovolen und der Schichtung sich in Richtung auf das Sattelzentrum vergrößert.

Durch das kontinuierliche Aufwölben des Sattels wurde in dessen Zentrum die Sedimentation schon frühzeitig unterbrochen, so daß unter dem Holzer Konglomerat eine Schichtlücke von bis zu 1 500 m klafft (Taf. 33: Schnitt 9, Rothell-Schächte). Das nördliche Becken, heute als Prims-Mulde im Untergrund nachgewiesen, vergrößerte sich im Stefan immer mehr, während das südliche Becken, die Saargemünder Mulde, verlandete. Im Laufe der jüngsten Stufe des Karbons, des Stefans, fand der Übergang von der lim-

# 5.4. Beschreibung des tektonischen Baus

Das Saarkarbon wird vom Saar-Sprung in zwei Gebiete unterteilt, die sich durch ihren tektonischen Baustil unterscheiden (s. Abb. 135). Nordöstlich des Saar-Sprungs ist nur ein einziger, großer Sattel ausgebildet, der Saarbrücker Hauptsattel. Im Südwesten sind im Warndt auf deutschem Gebiet zwei Sättel und eine Mulde ausgebildet. Auf französischer Seite, in Lothringen, lassen sich darüber hinaus im Norden und im Süden je eine flache Kuppe feststellen.

In der Zone zwischen Saar-Sprung und Geislauterner Hauptsprung zieht im Südteil der Simon-Sattel mit seiner steilen Südflanke Nordost – Südwest streichend als Fortsetzung des Saarbrücker Hauptsattels weiter. Nördlich des Simon-Sattels schließt sich die Marienauer Mulde an. Ihr folgt auf deutschem Gebiet der Merlebacher Sattel, der nach Nordosten hin – über die Luisenthaler Sattelkuppen – im weiteren Gebiet des Saar-Sprungs sich völlig verflacht und ausläuft. Die beiden Luisenthaler Kuppen entstanden durch lokale Querwellung.

Ihre Fortsetzung bildet nordöstlich des Saar-Sprungs im Bereich der Grube Jägersfreude eine Zone mit flacher Lagerung (Taf. 33: Schnitt 12).

#### 5.4.1. Querschlägige Beschreibung der Hauptelemente von Norden nach Süden

## 5.4.1.1. Saarbrücker Hauptsattel

Den Untergrund des Sedimentationsbeckens bilden geringmächtige devonische Sedimente, die im Norden, im Hunsrück, in anderer Fazies anstehen. Nach Süden folgt die Prims-Mulde mit einer mächtigen Füllung oberkarbonischer und permischer Sedimente. Daran schließt sich der Saarbrücker Hauptsattel an. Dieser hat eine flache Nordflanke (Einfallen 10-15°), die 1-2 km vor der Sattelachse sich auf 25-35° Einfallen versteilt. Jenseits des Sattelhöchsten, das mit Deckgebirge verdeckt ist, ist nur ein kleiner Teil der Südflanke mit überkippten Schichten erschlossen. Das Sattelhöchste ist an der Südlichen Randüberschiebung abgerissen und über die steilüberkippte Südflanke geschoben. Am Fuße des Sattels verflacht sich das Einfallen rasch, und die Schichten senken sich zur Saargemünder Mulde (= Vorhaardt-Mulde) hin ab. Diese ist weniger ausgeprägt als die Prims-Mulde (s. Abb. 133 u. 135).

Während der saalischen Phase stiegen der Hunsrück und das südlich der Saargemünder Mulde gelegene Gebiet weiter auf und wurde das Saarbecken weiter eingeengt. Doch insgesamt gesehen lassen sich im Saarkarbon keine einschneidenden Orogenphasen nachweisen, da das Gebiet von Beginn des Westfals an mehr oder weniger kontinuierlich verformt und gehoben wurde. Im Zentralbereich, vermutlich schon am Ende des Stefans beginnend, riß der Südflügel des Saarbrücker Hauptsattels infolge der anhaltenden Einengung auf, und der Nordflügel wurde über den Südflügel geschoben (s. Abb. 135). Südwestlich des Saar-Sprungs reagierte das Gebirge auf die Einengung mehr in Form mittelgroßer Falten, ohne daß bedeutendere Überschiebungen mit mehr als 300 m bankrechtem Verwurf auftraten. Gegen Ende der gebirgsbildenden Vorgänge zerbrach das Saarkarbon entlang zahlreicher Sprünge in viele Einzelschollen, von denen einige bereits synsedimentär angelegt waren (SCHÖNENBERG 1966). Der Saarbrücker Hauptsattel stieg auch nach den einengenden Bewegungen weiter auf, ohne daß jedoch die Sedimentation hierdurch unterbrochen worden wäre. Am Ende des Mesozoikums begann die Erosion des ursprünglich alles überdeckenden Deckgebirges aus triassischen Sedimenten.

## 5.4.1.2. Gebiet des Bergwerks Luisenthal

Der Anstieg von der Prims-Mulde zu den Falten im Bereich des Bergwerks Luisenthal bildet zunächst einen kleinen Neigungswinkel. Ein Anstieg von etwa 20° Einfallen bildet die Nordflanke eines Sattels, der durch eine flache Nord – Süd streichende Einsenkung in zwei Teile geteilt wird, die westlich gelegene Klarenthaler Kuppe und den Alsbach-Sattel. Jenseits einer ausgeprägten Mulde folgt der südvergente Simon-Sattel, dessen steile Südflanke sich auf französischem Gebiet rasch nach Süden verflacht.

## 5.4.1.3. Gebiet des Warndts

Die Schichten der Prims-Mulde steigen mit geringem Neigungswinkel zum Warndt hin an. Erst in unmittelbarer Nähe des Merlebacher Sattels sind die Schichten steiler. Parallel zu seiner Achse verläuft im Abstand von etwa 1 km im Norden der St.-Charles-Wechsel mit einer Überschiebungsweite von maximal 240 m. In gleicher Entfernung verläuft im Süden der Homburg-Sprung mit einer Verwurfshöhe von nur 100 m, der aber eine gestörte Zone bildet, die bis 300 m breit ist. Eine ausgeprägte Mulde trennt den Merlebacher Sattel von dem asymmetrischen Simon-Sattel. Dessen steile Südflanke fällt, wie zuvor beschrieben, weiter südlich mit schwacher Neigung zur Saargemünder Mulde hin ab (s. Abb. 133, 135).

## 5.4.2. Beschreibung der Strukturveränderungen von Nordosten nach Südwesten

#### 5.4.2.1. Nordöstlicher Abschnitt

Der Pfälzer Sattel taucht nach einer lokalen Einsenkung zwischen Steinbach und Waldmohr weiter südwestlich als Saarbrücker Hauptsattel wieder auf. Dieser zeigt von Nordosten nach Südwesten in seinem Bau auffallende Veränderungen:

Die Südliche Randüberschiebung läuft nach Nordosten aus. Dabei sind relativ junge Schichten (Unterrotliegendes) über nur wenig ältere Schichten des Stefans geschoben (DROZD-ZEWSKI 1969). Nach Südwesten werden Hangend- und Liegendschichten schnell älter (Rothell- und St. Ingberter Schichten). In dem Gebiet südwestlich von Bexbach sind die Überschiebungsbahn und die Liegendscholle nicht mehr zutage aufgeschlossen.

Der Saarbrücker Hauptsattel weist in seinem Ostteil einige Achsendepressionen auf, und es spalten sich sekundäre "Nebensättel" ab: An der Stelle, an der sich an der Geländeoberfläche Kohlwald-Sprung und Nördlicher Hauptsprung kreuzen, spaltet sich der flache Ziehwald-Sattel ab. Er zieht wenige Kilometer nach Norden und taucht noch vor Erreichen des Ost – West streichenden Circe-Sprungs ab (s. Taf. 32 u. Taf. 33: Schnitt 5; vgl. NEUGEBAUER 1966). Jenseits einer leichten Achsendepression des Hauptsattels bildet sich nördlich des Nördlichen Hauptsprungs die Frankenholzer Kuppe (s. Taf. 33: Schnitte 2 u. 3), die nach Nordosten in den flachen Pfälzer Sattel übergeht (vgl. DROZDZEWSKI 1969).

In diesem Bereich, im Ziehwald-Sattel und auf der Nordflanke der Frankenholzer Kuppe, ist die Dichte der parallel zum Generalstreichen des Saarbrücker Hauptsattels verlaufenden Sprünge relativ hoch. In dem Sattelhöchsten laufen mehrere Sprünge gebündelt parallel und streichen Nordost – Südwest.

Einige der Sprünge, die dem Sattelhöchsten sehr nahe liegen, folgen während ihres gesamten Sprungverlaufes etwa dem Streichen der Sattelachse. Sie behalten diese Richtung bis zum Auslaufen nach Osten bei. Diese Sprünge, deren Verwurfshöhen teilweise über 100 m liegen, wurden von NEUGEBAUER (1966) als Aufsitzer auf der Südlichen Randüberschiebung gedeutet, die demnach nur in der Hangendscholle auftreten und die Überschiebung nicht versetzen. In der vorliegenden Arbeit wurden die größeren streichenden Sprünge teilweise auch als jünger aufgefaßt.

Im Raum von Neunkirchen-Wellesweiler ist der Saarbrücker Hauptsattel in Form mehrerer Sättel und Mulden in dem kleinen Areal zwischen Nördlichem Hauptsprung und dem Ausgehenden der Südlichen Randüberschiebung ausgebildet (s. Taf. 33: Schnitte 4 u. 5). Die streichende Länge dieser Strukturen übersteigt 1 000 m nicht, sie sind flach ausgebildet und auf den beschriebenen abgegrenzten Bereich beschränkt. Den nordwestlichsten der Sättel bezeichnet man als den Saarbrücker Sattel, da er am höchsten herausgehoben ist.

#### 5.4.2.2. Mittlerer Abschnitt

Nach Südwesten steigt die gesamte Sattelstruktur an und bildet eine großräumige Achsenkulmination. Dabei ist das Sattelhöchste durch die Südliche Randüberschiebung zerschert, so daß der flach bis halbsteil nordfallende Nordflügel auf dem steilüberkippten Südflügel zu liegen kommt ohne Ausbildung einer Sattelkuppe im heutigen Aufschlußniveau. Es ist offen, ob eine solche Sattelkuppe analog zu den Strukturen im Nordosten und Südwesten der Achsenkulmination in einem höheren Niveau – und heute als "Luftsattel" – jemals existierte oder nicht.

Auf dem Nordflügel des Saarbrücker Hauptsattels, im Bereich der Achsenkulmination, fächern sich die oben beschriebenen Nordost streichenden Sprungsysteme nach Westen auf. Sie biegen zuerst in Ost-West-Richtung um und weiter westlich in Nordwest-Südost-Richtung, so daß sie bei Annäherung an die Prims-Mulde parallel zum Saar-Sprung verlaufen (s. Taf. 32).

Dadurch wird die Sprungdichte geringer. Stattdessen zerteilen querschlägige Sprünge den Sattel zusätzlich. Hiervon haben Kohlwald-Sprung, Östlicher Hauptsprung, Aeacus-Sprung, Cerberus-Sprung und Fischbach-Sprung im flach gelagerten Teil der Nordflanke jeweils eine Sprunghöhe von mehr als hundert Metern, die meist nach Süden, zum Sattelhöchsten hin, teilweise auf null Meter zurückgeht.

So hat der Fischbach-Sprung an seiner Kreuzung mit dem Circe-Sprung etwa einen Verwurf von 450 m, nach Süden nimmt die Verwurfshöhe auf wenige Zehner Meter an der Grenze zur Grube Camphausen ab. Etwa 500 m vor dem Ausgehenden der Überschiebungsbahn ist der Sprung im Abbau von Kleinstörungen im Meterbereich und darunter nicht mehr zu unterscheiden.

Die Nordflanke des Sattels ist in eine flachere Außenzone im Norden mit 10 – 15° Einfallen und eine steilere Innenzone mit 30° Einfallen im Süden unterteilt. Die Linie, in der die steile Lagerung in die flache übergeht, streicht im Abstand von etwa 1 500 m parallel zur Sattelachse. Sie biegt erst im Bereich von der Grube Jägersfreude in die Nordnordost – Südsüdwest-Richtung um und läuft auf die Sattelachse zu.

Die Überschiebungsweite der Südlichen Randüberschiebung in Oberflächennähe nimmt von Nordosten nach Südwesten bis zum Bereich der Grube Camphausen von 400 auf ca. 4 000 m zu, um dann wieder bis zum Saar-Sprung auf weniger als 1 000 m abzunehmen.

Von der Achsenkulmination im Bereich der Grube Camphausen taucht der Saarbrücker Hauptsattel nach Nordosten und Südwesten ab. Der Winkel des Abtauchens ist im Südwesten, östlich des Saar-Sprungs, größer als im Nordosten, das heißt er taucht nach Südwesten schneller ab als nach Nordosten.

#### 5.4.2.3. Saar-Sprung und benachbarte Strukturen

Der Saar-Sprung ist der bedeutendste Sprung des Saarkarbons. Der Abschiebungsbetrag beträgt südlich der Grube Jägersfreude 500 – 700 m. Ältere Arbeiten sprachen der Störung noch einen rechtshändigen Blattverschiebungsbetrag von etwa 4 000 m zu (DAMBERGER 1966, M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER 1966). Der faltentektonische Zusammenhang läßt jedoch den Schluß zu, daß die Horizontalkomponente der Abschiebung, wenn überhaupt vorhanden, maximal 300 m beträgt. Auffallend ist das sehr flache Einfallen des Saar-Sprungs (ca. 40°) im Bereich der Grube Jägersfreude und der ehemaligen Grube Viktoria. Parallele Nebenstörungen in diesem Bereich sind teilweise noch flacher (ca. 30 – 40°).

Aus den Baurissen der Gruben Camphausen-Jägersfreude und Luisenthal sowie durch die Auswertung der Bohrungen im Bereich Saarbrücken-Süd läßt sich ein Kreuzen des Saar-Sprungs mit dem Ost-West streichenden Gersweiler-Sprung konstruieren (s. Abb. 136). Der Gersweiler-Sprung läuft dann jedoch vor (d. h. nordwestlich) der Südlichen Randüberschiebung aus und kreuzt diese nicht mehr (s. Taf. 32).

Die Südliche Randüberschiebung läuft nach Westen wahrscheinlich auf der steilen Südflanke des Saarbrücker Hauptsattels beziehungsweise des Simon-Sattels aus. Kleinere Überschiebungen im Bereich des Bergwerks Luisenthal sowie die an der Erdoberfläche festgestellte Überschiebung von Schoeneck südlich von Saarbrücken, nahe der französischen Grenze, stehen mit der Südlichen Randüberschiebung in keinerlei Zusammenhang (THEOBALD 1952). Südwestlich des Saar-Sprungs ändert sich der tektonische Baustil auffallend. Die steile Flanke des Saarbrücker Hauptsattels geht anscheinend ohne Unterbrechung in die Südflanke des südvergenten Simon-Sattels über. Dieser stellt damit, wie bereits erwähnt, die Fortsetzung des Saarbrücker Sattels dar und zieht im gleichen Streichen wie dieser nach Lothringen weiter.

Die Linie des Schichtenumbiegens von der etwas steileren zur flacheren Lagerung auf der Nordflanke des Saarbrücker Hauptsattels läuft östlich des Saar-Sprungs im Bereich der Grube Jägersfreude auf die Sattelachse zu, während dieser gleichzeitig abtaucht. Dadurch vergrößert sich im Nordfeld der Gruben Franziska und Jägersfreude die Zone flachen Einfallens. Lokal liegen die Schichten hier bereits waagerecht beziehungsweise tauchen flach nach Südwesten ab. Dieser durch umlaufendes Streichen gekennzeichneten Zone entsprechen südwestlich des Saar-Sprungs im Bereich der Grube Luisenthal die beiden bereits erwähnten



- Abb. 136 Projektion der Kreuzung zwischen Saar-Sprung und Gersweiler-Sprung im Niveau von Flöz 4800 (punktierte Höhenlinien sind über die Tagesoberfläche von etwa + 200 m NN hinausprojiziert; die Linien geben die Lage der für die Projektion angefertigten Schnitte an)
- Fig. 136 Projection of the intersection between the faults Saar-Sprung and Gersweiler-Sprung at the level of seam 4800 (pointed contour lines are projected above the earth surface at the level of + 200 m NN; the lines give the position of sections used for projecting)

flachwelligen Aufwölbungen, der kleinere Alsbach-Sattel im Nordosten und die Klarenthaler Sattelkuppe im Südwesten, die noch weiter südwestlich in den Merlebacher Sattel übergehen.

Von den streichenden Sprüngen im engeren Bereich des Saarbrücker Hauptsattels kreuzen den Saar-Sprung nur einige wenige: der Ostsprung der Grube Jägersfreude und auch der Gersweiler-Sprung des Bergwerks Luisenthal.

#### 5.4.2.4. Südwestlicher Abschnitt

In den Kuppen von Luisenthal und in den Sätteln des Warndts treten ebenfalls Überschiebungen auf, doch haben diese jeweils nur einen geringen bankrechten Verwurf. Eine Ausnahme bildet der St.-Charles-Wechsel, der zwischen Rossel-Sprung und Warndt-Sprung eine größere Schubweite aufweist.

Jenseits des Geislauterner Hauptsprungs, der den Bereich des Bergwerks Luisenthal nach Südwesten begrenzt, sind im Warndt nördlich des Simon-Sattels noch der Merlebacher Sattel sowie auf französischem Gebiet zwei lokale Aufwölbungen ausgebildet, die als Alstinger und Buschborner Kuppe bezeichnet werden. Letztgenannte unbedeutende Faltenelemente sind jedoch auf deutschem Gebiet nicht zu bemerken. Alle Faltenstrukturen verlaufen Nordost – Südwest, parallel zur Achse des Saarbrücker Hauptsattels.

Der Simon-Sattel ist wie der Saarbrücker Hauptsattel südvergent, der Merlebacher Sattel weiter östlich annähernd symmetrisch, nach Westen zu jedoch ebenfalls ausgeprägt südvergent. Der Merlebacher Sattel entwickelt sich rasch westlich des Geislauterner Hauptsprungs aus den Luisenthaler Kuppen im Nordosten. Er ist der am stärksten ausgeprägte der Sättel des Warndts und Lothringens und verstärkt sich nach Südwesten (s. DONSIMONI 1981).

Der Merlebacher Sattel und der Simon-Sattel sind von mehreren querschlägig verlaufenden Sprüngen durchzogen, die sich noch weit nach Südosten und Nordwesten fortsetzen (s. DONSIMONI 1981 u. KALTWANG 1983). Einige Sprünge, wie zum Beispiel der Rossel-Sprung und der Warndt-Sprung, haben eine große Sprunghöhe und durchlaufen die Sättel und Mulden des Warndts ohne Verwurfsminderung.

Der Unterschied im tektonischen Bau zwischen Saarbrücker Hauptsattel und diesen Sätteln und Mulden ist nur im Süden, im gefalteten Bereich, ausgeprägt. Nach Norden haben beide Gebiete das gleich gestaltete Vorland mit flacher Lagerung und mittelgroßen Sprüngen. Dies zeigten die Seismik und die Geologie der Tagesoberfläche des vom Bergbau unverritzten Friedrichweiler Feldes.

## 5.4.3. Die Diskordanz des Holzer Konglomerates

Wie bereits erwähnt, folgen die Schichten des Stefans mit dem Holzer Konglomerat als Basis in einem Teil des Sattels diskordant auf die Schichten des Westfals.

Das Holzer Konglomerat liegt im Osten weiträumig auf der Nordflanke des Saarbrücker Hauptsattels verbreitet und in einem kleinen Areal im Südwesten davon diskordant auf älteren Schichten.



Abb. 137 Tiefenlage des Holzer Konglomerats an der Südflanke des Saarbrücker/Simon-Sattels (in Anlehnung an die Auswertung der Tiefenseismik nach VEIT 1976)

Fig. 137 Situation of the Holz conglomerate in the southern flank of the Saarbrücken/Simon anticlinorium (according the results of seismic investigations by VEIT 1976)

Über das Ausmaß der Diskordanz im Zentrum des Sattels weiter westlich lassen sich nur Vermutungen anstellen, da hier die Schichten des Stefans im Sattelzentrum größtenteils erodiert sind (s. Taf. 32). Es ist jedoch anzunehmen, daß sie ursprünglich auch hier auftrat.

Die Hebung des Saarbrücker Hauptsattels begann schon zu einem sehr frühen Zeitpunkt, und dadurch fiel der Erosion ein Teil des Westfals zum Opfer. Heute ist der Zentralbereich des Sattels so weit erodiert, daß das genaue Ausmaß der Schichtlücke nur vermutet werden kann, zumal die Schichten auch noch in reduzierter Folge abgelagert wurden. Der Sattel hob sich noch im Verlauf des Stefans weiter.

Mit zunehmender Entfernung von der Sattelachse wird der Winkel zwischen Westfal und Stefan geringer, bis die vollständige Schichtenfolge vorliegt. Obwohl das Holzer Konglomerat auf dem größten Teil des Saarbrücker Hauptsattels einer späteren Erosion zum Opfer gefallen ist, kann man davon ausgehen, daß es den gesamten Sattel einmal diskordant überlagerte.

In Aufschlüssen in der überkippten Südflanke des Sattels (s. Taf. 33: Schnitt 10) wird im Liegenden des Holzer Konglomerates der Tonstein 2 (= 6000) angetroffen. Abweichend von der Darstellung von WEINGARDT (1972) wird hier die Meinung vertreten, daß die Diskordanz nie unter den Tonstein 2 herabreichte. Die wenigen Aufschlüsse im Bereich des Sattelkerns, die die Südflanke durchörterten, treffen den Tonstein 2 immer noch in geringer bankrechter Entfernung vom Holzer Konglomerat an (s. Taf. 33: Schnitte 1-4).

Die größten Diskordanzwinkel zwischen Stefan und Westfal mißt man im Bereich der Frankenholz-Schächte mit 13° (s. Taf. 33: Schnitt 3) sowie in einem in der Nähe gelegenen Tagesaufschluß (15,5°). Nach Norden geht der Diskordanzwinkel gegen Null (WEINGARDT 1972). Auch nach Südwe-

## 5.5. Analyse des tektonischen Baus

## 5.5.1. Konstruktionsprinzip für den Tiefenverlauf der Südlichen Randüberschiebung

Bei der Konstruktion der Südlichen Randüberschiebung (s. Abb. 138) zur Teufe sind wichtige Daten zu berücksichtigen, die aus Aufschlüssen bekannt sind:

 Der Winkel zwischen Überschiebungsbahn und der Schichtung im Hangenden beträgt zwischen 0 und 15°. sten wird der Winkel kleiner, jedoch sind diese Werte am Ausgehenden gemessen, und dieses weicht von der Sattelachse des Saarbrücker Hauptsattels erosionsbedingt weit nach Norden zurück. Im Bereich Saarbrücken-Süd, im nach Südwesten abtauchenden Teil des Sattels, ist in den dort niedergebrachten Bohrungen ebenfalls eine Diskordanz zwischen Stefan und Westfal auf der Südflanke feststellbar.

WEINGARDT (1972) weist darauf hin, daß auf der Südflanke im Bereich von Frankenholz der Winkel der Diskordanz größer ist als auf der Nordflanke in der querschlägigen Verlängerung des betreffenden Aufschlusses nach Norden. Dies wäre ein entscheidender Hinweis darauf, daß der Sattel schon von Beginn an asymmetrisch angelegt war. Es fehlen jedoch auf der Südflanke eindeutige Aufschlüsse, die diese Angabe untermauern.

Die seismischen Untersuchungen im Saarbrücker Hauptsattel (s. VEIT 1976) erfaßten die Lage des Holzer Konglomerates am Fuße des steilen und überkippten Südflügels des Sattels (s. Abb. 137). Für die Klärung der Lage des Holzer Konglomerates waren die Tiefbohrung Saar I und die alte Bohrung Stuhlsatzenhaus besonders wichtig. Das Holzer Konglomerat taucht von seiner höchsten Lage im Raume Camphausen-Ost (-1 400 m) bis zum Gebiet der Bohrung Saar I auf - 2 200 m ab. Aus den Bohrungen Bexbach und Websweiler, die unter Buntsandstein Rotliegendes antrafen, folgt, daß es von hier aus nach Nordosten seine Tiefenlage nicht wesentlich verändert.

Von Camphausen nach Südwesten in Richtung auf den Saar-Sprung ist die Lage des Holzer Konglomerates relativ unsicher. In einer Entfernung von etwa 1 000 m zur Sattelachse bleibt es ebenfalls auf dem Niveau von - 1 400 m. Ein Abtauchen nach Südwesten ist unwahrscheinlich. Die Bohrungen berühren diesen Bereich nicht. Lediglich die Seismik im engeren Sattelbereich könnte darauf hindeuten, daß lokal noch ein weiteres Auftauchen zu verzeichnen wäre.

- Im Liegenden trifft man nahe bei der Überschiebungsbahn auf steil-überkippte Lagerung. Der Einfallswinkel der Schichten liegt zwischen 60 und 80° NW.
- In Tagesnähe liegt im Abstand von 700 800 m zur Überschiebungsbahn eine Zone konkaven Schichtenumbiegens, in der die Schichten von der steil-überkippten Lagerung in die flache Lagerung übergehen.
- Der Schichtenverband im Liegenden ist einigermaßen gut erhalten.



Abb. 138 Konstruktion des Tiefenverlaufes der Südlichen Randüberschiebung (aus Taf. 33: Schnitt 9). Es sind drei verschiedene Konstruktionsmöglichkeiten dargestellt. Version A: Verlauf der Überschiebung parallel zur Schichtung im Hangenden, Parallelität der Schichten untereinander im Liegenden der Überschiebung; Version C: Geradlinige Verlängerung des beobachteten Einfallens der Überschiebung zur Teufe hin, "Auffächern" der Schichten unterhalb der Überschiebung; Version B vermittelt zwischen den Versionen A und C.

Fig. 138 The construction principle of the continuation of the southern main overthrust to depth (from plate 33: section 9)

Für die Projektion der Steinkohlenlagerstätten ins Unverritzte hat sich an Ruhr und Saar die Projektionsregel von konstanten Schichtenabständen bewährt. Die wenigen Aufschlüsse auf der Südflanke des Saarbrücker Hauptsattels weisen auf eine zumindest teilweise Anwendbarkeit dieser Regel auch in diesem Falle hin.

Extrapoliert man die nachgewiesenen tektonischen Strukturen zur Teufe hin, ergibt sich eine rasche Verringerung der Überschiebungsweite bis zu einer Stelle, wo identische stratigraphische Niveaus zusammenkommen und die Überschiebung in die Flanke eines Koffersattels übergeht, die hier als "Wurzelzone" bezeichnet wird. Solche disharmonischen Strukturen lassen sich zum Beispiel im Ruhrkarbon häufiger nachweisen (KUNZ 1980).

Bei der Konstruktion der Überschiebungsbahn zur Teufe hin wurde das Konstruktionsprinzip der konstanten Schichtenabstände in der Liegendscholle im unmittelbaren Kontakt zur Überschiebung nicht immer konsequent eingehalten, da hier mehrfach eine starke tektonische Zerscherung beobachtet wurde. Als Alternative wurden die Schichten leicht auffächernd konstruiert.

Je nach Annahme eines Einfallens der Randüberschiebung von schichtparallel bis zu einem Winkel von 15° zwischen Überschiebung und Schichtung und einer weniger großen tektonisch bedingten Veränderung der Mächtigkeit des Schichtenpaketes im Liegenden der Überschiebung mit Einfallswinkeln über 70° reicht die Wurzelzone kaum unter - 2000 m. Nach Südwesten und Nordosten steigt sie räumlich und stratigraphisch auf, bei gleichzeitiger Abnahme des Überschiebungsbetrags, bis nur noch Falten übrigbleiben (Simon-Sattel, Pfälzer Sattel).

Es ist möglich, daß die steil-überkippte Lagerung im Liegenden der Überschiebungsbahn auch durch ein stärkeres Auffächern der Schichten und damit eine lokale Zunahme der Schichtenmächtigkeit kontinuierlich zurückgeht. Gleichzeitig könnte sich die Überschiebungsbahn in dem Ausmaß verflachen, wie sich die Schichten im Hangenden nach Norden zu verflachen (vgl. Abb. 138). Das entspräche den Beobachtungen zum Beispiel im Ruhrkarbon (mitgefaltete Überschiebungen, vgl. WREDE 1980).

Die Überschiebung würde zur Teufe hin nicht ausklingen bei Annahme eines größeren Winkels zur Schichtung im Hangenden. Hierfür gibt es jedoch keine Hinweise; in den oberflächennahen Aufschlüssen hat die Überschiebung nicht die Tendenz, sich nach der Teufe hin zu versteilen. Auch die anderen weiter oben erwähnten Randbedingungen scheinen sich zur Teufe hin nicht zu verändern, so daß von einem Anhalten der erkannten tektonischen Trends ausgegangen wird.

Außerdem ist als weitere Grenzbedingung der Konstruktion zur Teufe hin das in der Bohrung Saar I und seismisch nachgewiesene beziehungsweise vermutete kristalline Basement zu beachten, das dicht unter der vermuteten Wurzelzone flexurähnlich nach Norden hin ansteigt und eine Aufwölbung im Untergrund des Saarbrücker Hauptsattels bildet. Aus diesen genannten Randbedingungen ergeben sich die verschiedenen tektonisch-geometrischen Konstruktionsmöglichkeiten, von denen der Version B der Abbildung 138 der Vorzug gegeben wird.

KNEUPER (1964) stellt in einem Schnitt querschlägig durch den Sattel die Südliche Randüberschiebung weit nach Norden reichend dar. Er läßt die Überschiebungsbahn etwa 500 m über der Kristallinschwelle des Untergrundes sich in mehrere parallele Bahnen aufspalten. Diese verlaufen etwa schichtparallel. Diese Bahnen erreichen fast das Muldentiefste der Prims-Mulde, um dann zu enden. Dabei ist die Prims-Mulde nur angedeutet und liegt zu weit nördlich, wie es die Seismik Lebach 1960 beweist. Der kleinräumige Bau des Bereiches, in dem die Überschiebung aufhört und in der sie von der Schichtparallelität abweicht, bleibt offen (vgl. auch Kap. 5.6.).

#### 5.5.2. Wichtige Aufschlüsse der Südlichen Randüberschiebung

Aus Aufschlüssen über Tage und im Abbau kann man den Verlauf der Südlichen Randüberschiebung genauer verfolgen.

Im Osten, im Bereich der Grube Frankenholz, ist die Überschiebung in Oberflächennähe, im Schacht und in Querschlägen der Grube relativ steil (30-35°) angefahren worden (s. Taf. 33: Schnitt 3 u. Abb. 139). Gemessen an Flöz 6000 kann man die Überschiebungsweite auf etwa 1 000 m festlegen. Genauere Angaben sind nicht möglich, da das Holzer Konglomerat in der Liegendscholle in unmittelbarem Kontakt zur Überschiebungsbahn geschleppt und über mehrere hundert Meter hinweg ausgewalzt worden ist. NEU-GEBAUER (1966) deutet diesen Aufschluß dahingehend, daß die Südliche Randüberschiebung jünger ist als der Nördliche Hauptsprung, was allerdings nicht die übergroßen Mächtigkeiten im Liegenden der Überschiebung (vgl. HEINTZ & DRUMM 1942) erklärt. Hierfür könnte man neben einem Wiederaufleben der älteren Sprünge auch eine "mitgefaltete" ältere, jetzt flachliegende Südabschiebung heranziehen. GUTHÖRL (1948) ist der Meinung, daß das Holzer Konglomerat bereits bei etwa - 700 m in die flache Lagerung übergeht und damit die steile Südflanke des Sattels relativ kurz ist.

Durch das Abnehmen der Überschiebungsweite zur Teufe hin (s. S. 226) ist die Wurzelzone, unter der die nächst tiefere Schicht nur noch eine Monokline aufweist, in geringerem Abstand von Flöz 1 Süd (= 2000) zu erwarten. Konstruktiv ergibt sich eine Teufe von - 1810m und ein bankrechter Abstand von 150m zu Flöz 2000 der Flexur (s. Abb. 138).

Im Aufschlußbereich der ehemaligen Grube Wellesweiler hat die Überschiebungsweite auf über 2000 m zugenommen (s. Abb. 140 u. Taf. 33: Schnitt 4). Besonders auffällig ist hier, daß der große Verwurf am Nördlichen Hauptsprung eindeutig und zweifelsfrei älter ist als die Anlage der Überschiebung. Aus oberflächennahem Abbau weiß man, daß die Überschiebungsbahn flach einfällt (15° bis nahezu horizontal). Da die Südliche Randüberschiebung in manchen Bohrungen im unmittelbaren nördlich vorgelagerten Gebiet dieser flachen Zone, die durch das Auftreten von mehreren Sätteln gekennzeichnet ist, nicht mehr aufgeschlossen wurde, ist anzunehmen, daß die Überschiebungsbahn zur Teufe hin wieder etwas steiler wird. Aus den Aufschlüssen beim Schacht St. Barbara und seinem nach Norden vorgetriebenen Querschlag sowie aus der Bohrung Saar 1 (s. Abb. 140; Taf. 33: Schnitte 4 u. 7) geht ein flaches Einfallen der Überschiebungsbahn in Tagesnähe hervor. In der nur wenig nördlich gelegenen Bohrung Hangard ist die Überschiebung nicht mehr angetroffen worden, das heißt sie muß zur Teufe hin etwas steiler einfallen. Dabei wird jedoch ein Winkel von 20° zwischen Schichtung und Über-



Abb. 139 Aufschlüsse des Saarbrücker Hauptsattels und der Südlichen Randüberschiebung im Gebiet des Frankenholz-Schachtes 2 (aus Taf. 33: Schnitt 3)

Fig. 139 Outcrops of the Saarbrücken anticlinorium in the area of the Frankenholz pit (from plate 33: section 3)



Abb. 140 Aufschlüsse der Südlichen Randüberschiebung im Gebiet der ehemaligen Grube Wellesweiler (aus Taf. 33: Schnitt 4)

Fig. 140 Outcrops of the southern main overthrust in the former Wellesweiler mine (from plate 33: section 4)



Abb. 141 Aufschlüsse der Südlichen Randüberschiebung im Gebiet des Wilhelm-Schachtes und der Tiefbohrung Saar 1 (aus Taf. 33: Schnitt 7)

Fig. 141 Outcrops of the southern main overthrust in the Wilhelm pit and the deep-drilling Saar 1 (from plate 33: section 7)



Aufschlüsse der Südlichen Randüberschiebung und des Saar-Sprungs nach heutiger Deutung im Versuchsquerschlag der Grube Jägersfreude, 2. Sohle (Lage zwischen den Schnitten 11 u. 12, Taf. 33)

#### Fig. 142

Outcrops of the southern main overthrust and the Saar-Sprung in the Jägersfreude mine, second level, with the actual interpretation (section between the sections 11 and 12 of plate 33)



schiebungsbahn nicht überschritten. Konstruktiv liegt die Wurzelzone im Schnitt 4 (Taf. 33) bei - 1840 m, die erste durchgehende Schicht des Saarbrücker Hauptsattels liegt etwa 520 m bankrecht unter Flöz 2000.

Im Wilhelm-Schacht der Grube Reden und in den obersten Bereichen der südlich davon gelegenen Tiefbohrung Saar 1 wurde die Überschiebungsbahn mit einem Einfallen von 25° in Oberflächennähe angetroffen (s. Abb. 141). Ein oberer nach Norden führender Querschlag bestätigt diesen Wert, der dem Schichteneinfallen entspricht, auch im Untertagebereich. In einem tiefer gelegenen Querschlag bei - 520 m NN ist die Überschiebungsbahn nicht mehr sicher zu erfassen. Ebenso lassen sich zwischen dem oberen und dem unteren Querschlag keine Flöze mehr durchverfolgen, Schnitt 7 der Tafel 33 zeigt, daß diese Strukturen nur durch ein Verspringen im Einfallen und Neuansetzen der Überschiebungsbahn erklärt werden können. Hierdurch steigt die Zone der Randüberschiebung nach Süden stratigraphisch auf, das heißt sie wird scheinbar flacher als die Schichtung. Die Überschiebungsweite läßt sich aus dem aufgeschlossenen Flöz 2000 in der Hangendscholle und dem aufgeschlossenen Holzer Konglomerat in der Liegendscholle berechnen. Dabei geht man von den Abständen der einzelnen stratigraphischen Horizonte aus, die auf dem Nordflügel gemessen wurden, auch in bezug auf die Diskordanz des Holzer Konglomerates und damit den Abstand des Tonstein 2 (= 6000) von der Stefan-Basis. Der rechnerische Wert der Überschiebungsweite liegt bei etwa 3500 m.

Die maximale Überschiebungsweite läßt sich im Gebiet der Grube Camphausen-Ost (Skalley-Schächte) mit ca. 4 000 m feststellen. Hier hat die Überschiebungsbahn bei - 2 040 m NN gleichzeitig ihren größten Tiefgang (Taf. 33: Schnitt 10).

Der Versuchsquerschlag 2. Sohle der Grube Jägersfreude schloß die Südliche Randüberschiebung südlich des Saar-Sprungs auf (s. Abb. 142). Hier ist durch das Abtauchen der Sattelachse nach Südwesten das Sattelhöchste aufgeschlossen. Dieses Sattelhöchste kann weiter östlich auf ca. 15km nur als Luftsattel vermutet werden (s. Taf. 33: Schnitte 7–11; Abb. 143 u. 144). Die Überschiebungsweite beträgt nur noch etwa 1600 m, und die Wurzelzone liegt bei - 1460 m NN und somit der Erdoberfläche näher als im Bereich der Grube Camphausen.

PRUVOST (1934) interpretiert diesen Aufschluß anders. Er legt den Saar-Sprung weiter nördlich in einen seiner Vorläufer und die Südliche Randüberschiebung in den eigentlichen Saar-Sprung. Kurz vor dem Querschlagsende an der Buntsandstein-Decke gibt er das Holzer Konglomerat an der Stelle an, an der die Überschiebungsbahn das Gebirge zerbrochen hat. Da somit der aufgeschlossene Tonstein 4 (= 3 300) in etwa 100 m bankrechtem Abstand unter dem Holzer Konglomerat liegen würde, müßte die Diskordanz zwischen Westfal und Stefan auf einem eng umschriebenen Areal bis weit unter die Geisheck-Schichten herabreichen. Dies entspräche einer Schichtlücke von ca. 2 km (!) und ist auch aufgrund der vorliegenden strukturgeologischen Analysen auszuschließen.

#### 5.5.3. Laterale Ausbildung der verschiedenen tektonischen Elemente

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Wurzelzone der Südlichen Randüberschiebung im Zentrum des Saarbrücker Hauptsattels am tiefsten liegt. An dieser Stelle ist die Überschiebungsweite im Oberflächenniveau auch am größten.

Abbildung 143 zeigt einen Schnitt parallel zu der Achse des Sattels. Hier ist die vermutete, konstruierte Tiefenlage der Wurzelzone wiedergegeben. Die einzelnen Werte und geometrischen Voraussetzungen wurden im vorigen Kapitel bereits erläutert (s. Abb. 138, S. 226).

Für die Darstellung des Achsenabtauchens des Saarbrücker Hauptsattels wurden als Bezugshorizonte der Tonstein 2 (= 6000) und das Flöz 3 der Fettkohlen (4800) benutzt



- Abb. 143 Schematischer Längsschnitt parallel zur Basislinie der Tiefenlage der Wurzelzone der Südlichen Randüberschiebung und der axialen Höhenlage des Saarbrücker Hauptsattels nordöstlich des Saar-Sprungs (zur Tiefenlage der Wurzelzone der Südlichen Randüberschiebung vgl. Taf. 33)
- Fig. 143 Schematic section parallel to the base-line, showing the depth of the fold which is thought to be the root zone of the southern main overthrust. It also shows the axial high of the Saarbrücken anticlinorium northeast of the Saar-Sprung. (The root-zone of the southern main overthrust is figured in detail in plate 33.)



Abb. 144Konstruktion des Luftsattels in Flöz 4800 (aus Taf. 33: Schnitt 8)Fig. 144Hypothetic construction of the anticline in seam 4800 (from plate 33: section 8)

(s. Abb. 143 u. Abb. 145). Abbildung 145 stellt die Konstruktion des Sattelhöchsten dieser Flöze dar. Dabei wurde die Schichtenmächtigkeit des Westfals von den Randbereichen des Sattels auf das Zentrum übertragen. Der Abtauchwinkel des Saarbrücker Hauptsattels beträgt von der Kulmination bei Camphausen-Ost nach Nordosten etwa 5°. Auf der kurzen Strecke von der Grube Camphausen zur Grube Jägersfreude taucht der Sattel nach Südwesten dagegen mit dem größeren Winkel von 14° ab.

Die Linie, an der auf der Nordflanke des Saarbrücker Hauptsattels die steile zu flacher Lagerung umbiegt, streicht im Sattelzentrum Südwest – Nordost und verläuft parallel zu der Sattelachse im Abstand von etwa 2000 m. Nach Nordosten läuft sie auf die Sattelachse zu und ist im Bereich von Wellesweiler nicht mehr deutlich zu erkennen, da dort die Schichten vom Sattelhöchsten nach Nordwesten hin kontinuierlich einfallen.

Nach Südwesten, im Bereich der Grube Camphausen-Ost, biegt die Linie nach Süden um und läuft ebenfalls auf die Sattelachse zu, in dem selben Maße, wie der Sattel schnell abtaucht. Hierbei vergrößert sich die flache Zone erheblich, und es entwickelt sich, wie bereits erwähnt, aus ihr im Gebiet des Bergwerks Luisenthal der spätere Merlebacher Sattel. Durch das Zusammenlaufen der Umbiegungsachse mit der Achse des Saarbrücker Hauptsattels verkürzt sich somit der steile Teil der Flanke rasch, was wiederum einhergeht mit der Abnahme der Überschiebungsweite der Südlichen Randüberschiebung (s. Taf. 32).

## 5.5.4. Sprungtektonik

Bei näherer Untersuchung des verwirrenden Bildes der Sprungtektonik ergibt sich eine Zuordnung einzelner Sprünge zu verschiedenen Sprungsystemen (s. Abb. 146). Im Sattelhöchsten, parallel zur Achse, verlaufen Sprünge, die über längere Strecken ihre Richtung beibehalten. Weiter von der Sattelachse entfernt zeigen weitere Sprünge diese Nordost – Südwest-Richtung. Es ist anzunehmen, daß sie sich teils während, teils nach dem Zusammenschub des Saarbrücker Hauptsattels bildeten.

Senkrecht zu den Sprüngen im Generalstreichen verlaufen querschlägige Sprünge, die die Faltenstrukturen teils mit, teils ohne Verwurfsreduktion queren (Abb. 146b). Der wichtigste Vertreter ist der Saar-Sprung, dem zusammen mit den parallel laufenden Abschiebungen des Warndt und der Grube Luisenthal ein hohes Alter zuzuschreiben ist, da er schon im Westfal Gebiete mit unterschiedlicher fazieller Ausbildung trennte. Saar-Sprung, Felsberg-Rossel-Sprung, Hauptsprung und Warndt-Sprung lassen sich über die gefalteten Gebiete bis weit nach Norden (Prims-Mulde) und Süden (Saargemünder Mulde) verfolgen. Auffallend ist, daß diese Sprünge jeweils Gebiete eingrenzen, in denen der tektonische Baustil und die Schichtenausbildung sich ändern. Östlich des Saar-Sprungs ist ein großer Sattel ausgebildet, zwischen Saar-Sprung und Geislauterer Hauptsprung eine flache Aufwölbung und der Simon-Sattel, zwischen Geislauterer Hauptsprung und Warndt-Sprung zwei mittelgroße Sättel. Westlich des Warndt-Sprungs versteilt sich die Südflanke des Merlebacher Sattels stark, und es bilden sich auf französischem Gebiet im Norden und Süden je eine flache Aufwölbung aus.

Eine andere Gruppe von guerschlägigen Sprüngen läuft im Saarbrücker Hauptsattel dem Saar-Sprung parallel. Diese Abschiebungen sind jedoch jünger als die Faltung und Überschiebung, da sie vor Erreichen des Ausgehenden der Überschiebungsbahn auffächern und auslaufen (s. Abb. 146b). Im Zusammenhang mit dem altangelegten Saar-Sprung und der jüngeren Faltung steht ein System von Staffelbrüchen, die im Osten Nordost-Südwest streichen und dicht aufeinanderfolgen. Im Weiterstreichen nach Südwesten drehen sie in Ost-West-Richtung, fächern auf und nehmen an Verwurf zu. Auf der äußersten Nordflanke laufen sie parallel zu dem Saar-Sprung auf das Muldentiefste der Prims-Mulde zu. Blickt man von Norden auf dieses Staffelbruchsystem des Saarbrücker Hauptsattels (s. Abb. 147), so gewinnt man den Eindruck einer nach Süden ansteigenden Treppe. Hierbei sind die Treppenstufen im Osten schmal, entsprechend auch die ungestörten Abbaufelder der Gruben. Im Nordwesten werden die zwischen den Sprüngen liegenden Flächen durch das Auffächern bedeutend großräumiger.

Das nordfallende Staffelbruchsystem bildet einen Übergang zwischen den quer zur Faltung streichenden Sprüngen und den achsenparallelen Sprüngen.

Diagonale Sprünge mit Ost-West- und Nord-Süd-Streichen durchsetzen den Saarbrücker Hauptsattel, das Gebiet des Bergwerks Luisenthal und den Warndt. Aus Inkohlungsmessungen weiß man, daß sich die vertikalen Abschiebungskomponenten schon vor Beginn der Inkohlung ausgebildet haben (DAMBERGER 1966, M. TEICHMÜLLER &



Abb. 145Schematisches Blockbild des Saarbrücker HauptsattelsFig. 145Schematic block diagram of the Saar Carboniferous



- Abb. 146 Gliederung der Bruchtektonik des Saarkarbons nach aufgrund ihres Streichens zusammengehörenden Sprungsystemen
  - a) Sprünge parallel zur Sattelachse
  - b) Sprünge senkrecht zur Sattelachse
  - c) Sprungsystem, das sich von Osten nach Westen auffächert
  - d) Diagonalstörungen
- Fig. 146 Classification of fault systems according to their position to the fold axes
  - a) faults parallel to the fold axes
  - b) faults rectangular to the fold axes
  - c) fault system opening from East to West
  - d) diagonal faults

R. TEICHMÜLLER & LORENZ 1983). Im Zuge der Einengung bewegten sich die meisten (für alle läßt es sich nicht nachweisen) als Blattverschiebungen. Aus dem Versatz der Linien gleicher Inkohlung, einiger kreuzender Störungen und Faltenstrukturen kommt man für einige Diagonalstörungen wie den Fischbach-Sprung, den östlichen Hauptsprung (Grube Reden), den Jägersfreuder Hauptsprung, den Sprung 3-West (Warndt) etc. auf horizontale Verschiebungen von wahrscheinlich nur wenigen hundert Metern. Dies entspricht auch etwa der Vertikalkomponente. Der Begriff Blattverschiebung ist daher nicht zutreffend, es handelt sich bei diesen Störungen um schräge Abschiebungen.

Auch für den altangelegten Saar-Sprung nahmen die erwähnten Autoren eine horizontale Dislokation von etwa 4000 m an. Geht man aber davon aus, daß der Versatz der Isovolen durch ein unterschiedliches Fortschreiten der Inkohlung, bedingt durch die frühe Anlage des Saar-Sprungs, zu erklären ist (M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & LORENZ 1983), ergibt sich, daß es sich um eine Abschiebung mit nur geringer Horizontalkomponente handelt (s. Abb. 135, S. 221 u. Kap. 5.4.2.3.).

#### 5.5.5. Modell der Überschiebungsentstehung

Der lithologische Aufbau des Karbons ist durch relativ starke Materialinhomogenitäten gekennzeichnet. Kompetente Grobklastika sind gegeneinander abgesetzt durch Schichten wesentlich geringerer Scherfestigkeit (Kohlen), die als Gleitflächen prädestiniert sind.

Beim Zusammenschub der Sedimente des Saarbeckens bildete sich über einer im Untergrund existierenden Kristallinschwelle eine Flexur. Begünstigt wurde dieser Vorgang durch die frühe sattelförmige Verstellung der Schichten über dem sogenannten Zentralrücken, der synsedimentär im Saarbecken aufstieg. Im Laufe der weiteren Einengung bildete sich ein asymmetrischer Sattel, dessen Schichten



- Abb. 147 Schematisches Blockbild des Saarkarbons nördlich des Saar-Sprungs mit den wichtigsten Sprüngen, ungefähr im Niveau NN. Das gegenseitige Versetzen der Sprünge ist kein Kriterium für die relative Altersbeziehung, sondern lediglich darstellungsbedingt.
- Fig. 147 Schematic block diagram of major faults within the Saarbrücken anticlinorium showing a system of staggered faults in approximately sea level. Displacements of faults are due to construction and do not show their relative age.

zwischen den Deformationsgrenzen D1 und D2 stark verbogen und zerstückelt wurden (s. Abb. 148b). Durch das Auseinanderreißen dieses Mittelschenkels der Flexur bildete sich eine Fuge entlang D1, an der bei weiterem Zusammenschub der flacher gelagerte Nordwestflügel des Saarbrücker Hauptsattels über den nun steil überkippt stehenden Südostflügel geschoben wurde (s. Abb. 148c).

Die Zunahme der Schubweite zum Hangenden hin erklärt W. F. ROOS (mdl. Mitt.) mit der nach oben abnehmenden

## 5.6. Ablauf der Tektogenese

In den vorangehenden Kapiteln ist der zeitliche Zusammenhang der Bildung der tektonischen Elemente einige Male angesprochen worden. Abbildung 149 entspricht einer teilweise abgeänderten Darstellung von KNEUPER (1966). Er schildert den Werdegang des Saarkarbons, worauf in der folgenden Darstellung des zeitlichen Ablaufs der tektonischen Bewegungen teilweise Bezug genommen wird.

Durch nach Süden abschiebende Bewegungen an der Hunsrück-Südrandstörung (= Metzer Störung) bildete sich im Raum der Mitteldeutschen Schwelle eine Senke, die sich im Laufe des Oberkarbons mit Sedimenten füllte (FALKE & KNEUPER 1972). Diese noch heute aktive Tiefenstörung hat ein steiles Einfallen (s. M. TEICHMÜLLER& R. TEICHMÜLLER& LORENZ 1983 u. HEIL 1979), wodurch zu Zeiten stärkerer Vertikalbewegungen auch eine gewisse Einengung des Saarbeckens hervorgerufen sein dürfte. Innerhalb dieser Senke begann sich noch während der Sedimentation der Saarbrücker Hauptsattel embryonal herauszuwölben.

Auf bereits herausgehobene Schichten des Westfals legte sich, stellenweise diskordant, das Stefan. Doch nicht nur zwischen Westfal und Stefan fand eine Hebung statt, auch Auflast des Gebirges, die innerhalb der Schichten dort die Reibung vermindert. Hierdurch vergrößerte sich die Möglichkeit schichtparalleler Gleitungen in den weicheren Zwischenschichten zur Erdoberfläche hin. Eine Kompensation des großen Überschiebungsbetrags in den hohen Partien durch ausgeprägtere Faltung in größerer Tiefe – analog zu den Beobachtungen im Ruhrkarbon (DROZDZEWSKI et al. 1980) – ist wegen des relativ geringen vertikalen Abstandes zwischen "Wurzelzone" und Kristallinschwelle nicht sehr wahrscheinlich.

zwischen Stefan und Unterrotliegendem wurde der Zentralteil des Sattels gehoben. Allerdings nur der Zentralteil, denn im Norden, in Richtung auf den Hunsrück folgt das Unterrotliegende ohne Diskordanz auf Stefan (WEINGARDT 1972, KNEUPER 1964).

Reduzierte stratigraphische Abfolgen und Toneisensteine als Reste von Paläoböden in einem Klima mit lateritischer Verwitterung deuten auf Erosionszeiten hin, die den Hebungen vorausgehen (ENGEL 1982).

Die Hebung und gleichzeitige Einengung des Bereiches der Mitteldeutschen Schwelle begann im Laufe des Westfals (vielleicht schon im Namur) und klang nach Ablagerung der Sedimente des Unterrotliegenden aus. Erst im Tertiär setzte eine erneute Hebungsphase ein.

Der zeitliche Ablauf der Bewegungen auf der Überschiebungsbahn stellt sich vermutlich wie folgt dar:

Es kann angenommen werden, daß die langanhaltenden einengenden Bewegungen, die zur synsedimentären Aufwölbung der Schwelle des Saarbrücker Sattels führten, auch



eine frühe Versteilung der Südostflanke dieser Schwelle bewirkten.

Die ersten Überschiebungsbewegungen lassen sich in der Kulmination des Saarbrücker Hauptsattels im Bereich der Grube Camphausen an der Wende Stefan/Unterrotliegendes vermuten. Die Bewegungen in den entfernteren Teilen des Sattels im Nordosten und Südwesten setzten erst später ein. Als die Überschiebung ausgebildet war, hatte sie daher im Bereich der Grube Camphausen eine größere Überschiebungsweite als in der Grube Frankenholz. Noch weiter im Nordosten, bei Waldmohr, läuft die Südliche Randüberschiebung aus. Dort ist das gesamte Unterrotliegende steilgestellt und teilweise überkippt (DROZDZEWSKI 1969). Daher ist das Wandern des Abschlusses der Überschiebungsbewegungen von der Achsenkulmination nach Nordosten und Südwesten anzunehmen. Dies könnte auf den bekannten zeitlich-räumlichen Ablauf hinweisen, wonach ein Riß hier die Überschiebung - an einer Stelle aufreißt, hier auch am Ende seinen größten Störungsbetrag hat und sich später seitlich und schwächer dimensioniert fortsetzt.

Nach M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & LORENZ (1983) begann die Absenkung der Saar-Nahe-Senke vielleicht schon zu Beginn des Namurs und beschleunigte sich mit dem Beginn des Westfals C. Das Trogtiefste verlagerte sich

- Abb. 148 Schema der Bildung der Südlichen Randüberschiebung von W. F. ROSS
  - a)' Flexur in den Sedimenten über der Mitteldeutschen Schwelle
  - b) Zusammenschieben des Schichtenpaketes zu einem asymmetrischen Sattel
  - c) Aufreißen der Überschiebungsbahn in D1
     D1= Schwächezone an der Sattelachse
     D2= Schwächezone an der Achse des konkaven Schichtumbiegens
- Fig. 148 Schematic development of the southern main overthrust by W. F. ROOS
  - a) monocline in sediments overlying the "Mitteldeutsche Schwelle"
  - b) lateral compression forming an asymmetrical anticline
  - c) initiation of overthrust in D1

während des Stefans nach Nordosten. Der südliche Teil des ehemaligen Beckens war mit den Sedimenten des oberen Westfals bereits im Aufstieg begriffen. Darauf weist die nur im Zentralteil des Saarbrücker Hauptsattels ausgeprägte Diskordanz des Holzer Konglomerates hin. Die Inkohlung der Saarkohlen verlief parallel zu den gebirgsbildenden Bewegungen (synkinematische Inkohlung) und hatte ihren Höhepunkt gegen Ende des Rotliegenden bereits überschritten. Die einengenden Bewegungen hielten noch länger an, die Linien gleicher Inkohlung sind daher leicht aufgewölbt.

Während die Schwellenbildung und Faltung über einen langen Zeitraum hinweg andauerten (Namur bis Oberrotliegendes), bildete sich die Südliche Randüberschiebung innerhalb relativ kurzer Zeit vom vermutlich oberen Stefan bis zum Beginn des Oberrotliegenden.



- Abb. 149 Schema der zeitlichen Entwicklung des Saarbrücker Hauptsattels (abgeändert nach KNEU-PER 1966: Abb. 4)
- Fig. 149 Schematic development of the Saarbrücken anticlinorium (modified after KNEUPER 1966: Fig. 4)

Schon zu Beginn der Ablagerung der oberkarbonischen Sedimente war das Becken von einigen Sprüngen durchzogen, die sich teilweise bis nach der Ablagerung des triassischen Deckgebirges bewegten. Während der Deformationen im Verlauf von Westfal und Stefan sowie nach Abschluß der orogenetischen Vorgänge bildeten sich weitere Abschiebungen. Das Gebiet wurde von einem komplizierten Sprungsystem zerstückelt. Die Tendenz der Absenkung und

# 5.7. Verzeichnis der Schriften

- BOY, J. A., & FICHTER, J. (1982): Zur Stratigraphie des saarpfälzischen Rotliegenden (? Ober-Karbon – Unter-Perm; SW Deutschland). – Z. dt. geol. Ges., 133: 607 – 642, 7 Abb.; Hannover.
- DAMBERGER, H. (1966): Inkohlungsmerkmale, ihre statistische Bewertung und die Anwendbarkeit bei der tektonischen Analyse im saarländischen Steinkohlengebirge. – Diss. Techn. Univ. Clausthal: 101 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- DAMBERGER, H., & KNEUPER, G., & TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1964): Das Inkohlungsbild des Saarkarbons. – Glückauf, **100**: 209 – 217, 9 Abb.; Essen.
- DONSIMONI, M. (1981): Synthèse géologique du bassin houiller Lorraine. – Mém. B.R.G.M., **117**: 99 S., 21 Abb., 21 Tab., 15 Taf.; Orléans.
- DROZDZEWSKI, G. (1969): Sedimentation und Struktur des nordöstlichen Saarbeckens. – Oberrh. geol. Abh., 18: 77 – 117, 8 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Karlsruhe.
- DROZDZEWSKI, G., & BORNEMANN, O., & KUNZ, E., & WREDE, V. (1980): Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons. – 192 S., 108 Abb., 7 Tab., 31 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DRUMM, R. (1929): Die Geologie des Saar Nahe-Beckens. 1. Das Steinkohlengebirge. – 148 S., 48 Abb.; Neunkirchen (C. Didié).
- ENGEL, H. (1982): Neue Erkenntnisse zur Tektogenese der Südlichen Randüberschiebung des Saarbrücker Hauptsattels. – Vortr. 134. Hauptvers. Dt. Geol. Ges. Bochum am 6. 10. 1982; Bochum. – [Unveröff.]
- FALKE, H. (1974): Das Rotliegende des Saar Nahe-Gebietes. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., 56: 1–14, 3 Abb.; Stuttgart.
- FALKE, H., & KNEUPER, G. (1972): Das Karbon in limnischer Entwicklung. – C. R. 7. Congr. internat. Strat. Géol. Carbonif., Krefeld 1971, 1: 49-67; Krefeld.
- GUTHÖRL, P. (1948): Querschnitt durch das Saar-Lothringische Karbon. – Palaeontographica, (B) 88: 87–112, 14 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- (1954): Querschnitt durch das Saarbrücker Steinkohlengebirge. – Glückauf, 90: 729–738, 11 Abb.; Essen.
- HEIL, W. (1979): Untersuchungen der Tektonik der Hunsrück-Südrandstörungszone zwischen Münster-Sarnsheim und Kirn an der Nahe. – Geol. Rdsch., **68**: 721 – 747, 5 Abb.; Stuttgart.
- HEINTZ, V., & DRUMM, R. (1942): Das Saar-Lothringer Gebiet (Westmärkisches Kohlebecken). – Dt. Steinkohlenbergb., 1: 135 – 191, 29 Abb., 14 Taf.; Essen.
- JUCH, D., & Arbeitsgruppe Kohlenvorratsberechnung (1983): Die Erfassung von Steinkohlenlagerstätten mittels eines Blockmodells und geostatistischer Methoden. – Schr.-R. GDMB, **39**: 131–144, 2 Abb.; Weinheim.
- KALTWANG, H.-J. (1983): Projektion der Oberen Flammkohle zwischen Saar und Landesgrenze (Feld Friedrichsweiler). – Dipl.-Arb. RWTH Aachen: 78 S., 12 Abb., 6 Taf.; Aachen. – [Unveröff.]

Beckenbildung des Oberrotliegenden hielt auch im Mesozoikum weiter an. Es lagerten sich über dem schon relativ weit herausgehobenen Saarbrücker Hauptsattel Sedimente der Trias und noch stellenweise Jura ab.

Erst in jüngerer Zeit wurde der Raum wieder weiter angehoben und die Deckgebirgsschichten und ein Teil der Oberkarbon-Sedimente wurden erodiert.

- KNEUPER, G. (1964): Grundzüge der Sedimentation und Tektonik im Oberkarbon des Saarbrücker Hauptsattels. – Oberrh. geol. Abh., **13**: 1 – 49, 33 Abb., 8 Taf.; Karlsruhe.
- (1966): Zur Entstehung und Entwicklung der Saar-Nahe-Senke. – Z. dt. geol. Ges., 117: 312 – 322, 5 Abb.; Hannover.
- KONZAN, H. P. (1972): Die Karbonablagerungen (Westfal C/D) im Saarland. – Diss. Univ. Berlin: 140 S., 18 Abb., 7 Tab., 19 Prof., 13 Kt.; Berlin.
- KUNZ, E. (1980): Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 85–134, 41 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- NEUGEBAUER, P. (1966): Blattverschiebungen und Faltungen an alten Störungen im östlichen Saarkarbon. – Z. dt. geol. Ges., **117** (1): 191–203, 8 Abb.; Hannover.
- PRUVOST, P. (1934): Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. 3. Description Géologique. – Ét. Gîtes Minéraux de la France: 174 S., 33 Abb., 3 Kt.; Lille.
- ROOS, W. F. (1978): Vergleichende Erfassung der Kaolin-Kohlentonsteine 3 und 3a des Saarkarbons in ihrer lateralen Erstreckung mittels biogeochemisch-petrographischer Methoden. – Diss. Univ. Würzburg: 258 S., 54 Abb., 9 Tab., 29 Taf.; Würzburg.
- SCHÖNENBERG, R. (1966): Beispiele zur Strukturgeschichte des Saarbrücker Hauptsattels. – Z. dt. geol. Ges., 117: 61 – 71, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- SCHOLTZ, H. (1933): Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahe-Gebiet und die Entstehungsweise der Saar-Nahe-Senke. – Z. dt. geol. Ges., 85: 316-382,
- 25 Abb., 8 Taf.; Berlin. TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R. (1966): Die Inkohlung im saar-lothringer Karbon, verglichen mit der im Ruhr-
- karbon. Z. dt. geol. Ges., **117**: 243–279, 29 Abb.; Hannover.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R., & LORENZ, V. (1983): Inkohlung und Inkohlungsgradienten im Permokarbon der Saar-Nahe-Senke. – Z. dt. geol. Ges., **134**: 153–210, 13 Abb., 8 Taf.; Hannover.
- THEOBALD, N. (1952): Aperçu géologique du territoire de la Sarre. - 86 S., 19 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Saarbrücken.
- VEIT, E. (1976): Geophysik und Bau des Untergrundes des Saarbrücker Hauptsattels. – Geol. Jb., A 27: 409 – 428,
  11 Abb.; Hannover.
- WEINGARDT, H.-W. (1966): Probleme und Methoden der Flözgleichstellung im Saarkarbon. – Z. dt. geol. Ges., 117: 136 – 146, 5 Abb.; Hannover.
- (1972): Die Westfal Stefan-Grenze im Saarkarbon, neue Beobachtungen, Untersuchungen und Erkenntnisse. – C. R. 7. Congr. internat. Strat. Géol. Carbonif., Krefeld 1971, 4: 375–382, 6 Abb.; Krefeld.
- WREDE, V. (1980): Tiefentektonik der Bochumer Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – In: Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 135 – 171, 23 Abb., 3 Tab., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

# Verzeichnis der Tafeln im Anlagenband

- Zu: V. WREDE, Tiefentektonik des Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebietes
- Taf. 1 Tektonische Übersichtskarte des Aachen Erkelenzer und Südlimburger Steinkohlenreviers. Maßstab 1:100000
- Taf. 2 Tektonische Karte des Erkelenzer Reviers, dargestellt an der Karbonoberfläche. Maßstab 1:20000
- Taf. 3 Querschnittserie durch das Erkelenzer Revier. Maßstab 1:20000, Schnitte A-I
- Taf. 4 Längsschnittserie durch das Erkelenzer Revier. Maßstab 1:20000, Schnitte 1-9
- Taf. 5 Längsschnittserie durch das Erkelenzer Revier. Maßstab 1:20000, Schnitte 10-19
- Taf. 6 Tektonische Karte des Wurm-Reviers, dargestellt an der Karbonoberfläche. Maßstab 1:20000
- Taf. 7 Wurm-Revier, Großtektonische Gliederung, Morphologie der Karbonoberfläche. Maßstab 1:50 000
- Taf. 8 Querschnittserie durch das Wurm-Revier. Maßstab 1:20000, Schnitte 1-9
- Taf. 9 Querschnittserie durch das Wurm-Revier. Maßstab 1:20000, Schnitte 10-18
- Taf. 10 Längsschnittserie durch das Wurm-Revier. Maßstab 1:20000, Schnitte A - H
- Taf. 11 Tektonische Karte des Inde-Reviers, dargestellt an der Karbonoberfläche. Maßstab 1:20000, mit Längsschnitt 1:40000
- Taf. 12 Querschnittserie durch das Inde-Revier. Maßstab 1:20000, Schnitte 0-6
- Taf. 13 Querschnittserie durch das Inde-Revier. Maßstab 1:20000, Schnitte 7 - 12
- Zu: R. WOLF, Tiefentektonik des linksniederrheinischen Steinkohlengebietes
- Taf. 14 Tektonische Karte des linksniederrheinischen Steinkohlengebietes, dargestellt an der/Karbonoberfläche. Maßstab 1:50000
- Taf. 15 Querschnittserie durch das linksniederrheinische Steinkohlengebiet. Maßstab 1:20 000, Schnitte 1-6
- Taf. 16 Querschnittserie durch das linksniederrheinische Steinkohlengebiet. Maßstab 1:20000, Schnitte 7-12
- Taf. 17 Querschnittserie durch den Übergangsbereich zwischen Gelsenkirchener Hauptsattel und Emscher-Hauptmulde. Maßstab 1:20000, Schnitte 13-30
- Taf. 18 Längsschnittserie durch das linksniederrheinische Steinkohlengebiet. Maßstab 1:20000, Schnitte A-G
- Taf. 19 Längsschnittserie durch das linksniederrheinische Steinkohlengebiet. Maßstab 1:20000, Schnitte H-O

- Taf. 20 Verbreitung und Mächtigkeit des Werra-Salzes (Zechst. 1) am linken Niederrhein. Maßstab 1:50000
- Taf. 21 Mächtigkeiten des Werra-Salzes in ausgewählten Bohrungen am linken Niederrhein – in Abhängigkeit von der tektonischen Position (nach stratigraphischen Einstufungen der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, Bochum)
- Taf. 22 Stratigraphische Profile des Zechsteins 1-4 am linken Niederrhein. Wechselnde Mächtigkeiten in Abhängigkeit von der tektonischen Position (nach stratigraphischen Einstufungen der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, Bochum)
- Zu: G. DROZDZEWSKI, Tiefentektonik der Emscher- und Essener Hauptmulde im westlichen Ruhrgebiet
- Taf. 23 Tektonische Karte der Emscher- und Essener Hauptmulde im westlichen Ruhrgebiet, dargestellt an der Karbonoberfläche. Maßstab 1:100000
- Taf. 24 Querschnittserie durch die Emscher- und Essener Hauptmulde im westlichen Ruhrgebiet. Maßstab 1:20 000, Schnitte 1-6
- Taf. 25 Querschnittserie durch die Emscher- und Essener Hauptmulde im westlichen Ruhrgebiet. Maßstab 1:20 000, Schnitte 7 – 12
- Taf. 26 Längsschnitte durch die Emscher- und Essener Hauptmulde. Maßstab 1:20 000, Schnitte A, B
- Zu: G. DROZDZEWSKI, Tiefentektonik der Ibbenbürener Karbon-Scholle
- Taf. 27 Tektonische Karte der Ibbenbürener Karbonscholle, dargestellt im Niveau von Flöz Glücksburg (Westfal C) (außerhalb der Randverwerfung an der Quartärbasis). Maßstab 1:50 000
- Taf. 28 Querschnittserie durch die Ibbenbürener Karbonscholle. Maßstab 1:20000, Schnitte 1-6
- Taf. 29 Längsschnitte durch die Ibbenbürener Karbonscholle. Maßstab 1:20 000, Schnitte A, B
- Taf. 30 Tektonische Karte des Westfeldes der Ibbenbürener Karbonlagerstätte, Flöz Glücksburg. Maßstab 1:10000
- Taf. 31 Blockbilder der Ibbenbürener Karbonscholle
- Zu: H. ENGEL, Zur Tektogenese des Saarbrücker Hauptsattels und der Südlichen Randüberschiebung
- Taf. 32 Geologische Karte des Saarkarbons, im Niveau NN. Maßstab 1:100 000
- Taf. 33 Querschnittserie durch den Saarbrücker Hauptsattel und die Südliche Randüberschiebung. Maßstab 1:20000, Schnitte 1 – 12

Reinzeichnungen der Tafeln und Abbildungen sowie kartographische Arbeiten wurden von Herrn HANS HIMMEL und Herrn HELMUT ZILLIKENS durchgeführt.