

# scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem  
Geologischen Dienst  
Nordrhein-Westfalen

# 18

Zwei Beiträge zur Geologie  
des zentralen und des  
südlichen Münsterlandes



Umschlagbild:

Collage aus Profilschnitten des Strontianitgangs „Bertha-Maria“ (Vordergrund; Abb. 7, S. 13) und einem eemzeitlichen Bodenhorizont (Hintergrund; Abb. 3, S. 34)

Alle Rechte vorbehalten

#### **scriptum**

Arbeitsergebnisse aus dem  
Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen

© 2009

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –  
De-Greiff-Straße 195 · 47803 Krefeld  
Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld  
Fon 02151 897-0 · Fax 02151 897-505  
poststelle@gd.nrw.de  
www.gd.nrw.de

#### **Satz und Gestaltung**

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen · Krefeld

#### **Druck**

JVA Willich I · Willich

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

#### **scriptum**

erscheint in unregelmäßigen Abständen. Bezug über den Buchhandel oder über den Geoshop des Geologischen Dienstes NRW (Fon 02151 897-210 / -212 · Fax 02151 897-428), Best.-Nr. 8018

**ISSN 1430-5267**

# Zwei Beiträge zur Geologie des zentralen und des südlichen Münsterlandes

## Inhalt

Manfred Dölling & Dierk Juch  
**Strukturgeologische Modellvorstellungen  
zum Kreide-Deckgebirge im zentralen Münsterland**  
Seite 5

Manfred Frechen & Andreas Lenz & Klaus Skupin &  
Rüdiger Stritzke & Jacob Gosse Zandstra  
**Ein bemerkenswertes Pleistozän-Profil  
aus dem Bereich Dortmund-Brechten  
(südliches Münsterland)**  
Seite 29

<b>scriptum</b>	<b>18</b>	43 S., 23 Abb., 4 Tab.	Krefeld 2009
-----------------	-----------	------------------------	--------------



<b>scriptum</b>	<b>18</b>	5 – 27, 16 Abb.	Krefeld 2009
-----------------	-----------	-----------------	--------------

# Strukturgeologische Modellvorstellungen zum Kreide-Deckgebirge im zentralen Münsterland

Von

Manfred Dölling und Dierk Juch<sup>1)</sup>

## **Inhalt**

<b>1</b>	<b>Einleitung</b> .....	7
<b>2</b>	<b>Tektonischer Überblick</b> .....	7
2.1	Tektonik des variszischen Untergrundes im Raum Drensteinfurt und Hamm .....	8
2.2	Tektonik des Kreide-Deckgebirges im Raum Drensteinfurt und Hamm .....	9
<b>3</b>	<b>Die Strontianitgänge im Münsterland</b> .....	11
<b>4</b>	<b>Strukturgeologische Betrachtung des Kreide-Deckgebirges im Bereich des Donar-Feldes</b> .....	14
4.1	Methodik .....	14
4.2	Strukturgeologisches Inventar .....	16
4.2.1	Nordost – Südwest streichende Strukturelemente .....	16
4.2.2	Nordwest – Südost streichende Strukturelemente .....	18
4.3	Analyse der strukturgeologischen Befunde .....	19
4.3.1	Geometrisch-genetische Zusammenhänge zwischen Karbon-Störungen, Kreide-Störungen und Strontianitgängen .....	19
4.3.2	Analyse der Störungs- und Gangrichtungen .....	20
<b>5</b>	<b>Modellvorstellungen zum tektonischen Bau des Kreide-Deckgebirges</b> .....	21
<b>6</b>	<b>Literatur</b> .....	25

<sup>1)</sup> Anschriften der Autoren:

Dr. Manfred Dölling, Dr. Dierk Juch, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –, De-Greif-Str. 195,  
47803 Krefeld

**Kurzfassung:** Auswertungen von Archivmaterial und modernen Explorationsergebnissen im Rahmen der geologischen Landesaufnahme des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen führen zu neuen Erkenntnissen der tektonisch geometrischen Zusammenhänge im Kreide-Deckgebirge zwischen Drensteinfurt und Hamm, im sogenannten Donar-Feld, einem Steinkohlen-Reservefeld. Die struktureologische Analyse der 3D-Flächenseismik, die einen Großteil des Donar-Feldes bedeckt, ermöglicht die tektonischen Prozesse im zentralen Münsterland exemplarisch darzustellen. Insbesondere die Kartierung seismischer Horizonte im Kreide-Deckgebirge gestützt durch Bohrungsergebnisse, hilft die tektonischen Abläufe und die Veränderungen im tektonischen Stil zu verstehen. Eine weitere wichtige Informationsquelle stellt dabei die strukturelle Ausbildung der in weiten Teilen des zentralen Münsterlandes auftretenden Strontianitgänge dar. Analysen ergaben eine große geometrische Übereinstimmung zwischen dem Verlauf der Strontianitgänge und den Störungen im Kreide-Deckgebirge.

Für den struktureologischen Aufbau des Kreide-Deckgebirges zeichnet sich im weiteren Bereich des Donar-Feldes ein listrisches Verwerfungssystem ab, das im Wesentlichen durch ein Nordost – Südwest streichendes Graben- und Halbgrabensystem charakterisiert ist. Die strukturelle Anordnung der Hauptstörungen und die vermutete Mechanik der tektonischen Bewegungen steht mit dem variszischen Faltenbau im unterlagernden Oberkarbon in Verbindung. Zahlreiche im Grundgebirge auftretende Störungen pausen sich infolge mehrphasiger Bewegungen ins Kreide-Deckgebirge durch, zum Teil unter wesentlicher Beteiligung horizontaler Komponenten. Darüber hinaus spielen gravitative Bewegungen bei der Entwicklung der Störungssysteme eine Rolle. Neben der Bedeutung für die Risikovorsorge (Gasaustritte, Altbergbau) sind diese Erkenntnisse auch für Fragen der Hydrogeologie und der Flözgasgewinnung aus dem tieferen Untergrund von Bedeutung.

**Summary:** Analyses of archive data and modern exploration studies in the context of geological mapping by the Geological Survey of North Rhine-Westphalia result in a new concept of the tectonic geometry in the cretaceous overburden in the area between Hamm and Drensteinfurt (Donar-Feld, Münsterland basin, NW Germany). Structural analysis of 3D-seismic data that cover most of the Donar-Feld area reveals the history of tectonic processes that deformed the area of the Münsterland basin (NW Germany) during late Cretaceous and early Tertiary. Seismic images of cretaceous horizons helped to understand the timing of deformation and changes in deformational style. The integration of seismic data, drilling results and geological models led to an improved understanding of the tectonic development of the cretaceous Münsterland basin. The structural setting of the Donar-Feld-area is presented by a NE – SW orientated complex listric fault system associated with grabens and halfgrabens. According to the geometric relations between the different fault patterns they are interpreted as the result of transtensive strike-slip movements and slightly tilted uplift of the southern part of the Münsterland area. Considering the arrangement of the main faults and the assumed mechanism, the observed fault pattern in the Cretaceous strata is related to the main folds and faults in the underlying carboniferous Basement. This is due to strike-slip movements and gravitative movements at the end of Cretaceous and early Tertiary. The results of this research are important for several geotechnical applications as georisk prediction, hydrogeology and gas migration near the surface.

# 1 Einleitung

Die Lagerungsverhältnisse im Kreide-Deckgebirge des zentralen Münsterlandes gelten allgemein als relativ ungestört (s. Abb. 1), abgesehen von einigen Nordwest – Südost streichenden Verwerfungen an der Basis (vgl. Geologisches Landesamt NRW 1995: Abb. 4). Örtlich zeigen sich jedoch deutliche Spuren einer erheblichen tektonischen Unruhe. Insbesondere in den Steinbrüchen der Beckumer Berge (BAUCH et al. 2003, M. DÖLLING & LEHMANN 2005, DOMRÖS & VOMBERG 1989 und im Rahmen der Steinkohlenexploration im Raum Hamm (DICKEL 1988, HEIL & McCORD 1980) wurden verschiedenartige tektonische Strukturen beobachtet. Der Eindruck einer scheinbaren Ungestörtheit der Kreide-Schichtenfolgen ist vermutlich auch von der geringen Aufschlussdichte dieser Region beeinflusst. Eine bislang nur wenig beachtete Informationsquelle für strukturgeologische Betrachtungen stellen die hier weit verbreiteten Strontianitgänge dar. Der Strontianitbergbau im Münsterland, der im Wesentlichen im Zeitraum zwischen 1840 und 1945 erfolgte, wurde in der Vergangenheit von verschiedenen Autoren in unterschiedlicher Weise beschrieben (z. B. VENATOR 1882, MICKLINGHOFF 1942, GESING 1995, DRIESEN et al. 1990, RIEGRAF & SCHMITT-RIEGRAF 1996). Eine moderne strukturgeologische Analyse der Strontianitgänge liegt bisher jedoch nicht vor. Die bislang veröffentlichten Übersichts-darstellungen über die Verbreitung der Gänge scheinen ausschließlich auf den Kartendarstellungen von VENATOR (1882) und MICKLINGHOFF (1942) zu basieren. Darüber hinaus gibt es viele Punktinformationen zum Strontianitbergbau und die kartenmäßige Darstellung einiger Gänge bei GESING (1995). Die systematische Kombination dieser Informationen und auch die Nutzung der teilweise noch bei Bergbehörden oder in Archiven vorhandenen detaillierten Darstellungen der Strontianitgänge steht noch weitgehend aus.

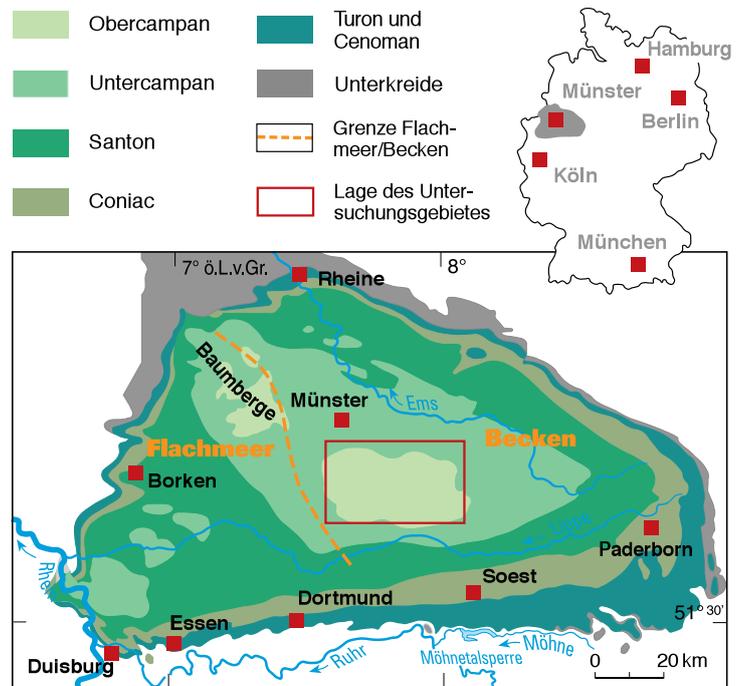


Abb. 1 Geologische Übersicht und Lage des Untersuchungsgebietes

## 2 Tektonischer Überblick

Das zentrale Münsterland ist durch zwei unterschiedliche tektonische Stockwerke gekennzeichnet. Dabei wird das untere Stockwerk aus den Schichten des flözführenden Oberkarbons gebildet. Als Folge der variszischen Orogenese ist diese Schichtenfolge intensiv gefaltet, wobei eine deutliche Gliederung in breite, trogförmige Mulden mit vorwiegend flacher Schichtlagerung und relativ schmale Sattelstrukturen mit intensiver Spezialfaltung und verstärkter Überschiebungstektonik erkennbar ist (DROZDZEWSKI & WREDE 1994). Die Nordost – Südwest streichenden Falten werden durch vorwiegend Nordwest – Südost streichende Querstörungen in Horst- und Grabenschollen gegliedert. Außer den Querstörungen zerschneiden auch Störungen, die spitzwinklig zu den Falten verlaufen, das flözführende Oberkarbon. Diese zumeist Ost – West oder auch Ostnordost – Westsüdwest streichenden Diagonalstörungen haben neben einer vertikalen auch eine größere horizontale Bewegungskomponente. Insgesamt taucht die Karbon-Oberfläche im zentralen Münsterland nach Nordnordwesten ab: Nördlich von Hamm liegt die Karbon-Oberfläche bei -750 m NN und sinkt dann mit einem Gefälle von bis zu 3° auf -1 000 m NN bei Drensteinfurt im Norden des Untersuchungsgebietes ab. Im Stadtgebiet Münster liegt sie bereits bei -1 300 m NN. Über dem variszischen Stockwerk folgt diskordant die Schichtenfolge der Oberkreide, lokal auch der Unterkreide. Die Kreide-Schichten liegen im Untersuchungsgebiet überwiegend flach; das Einfallen beträgt nur maximal 4° nach Nordwesten bis Norden. Die Schichten streichen dementsprechend West – Ost bis Nordost – Südwest. Großräumig betrachtet bildet die Kreide-Schichtenfolge im Münsterländer Kreide-Becken eine Nordwest – Südost streichende Muldenstruktur, die an ihrem Nordostrand (Osning) steil bis überkippt aufgerichtet ist.

## 2.1 Tektonik des variszischen Untergrundes im Raum Drensteinfurt und Hamm

Die tektonischen Verhältnisse des variszischen Untergrundes sind im Raum Drensteinfurt und Hamm durch umfangreiche Explorationserkundungen auf Steinkohle im sogenannten Donar-Feld gut bekannt. Die im Folgenden beschriebenen geologischen Verhältnisse basieren im Wesentlichen auf der Arbeit von KUNZ & WREDE (1988). Die wichtigsten Strukturelemente des Oberkarbons im Raum Drensteinfurt und Hamm sind aus Abbildung 2 ersichtlich.

Das Untersuchungsgebiet wird im Wesentlichen von der Essener Hauptmulde eingenommen, die nach Südosten zu durch das Antiklinorium des Wattenscheider Hauptsattels gegen die benachbarte Bochumer Hauptmulde abgegrenzt wird. Nördlich der Essener Hauptmulde heben sich die Schichten zum Gelsenkirchener Hauptsattel heraus. Die Essener Hauptmulde wird im Bereich des Donar-Feldes wiederum durch die Antiklinalstrukturen des Ahlener Sattels und des Walstedder Sattels in einen nördlichen und in einen südlichen Bereich gegliedert. Der Ahlener Sattel wird von einer größeren, mitgefalteten Überschiebung, der Ahlener Überschiebung, begleitet. Nach Westen zu taucht der Ahlener Sattel sehr steil mit  $45^\circ$  ab. Nördlich des Ahlener Sattels verläuft als weiteres Antiklinorium der Walstedder Sattel, der in einem Teilabschnitt durch die Walstedder Störung zerschert wird. Auch der Walstedder Sattel taucht nach Westen hin ab, wo er in einer koffersattelartigen Struktur im Untergrund der breitgespannten Essener Hauptmulde ausläuft. Beide Sättel bilden in ihrer nordöstlichen Verlängerung das Antiklinorium des hier etwas nach Norden verspringenden Wattenscheider Hauptsattels. Das Gebiet des Donar-Feldes wird im Westen vom Fliericher Sprung, im Osten vom Sachsen-Sprung und im Süden von der Sutan-Überschiebung begrenzt. Die breite Scholle zwischen Fliericher Sprung und Sachsen-Sprung wird als Herringer Horst bezeichnet. Der Sachsen-Sprung ist mit bis über 500 m Verwurfsbetrag der bedeutendste Sprung, der die Essener Hauptmulde im östlichen Ruhrkarbon durchquert.

Die Bruchstrukturen des Ruhrkarbons zeigen in ihren Streichrichtungen enge Beziehungen zum Streichen des Faltenbaus (PILGER 1956). Nach PILGER (1956) können die meisten der im Ruhrkarbon auftretenden Störungen in Bezug zur Faltung folgenden Gruppen zugeordnet werden (vgl. auch WREDE 1992):

1. streichende Störungen, Streichrichtung um  $60^\circ$  (d. h. parallel zu den Faltenachsen, meist Überschiebungen, sogenannte „Wechsel“)
2. querschlägige Störungen, Streichrichtung  $140 - 150^\circ$  (meist Abschiebungen, sogenannte „Sprünge“)
3. Diagonalstörungen, Streichrichtung  $95 - 120^\circ$  und  $170 - 15^\circ$  (meist Seitenverschiebungen, sogenannte „Blätter“)

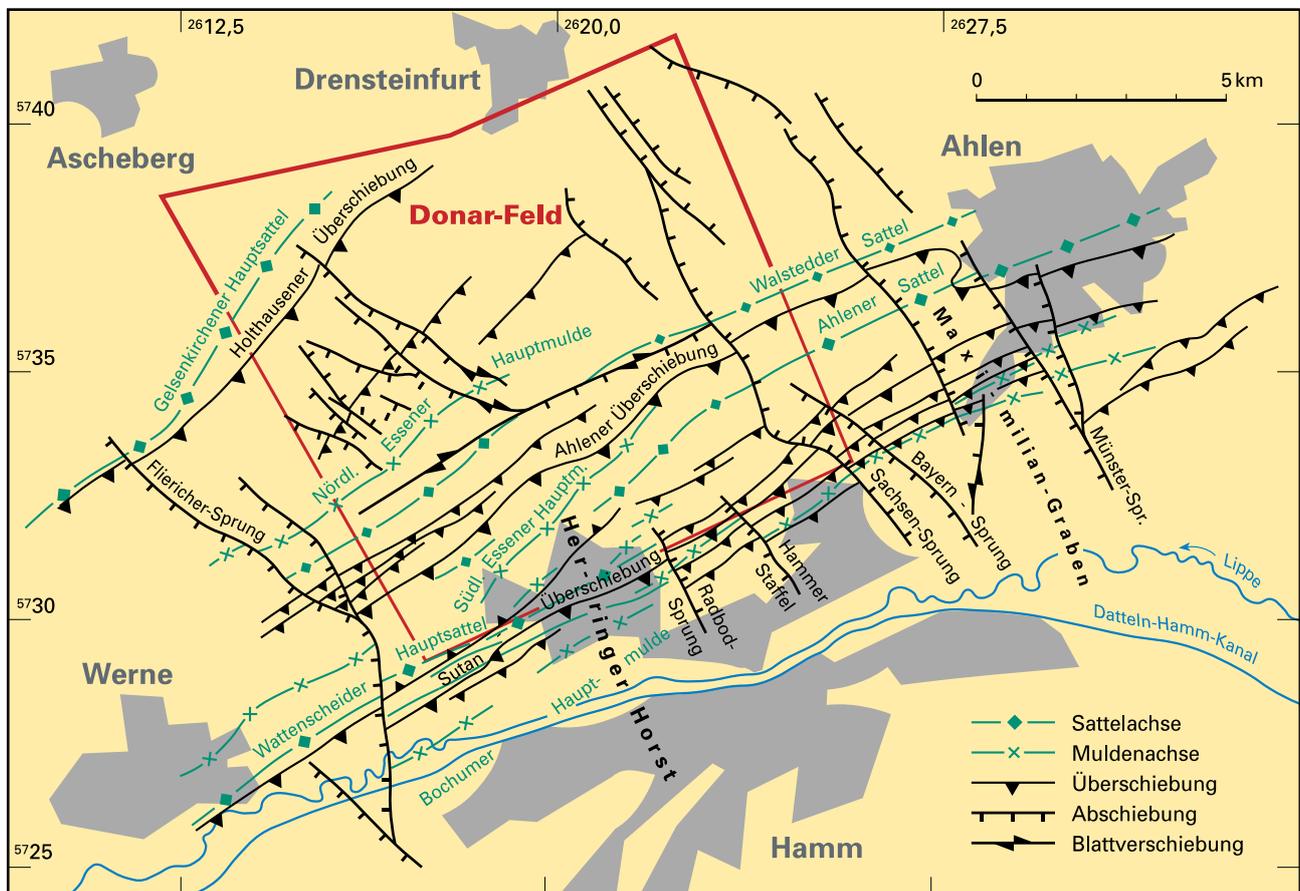


Abb. 2 Vereinfachte Strukturkarte des Karbons im Raum Drensteinfurt und Hamm (verändert nach KUNZ & WREDE 1988)

Detaillierte Untersuchungen von WOLF (1985) im westlichen Ruhrkarbon ergaben, dass die heute vorliegende Bruchtektonik ganz überwiegend postvariszischer Natur ist. Die wichtigste Bewegungsphase ist die altkimmerische Bewegung, die vorwiegend im Keuper erfolgte (WREDE 1992). Sie ist verantwortlich für die Hauptverwürfe an den meisten Sprüngen des variszischen Untergrundes. Jungkimmerische Bewegungen in der Zeit des Oberen Juras und der Unterkreide dürften ebenfalls an den Brüchen des Variszischen Gebirges vermutet werden (DRODZEWSKI 1987). Die anschließenden subherzynen bis laramischen Phasen, die vornehmlich auf die Zeit zwischen Santon und Paläogen eingegrenzt werden können, führten teilweise zu bedeutsamen Inversionsbewegungen an den Sprüngen. Derartige Inversionsbewegungen sind im Ruhrkarbon schon länger bekannt und wurden als „Umkehrverwerfer“ bezeichnet (z. B. BREDDIN 1929, WIEGEL 1957, WOLANSKY 1960). Ein Teil dieser Inversionsbewegungen erfolgte im westlichen Ruhrkarbon mehr oder weniger bruchlos durch Aufwölbung der Kreide-Deckgebirgsschichten über den im Untergrund bereits vorhandenen älteren Störungslinien. Diese kompressive Beanspruchung erzeugte so die im südwestlichen Münsterland verbreiteten Kreide-Sättel. Die Sättel dieses Faltenbaus stellen offenbar Fiederelemente zu Bruchstrukturen des variszischen Untergrundes dar, die im Sinne der oben genannten Inversionstektonik aktiv waren (DRODZEWSKI 1988). Im östlichen Ruhrgebiet bzw. über stärker gefaltetem Untergrund, sind die Inversionsbewegungen eher bruchhaft abgelaufen (WREDE 1992). Allerdings treten neben den Inversionsbewegungen an einigen Störungen auch in der Oberkreide bedeutende Abschiebungen auf, sodass eine Analyse jeder Störung erforderlich ist. Nach WREDE (1992) erfolgten die jüngsten bekannten Störungen im Ruhrrevier nach dem Oligozän.

## 2.2 Tektonik des Kreide-Deckgebirges im Raum Drensteinfurt und Hamm

Das kreidezeitliche Deckgebirge im Untersuchungsraum, das dem paläozoischen Grundgebirge diskordant auflagert, besteht im Wesentlichen aus Sedimenten der Oberkreide (Cenoman – Campan). Lediglich im untersten Teil des Deckgebirges treten gering mächtige Gesteine der Unterkreide (Oberalb) auf. Die Schichtenfolge fällt sehr flach nach Norden ein und streicht überwiegend West – Ost. Abbildung 3 vermittelt einen lithostratigrafischen Überblick über die Kreide-Schichtenfolge im Donar-Feld. Die litho- und biostratigrafische Gliederung der Kreide-Schichtenfolge im Donar-Feld ist bei FRIEG et al. (1989) und bei ARNOLD & WOLANSKY (1964) detailliert beschrieben. Ausgehend von Bohrprofilen im Donar-Feld konnten FRIEG et al. (1989) eine lithostratigrafische Standard-Gliederung für die Schichtenfolgen des Turons und des Unterconiacs des südlichen und zentralen Münsterlands entwickeln.

Das Deckgebirge besitzt im betrachteten Untersuchungsraum eine durchschnittliche Mächtigkeit von 900 m. Aus den modernen Explorationsmaßnahmen lassen sich für den Raum zwischen Drensteinfurt und Hamm (Donar-Feld) dabei folgende strukturelle Hauptmerkmale im Kreide-Deckgebirge ableiten (HEIL & MCCORD 1980, KUNZ &

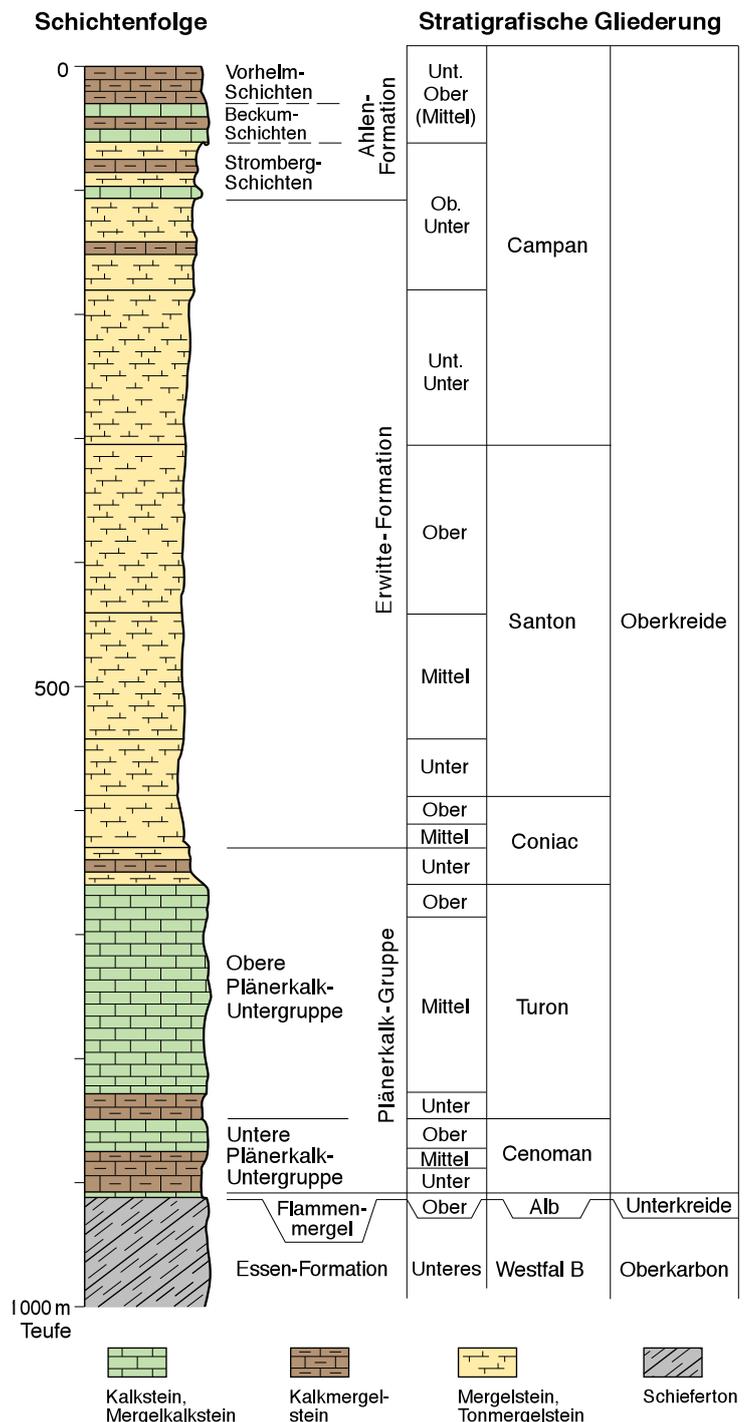


Abb. 3

Lithostratigrafischer Überblick der Kreide-Schichtenfolge im Donar-Feld (vgl. Bohrung Herbern 23; TK 25: 4212 Drensteinfurt, R: ca. 3412 100, H: ca. 5735 070, Z: ca. + 72,60 m NN). Die neuen lithostratigrafischen Einheiten der gesamten Kreide-Schichtenfolge sind bei NIEBUHR et al. (im Druck) aufgeführt und detailliert beschrieben.

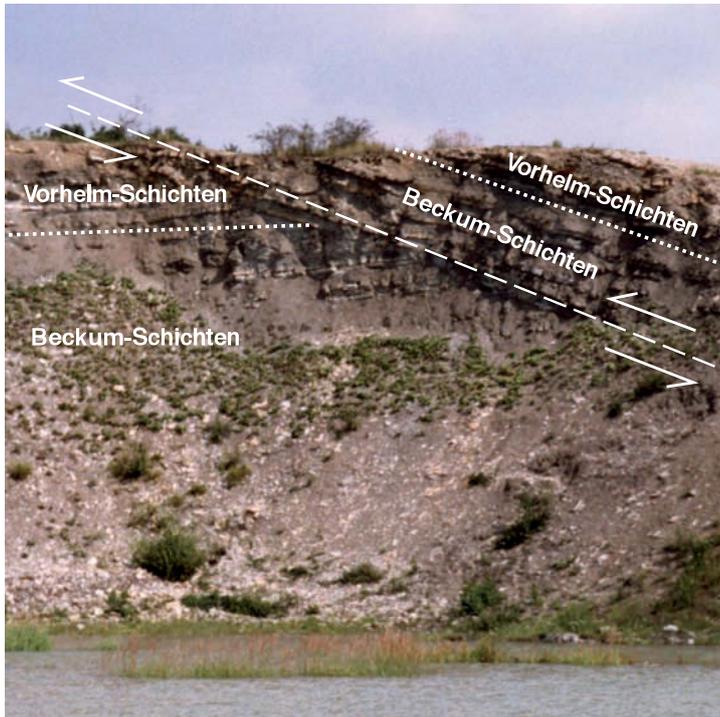


Abb. 4 Überschiebungsstruktur in der Ahlen-Formation (Steinbruch „Sandlager“, Fa. Cemex, TK 25: 4214 Beckum, R: 3435 700, H: 5737 850)

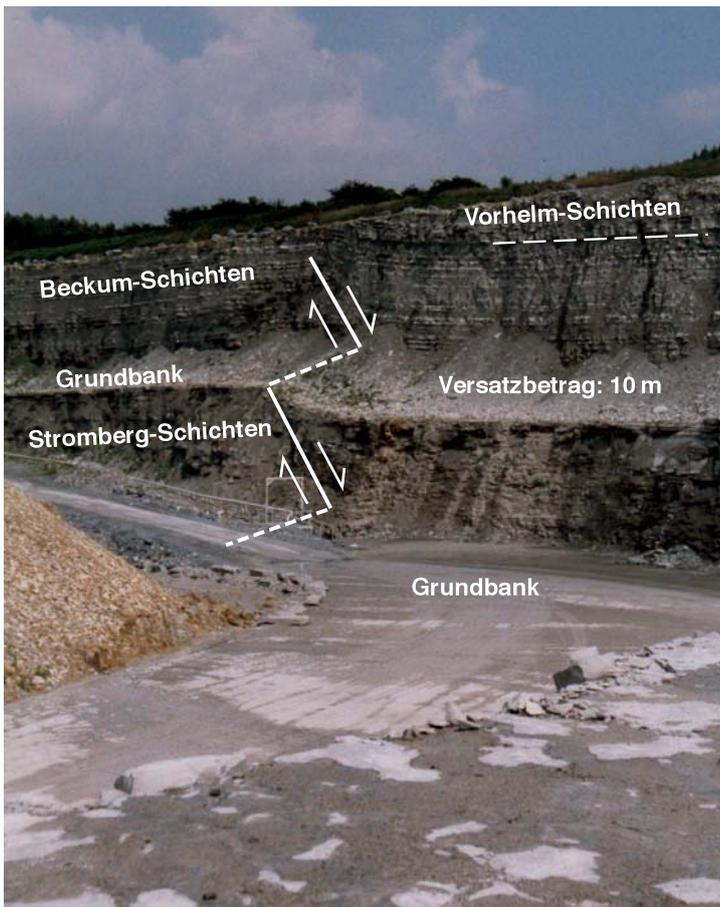


Abb. 5 Abschiebungsstruktur in der Ahlen-Formation (Steinbruch „Phönix“: TK 25: 4214 Beckum, R: 3436 715, H: 5737 315)

WREDE 1988): Die Kreide-Basis in Tiefen zwischen -700 und -1 000 m NN sinkt ungestört mit ca. 3° nach Norden ab. Der einzige sicher feststellbare Verwurf der Kreide-Basis lässt sich mit Abschiebungsbeträgen von mehreren Zehnermetern nach Nordosten am Sachsen-Sprung beobachten. Alle übrigen Verwurfsbeträge an der Kreide-Basis liegen unter 10 m und sind daher mit interpretativen Unsicherheiten behaftet.

Darüber hinaus treten jedoch im Kreide-Deckgebirge teilweise listrisch gebogene Abschiebungen mit bis zu 50 m Verwurf auf, die sowohl parallel als auch quer zu den Faltenachsen des Karbons verlaufen. Im Schacht 6 der Zeche Radbod beziehungsweise in der Bohrung Herbern 45/45 E1 (TK 25: 4212 Drensteinfurt; R: ca. 3412 690, H: ca. 5733 960, Z: ca. + 81,30 m NN) wurde eine solche südostfallende Störung mit ca. 22 m Verwurf angetroffen (KUNZ & WREDE 1988). Die Nordost – Südwest streichende Hauptstörungsbahn ist hier mit einem ca. 1 m mächtigen Kalzitgang ausgefüllt. Weitere Störungen streichen überwiegend in Richtung Nord – Süd und West – Ost bis Westnordwest – Ostsüdost, was den Richtungen der Blattverschiebungen im Ruhrkarbon entspricht (vgl. Kap. 2.1).

Nach den vorliegenden Erkenntnissen sind die Deckgebirgsstörungen im Donar-Feld ausschließlich als Abschiebungen ausgebildet. Überschiebungen konnten bisher im Untersuchungsgebiet nicht beobachtet werden, obwohl im nahe gelegenen Beckumer Raum Überschiebungsstrukturen beschrieben worden sind (BAUCH et al. 2003, M. DÖLLING & LEHMANN 2005). Es ist dennoch davon auszugehen, dass auch im Donar-Feld kleinere Überschiebungsstrukturen, vergleichbar denen des Beckumer Raumes, vorhanden sind (Abb. 4). Die geringe Aufschlussdichte sowie die zumeist nur relativ geringen Versatzbeträge verhindern das Erkennen derartiger Strukturen. In den nahe gelegenen Steinbrüchen der Zementindustrie im Beckumer Raum ist ein Einblick in die Schichtenfolge der Ahlen-Formation (Oberes Untercampan – Unteres Obercampan) und deren tektonisches Inventar möglich. Eine detaillierte Beschreibung der dortigen tektonischen Verhältnisse ist bei BAUCH et al. (2003) und bei M. DÖLLING & LEHMANN (2005) gegeben. Abbildungen 4 und 5 vermitteln einen Eindruck über die Gesteinsausbildung der Ahlen-Formation sowie charakteristische Strukturelemente.

### 3 Die Strontianitgänge im Münsterland

Strontianit führende Gänge treten im Münsterland im Bereich der Orte Münster (Münster-Gievenbeck, Münster-Nienberge), Drensteinfurt, Ascheberg, Rinkerode, Sendenhorst, Ennigerloh, Beckum, Ahlen und Hamm auf (Abb. 6). Mineralische Begleiter des Strontianits sind stets Kalzit, Pyrit und Markasit, seltener Baryt, Limonit sowie Manganverbindungen. Das Mineral ist im Wesentlichen den Kalkmergelsteinen des Campans gangförmig eingelagert (vgl. Abb. 3). Die Lagerstätte folgt in ihren Umrissen etwa der Gesteinsverbreitung der Ahlen-Formation (Abb. 6), die im Münsterland muldenförmig lagert. Die Gänge fallen mit 70 – 80° steil ein und wechseln dabei auffällig oft ihre Mächtigkeit. Diese schwankt zwischen wenigen Zentimetern und mehreren Metern. So wurde beispielsweise das Mineral im Jahre 1893 im Schacht „Melchior“ nördlich von Ascheberg in einer Mächtigkeit von 3 – 4 m freigelegt. Im Allgemeinen haben die Gänge jedoch eine durchschnittliche Mächtigkeit von 25 – 50 cm und galten bei 10 – 15 cm Mächtigkeit bereits als abbauwürdig. Die Gänge reichen etwa 100 – 200 m, selten bis 765 m in die Tiefe (BÄRTLING 1930) und werden heute gelegentlich in den großen Zementsteinbrüchen zwischen Ennigerloh, Beckum und Ahlen beim Kalksteinabbau angeschnitten. Strontianitführung tritt sowohl auf Störungsflächen als auch auf Klüftflächen auf. Nach BAUCH et al. (2003) wird die Mehrzahl der Gänge in der Schichtfolge des Beckum-Members angetroffen, sie treten jedoch auch im Vorhelm-Member auf. In der Literatur werden einzelne Strontianitvorkommen auch aus dem Stromberg-Member sowie aus den Ablagerungen des Santons, Turons und Cenomans beschrieben (GIERS 1958, GESING 1995).

Das Strontianitvorkommen des Münsterlandes ist mit einer Ausdehnung von ca. 1 700 km<sup>2</sup> und einem Vorrat von ca. 150 000 t eines der größten der Erde und aufgrund seiner Reinheit weltweit die bedeutendste Lagerstätte dieses Minerals (RIEGRAF & SCHMITT-RIEGRAF 1996). Insgesamt wurden im Zeitraum von 1840 bis 1945 ca. 93 000 t Strontianit gefördert. Aus überwiegend wirtschaftlichen Gründen schloss 1945 die letzte Grube bei Ascheberg (RIEGRAF & SCHMITT-RIEGRAF 1996); der Strontianitbergbau ging damit zu Ende. Heute sind nur noch wenige alte Halden vorhanden, meist in Form kleiner, bewachsener, unregelmäßig gestalteter Kuppen. Besonders gut ist die Halde der Grube „Mathilde“ nordöstlich von Ascheberg als Erhebung in der flachen Landschaft zu erkennen. Nördlich von Ahlen, in Richtung Vorhelm, fällt die große, bewaldete Halde der Grube „Alwine“ auf. Die zum Teil vergessenen, meist über 100 Jahre alten Stollen verursachen bis heute Bergschäden. So berichten RIEGRAF & SCHMITT-RIEGRAF (1996) von wiederholten Einbrüchen nicht ordnungsgemäß verfüllter Strontianitstollen im Raum Drensteinfurt. Mehrfach sind auch Gasaustritte beim Strontianitbergbau im Münsterland beobachtet worden. Bereits WEGNER (1924) beschreibt ihr Vorkommen in Gemeinschaft mit solehaltigen Wässern in den Strontianitgruben des Bertha-Maria-Gangzuges bei Drensteinfurt. Während des Strontianitbergbaus versuchte man die zumeist geringen Mengen durch Anzünden unschädlich zu machen, dennoch kam es aber vereinzelt zu Schlagwetterexplosionen.

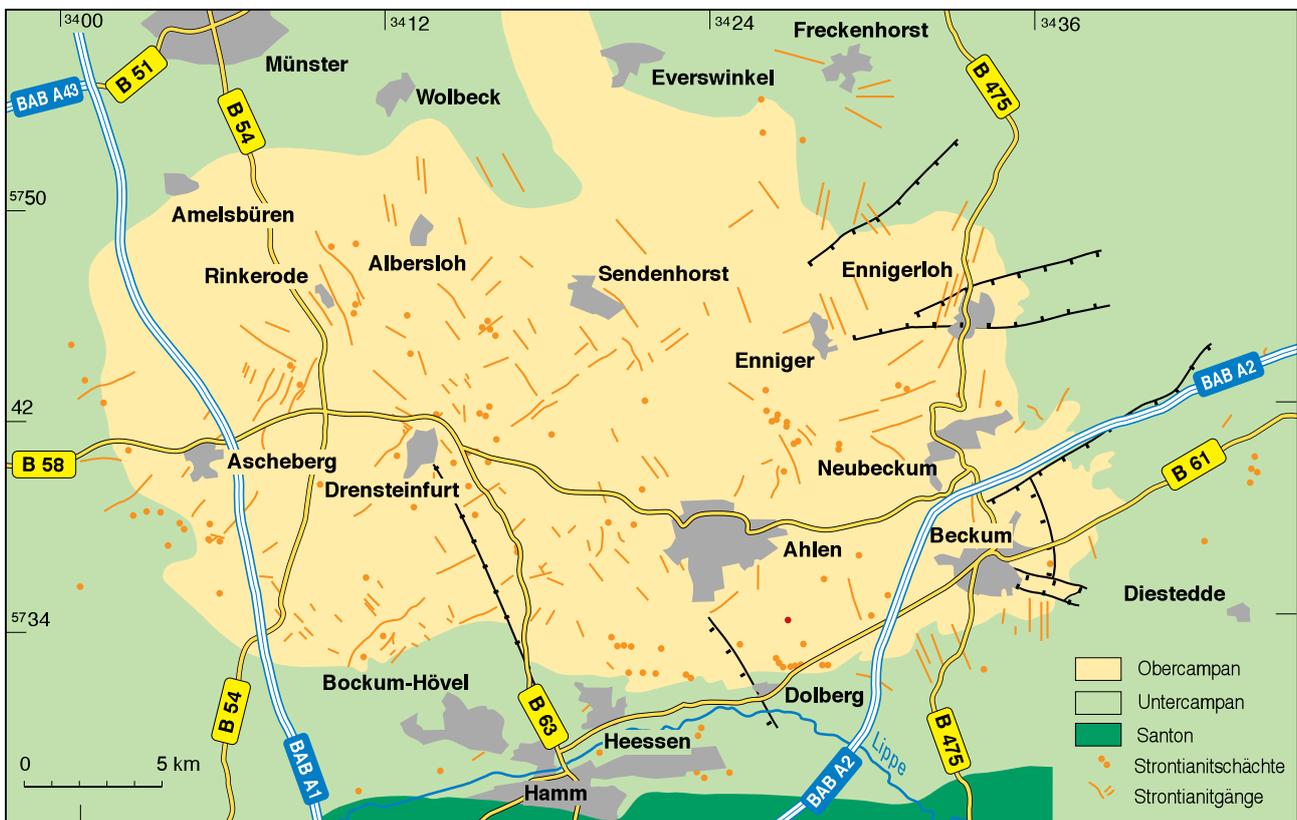


Abb. 6 Verbreitung der Strontianitgänge im zentralen Münsterland (zusammengestellt nach VENATOR 1882, MICKLINGHOFF 1942 u. GESING 1995)

Auch wenn über die Genese des Strontianits im Münsterland aus den letzten 125 Jahren eine Reihe von Veröffentlichungen vorliegt, so ist dessen Entstehung bis heute noch nicht ganz eindeutig geklärt. Im Wesentlichen werden jedoch zwei unterschiedliche Anschauungen vertreten:

1. Mehrere Autoren (z. B. HARDER 1964, KRAMM 1985) sind der Ansicht, dass das Strontium durch Lösung und Wegführung aus den oberkretazischen Kalk- und Mergelsteinen in die Kluff- und Störungszonen gelangt (Lateralsekretion) und dort wieder abgesetzt worden sei. Der gleichmäßig hohe Strontiumgehalt der Karbonatgesteine auch in einiger Entfernung von den Strontianitgängen widerlegt jedoch diese Ansicht.
2. Andere Autoren (z. B. SCHERP & STRÜBEL 1974, RIEGRAF & SCHMITT-RIEGRAF 1996) diskutieren die Ausfällung von Strontium als Strontianit ( $\text{SrCO}_3$ ) und Coelestin ( $\text{SrSO}_4$ ) aus aufsteigenden salzhaltigen Tiefenwässern (Sole) im Kreide-Deckgebirge diskutiert. Die Strontiumgehalte in den hochmineralisierten Tiefenwässern des Ruhrreviers betragen bis zu 1 530 mg Sr/l (WEDEWARDT 1995). Diese Strontiumkonzentrationen sind für die Bildung einer Strontianitlagerstätte wie im zentralen Münsterland mehr als ausreichend (RIEGRAF & SCHMITT-RIEGRAF 1996). Bei Kontakt mit Formationswässern mit geringerem Salzgehalt, bei Druck- und Temperaturabnahme sowie bei Abgabe von Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ) verringert sich die Löslichkeit von Strontiumsalzen in den salzhaltigen Tiefenwässern merklich. Daher werden sie in größeren Tiefen als Coelestin ( $\text{SrSO}_4$ ), oberflächennah als Strontianit ausgefällt. Ferner ist davon auszugehen, dass es zwischen den aufsteigenden Tiefenwässern und den strontiumreichen Karbonatgesteinen des Deckgebirges zu Fällungsreaktionen kommt. Während die Karbon-Gesteine mit ca. 100 mg/kg generell relativ wenig Strontium enthalten, liegen sie in den kreidezeitlichen Kalk- und Mergelsteinen mit bis zu 1 500 mg/kg deutlich höher (WEDEWARDT 1995). Nach WEDEWARDT (1995: 89) können jedoch aus der regionalen Verteilung der Strontiumkonzentrationen in den Tiefenwässern keine unmittelbaren Zusammenhänge zu den Strontianitgängen im Kreide-Deckgebirge abgeleitet werden.

## Tektonische Ausbildung der Strontianitgänge

Die Strontianitgänge haben verschiedene Streichrichtungen, jedoch herrschen Nordwest – Südost streichende und senkrecht (Nordost – Südwest) dazu verlaufende Richtungen vor. Des Weiteren treten untergeordnet Nord – Süd, vereinzelt auch Ost – West verlaufende Gangsysteme auf. Die Gangzüge sind oft bis zu streichenden Längen von mehreren hundert Metern, vereinzelt auch mehreren Kilometern beobachtet worden, wie z. B. der Gang „Wickesack“ südöstlich von Ascheberg der auf über 4 km streichender Länge aufgeschlossen war. Das Streichen der Gänge pendelt eng- und weiträumig häufig mit Schwankungen von ca.  $30^\circ$  hin und her. Mitunter wechselt auch die Einfallrichtung. So erwähnt PAECKELMANN (1943) einen auf 300 m Länge aufgeschlossenen Nordwest – Südost streichenden Strontianitgang südöstlich von Herbern (Grube „Janow“), der in seinem nordwestlichen Abschnitt mit  $50 - 60^\circ$  nach Südwesten einfällt, im mittleren Abschnitt nahezu saiger steht und im südöstlichen Abschnitt ein Einfallen von  $70 - 80^\circ$  nach Nordosten besitzt. Zuweilen verzweigen sich die Gangzüge; vor allem an den Enden der bergbaulich relevanten Abschnitte (PAECKELMANN 1943). Häufiger treten auch Parallelgänge im Abstand von wenigen Metern bis 10er-Metern auf, wie sich dies beispielsweise nordöstlich von Ascheberg zeigt. Hier können bis zu vier parallel zueinander streichende Gangzüge beobachtet werden.

Exemplarisch sei an dieser Stelle der struktureologische Aufbau des südwestlich von Drensteinfurt gelegenen Strontianitgangs „Bertha-Maria“ durch zwei Abbildungen näher beschrieben (s. Abb. 7 a u. 7 b). Der geologische Aufbau des Bertha-Maria-Strontianitgangs wurde bereits durch VENATOR (1882) gut dokumentiert. Aus Grundrisszeichnungen und detaillierten Profilschnitten ergibt sich für den Gangzug eine Nordost – Südwest streichende Erstreckung von über 1 800 m. Der Gang fällt mit ca.  $65^\circ$  nach Südosten ein. Das südwestliche Ende des Ganges ist aufgefiedert, wobei die Streichrichtung stark schwankt. Im mittleren Abschnitt erscheint der Bertha-Maria-Gangzug durch eine Blattverschiebung dextral um ca. 40 m nach Südosten versetzt. Nebenäste verdeutlichen, dass es sich in Teilbereichen nicht nur um einen Hauptgang handelt, sondern vielmehr um ein Gangnetz, wobei die einzelnen Gänge sowohl ein stark unterschiedliches Einfallen als auch sehr wechselhafte Streichrichtungen aufweisen. In seinem nordöstlichen Abschnitt südlich von Drensteinfurt wird der Bertha-Maria-Gang durch einen spitzwinklig verlaufenden, d. h. Nordnordwest – Südsüdost streichenden Gang sinistral versetzt. Der zusammenhängende bergbauliche Aufschluss des Ganges endet am Sachsen-Sprung. Nach Nordosten gibt es zwar lückenhafte aber eindeutige Hinweise auf seine Fortsetzung auf mindestens 5 km streichender Länge, z. T. in Form von Parallelgängen. Dabei tritt am Sachsen-Sprung ein seitlicher Versatz um ca. 700 m nach Südosten auf. So ist auch die Auffassung VENATORS plausibel, es handele sich beim „Gangzug Rieth-Natorp um ein zusammenhängendes System von nahezu 10 km Länge; nach heutigem Kenntnisstand sind es mindestens 7 km.

Die Gangmächtigkeit schwankt zwischen 0,1 und 3 m. Auf der 21-m-Sohle wurde reiner Strontianit mit einer Gangmächtigkeit von 2,5 m angetroffen. Nach VENATOR (1882) verflacht sich der Gang in der Grube „Bertha-Maria“ nach unten stark.

Von verschiedenen Autoren wird immer wieder darauf verwiesen, dass die Gänge durch Blatt- oder Seitenverschiebungen versetzt werden oder aber daran gebunden sind. Bereits VENATOR (1882) beschreibt, dass sich die Strontianitgänge häufig

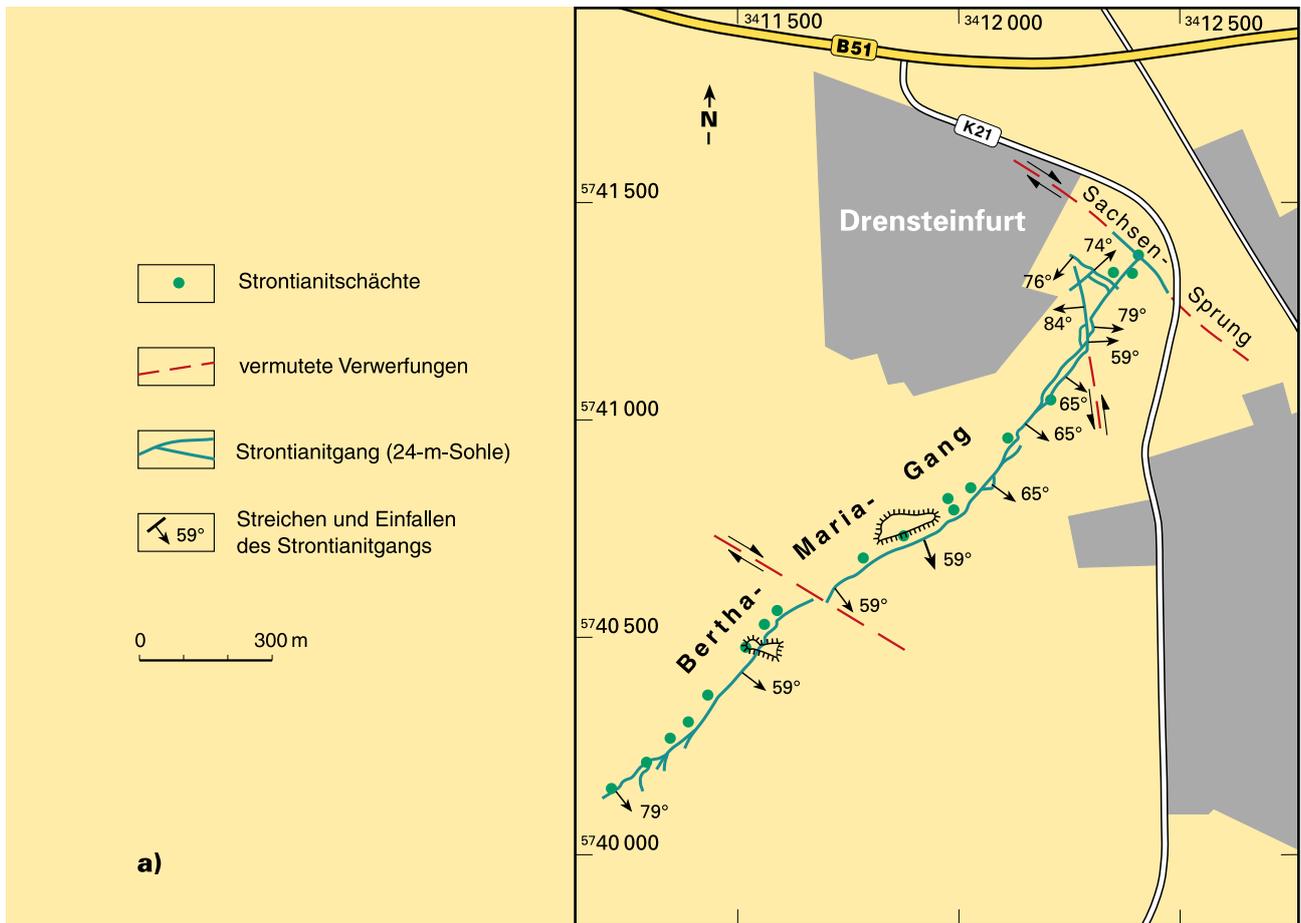
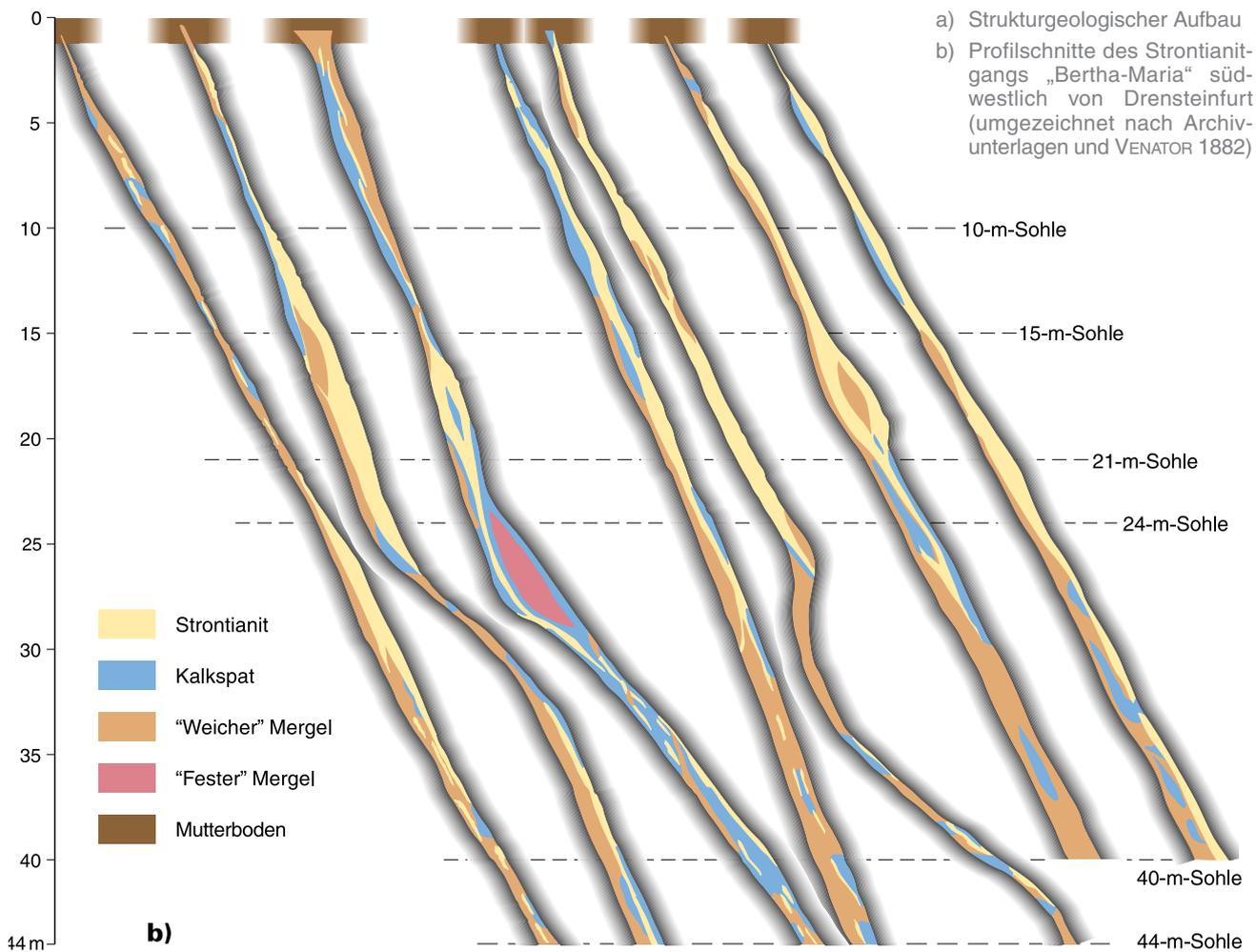


Abb. 7

- a) Strukturgeologischer Aufbau  
 b) Profilschnitte des Strontianitgangs „Bertha-Maria“ südwestlich von Drensteinfurt (umgezeichnet nach Archivunterlagen und VENATOR 1882)



rechtwinklig oder spitzwinklig einander versetzen. So ist beispielsweise nach PAECKELMANN (1943) der Nordnordost – Südsüdwest streichende Strontianitgang „Wickesack“ südöstlich von Ascheberg an eine Blattverschiebung gebunden. Vergleichbare Verhältnisse beschreibt BÄRTLING (1930) für den auf ca. 1 000 m Länge aufgeschlossenen Nordost – Südwest streichenden Strontianitgang „Mathilde“ nordöstlich von Ascheberg. Bezogen auf die Streichrichtung lassen sich im Münsterland im Wesentlichen drei Gangtypen unterscheiden:

1. Nordost – Südwest streichende Strontianitgänge die zumeist mit 65 – 70° gegen Südosten einfallen.
2. Nordwest – Südost streichende Strontianitgänge die ganz überwiegend mit 70 – 80° gegen Südwesten einfallen.
3. Nord – Süd streichende Strontianitgänge, die ein wechselndes Einfallen mit 70 – 80° aufweisen.

Die erste Gruppe umfasst relativ lange Gänge bzw. Gangsysteme, die bis zu 10 km Länge erreichen (VENATOR 1882). Sie sind aber nicht so häufig wie die zweite Gruppe, in der die Gänge dafür meist eine kürzere Erstreckung (bis max. 5 km) aufweisen. Die dritte Gruppe tritt gegenüber den ersten beiden stark zurück. Zusammenfassend zeigen sich für die Strontianitgänge im zentralen Münsterland folgende charakteristische Strukturmerkmale:

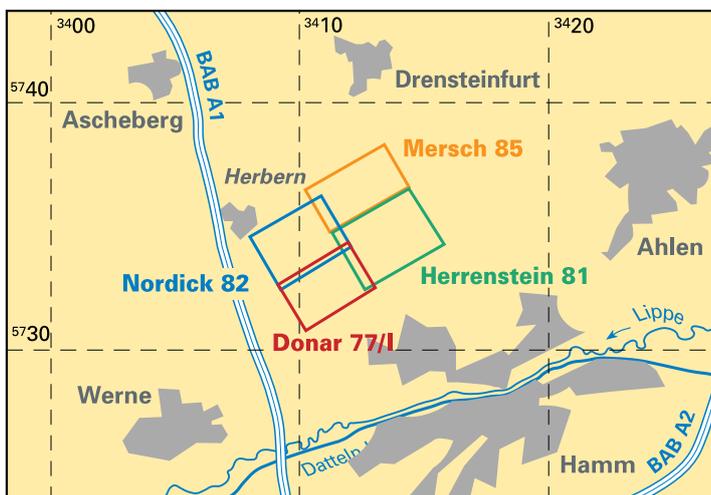
- Es herrschen Nordwest – Südost und Nordost – Südwest streichende Gangzüge vor.
- In streichender Erstreckung zeigen die Gänge rasche Änderungen im Streichen und Einfallen.
- Die Gangzüge zeigen häufig nur eine begrenzte horizontale Erstreckung und weisen ein en-échelon-artiges seitliches Verspringen auf.
- Von den Hauptgängen ist häufig ein Auffiedern und Abzweigen von Nebengängen zu beobachten.
- Die Gänge weisen zur Tiefe hin einen wellenartigen Verlauf auf.
- Teilweise wurde ein Ausklingen der Gänge zur Tiefe hin beobachtet, inklusive Auffiedern und neuerlichem Einsetzen.
- Eine Vielzahl von Gangzügen ist an Blattverschiebungen gebunden.

## 4 Strukturgeologische Betrachtung des Kreide-Deckgebirges im Bereich des Donar-Feldes

### 4.1 Methodik

#### Seismik

Im Rahmen des Steinkohlenbergbaus wurde mit Beginn der 70er-Jahre des 20. Jahrhunderts mit der Exploration des etwa 90 km<sup>2</sup> großen Donar-Feldes (ehemalige Schachanlage Radbod 6) in der nördlich vorgelagerten Essener Hauptmulde begonnen. Hierzu wurde seinerzeit ein umfangreiches Erkundungsprogramm durchgeführt, das neben ausgedehnter Flächen- und Linienseismik rund 100 gekerkte und geophysikalisch vermessene Tiefbohrungen zum Teil bis über 1 500 m Teufe umfasste. Für die Klärung der strukturgeologischen Verhältnisse des Deckgebirges im Bereich Drensteinfurt und Hamm wurden im Wesentlichen die vorhandenen flächenseismischen Messungen geologisch ausgewertet. Die Auswertung erfolgte anhand der Seismogrammprofile, Tiefenplänen sowie Karten folgender Messgebiete: Donar 77/I, Herrenstein 81, Nordick 82 und Mersch 85. Die Lage der Messgebiete ist in Abbildung 8 dargestellt. Die Durchführung der Messungen in den einzelnen Messgebieten sowie deren geophysikalische Bearbeitung und methodische datentechnische Auswertung wird bei DICKEL (1988) sowie eine geologische Analyse bei HEIL & MCCORD (1980) beschrieben.



wird bei DICKEL (1988) sowie eine geologische Analyse bei HEIL & MCCORD (1980) beschrieben. Das durch die Flächenseismik untersuchte Gebiet des Donar-Feldes liegt innerhalb des Herringer Horstes, wobei die großen begrenzenden Störungen (Sachsen-Sprung, Fliericher Sprung) jedoch nicht durch die Seismik erfasst werden, da sie außerhalb der Messgebiete liegen. Die Linienseismik konnte nur in Teilabschnitten die großen Sprünge abdecken.

Abb. 8

Lage der Messgebiete mit Flächenseismik (Donar 77/I, Herrenstein 82, Nordick 82 und Mersch 85) im Donar-Feld (vgl. DICKEL 1988: 69)

## Strukturgeologische Auswertung im Donar-Feld

Ausgehend von dem gut erkundeten Gebiet des Donar-Feldes wurde eine Übersichtsdarstellung der tektonischen Strukturen des Kreide-Deckgebirges im weiteren Gebiet des Messtischblattes 4212 Drensteinfurt angefertigt (s. Abb. 9 u. 10). Grundlagen waren insbesondere die Ergebnisse der seismischen Untersuchungen. Teilweise gestützt durch moderne Explorationsbohrungen wurde vor allem der seismische Horizont C ausgewertet, der ungefähr dem stratigrafischen Grenzbereich Coniac/Turon entspricht. Als weitere Ergänzung wurde ein Strukturplan für das Niveau Basis Ahlen-Formation (= Basis Stromberg-Member; Oberes Untercampan) in einem engeren Bereich des Donar-Feldes erstellt. Die Strukturpläne ermöglichen detaillierte Profilkonstruktionen durch das Untersuchungsgebiet mit dem unterlagernden Grundgebirge (s. Abb. 11 u. 12). Die Darstellung der Karbon-Schichtenfolge entspricht dabei im Wesentlichen den Darstellungen von KUNZ & WREDE (1988: Taf. 1, Schnitt 13 u. 14).

Die im enger begrenzten Gebiet des Donar-Feldes mit Flächenseismik bis ins Detail sicher nachweisbaren tektonischen Strukturen und Zusammenhänge lassen sich vielfach auch in die Gebiete mit Linienseismik verfolgen oder wiederholen sich dort in auffälliger Weise. Insofern haben die dargestellten tektonischen Strukturen auch dort eine relativ hohe Wahrscheinlichkeit, wo sie nur durch wenige seismische Linien und Bohrungen gestützt werden.

Die Auswertung erbrachte ein detailliertes Störungsbild der strukturgeologischen Verhältnisse im Deckgebirge; auch Verwurfsbeträge sind gut zu erkennen, jedoch ist kein Durchschlagen der Karbon-Störungen durch den Deckgebirgshorizont in die Kreide-Schichtenfolge hinein zu beobachten. In den seismischen Profilen erkennt man deutlich, dass die Karbon-Störungen an der Kreide-Basis aufhören und dass darüber vollständig andersartig ausgebildete tektonische Strukturen auftreten (HEIL & MCCORD 1980). Lediglich die großen Querstörungen (z. B. Sachsen-Sprung) verwerfen zum Teil die Deckgebirgsbasis und zumindest auch die unteren Deckgebirgsschichten um Dekameterbeträge. Die in allen Profilen erkennbare Deckgebirgsbasis trennt zwei unterschiedlich auf tektonische Beanspruchung reagierende Stockwerke: Im Liegenden einen variszisch gefalteten, starren Karbon-Block, der durch Sprünge und Wechsel in einzelne Schollen zerlegt ist und

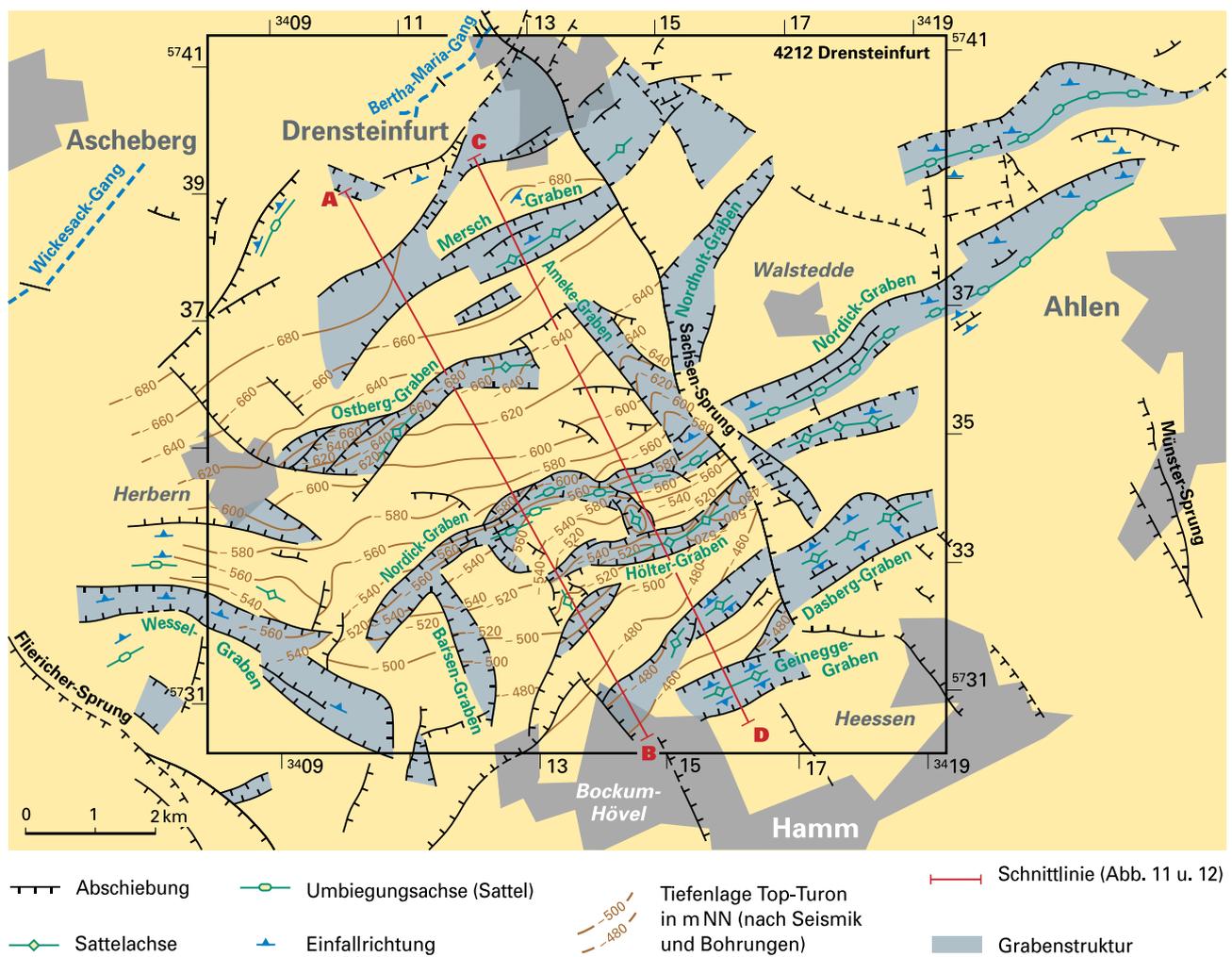


Abb. 9 Strukturplan des Kreide-Deckgebirges: Stratigrafischer Grenzbereich Coniac/Turon (seismischer Horizont C) nach Flächenseismik und Bohrungen im Bereich des weiteren Donar-Feldes

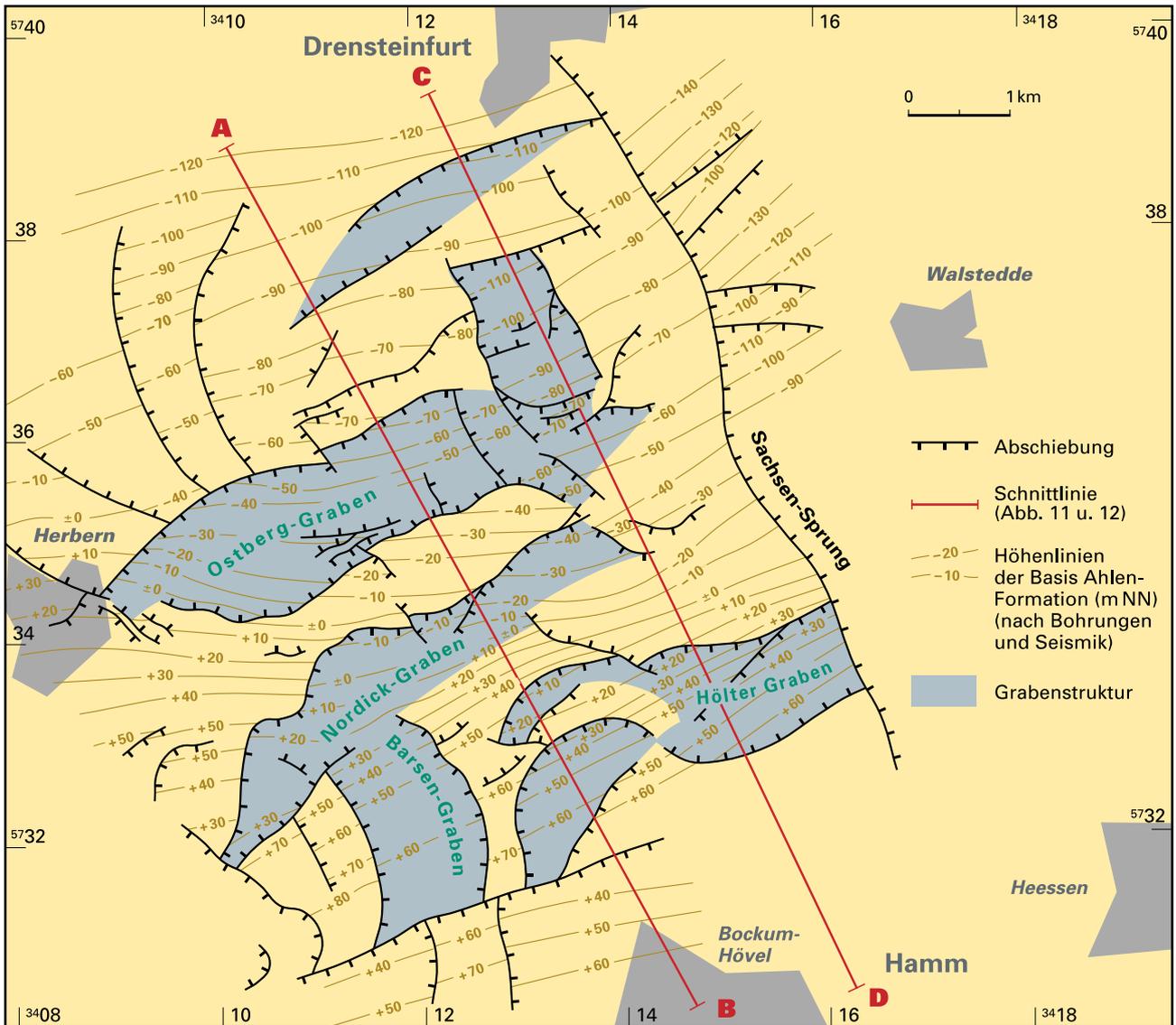


Abb. 10 Strukturplan des Kreide-Deckgebirges: Basis „Ahlen-Formation“ (Oberes Untercretin) nach Flächenseismik und Bohrungen im Donar-Feld

nach Norden abtaucht, darüber das im Vergleich zur zyklisch geschichteten Karbon-Schichtenfolge relativ einheitliche, im Wesentlichen durch Abschiebungen gestörte Kreide-Deckgebirge. Dass diese beiden tektonischen Stockwerke bei derselben Beanspruchung anders oder zumindest nicht gleich reagierten, muss als sicher gelten (vgl. HEIL & MCCORD 1980).

## 4.2 Strukturgeologisches Inventar

### 4.2.1 Nordost – Südwest streichende Strukturelemente

Im weiteren Donar-Feld werden die strukturgeologischen Verhältnisse des Kreide-Deckgebirges durch Nordost – Südwest streichende Elemente dominiert (vgl. Abb. 9 u. 10). Das markanteste Nordost – Südwest streichende Störungssystem wird dort durch eine zur Tiefe hin listrisch gebogene Abschiebungsstruktur, den Nordick-Graben, gebildet, die dem Verlauf des Walstedder Sattels bzw. der Walstedder Störung folgt. Bei im Detail oft wechselndem Streichen lässt sich der Nordick-Graben, der auch im Schacht Radbod 6 (vgl. Abb. 12) aufgeschlossen ist, über ca. 15 km in Nordost-Südwest-Richtung bis nordwestlich von Ahlen verfolgen. Dabei handelt es sich um einzelne zusammenhängende Störungsflächen von jeweils mehreren Kilometern streichender Länge, die abschnittsweise über Sprungbrücken linkstreppend en-échélon versetzt sind. Das Störungssystem wird im mittleren Abschnitt durch den Sachsen-Sprung gequert, ohne dass sich jedoch ein nennenswerter Versatz erkennen lässt. Das im Südosten mit meist geringen Verwurfsbeträgen abgeschobene Schichtenpaket ist auf der gesamten Länge und ca. 500 m Breite um 10 – 15° nach Nordwesten gekippt bzw. verbogen. Es handelt sich daher hier überwiegend um einen Halbgraben und weniger um einen Graben mit zwei gleichwertigen, gegeneinander einfallenden

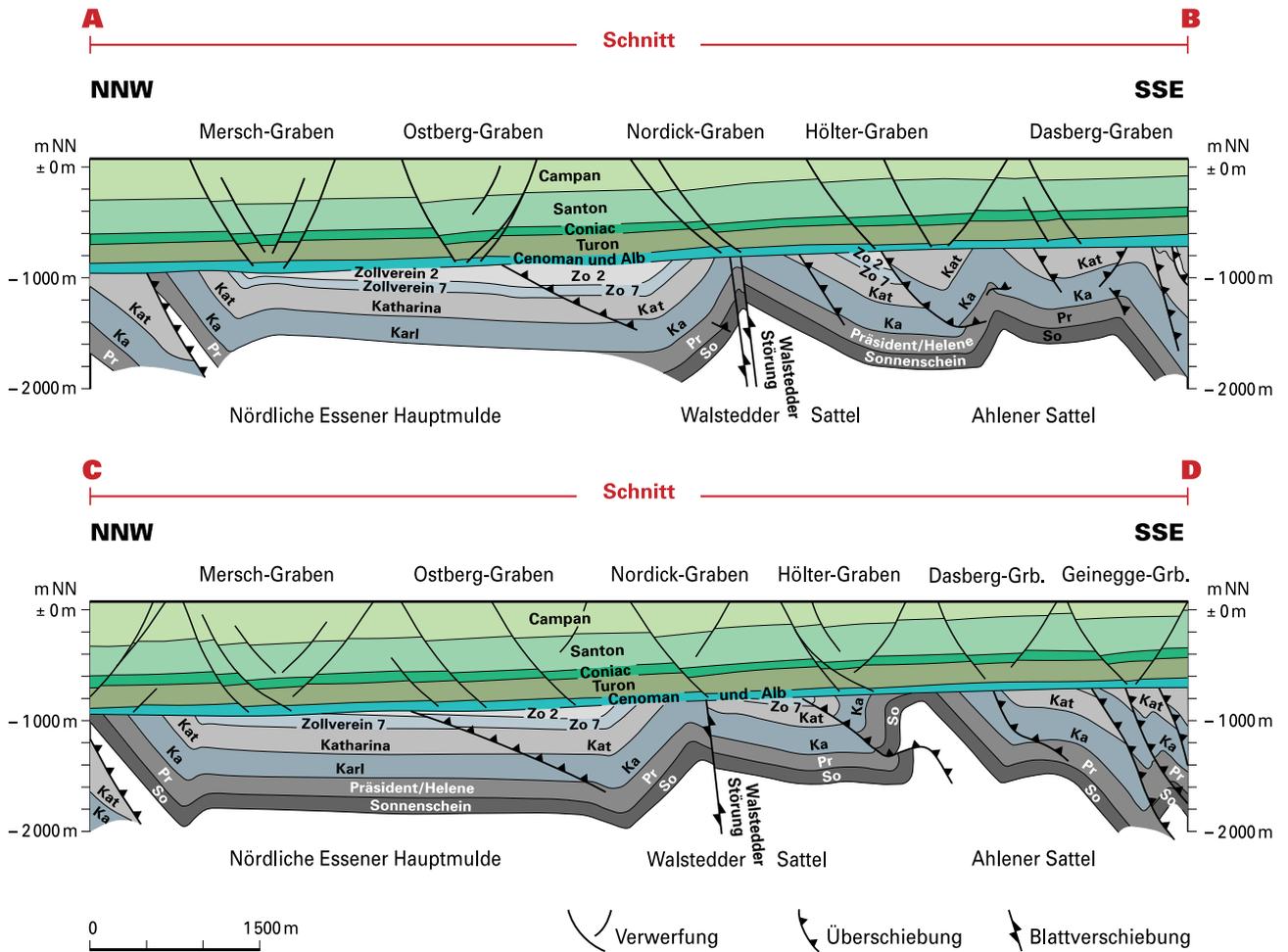


Abb. 11  
 Profilschnitte durch das Donar-Feld:  
 Schnitt A – B und C – D

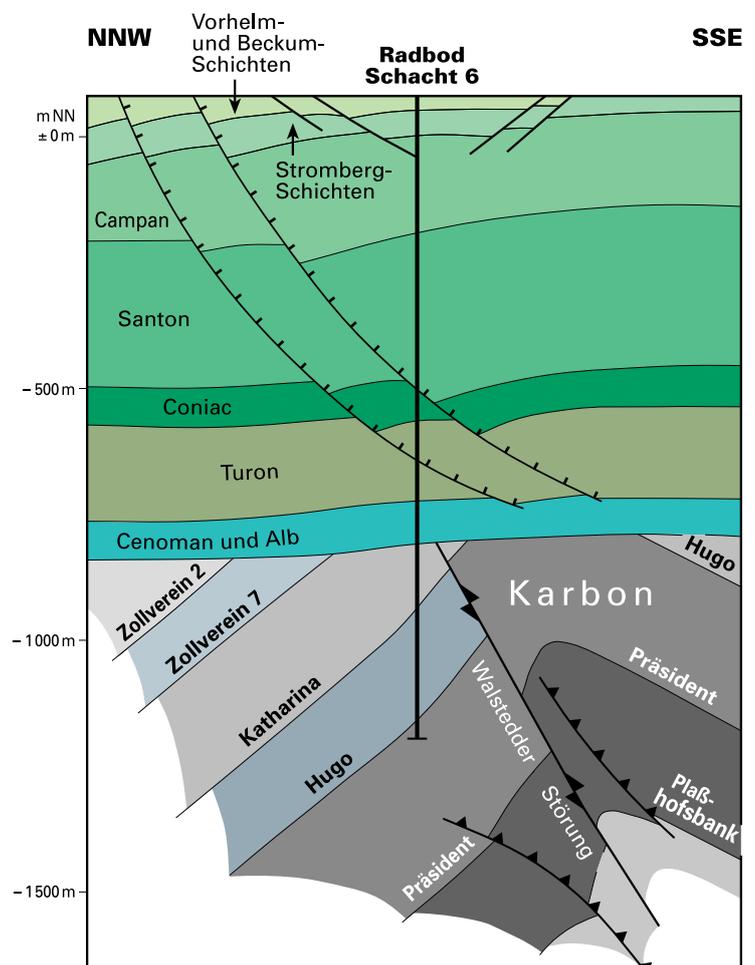


Abb. 12  
 Tektonisches Profil im Deckgebirge von Schacht Rad-  
 bod 6 (verändert nach KUNZ & WREDE 1988: Abb. 21)

den Störungen. Während im mittleren Teufenabschnitt die Verwurfshöhen über 50 m erreichen können, klingt der Störungsbetrag dicht über der Kreide-Basis aus. Trotz der generellen Lage über dem Walstedder Sattel gibt es keine direkte Verbindung zu konkreten tektonischen Elementen im Karbon. Die Störungsflächen enden wurzellos kurz oberhalb der Deckgebirgsbasis und sind somit von den tektonischen Strukturen des Grundgebirges entkoppelt. In Abbildung 10 ist der Nordick-Graben in seinem südwestlichen Abschnitt (westlich des Sachsen-Sprungs) detailliert dargestellt. Auffällig ist das teilweise Auslaufen im Streichen und Auffiedern der Störungen und das zum Teil neuerliche seitliche verspringende Einsetzen. Ebenfalls bemerkenswert ist das starke Schwanken der Streichrichtung und das wechselnde Einfallen der Störungen, was man besonders deutlich am Bertha-Maria-Gang sehen kann (Abb. 7 b, S. 13).

Neben dem markanten Nordick-Graben treten im Donar-Feld noch weitere Nordost – Südwest streichende Graben- und Halbgrabenstrukturen auf. Allerdings sind sie hinsichtlich Verwurfshöhe und streichender Länge meist kleiner als der Nordick-Graben. Bei der Ausbildung als Gräben lässt sich mehrfach ähnlich wie bei den Halbgräben eine leicht sattelförmige Schichtverbiegung beobachten, die vermutlich aus der Bildung antithetischer Flexuren der Hangendbereiche (Roll-over-Antiklinalen) resultiert. Zum Teil zeigen die Störungen in ihrer streichenden Erstreckung eine parabelförmige Struktur, wie z. B. am Hölter-Graben nordöstlich von Bockum-Hövel. Einige dieser Gräben setzen sich auch über den Sachsen-Sprung hinweg nach Nordosten fort.

#### 4.2.2 Nordwest – Südost streichende Strukturelemente

Während sich einige der Nordost-Südwest-Störungen im Untersuchungsgebiet über längere Erstreckungen verfolgen lassen, ist die streichende Erstreckung der Nordwest-Südost-Störungen zumeist nur relativ gering. Die quer zu den Faltenachsen des Karbons Nordwest – Südost ausgerichteten Deckgebirgsstörungen bilden vor allem südöstlich des Walstedder Sattels einige kleine Grabenstrukturen im Kreide-Deckgebirge, die den Nordost – Südwest streichenden (Halb-) Gräben in ihrer strukturellen Ausbildung ähneln. Nach Norden tritt eine derartige Grabenstruktur (Ameke-Graben; vgl. Abb. 9) nur noch in Form von niedrig angeordneten Begleitstörungen des Sachsen-Sprungs auf, der allerdings mehr Nordnordwest – Südsüdost streicht.

Im mittleren Abschnitt des Nordick-Grabensystems treten kleinere tektonische Nordwest – Südost streichende Querelemente auf (z. B. der Barsen-Graben), die den Nordick-Graben in seiner Streichrichtung beeinflussen bzw. ihn auf seiner Südflanke z. T. auch versetzen. Diese Nordwest – Südost streichenden Störungen enden jedoch oder knicken im Süden in Bereichen der im Grundgebirge vorhandenen Ahlener Überschiebung um (vgl. HEIL & MCCORD 1980: 76). Deren Verlauf wird teilweise durch den Hölter-Graben nachgezeichnet. Die Querelemente stehen offensichtlich ebenso mit steil und in wechselnde Richtungen einfallenden, kurzen Nordwest – Südost bis Nord – Süd streichenden Strontianitgängen in Verbindung.

Ca. 4 – 5 km westlich des Sachsen-Sprungs biegen die Nordost-Südwest-Strukturen nach Südsüdwesten um und scheinen kurz darauf 3 – 4 km nordöstlich des Fliericher Sprungs gänzlich auszulaufen. Gleichzeitig setzen nach Westen einige Westnordwest – Ostnordost verlaufende Gräben bzw. Halbgräben ein. An diese schließen sich nach Norden bei Herbern auch einige mehr Nordwest – Südost streichende Störungen an. In dieser Zone sind auch mehrere Nordwest – Südost streichende kleine Strontianitgangsysteme dokumentiert, die sich jedoch nicht konkreten Störungsflächen, sondern nur der entsprechenden Richtung zuordnen lassen. Südlich von Herbern tritt der Nordwest – Südost streichende Wessel-Graben im Kreide-Deckgebirge auf, der in Annäherung an den Nordwest – Südost streichenden Fliericher Sprung in eine West-Ost-Richtung umbiegt.

Die markanteste Nordwest – Südost streichende Struktur im Donar-Feld ist der Sachsen-Sprung, an dem Verwurfsbeträge innerhalb des Deckgebirges von bis zu 50 m auftreten können. Nordwestlich von Hamm verspringt der Sachsen-Sprung um 1,5 km auffällig nach Osten und setzt sich dann nach Südwesten weiter fort. Der genaue Störungsverlauf ist noch ungeklärt, da dieser Bereich nicht durch Flächenseismik abgedeckt, sondern lediglich durch Linienseismik erfasst wurde. Nördlich von Drensteinfurt setzt sich der Sachsen-Sprung vermutlich weiter Richtung Münster fort. Im Bereich von Rinkerode spaltet er sich wahrscheinlich in mehrere Störungsäste auf und läuft südlich von Münster aus. Der Störungsverlauf wird durch die im Raum Rinkerode auftretenden Nordwest – Südost streichenden Strontianitgänge nachgezeichnet (vgl. Abb. 6). In Teilabschnitten des Sachsen-Sprungs haben möglicherweise dextrale Seitenverschiebungen stattgefunden. Dies belegt zum einen das dextrale Verspringen des Bertha-Maria-Strontianitgangzuges am Sachsen-Sprung südlich von Drensteinfurt um 700 m. Zum anderen zeigt sich am Kurricker Berg (nördlich von Hamm) ein markanter dextraler Versatz der Ausbisslinie der Schichtfolge des Beckum-Members (Unteres Obercampan), der durch den Sachsen-Sprung hervorgerufen wird (vgl. ARNOLD & WOLANSKY 1964: Abb. 8). Das den Sachsen-Sprung querende Nordick-Grabensystem wird jedoch nicht versetzt. Insofern muss offen bleiben, ob hier eine größere Seitenverschiebung stattfand oder das Verspringen der genannten Strukturen primär angelegt ist.

Weitere Störungen liegen überwiegend in Nord-Süd- und West-Ost- bis Westnordwest-Ostsüdost-Richtung, was den Richtungen der Blattverschiebungen im Ruhrkarbon entspricht.

### 4.3 Analyse der strukturgeologischen Befunde

Zusammenfassend zeichnet sich für den strukturgeologischen Aufbau des Kreide-Deckgebirges im Bereich des weiteren Donar-Feldes ein Nordost – Südwest streichendes, listrisches Verwerfungssystem ab, das von dem Störungssystem des Grundgebirges weitgehend entkoppelt ist. Im Detail zeigt das Störungsinventar des Kreide-Deckgebirges folgende Strukturmerkmale:

- häufiges horizontales Auslaufen der Störungen und z. T. erneutes, seitlich verspringendes Einsetzen (en-échelon-Anordnung)
- die Störungen zeigen in ihrer streichenden Erstreckung ein starkes Pendeln sowohl ihrer Streichrichtung als auch ihres Einfallens
- Auffiedern und Abzweigen kleinerer Störungen von der eigentlichen Störungsfläche
- vertikales Auslaufen einschließlich Auffiedern und erneutes Einsetzen der Störung
- Störungen zeigen im Grundriss z. T. Parabelform
- in Graben- und Halbgraben-Strukturen kommt es zur Ausbildung von Roll-over-Antiklinalen
- Störungen enden wurzellos kurz oberhalb der Deckgebirgsbasis; sie sind von den Grundgebirgsstrukturen entkoppelt
- Nordost – Südwest streichende Störungselemente beherrschen das tektonische Bild

Eine Vielzahl der im Deckgebirge auftretenden Störungen dürfte angesichts ihres vergleichbaren Erscheinungsbildes mit den Strontianitgängen in Zusammenhang stehen, die in einem Großteil des zentralen Münsterlandes auftreten.

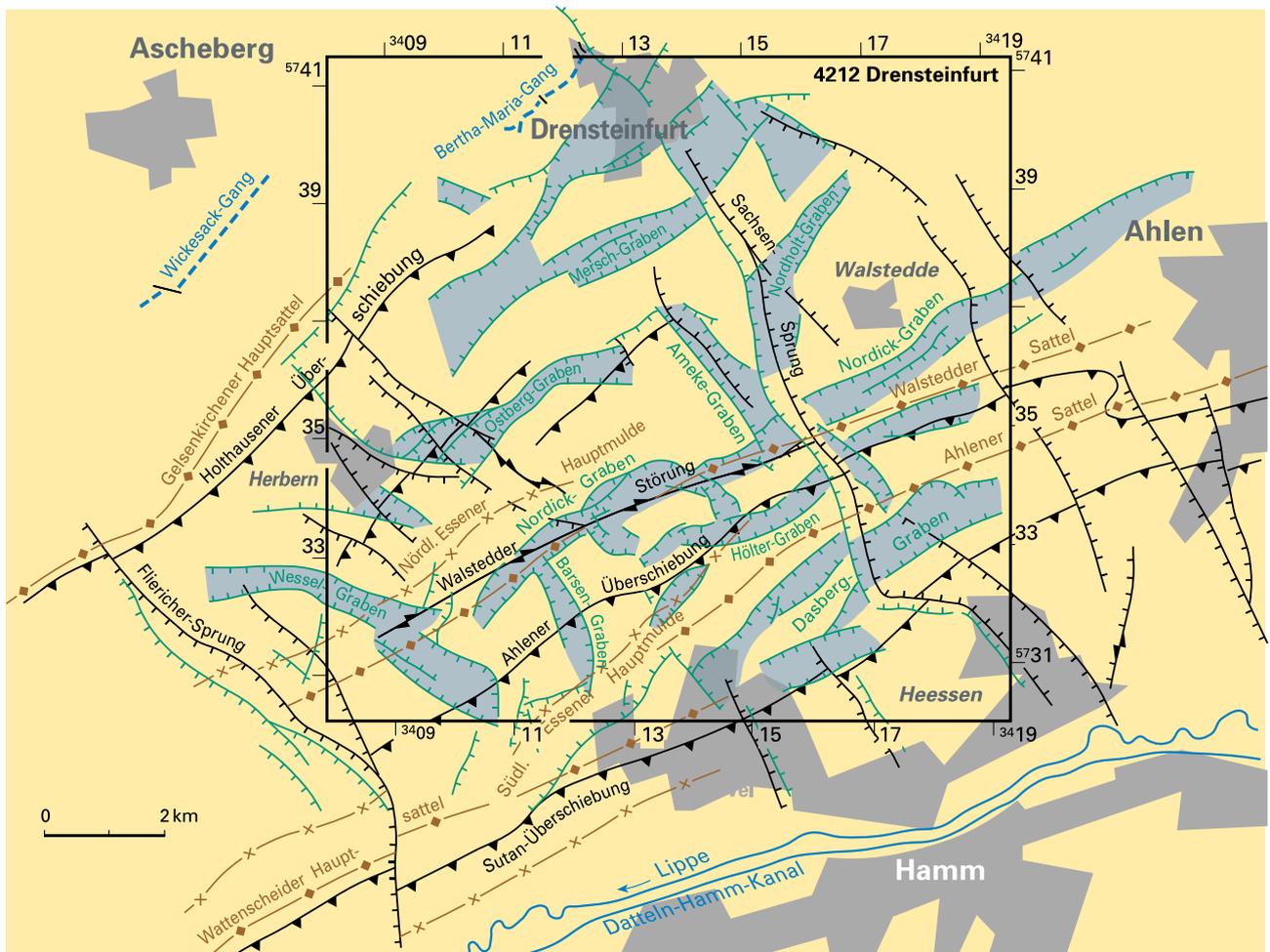
Es ist auffallend, dass die im westlichen Münsterland generell Nordwest – Südost streichenden Kreide-Faltenstrukturen im Donar-Feld nicht vorhanden sind. Sie treten nach WREDE (1992) offenbar nur dort auf, wo der Untergrund variszisch nur wenig gefaltet ist. Vermutlich verhindert der in anderer Richtung stärker strukturierte Untergrund die Ausbildung dieser Kreide-Falten. Die betrifft insbesondere den Gelsenkirchener Hauptsattel und die südlich anschließenden Strukturen im westlichen wie östlichen Ruhrkarbon (WREDE 1992). Hinweise auf inversionstektonische Prozesse haben sich im Donar-Feld bisher nicht ergeben.

#### 4.3.1 Geometrisch-genetische Zusammenhänge zwischen Karbon-Störungen, Kreide-Störungen und Strontianitgängen

Werden die Kreide-Strukturen im engeren Bereich des Donar-Feldes mit den wesentlichen Karbon-Strukturen bildhaft zur Deckung gebracht (s. Abb. 13), so sind folgende geometrisch-genetische Zusammenhänge sichtbar: Der im Kreide-Deckgebirge nachgewiesene Nordost – Südwest streichende Nordick-Graben folgt in weiten Teilen dem Verlauf des Walstedder Sattels bzw. der Walstedder Störung. Der Vergleich der geometrisch-tektonischen Details ergibt dabei überraschende Gemeinsamkeiten. So verweisen KUNZ & WREDE (1988) darauf, dass die Walstedder Störung als dextrale Blattverschiebung mit ausgeprägtem horizontalen Bewegungsspuren anzusprechen ist. Die Streichrichtung dieser Störung ist mit Ostnordost – Westsüdwest für Blattverschiebungen im Ruhrgebiet jedoch relativ ungewöhnlich. Vermutlich besteht die Walstedder Störung nach KUNZ & WREDE (1988; vgl. Abb. 2 u. 13) aus einem System mehrerer, sich im Streichen ablösender Einzelstörungen, wie es für die Ausbildung von Blattverschiebungssystemen charakteristisch ist (HARDING 1985, WILCOX et al. 1973, SYLVESTER 1988). Es zeigen sich somit große Übereinstimmungen zur strukturellen Ausbildung des Nordick-Grabens im Kreide-Deckgebirge. Gleiches gilt auch für die Strukturierung des Nordicker Strontianitgangzuges. Im Donar-Feld konnte auf über 4 km streichender Länge ebenfalls eine unmittelbare geometrische Beziehung zwischen dem Nordick-Graben zum Nordicker Strontianitgangzug beobachtet werden. Dessen Verlauf ist durch MICKLINGHOFF (1942) und GESING (1995) gut belegt. Außerdem wurde im Schacht Radbod 6 auch eine entsprechende Mineralisation festgestellt (WREDE, mdl. Mitt.). Folglich kann an einer Übereinstimmung des Nordicker Strontianitgangzuges mit dem beschriebenen Störungssystem des Nordick-Grabens kein Zweifel bestehen. Leider fehlen bislang über die geografische Lage hinausgehende, genauere Beschreibungen dieses Strontianitganges.

Ein vergleichbares Strukturelement stellt der Bertha-Maria-Gangzug dar, der ähnlich dem Nordicker Strontianitgang über einer großen Karbon-Sattelstruktur, dem Gelsenkirchener Hauptsattel, ausgebildet ist. Der direkte geometrische Bezug zu einer nachgewiesenen Deckgebirgsstörung ist jedoch nur am Südwest-Ende des Gangzuges möglich, da er nur dort von einer seismischen Linie erfasst wird.

Weitere markante geometrisch-genetische Beziehungen zwischen den Deckgebirgsstörungen und den karbonischen Grundgebirgselementen bestehen offenbar auch zwischen dem Nordwest – Südost streichenden Wessel-Graben südlich von Herbern und der Walstedder Störung im Grundgebirge (s. Abb. 9 u. 13). So verweisen bereits HEIL & McCORD (1980: 75)



**Kreide:** — Abschiebung  
 — Grabenstruktur  
**Karbon:** — Sattelachse — Überschiebung — Blattverschiebung  
 — Muldenachse — Abschiebung

Abb. 13 Geometrisch-genetische Zusammenhänge zwischen Karbon- und Kreide-Störungen im Donar-Feld

darauf, dass die Grabenstruktur in ihrem mittleren Bereich von der später reaktivierten Walstedder Störung dextral versetzt sein könnte. Dieser Versatz ist ein möglicher Nachweis im Donar-Feld, dass Karbon-Störungen während der subherzyn-laramischen Gebirgsbildung reaktiviert wurden und sich im Deckgebirge struktureologisch ausgewirkt haben. Vermutlich stellt der Wessel-Graben eines der ältesten Störungselemente im Kreide-Deckgebirge des Donar-Feldes dar.

Besonders engständig und regelmäßig sind die Grabenstrukturen des Deckgebirges in der faltentektonischen Hochposition des Karbons westlich des Sachsen-Sprungs angeordnet, wo der nach Nordosten auslaufende Wattenscheider Hauptsattel, der Ahlener und der Walstedder Sattel ein breiteres Antiklinorium bilden. Über der Nördlichen Essener Hauptmulde sind die Gräben weitständiger und verlaufen unregelmäßiger. Deckgebirgsstörungen, die sich nicht an vorhandene Karbon-Störungen als Grenzen halten, sind im Vergleich zu den an Karbon-Strukturen orientierten Elementen von geringerer Bedeutung, d. h., sie haben eine geringere streichende Erstreckung und weisen geringere Verwurfsbeträge auf (vgl. HEIL & MCCORD 1980: 76).

#### 4.3.2 Analyse der Störungs- und Gangrichtungen

Analysen der Störungs- und Gangrichtungen (Abb. 14) unterstützen die Vermutung eines geometrischen Zusammenhangs zwischen den Störungen im Karbon auf der einen Seite sowie den Störungen in der Kreide und den Strontianitgängen auf der anderen Seite. Die im Donar-Feld für den Grenzbereich Coniac/Turon ermittelten Kreide-Störungen haben zwei stark und eine weniger stark ausgeprägte Streichrichtungen:

1. zwischen 50 und 70° (entspricht der variszischen Streichrichtung der Faltenachsen und Überschiebungen im Ruhrkarbon)

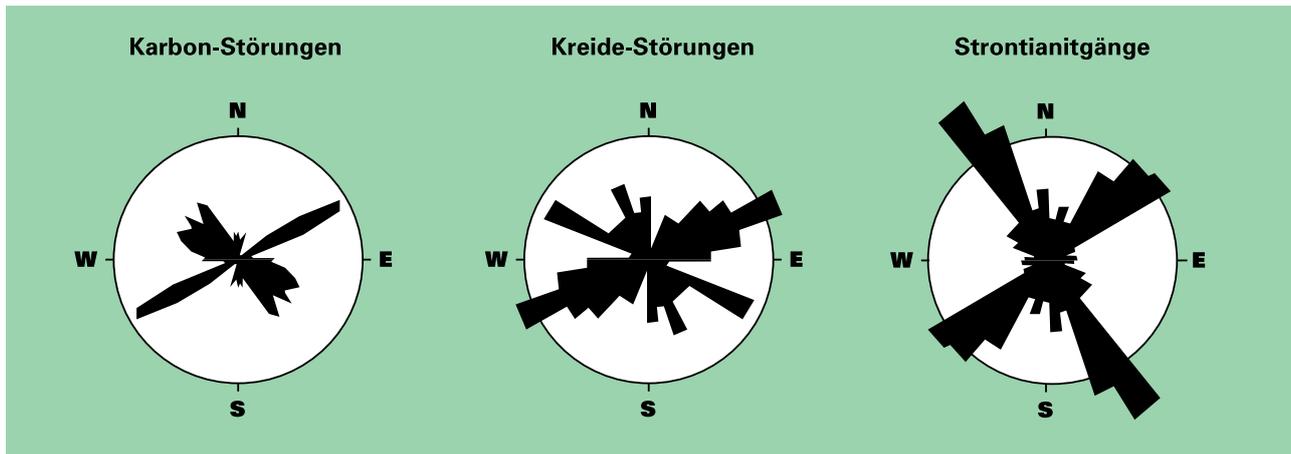


Abb. 14 Richtungsrosen verschiedener tektonischer Elemente im Donar-Feld (Karbon-Störungen nach PILGER (1956); Streichrichtungen der Störungen im Ruhrkarbon in Bezug zur Faltung)

2. zwischen  $120$  und  $160^\circ$  (entspricht der herzynischen Streichrichtung der meisten Abschiebungen = „Sprünge“)
3. untergeordnet tritt eine weitere Gruppe mit einer Nord-Süd-Orientierung auf ( $170 - 180^\circ$ ; entspricht der Richtung vieler Seitenverschiebungen = „Blätter“)

Die drei Gruppen decken sich im Wesentlichen mit den Störungsgruppen, die PILGER (1956) für das gesamte Ruhrkarbon mithilfe gefügekundlicher Untersuchungen nachweisen konnte. Die für die Strontianitgänge im zentralen Münsterland ermittelten Streichrichtungen zeigen ebenfalls ein ähnliches Bild, womit sich der Verdacht erhärtet, dass nicht nur ein geometrischer, sondern vor allem auch ein genetischer Zusammenhang besteht. In der für viele Blattverschiebungen des Ruhrkarbons charakteristischen Streichrichtung  $95 - 120^\circ$  sind jedoch nur sehr wenige Strontianitgänge zu beobachten (vgl. Abb. 14).

Zwischen den Störungen im Kreide-Deckgebirge und den Bruchstrukturen im paläozoischen Untergrund besteht vermutlich ein enger Zusammenhang. So scheinen sich die Bruchstrukturen des variszischen Untergrundes in das Kreide-Deckgebirge hinein fortzusetzen („durchgepauste Tektonik“; vgl. HOYER 1964). Dies lässt ebenfalls die Auswertung von Fotolineationen auf Aufnahmen des Erkundungssatelliten Landsat (ERST) der NASA vermuten. Die Korrelation von Fotolineationen mit tektonischen Geländebefunden zeigt, dass die im Bereich des Münsterlandes aus Satellitenbildern kartierten Bruchlinien mit den bruchtektonischen Lineamenten des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges, des Eggegebirges und der Hessischen Senke weitgehend übereinstimmen und sich zum Teil miteinander verbinden lassen (KRONBERG 1976, 1982).

## 5 Modellvorstellungen zum tektonischen Bau des Kreide-Deckgebirges

Analysen des tektonischen Inventars zeigen, dass auf der einen Seite nicht nur zwischen den Störungen im Kreide-Deckgebirge und den Strontianitgängen enge geometrisch-genetische Beziehungen bestehen, sondern auch zu den Karbon-Störungen auf der anderen Seite. Bereits BAUCH et al. (2003) sehen zwischen dem Störungssystem im Kreide-Deckgebirge und der strukturellen Ausbildung der Strontianitgänge einen genetischen Zusammenhang. Aus dem Vergleich der Auswertung seismischer Messungen, den vorhandenen Literaturangaben und den Geländebeobachtungen ergibt sich eine Vielzahl von strukturellen Gemeinsamkeiten. Dies betrifft insbesondere die raschen Veränderungen der Verwürfe im Streichen und die jeweils nur begrenzte streichende Erstreckung der Störungen. Alle diese Erscheinungen sind auch für die bergbaulich erschlossenen und gut dokumentierten Strontianitgänge der Region charakteristisch (z. B. GIERS 1958, GESING 1995). Das im Streichen begrenzte Auftreten der größeren Strontianitgänge, die z. T. en-échélon versetzte Anordnung der Gangsysteme ist dabei charakteristisch für Blattverschiebungszonen. Möglicherweise deutet auch das bevorzugte Auftreten der Strontianitvorkommen in Linsen bzw. Nestern entlang der Gänge auf den seitenverschiebenden Charakter der Strontianit führenden Störungsflächen hin (vgl. z.B. SPERLING 1973: 130, BAUCH et al. 2003). So ist die tektonisch-geometrische Ausbildung einer Vielzahl von Strontianitgängen charakteristisch für Riedelscherflächen in Blattverschiebungszonen. Riedelscherflächen entstehen oft in einer überlappenden en-échélon-Anordnung und sind synthetisch zur reaktivierten Hauptverwerfung im Grundgebirge angeordnet. Hierbei entwickelt sich eine Reihenfolge von verbundenen Verwerfungsflächen, wobei die Scherflächen oft eine Parabelform aufweisen (SYLVESTER 1988, MANDL 1988).

Abbildung 15 zeigt schematisch die Bildung von Riedelscherflächen (R-Scherflächen) innerhalb des Nordick-Graben-systems im Kreide-Deckgebirge des Donar-Feldes wobei die Südsüdwest – Nordnordost streichende Walstedder Störung als dextrales, reaktiviertes Blattverschiebungselement im variszischen Untergrund fungiert. Die Scherflächen, die in einem relativ kleinen Winkel ( $10 - 20^\circ$ ) zur Hauptverwerfung orientiert sind, zeigen eine in sich torsionsartig spindelförmig verdrehte Struktur mit konkaven Verwerfungsflächen (helicoidal structure; SYLVESTER 1988, MANDL 1988). Im Zuge der Bildung von R-Scherflächen kommt es zur Entwicklung von sogenannten R'-Scherflächen, die in einem steilen Winkel antithetisch zur dextralen Hauptverwerfungsebene orientiert sind. Konjugiert zu den R-Scherflächen, kommen sie bevorzugt in der Überlappungszone zwischen zwei parallel angeordneten R-Scherflächen vor und verbinden diese miteinander (SYLVESTER 1988, BURG 2002). Dieses geometrisch-genetische Modell zeigt eine große Übereinstimmung zur Ausbildung einer Vielzahl von Strontianitgängen im zentralen Münsterland und lässt sich damit auch auf eine größere Anzahl von Deckgebirgsstörungen übertragen. Bereits BAUCH et al. (2003) sehen in der strukturellen Ausbildung der Strontianitgänge ein tektonisches Modell für die größeren Störungen im Kreide-Deckgebirge. Sie interpretieren die vorwiegend Südwest – Nordost streichenden Abschiebungen in der Schichtfolge des Vorhelm-Members der Beckumer Berge als antithetische Riedelscherflächen, die durch dextrale Nordwest – Südost gerichtete reaktivierte Blattverschiebungen im variszischen Untergrund (Beckumer Sprung) hervorgerufen wurden. Auch im Donar-Feld ist sehr wahrscheinlich von einer Reaktivierung der großen Nordwest – Südost streichenden Sprünge im Grundgebirge (Sachsen-Sprung u. Fliericher Sprung) auszugehen. Allgemein gilt für die Bruchtektonik dieses Raumes im kreidezeitlichen Deckgebirge die Faustregel, dass der vertikale Verwurfsbetrag  $10 - 20\%$  des Verwurfs im Karbon beträgt. So wurde auch der während der Faltung des Karbons wahrscheinlich alt angelegte Sachsen-Sprung (KRAUSSE 1983) in Teilbereichen reaktiviert. Wie auch andernorts im Ruhrrevier ist davon auszugehen, dass sich dabei auch Blattverschiebungszonen in ihren Auswirkungen überlagerten.

Nach BURG (2002) schneiden Blattverschiebungen im Grundgebirge häufig nicht durch die sedimentäre Abdeckung (Deckgebirge). Stattdessen wird die gesamte Bewegung des Deckgebirges in verschiedenen Strukturen innerhalb einer Seitenverschiebungszone (wrench-zones) verteilt, oberhalb und parallel zur Blattverschiebung des Grundgebirges. Die im variszischen Untergrund vorhandenen und später durch vermutlich transpressive Tektonik reaktivierten Störungen reagieren vielfach mit Seitenverschiebungen, wobei sich das Störungsmuster aber nicht direkt in das Deckgebirge fortsetzt, sondern die tektonischen Bewegungen werden häufig in subparallelen, zum Teil auch fiedrig angeordneten Störungen in das Deckgebirge hinein aufgenommen. Der konsolidierte und tektonisch vorgeprägte variszische Untergrund reagiert also völlig anders, als das ungestörte Deckgebirge, somit kommt es zu einer Entkoppelung der tektonischen Strukturen. Die Deckgebirgsstörungen enden wurzellos kurz oberhalb der Deckgebirgsbasis. Die Blattverschiebungstektonik wird dabei von der Bruchbildung im Grundgebirge kontrolliert (basement-involved faulting; BURG 2002). Wenn die Grundgebirgs-Stö-

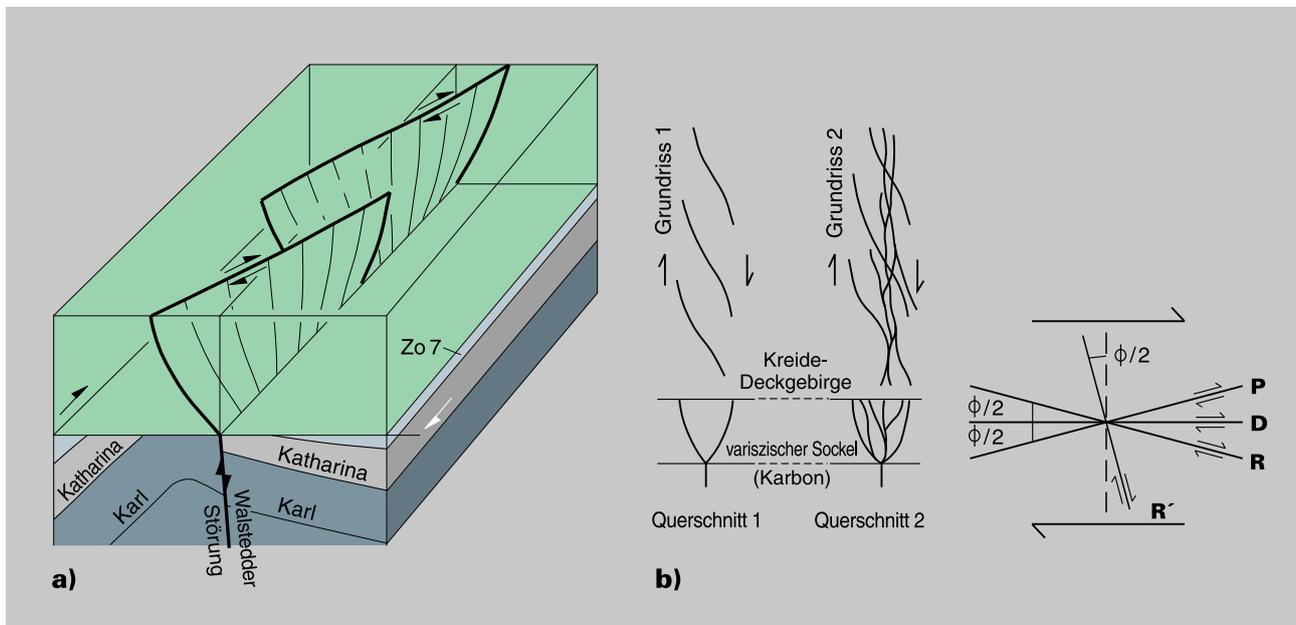


Abb. 15

- a) Schematische Bildung von Riedelscherflächen im Bereich des Nordick-Graben-systems im Kreide-Deckgebirge des Donar-Feldes. Die Walstedder Störung (Streichrichtung: Ostnordost – Westsüdwest) fungiert hier als dextrale Blattverschiebung.
- b) Schematische Bildung von Riedelscherflächen innerhalb eines dextralen Blattverschiebungssystem. R-Riedelscherflächen entstehen unter einem kleinen, Winkel im Uhrzeigersinn zur Hauptverwerfung oft in einer en-écheleon-Anordnung, und sind synthetisch zur Hauptverwerfung orientiert. R'-Riedelscherflächen sind antithetische Verwerfungen, die in einem steilen Winkel zur Hauptverwerfungsebene orientiert sind, konjugiert zu den R-Scherflächen. P-Scherflächen sind synthetische kleinere Verwerfungen und verbinden allgemein R-Riedelscherflächen. D = Hauptverwurfslineament.

rungen reaktiviert werden, entwickelt sich im Deckgebirge eine Zone, die durch eine Rotationsmassenverformung (rotational bulk strain) geprägt ist (SYLVESTER 1988, BURG 2002). Die Verformung wird hierbei durch eine Vielzahl von échelon-Strukturen einschließlich Riedelscherflächen und Abschiebungen aufgenommen. Mit zunehmendem Versatz entwickeln sich Fiederbrüche an den Spitzen der Riedelscherflächen, gefolgt von der Entwicklung von antithetischen R'-Scherflächen, die die R-Scherflächen verbinden und stören. Es zeigt sich somit das allgemein für das Kreide-Deckgebirge im zentralen Münsterland beobachtete Störungsbild von negativen Blumenstrukturen (flower structure). Die flower-structure-artigen Strukturen sind zwar als solche genetisch anzusehen, unterliegen aber der spezifischen Stockwerkstektonik des Münsterlandes. BAUCH et al. (2003) sprechen in diesem Zusammenhang über eine stockwerksgebundene Transpressions- bzw. Transtensionstektonik. Insbesondere in den Profilschnitten durch das Donar-Feld sind die damit verbundenen und im Folgenden aufgeführten charakteristischen Strukturmerkmale gut erkennbar (vgl. Abb. 11 a/b u. 12):

- fächerartige, relativ steile Störungen divergieren in der Tiefe aus einer einzelnen, subvertikalen Störung des Grundgebirges, wobei kein direkter struktureller Bezug vorherrscht (vgl. Abb. 11 a/b)
- die Störungsäste spreizen nach oben hin auf
- die vertikale Komponente ist als listrische Abschiebung entwickelt (Ausbildung von Grabenstrukturen) die tiefen Hauptstörungen sind subvertikal orientiert

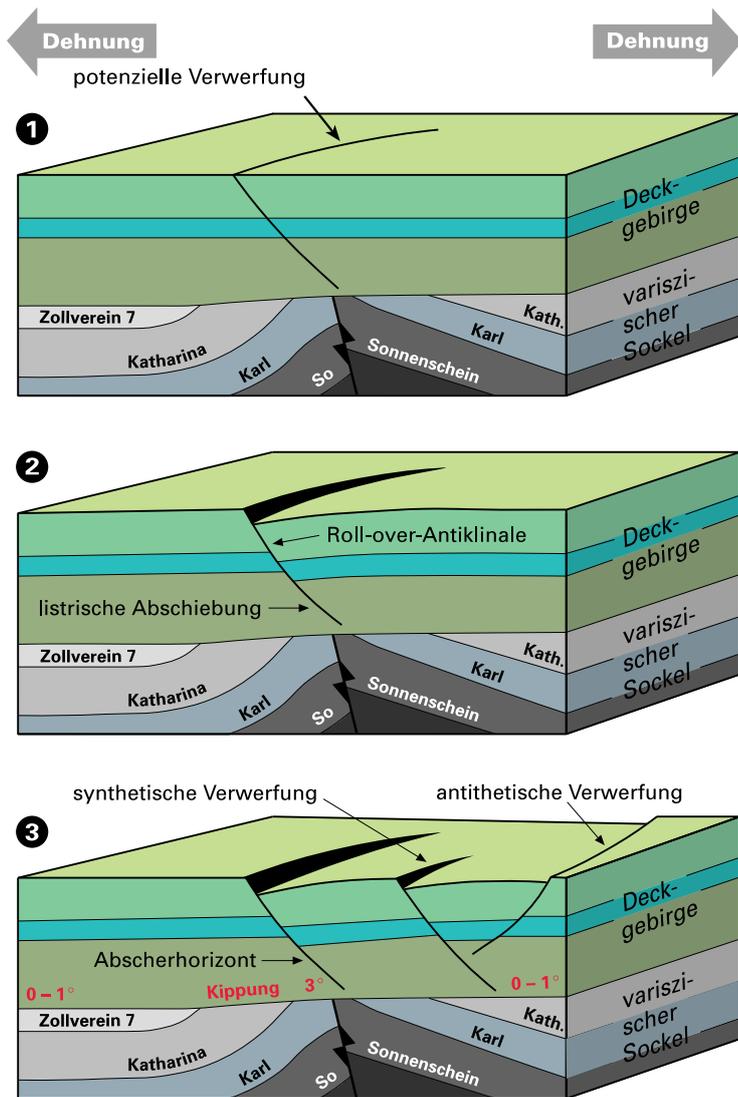
Flower-structure-artige Störungen sind im Münsterland jedoch nicht nur in den Beckumer Bergen (BAUCH et al. 2003) bekannt geworden, sondern konnten auch beispielsweise südwestlich von Münster (B. DÖLLING 2004) sowie von LENZ (2003) in der Region Gütersloh kartiert werden. Nach BURG (2002) wird die Geometrie der Störungsbilder dabei im Wesentlichen durch das Verhältnis zwischen der Länge des Versatzes der Grundgebirgsstörung und der Mächtigkeit der sedimentären Bedeckung gesteuert. Eine Vielzahl der im Kreide-Deckgebirge auftretenden Strukturen lässt sich weitgehend zwanglos mit reaktivierten Horizontalverschiebungen im variszischen Untergrund in Einklang bringen. Dieses Bild reiht sich in eine Vielzahl von Beispielen aus dem Münsterland und dem angrenzenden Niederrheingebiet ein, wonach sich zahlreiche im Grundgebirge auftretende Störungen infolge mehrphasiger, zum Teil inverser Bewegungen unter Beteiligung horizontaler Bewegungskomponenten ins Deckgebirge durchpausen. Untersuchungen von BAUCH et al. (2003) in den Beckumer Bergen ergaben, dass vermutlich zuerst die Nordwest – Südost streichenden Störungen entstanden und erst in einer späteren Phase die Nordost – Südwest streichenden Bruchstrukturen im Kreide-Deckgebirge angelegt wurden. Im Donar-Feld ist eine vergleichbare Situation zu beobachten. Ein Beleg hierfür ist zum Beispiel, dass der Nordost – Südwest streichende Nordick-Graben den Nordwest – Südost ausgerichteten Wessel-Graben versetzt und daher jünger sein muss (vgl. Kap. 4.2.1).

Neben den beschriebenen horizontalen Bewegungselementen ist im Anschluss an die spätkretazische Inversion von einer postoligozänen Hebung der Münsterland-Scholle im Süden und einer beginnenden Phase der Dilatation auszugehen. So sind nach SKUPIN (1995) durch die Hebung des südlich gelegenen Rheinischen Schiefergebirges an der Wende Tertiär/Quartär weitere Störungen im kretazischen Deckgebirge entstanden bzw. bereits angelegte Störungen reaktiviert worden. Diese nordwestvergente Absenkung bzw. Kippung der Münsterland-Scholle unterstützt vermutlich die Bildung der Graben- und Halbgrabenstrukturen mit ihren listrischen Abschiebungsflächen und unregelmäßigen Störungsverläufen. Möglicherweise gibt es einen genetischen Zusammenhang mit der Neigung der Karbon-Oberfläche bzw. der Kreide-Basis. Hierbei treten über den größeren Sattel- und Muldenstrukturen des karbonischen Untergrundes Verflachungen bis zur Horizontalen ( $0 - 1^\circ$ ) auf, während über der steil einfallenden Nordflanke des Walstедder Sattels durchgehend eine Versteilung auf  $3^\circ$  zu beobachten ist. Diese Unregelmäßigkeit an der Basis der sonst einheitlich flach gekippten Deckgebirgsscholle war beim Kippungsprozess eine tektonisch-mechanische Schwachstelle und förderte damit die Anlage der durch „gravitative“ Gleitung gekennzeichneten Grabensysteme. Durch diese dilatative Phase ist zugleich ein Erklärungsansatz für die Bildung der häufig zu beobachtenden Roll-over-Antiklinalen innerhalb der Grabenstrukturen gegeben (vgl. Abb. 16).

Die Vielfalt der tektonischen Strukturen im Kreide-Deckgebirge spricht für eine Überlagerung bzw. Kombination mehrerer zum Teil gleichzeitig und gleichwertig ablaufender tektonischer Bewegungen: Es liegt keine Monokausalität vor.

Dieser Strukturplan, der sich für das tektonische Störungsmuster des kreidezeitlichen Deckgebirges im Donar-Feld abzeichnet, muss nicht nur unter dem Blickwinkel einer spezifischen Stockwerkstektonik betrachtet werden, sondern er sollte darüber hinaus in ein übergeordnetes Schersystem bzw. Kräftefeld eingepasst werden. Aus den komplexen strukturgeologischen Verhältnissen im Donar-Feld allein ist jedoch nur schwer ein Kräftefeld für das ganze zentrale Münsterland abzuleiten. So dürfen die tektonischen Verhältnisse im Donar-Feld nicht isoliert betrachtet werden, da vermutlich im Münsterländer Kreide-Becken während der subherzyn-laramischen Gebirgsbildungsphase lokal stark unterschiedliche Kräftepläne existiert haben dürften. Unter Berücksichtigung der tektonischen Strukturen in den Beckumer Bergen (BAUCH et al. 2003) sowie aus den aktuellen geologischen Kartierungen des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen im weiteren Münsterland (z. B. B. DÖLLING 2004, M. DÖLLING 2005, LENZ 2003) lässt sich folgender Bewegungsablauf beschreiben: Die im Donar-Feld im Kreide-Deckgebirge auftretenden tektonischen Strukturen gehen auf Bewegungen während der Oberkreide und des Paläogens zurück (subherzyn-laramische Phase). Alle Strukturen stehen in Zusammenhang mit der Inversion des Niedersächsischen Beckens und der Entstehung des Niedersächsischen Tektogens (DROZDZEWSKI 1988).

Abb. 16 Modell zur Entwicklung listrischer Abschiebungssysteme im Kreide-Deckgebirge des Münsterlandes



Die tektonischen Strukturen sind das Ergebnis von vermutlich Nord – Süd bis Nordwest – Südost gerichteten kompressiven Gebirgsbewegungen, die auf die Kollision von Afrikanischer und Europäischer Platte in der Frühphase der alpidischen Orogenese zurückgehen und mit transpressiven sowie transtensiven Bewegungen verbunden sind (DROZDZEWSKI 1988).

Über die zeitliche Abfolge der tektonischen Bewegungen während der höchsten Oberkreide, der laramischen Phase an der Wende Kreide/Tertiär, sowie im Verlauf des Tertiärs liegen aus dem Donar-Feld keine unmittelbaren Beobachtungen vor. Analog zu anderen Gebieten des Münsterlandes kann aber auch für das Donar-Feld eine Fortsetzung der kompressiven tektonischen Bewegungen bis in die laramische Phase angenommen werden. Nach BETZ et al. (1987: 167) datiert die jüngste Inversionsbewegung in das frühe Oligozän.

Im westlichen Münsterland konnten von HISS (1995) an der Gronauer Überschiebung posteoazäne, abschiebende Gegenbewegungen nachgewiesen werden. Vergleichbare tektonische Aktivitäten werden aus dem südwestlichen Münsterland beschrieben, die dort ein postoligozänes, möglicherweise untermiozänes Alter haben (DROZDZEWSKI 1987). Teilweise dauerten sie auch noch im Altquartär an (WREDE & JANSEN 1993). Die Bedeutung dieser Dilatationsphase ist nach WREDE (1992) größer als bisher angenommen. An zahlreichen Störungen im südwestlichen Münsterland konnten Bewegungen in Größenordnungen von bis zu 60 m nachgewiesen werden. Ob im Verlauf des Neogens (Tertiär) und des Quartärs im Donar-Feld ähnliche Bewegungen stattgefunden haben, ist nicht bekannt, aber sehr wahrscheinlich.

Die aufgezeigten Modellansätze sind geeignet, die Strukturformen einer Vielzahl von Kreide-Deckgebirgsstörungen im zentralen Münsterland und die damit verbundenen Bewegungsabläufe weitgehend zu erklären. Eine Ausweitung der Untersuchungen auf ein größeres Gebiet wäre wünschenswert, zumal die gewonnenen Erkenntnisse auch von großer Bedeutung sind für die Abschätzung von Georisiken im zentralen Münsterland (Gasaustritte, Altbergbau) sowie auch für die Flözgasgewinnung aus dem tieferen Untergrund.

## 6 Literatur

- ARNOLD, H.; WOLANSKY, D. (1964), mit einem Beitr. von HILTERMANN, H.; KOCH, W.: Litho- und Biofazies der Oberkreide im südwestlichen Münsterland nach neuen Kernbohrungen. – Fortschr. Geol. Paläont. Rheinld. u. Westf., **7**: 421 – 478, 13 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- BÄRTLING, R. (1930): Bericht über die Befahrung der Strontianitgrube Mathilde bei Ascheberg in Westfalen. – Archiv-Nr. **L1G4211/011**, Bericht: 2 S.; Krefeld (GD NRW). [Unveröff.]
- BAUCH, E.; HECHT, C.; LEMPP, C.; WREDE, V. (2003): Transpressive Tektonik im Campan von Beckum, Zentrales Münsterland, Nordrhein-Westfalen. – scriptum, **10**: 5 – 17., 8 Abb.; Krefeld.
- BETZ, D.; FÜHRER, F.; GREINER, G.; PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. – Tectonophysics, **137**: 127 – 170, 17 Abb.; Amsterdam.
- BREDDIN, H. (1929): Die Bruchfaltentektonik des Kreidedeckgebirges im nordwestlichen Teil des Rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens. – Glückauf, **65**: 1157 – 1168 u. 1193 – 1198, 10 Abb., 1 Taf.; Essen.
- BURG, J. P. (2002): Struktursysteme und Kollisionstektonik. – URL: <http://e-collection.ethbib.ethz.ch/show?type=lehr&nr=10>: 212 S., zahlr. Illustrationen; Zürich (Geologisches Institut ETH).
- DICKEL, U. (1988): Übertägige reflexionsseismische Untersuchungen im östlichen Ruhrkarbon. – Das Markscheidewesen, **95(2)**: 69 – 76, 9 Abb.; Essen.
- DRIESEN, B.; KOCH, M.; MICHEL, G.; STEHN, O.; WREDE, V. (1990): Erläuterungen zu Blatt C 4310 Münster. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 100 000>, Erl., **C 4310**, 2. Aufl.: 64 S., 15 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- DÖLLING, B. (2004), mit einem Beitrag von HEUSER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4110 Senden. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **4110**: 176 S., 15 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- DÖLLING, M. (2005): Erläuterungen zu Blatt 3915 Bockhorst. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 25 000>, Erl., **3915**: 198 S., 15 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- DÖLLING, M.; LEHMANN, K. (2005): Logstratigrafie im Campan der Beckumer Berge (Münsterland). – N. Jb. Geol. Paläont., **235**: 113 – 135, 8 Abb.; Stuttgart.
- DOMRÖS, M.; VOMBERG, S. (1989): Strukturgeologische Steinbruchskartierung im Obercampan von Beckum. – Dipl. Kart. Univ. Bochum: 91 S.; Bochum. [Unveröff.]
- DROZDZEWSKI, G. (1987): Gebirgsbau. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1: 100 000>, Erl., **C 4306** Recklinghausen, 2. Aufl.: 17 – 22, 2 Abb.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **77** (1): 127 – 141, 9 Abb.; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 7 – 187, 101 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- FRIEG, C.; HISS, M.; MÜLLER, W. (1989): Stratigraphie im Turon und Unterconiac des südlichen und zentralen Münsterlandes. – Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **69**: 161 – 186, 5 Abb.; Münster/Westf.
- GESING, M. (1995): Der Strontianitbergbau im Münsterland. – Quellen und Forschungen zur Geschichte des Kreises Warendorf, **28**: 647 S.; III. graph. Darst. + 5 Kt. -Beil.; Beckum-Warendorf.
- GEOLOGISCHES LANDESAMT NRW [Hrsg.] (1995), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; DROZDZEWSKI, G.; FINKE, W.; HISS, M.; LEHMANN, F.; MICHEL, G.; SKUPIN, K.; STAUDE, H.; THIERMANN, A.: Geologie im Münsterland. – 195 S., 50 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt NRW).
- GIERS, R. (1958): Die Mukronatenkreide im östlichen Münsterland – Fazies, Stratigraphie und Lagerung. – Beih. Geol. Jb., **34**: 148 S.; Hannover.
- HARDER, H. (1964): Geochemische Untersuchungen zur Genese der Strontianitlagerstätten des Münsterlandes. – Beitr. Min. u. Petrogr., **10** (2): 198 – 215, 2 Abb. 9 Tab.; Berlin.
- HARDING, T. P. (1985): Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. – Am. Ass. Petr. Geol. Bull., **69**: 582 – 600; Tulsa, Okl.

- HEIL, R.W.; MCCORD, TH. T. (1980): Tektonik im Grubenfeld Donar im östlichen Ruhrgebiet. – Glückauf-Forschungshefte, **41** (1980) H.2: 74 – 77, 7 Abb.; Essen.
- HISS, M. (1995), mit Beitr. von ELFERS, H.; GROSS-DOHME, B.; SCHRAPS, W.-G.: Erläuterungen zu Blatt 3808 Heek. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3808**: 180 S., 13 Abb., 10 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- HOYER, P. (1964): Das Gewässernetz des Münsterlandes als Abbild posthumer Bewegungen an variscischen Großstrukturen. – Z. dt. geol. Ges., **116**: 238 – 243, 2 Abb.; Hannover.
- KRAMM, U. (1985): Sr-Isotopenuntersuchungen zur Genese der Strontianitlagerstätte Münsterland/Westfalen. – Fortschr. Mineral., **63**, Beih. 1, Tl. 1 – 2: 1 S.; Stuttgart.
- KRAUSSE, H.-F. 1983: Nachinkohlung oder Inkohlungs-“Sprung“ am Sprung?. – Nachr. dt. geol. Ges., **27**: 66 – 67; Hannover.
- KRONBERG, P. (1976): Bruchstrukturen des Rheinischen Schiefergebirges, des Münsterlandes und des Niederrheins – kartiert in Aufnahmen des Erkundungssatelliten ERST 1. – Geol. Jb., **A 33**: 37 – 48, 4 Abb.; Hannover.
- KRONBERG, P. (1982): Die Querzone von Lippstadt – Warstein – Ramsbeck im Satellitenbild: Tiefenstrukturen und oberflächennahe Bruchstrukturen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**: 405 – 411, 2 Abb.; Krefeld.
- KUNZ, E.; WREDE, V. (1988): Ergänzende Untersuchungen zur Tiefentektonik der Essener Hauptmulde im östlichen Ruhrgebiet. – In: Ergänzende Beiträge zur Tiefentektonik des Ruhrkarbons: 53 – 61, 5 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- LENZ, A. (2003), mit einem Beitrag von HEUSER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4016 Gütersloh. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4016**: 126 S., 21 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- MANDL, G. (1988): Mechanics of tectonic faulting, models and basic concepts. – 407 S., zahlr. Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- MICKLINGHOFF, F. (1938): Schlussbericht über die Untersuchung der Strontianitlagerstätten des Münsterlandes. – Ber. Archiv Geol. Dienst NRW: 15 S., 4 Tab., 2 Kt.; Krefeld. – [Unveröff.]
- MICKLINGHOFF, F. (1942): Die Entstehung der Strontianitlagerstätten des Münsterlandes. – Glückauf, **78** (16/17): 21– 220 u. 233 – 235, 10 Abb.; Essen.
- NIEBUHR, B.; HISS, M.; KAPLAN, U.; TRÖGER, K.-A.; VOIGT, S.; VOIGT, T.; WIESE, F.; WILMSEN, M. [Hrsg.] (im Druck): Lithostratigraphie der norddeutschen Oberkreide. – Schriftenr. dt. Ges. Geowiss.; Hannover.
- PAECKELMANN, W. (1943): Bericht über die Untersuchungen und Befahrungen des Strontianitbergbaus in der Gegend von Herbern-Ascheberg. – Bericht Archiv Geol. Dienst NRW: 4 S.; Krefeld. – [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.; Hannover.
- RIEGRAF, W.; SCHMITT-RIEGRAF, C. (1996): Der frühere Strontianitbergbau im Münsterland. – Natur- und Landschaftskunde, **32**: 25 – 30, 2 Abb.; Hamm.
- SCHERP, A.; STRÜBEL, G. (1974): Zur Barium-Strontium-Mineralisation: experimentelle und geologische Ergebnisse und Überlegungen erläutert am Beispiel des westlichen Deutschlands. – Mineralium deposita, **9** (2): 155 – 168, 4 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- SKUPIN, K. (1995), mit Beitr. von JÄGER, B.; MICHEL, G.; SCHNEIDER, F. K.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4316 Lippstadt. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4316**: 162 S., 18 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SPEHLING, H. (1973): Die Erzgänge des Erzbergwerkes Grund (Silbernaaler Ganzzug, Bergwerksglückler Gang und Laubhütter Gang). – Geol. Jb., **D2**: 205 S.; Hannover.
- SYLVESTER, A. G. (1988): Strike-slip faults. – Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1666 – 1703, 31 Fig.; Boulder/Col.
- VENATOR, E. (1882): Über das Vorkommen und die Gewinnung von Strontianit in Westfalen. – Berg- u. Hüttenmänn. Z., **41**: 1 – 4, 11 – 13 u. 18 – 19, 1 Kt.-Beil.; Leipzig.
- WEDEWARDT, M. (1995): Hydrochemie und Genese der Tiefenwässer im Ruhrrevier. – DMT-Berichte aus der Forsch. und Entw., **39**: 250 S., 60 Abb., 10 Tab. 2 Anl.; Bochum.
- WEGNER, Th. (1924): Das Auftreten von Kohlenwasserstoffen im Bereiche des westfälischen Karbons. – Glückauf, **30** (60): 631 – 642, 3 Abb.; Essen.
- WIEGEL, (1957): Zur Lagerung der Oberkreide im **südwestlichen Münsterland**. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1956**: 184 – 193, 5 Abb.; Stuttgart.

- WILCOX, R. E.; HARDING, T. P.; SEELY, D. R. (1973): Basic Wrench Tectonics. – Am. Ass. Petr. Geol. Bull., **57**: 74 – 96, 16 Abb., 1 Taf.; Tulsa, Okl.
- WOLANSKY, D. (1960): Ein „Umkehrverwurf“ im Deckgebirge am Ostschacht der Zeche Adolf von Hanseemann. – Glückauf, **96** (16): 1006 – 1010, 7 Abb.; Essen.
- WOLF, R. (1985): Tiefentektonik des linksrheinischen Steinkohlengebietes. – In: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 105 – 167, 37 Abb., 3 Tab., 9 Taf.; Krefeld.
- WOODCOCK, N. H.; FISCHER, M. (1986): Strike-slip duplexes. – Journal of Structural Geology, **8** (7): 725 – 735, 12 Fig.; Oxford.
- WREDE, V. (1992): Störungstektonik im Ruhrkarbon. – Z. angew. Geol., **38/2**: 94 – 104, 8 Abb.; Hannover.
- WREDE, V.; JANSEN, F. (1993): Nachweis quartärzeitlicher Bruchtektonik im Ruhrgebiet. – N. Jb. Geol. u. Paläont.; Mh., **1993** (12): 733 – 748, 5 Abb.; Stuttgart.



<b>scriptum</b>	<b>18</b>	29 – 43, 7 Abb., 4 Tab.	Krefeld 2009
-----------------	-----------	-------------------------	--------------

# Ein bemerkenswertes Pleistozän-Profil aus dem Bereich Dortmund-Brechten (südliches Münsterland)

Von

Manfred Frechen<sup>1)</sup>, Andreas Lenz<sup>2)</sup>, Klaus Skupin<sup>2)</sup>, Rüdiger Stritzke<sup>2)</sup>, Jacob Gosse Zandstra<sup>3)</sup>

## Inhalt

<b>1</b>	<b>Vorbemerkungen</b> .....	30
<b>2</b>	<b>Geologisch-morphologischer Überblick</b> .....	30
<b>3</b>	<b>Lumineszenz-Datierungen</b> .....	31
<b>4</b>	<b>Schichtenfolge</b> .....	32
	4.1 Weichsel-Kaltzeit .....	32
	4.1.1 Sandlöss .....	32
	4.1.2 Schwemmsand .....	32
	4.1.3 Lössfließerde .....	33
	4.2 Bodenbildung der Eem-Warmzeit .....	34
	4.3 Saale-Kaltzeit .....	35
	4.3.1 Warthe-Stadium .....	35
	4.3.1.1 Lössfließerde .....	35
	4.3.2 Drenthe-Stadium .....	35
	4.3.2.1 Nachschüttsand und Beckenschluff .....	35
	4.2.2.2 Grundmoräne .....	36
<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b> .....	38
<b>6</b>	<b>Aufschlüsse und Bohrungen</b> .....	39
	6.1 Aufschlüsse .....	39
	6.2 Bohrungen .....	40
<b>7</b>	<b>Verzeichnis der Schriften und Karten</b> .....	41
	7.1 Schriften .....	41
	7.2 Karten .....	43

Anschriften der Autoren:

- 1) Prof. Dr. Manfred Frechen, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut), Stilleweg 2, 30655 Hannover
- 2) Dipl.-Geogr. Andreas Lenz, Dr. Klaus Skupin und Dr. Rüdiger Stritzke, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld
- 3) Ing. Jacob Gosse Zandstra, Mozartstr. 142, NL-1962 AG Heemskerk

**Kurzfassung:** Bei Bauarbeiten für den 6-spurigen Ausbau der Bundesautobahn A 2 war bei Dortmund-Brechten eine quartärzeitliche Schichtenfolge auf einer Länge von mehreren hundert Metern 10 m tief aufgeschlossen. Sie reichte vom weichselzeitlichen Sandlöss an der Geländeoberfläche bis zur saalezeitlichen Grundmoräne im Liegenden. Hervorstechendstes Merkmal innerhalb der sandig-schluffigen Schichtenfolge war ein maximal 0,40 m mächtiger, schwarzgrauer, stark humoser, fossiler Bodenhorizont im Hangenden eines schwach bis stark tonigen Schluffpaketes, das aufgrund seiner Lage zwischen den drenthezeitlichen Ablagerungen (Grundmoräne, Nachschüttsand) an der Basis und dem hangenden Sandlöss des Weichsel-Spätglazials als Bildung des Warthe-Stadiums anzusprechen ist. Diese Einstufung wird bestätigt durch ein eemzeitliches Alter des fossilen Bodenhorizonts, das mittels Lumineszenz-Altersdatierungen bestimmt wurde. Die drenthezeitliche Grundmoräne gehört aufgrund der Leitgeschiebeanalyse mit einem hohen Anteil an Dalarna-Material dem zweiten saalezeitlichen Eisvorstoß (Drenthe-Stadium, Hamelner Phase) an. Bemerkenswert für die Grundmoräne sind Schollen aus rotem Geschiebemergel.

## 1 Vorbemerkungen

Bei Bauarbeiten für den 6-spurigen Ausbau der Bundesautobahn A 2 zwischen km 425,2+00 und km 431,0+00 (Abb. 1) war die quartärzeitliche Schichtenfolge im Bereich Dortmund-Brechten bis auf eine Tiefe von ca. 10 m aufgeschlossen. Geologisch gehört dieser Bereich zum Südrand des Münsterlandes mit einer gering mächtigen Quartär-Bedeckung über Gesteinen der Oberkreide. Die Quartär-Ablagerungen bestehen dort im Allgemeinen aus Moränen und Schmelzwasserablagerungen der Saale-Kaltzeit (Drenthe-Stadium), die unweit vom Rand des skandinavischen Inlandeises sedimentiert worden sind (RABITZ & HEWIG 1987).



Abb. 1 Lage des Untersuchungsgebietes

Im Hangenden dieser drenthezeitlichen Ablagerungen folgen teilweise humose, Schnecken führende Schluffe, feinsandige Schluffe und schluffige Feinsande, die bei der geologisch-bodenkundlichen Kartierung des Stadtkreises Dortmund als Jüngerer Löss des Warthe-Stadiums (I) und des Unterweichsels (II) (ERKWOH 1967, 1973) beziehungsweise Schwemmlöss und Schwemmsand (RABITZ & HEWIG 1987: 61) eingestuft wurden. Vergleichbare Sedimente in den Flussgebieten von Lippe und Ems werden dort dem Frühdrenthe (= Oberer Schneckensand) und dem frühen Abschnitt der Weichsel-Kaltzeit (= Schluff-Folge) zugeordnet (SKUPIN & STAUDE 1995). Für den Abschnitt des Warthe-Stadiums wurde hingegen Erosion und Abtragung angenommen. Den Abschluss bildet eine gering mächtige Bedeckung aus Löss und Sandlöss des Weichsel-Hochglazials, welche dem Nordrand der Lössprovinz des Hellwegs angehört (MÜLLER 1959).

Das Vorhandensein eines bis 0,40 m mächtigen Bodenhorizonts im oberen Teil der postdrenthezeitlichen bis unterweichselzeitlichen Sande und Schluffe legte es nahe, mittels pollenanalytischer Untersuchungen sowie Infrarot-Optisch-Stimulierte-Lumineszenz (IRSL)-Altersbestimmungen eine stratigrafische Einstufung des vorliegenden Profils vorzunehmen.

## 2 Geologisch-morphologischer Überblick

Das Profil erschließt Schichten im Süden der Westfälischen Tieflandsbucht zwischen Dortmund und Lünen. Dieser Bereich (= Derner Höhen) ist Teil des südlichen Münsterlandes mit einer schwach hügeligen, flach nach Norden einfallenden Geländeoberfläche. Stärkere Eintiefungen in dieser Landschaft bilden die von Osten nach Westen verlaufenden Flüsse Emscher und Lippe sowie das als flache Mulde entwickelte Hellwegtal mit seinen zahlreichen Nebentälchen. Die durchschnittliche Geländehöhe im Bereich der Höhenrücken beträgt ca. + 85 m NN, innerhalb des steil in den Untergrund eingetieften Emschertals fällt die Geländeoberfläche auf ca. + 65 m NN ab, im Bereich der Lippe werden Höhen von + 50 m NN erreicht.

Geologisch wird das flachhügelige Gelände zwischen Emscher und Lippe im Nordosten von Dortmund an der Geländeoberfläche von einer gering mächtigen Bedeckung aus Löss und Sandlöss eingenommen. Der Sandlöss vermittelt zwischen der Lösslandschaft des Hellwegs und den Flugsandgebieten des Münsterlandes. Darunter folgen die weichselzeit-

lichen Schwemm- und Talsandablagerungen der Flüsse, die Schwemmlöse und Lössfließerden an deren Talhänge sowie die glaziären Hinterlassenschaften der saalezeitlichen Vereisung mit Moränen, Schmelzwasserablagerungen und Beckensedimenten (BÄRTLING 1913 a: 281). Während der frühen Saale-Kaltzeit wurden die Schluffe des Oberen Schneckensandes mit den dazwischen liegenden humosen Bildungen der Wacken- oder Dömnitz-Warmzeit (SKUPIN & STRITZKE 2004) abgelagert. Entsprechende Bildungen sind aus dem Raum Dortmund durch die Untersuchungen von FRANKE (1929) und LAURENT (1936) bekannt. Im Liegenden der Quartär-Sedimente stehen im Untersuchungsgebiet die Tonmergelsteine des santonzeitlichen Emscher-Mergels an (RABITZ & HEWIG 1987: Abb. 5).

### 3 Lumineszenz-Datierungen

Mit Hilfe von Lumineszenz-Datierungen lässt sich das Alter von äolisch und fluviatil abgelagerten Sedimenten bestimmen. Datiert wird der Zeitraum, der seit der letzten Sonnenlicht-Exposition vergangen ist, das ist das Ablagerungs- oder Sedimentationsalter. Das Datierungsprinzip der Lumineszenz beruht auf dem Anwachsen eines Strahlenschadens im Kristallgitter nicht-leitender Minerale wie Quarz und Feldspäte, verursacht durch die natürliche Radioaktivität im Sediment. Die Proben aus Dortmund-Brechten wurden mit Infrarot-Optisch-Stimulierter-Lumineszenz (IRSL) untersucht. In dieser Studie wurde die polymineralische Feinkornfraktion der Korngröße 4 – 11 µm analysiert. Aufbereitungs- und Messverfahren wurden ausführlich in FRECHEN & SCHWEITZER & ZANDER (1996) und FRECHEN & TERHORST & RÄHLE (2007) beschrieben.

Die dosimetrischen Ergebnisse wurden gammaspektrometrisch bestimmt. Die Ergebnisse finden sich in Tabelle 1. Die Dosisleistung der vier Proben lässt eine Zweiteilung erkennen, die granulometrisch bedingt ist. Für die oberste (TL1) und unterste (TL4) Probe wurden Dosisleistungen von  $2,22 \pm 0,16$  Gy/ka (Gy: Gray; ka: 1 000 Jahre) und  $1,97 \pm 0,14$  Gy/ka bestimmt. Die beiden mittleren Proben (TL2 u. TL 3) haben aufgrund des deutlich höheren Ton- und Schluffgehaltes Werte von  $3,69 \pm 0,27$  Gy/ka und  $3,59 \pm 0,26$  Gy/ka.

**IRSL-Alter sowie Resultate der Äquivalentdosis-Bestimmungen  
und dosimetrische Ergebnisse der Sedimentproben aus Dortmund-Brechten**

Probe	Lab.-ID	Tiefe (m)	Uranium (ppm)	Thorium (ppm)	Kalium (%)	H <sub>2</sub> O (%)	Dosisleistung (Gy/ka)	Äquivalentdosis (Gy)	IRSL-Alter (ka)
TL1	964	4,00	1,56 ± 0,01	5,13 ± 0,02	1,22 ± 0,01	15 ± 5	2,22 ± 0,16	27,7 ± 4,1	12,4 ± 2,0
TL2	965	5,60	3,02 ± 0,02	13,14 ± 0,04	1,41 ± 0,01	15 ± 5	3,69 ± 0,27	359,6 ± 8,6	97,6 ± 7,6
TL3	966	6,30	1,17 ± 0,01	4,56 ± 0,03	1,17 ± 0,01	15 ± 5	3,59 ± 0,26	458,2 ± 12,5	128 ± 10
TL4	967	7,70	2,65 ± 0,02	10,60 ± 0,01	1,77 ± 0,01	20 ± 5	1,97 ± 0,14	509,9 ± 7,4	259 ± 18

Alpha efficiency:  $0,08 \pm 0,02$

Für die IRSL-Äquivalentdosis wurden Werte zwischen  $27,4 \pm 4,1$  Gy und  $509,9 \pm 7,4$  Gy bestimmt. Die IRSL-Alter sind stratigrafisch konsistent und nehmen zum Liegenden hin zu. Für die stratigrafisch jüngste Probe wurde ein IRSL-Alter von  $12\,400 \pm 2\,000$  J. v. h. kalkuliert. Dies entspricht einem spätglazialen Sedimentationsalter. Ähnliche IRSL-Alter wurden beispielsweise für Löss aus dem Elsbachtal bei Grevenbroich bestimmt (BOENIGK & FRECHEN 1995). Die Proben TL2 und TL 3, aus tonigem Grobschluff entnommen, ergaben IRSL-Alter von  $97\,600 \pm 7\,600$  und  $128\,000 \pm 10\,000$  J. v. h. Diese Alter liegen in einem Datierungsbereich, für den signifikante Altersunterbestimmungen von 20 – 30 % wahrscheinlich sind (FRECHEN et al. 1992). Dies bedeutet, dass für beide Proben ein saalezeitliches Sedimentationsalter bestimmt wurde. Die Probe TL2 wurde jedoch aus einer Lössfließerde oberhalb der vermutlich eemzeitlichen Bodenbildung entnommen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass das Sediment während des Transportvorganges durch Solifluktion nicht ausreichend lange oder überhaupt nicht dem Sonnenlicht ausgesetzt war und somit für diese Sedimentprobe die Datierungsvoraussetzungen nicht erfüllt sind. Das ererbte Signal blieb erhalten und täuscht im Kontext zur oben genannten Altersunterbestimmung ein korrektes frühweichselzeitliches Sedimentationsalter vor. Die Probe TL2 ist ein gutes Beispiel für eine Lumineszenz-Datierung, bei der das numerische Ergebnis mit dem geologisch erwarteten Alter übereinstimmt, aus methodischen Gründen jedoch ein deutlich höheres Alter erwarten lässt.

Die stratigrafisch älteste Probe ergab ein IRSL-Alter von  $259\,000 \pm 18\,000$  J. v. h.; eine Altersunterbestimmung ist sehr wahrscheinlich, sodass dieses IRSL-Alter als ein Mindestalter ( $> 259\,000$  J. v. h.) zu verstehen ist.

## 4 Schichtenfolge

### 4.1 Weichsel-Kaltzeit

#### 4.1.1 Sandlöss

Im Bereich Dortmund-Brechten nordöstlich von Dortmund wird die quartäre Schichtenfolge zuoberst von einer Abfolge von braunen bis graubraunen sandigen Schluffen und schluffigen Sanden eingenommen (Abb. 2). Nach ERKWOH (1974: 40) sind die Anteile von Feinsand, Mittelsand und Grobschluff fast gleich groß, wobei der Anteil des Feinsandes leicht erhöht



ist. Die Lokalität gehört zu einer 0,2 – 2 km breiten Zone von Sandlöss, in der schluffige Feinsande mit Lössbändern wechsellagern und nördlich einer Linie Castrop-Rauxel – Mengede – Brechten – Derne – Lünen – Horstmar in Flugsande übergehen (ERKWOH 1973: 21). Nach BÄRTLING (1913 b) sind im Sandlöss stellenweise auch Kieseinlagerungen anzutreffen. Nach Süden vermittelt der Sandlöss zur Lössprovinz des Hellwegs, die sich vom Ruhrgebiet über den Hellweg bis nach Paderborn erstreckt (MÜLLER 1959). Die Mächtigkeit des Sandlösses kann dort mehrere Meter erreichen (RABITZ & HEWIG 1987: 67). Nach einer an dem Profil Dortmund-Brechten vorgenommenen IRSL-Altersdatierung ergab sich für den tiefsten Teil des Sandlösses ein Alter von  $12\,400 \pm 2\,000$  (J. v. h.), wonach die Ablagerung des Sandlösses in das Weichsel-Spätglazial (Ältere *Dryas*-Zeit) zu stellen ist (Tab. 2).

Abb. 2

Geologisches Profil des Aufschlusses Dortmund-Brechten

#### 4.1.2 Schwemmsand

An der Basis des Sandlösses folgt ein 0,4 m mächtiges Paket aus gelbbraunem, schluffigem Sand (70 % Sand, 28 % Schluff, 2 % Ton) in dessen unterstem Teil gelegentlich einzelne Fein- bis Mittelkiese aus nordischem Kristallin eingeschaltet sind. Entsprechende Vorkommen zwischen Kemminghausen und Brechten am nördlichen Talhang des Süggebaches wurden von ERKWOH (1967) als sandige Äquivalente des Sandlösses angesprochen. Aufgrund der darin vorhandenen Mittelsande, Fein- und Mittelkiese handelt es sich nach RABITZ & HEWIG (1987: 67) jedoch vermutlich um Verschwemmungsablagerungen (= Schwemmsand), die von den benachbarten Höhen abgespült wurden und dabei glazifluviatile Komponenten aufgenommen haben. Als Entstehungszeitraum des Schwemmsands wird von ihnen gleichfalls der Abschnitt des Weichsel-Hoch- bis Spätglazials angenommen.

Als weitere Entstehungsmöglichkeit kommt jedoch auch eine spätweichselzeitliche Ablagerung des Süggebaches, einem Zufluss der Lippe, in Form des Talsands in Betracht. Die Niederterrassenablagerungen von Emscher, Hellwegtal und Lippe bestehen dort generell aus einer Abfolge aus Kies, Sanden und Schluffen, die teils fluviatil, teils durch periglaziale Solifluktion (Bodenfließen) und Ablation (Abspülung) an ihren heutigen Ablagerungsort gelangt sind. Die Gliederung der Niederterrassenablagerungen geht hierbei auf STEUSLOFF (1933, 1934) zurück, der die Emscher-Terrassen in mehreren Abschnitten petrografisch untergliederte. Nachfolgend wurde diese Gliederung im Raum Mülheim/Ruhr durch litho- und biostratigrafische Untersuchungen nur leicht modifiziert (JANSEN & DROZDZEWSKI 1986). Danach gehört der oberste Abschnitt der Älteren Niederterrasse, der sogenannte Ältere Talsand, dem Weichsel-Spätglazial an. Physikalisch-chemische Datierungen erbrachten für diesen Abschnitt ein IRSL-Alter von  $16\,300 \pm 2\,500$  J. v. h. (LM, hierbei handelt es sich um eine Altersbestimmung anhand eines Mischpräparates aus Quarz- und Feldspatmineralen, sogenannten Leichtmineralen; FRECHEN 1995) beziehungsweise ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $12\,095 \pm 95$  J. v. h. (VON KOENIGSWALD et al. 1995). Im Bereich der Lippe wird der Talsand lithostratigrafisch der Älteren *Dryas*-Zeit zugeordnet (SKUPIN & STAUDE 1995).

### 4.1.3 Lössfließerde

Unter dem Schwemmsand wird das Material bindiger und wird abgelöst durch ein ca. 0,50 – 0,60 m mächtiges Paket von grauem, tonigem Material, das zu 81 % aus Schluff (davon 52 % Grobschluff), 17 % Ton und 2 % Sand besteht. Sein oberer Teil ist in einem Bereich von wenigen Zentimetern durch Eisenoxid gelb- bis rostbraun verfärbt und ragt taschenförmig in den darunter liegenden grauen bis dunkelgrauen Schluff hinein. Die Eisenoxidabscheidung ist typisch für den Materialwechsel, das heißt für den Grenzbereich Sand/Schluff. Die taschenförmigen Verwürfungen könnten durch Kryoturbationen im Frost- und Auftaubereich nahe der ehemaligen Geländeoberfläche verursacht worden sein, ein Zeichen für die ehemaligen periglaziären Klimaverhältnisse.

In diesem Abschnitt wurden als Besonderheit einige Molluskenschalen nachgewiesen, die verschiedenen Land- und Wasserschnecken sowie einer Muschel angehören (Bestimmung H. SCHÜTT; Düsseldorf-Benrath). Im Einzelnen wurden zahlreiche Exemplare von *Succinella oblonga* (DRAPARNAUD) sowie einzelne Stücke von *Vertigo genesii* (GREDLER), *Deroceras laeve* (O. F. MÜLLER), *Arion subfuscus* (DRAPARNAUD) und *Bithynia tentaculata* (LINNAEUS) nachgewiesen. Außerdem fand sich die rechte Schalenklappe von *Pisidium henslowanum* (SHEPPARD), einer kleine Muschel.

Nach den Untersuchungen von LOŽEK (1964 a, 1964 b) lassen sich aufgrund der vorliegenden Schneckenfauna Aussagen zu den damaligen klimatischen und ökologischen Verhältnissen machen. So lebt *Succinea oblonga* (DRAPARNAUD) an Schilf und Kräutern direkt über der Wasseroberfläche. *Vertigo genesii* (GREDLER) kommt als mesophile Sumpf- und Wasserschnecke heute nur noch in Nordskandinavien und in der Schweiz vor. Ihre Verbreitung ist boreo-alpin. Für sumpfige Verhältnisse spricht auch das Vorkommen der Schnecke *Deroceras laeve* (O. F. MÜLLER) sowie der Muschel *Pisidium henslowanum* (SHEPPARD). Bei *Arion subfuscus* (DRAPARNAUD) und *Bithynia tentaculata* (LINNAEUS) handelt es sich um Wasserschnecken. Insgesamt weisen die vorhandenen Molluskenreste auf eine an feuchte Verhältnisse geknüpfte Tundrenassoziatiion in der Übergangsphase zum Hochglazial hin. Die Fauna unterscheidet sich somit deutlich von der normalen Lössfauna des Jüngeren Lösses, wie sie etwa weiter südlich im Stadtteil Dortmund-Schüren bei der Untertunnelung

Tabelle 2

#### Gliederung des Quartärs

Jahre vor heute	überregionale Gliederung				Schichten in Dortmund-Brechten
— 110 000	<b>PLEISTOZÄN</b>	Oberpleistozän	Weichsel	Spätglazial	Löss, Sandlöss
				Hochglazial	
				Frühglazial	
— 127 000		Mittelpleistozän	Eem		Bodenbildung
Saale				Warthe	Lössfließerde
			Vorselaer		
			Drenthe	Nachschüttsand und Beckenschluff Grundmoräne	
			Vorschüttsand		
— 330 000			Frühsaale	Wacken/Schöninggen	Oberer Schnecken- Wacken-Schichten sand
				Fuhne	
		Holstein		Unterer Schneckensand	
		Elster		Ältere Mittelterrasse	

nachgewiesen

des Westfalendamms durch die Bahnlinie (TK 25: Blatt 4410 Dortmund: R <sup>26</sup>03 625, H <sup>57</sup>08 650) in den tieferen Schichten des Lösses durch LAURENT in FRANKE & FRANKE (1925: 109) nachgewiesen wurde. Bei den dort gefundenen Formen handelte es sich hauptsächlich um die kälteliebenden Landschnecken *Succinella oblonga* (DRAPARNAUD), *Succinea antiqua* COLBEAU und *Pupilla (Pupilla) muscorum* MÜLLER, *Trichia (Trichia) hispida* (LINNAEUS), *Vallonia pulchella* (MÜLLER) und *Arianta arbustorum* (LINNAEUS), die auf mehr trockene Habitate hinweisen.

Eine IRSL-Altersdatierung für diesen Profilabschnitt ergab ein Alter von  $97\,600 \pm 7\,600$  J. v. h. Eine eindeutige Ableitung des Sedimentationsalters aus diesem IRSL-Alter ist nicht möglich. Es ist sehr wahrscheinlich, dass dieses IRSL-Alter altersunterbestimmt ist und somit für das Ausgangsmaterial eine saalezeitliche Sedimentation wahrscheinlich ist. Aufgrund der Solifluktion sind die Sedimentkörner vor der Ablagerung nicht dem Sonnenlicht ausgesetzt gewesen, sodass die ererbte Altersinformation (Saale-Kaltzeit) erhalten blieb. Ähnliche Ergebnisse und Interpretationen wurden für das Profil Rheindahlen (Mönchengladbach) erzielt (FRECHEN et al. 1992). Aufgrund der Lage der Lössfließerde über der Bodenbildung der Eem-Warmzeit (s. Kap. 6.1) fand die Sedimentation jedoch mit Sicherheit erst im tiefsten Abschnitt der Weichsel-Kaltzeit statt und entspricht somit lithostratigrafisch vermutlich dem Abschnitt der Schluff-Folge im Sedimentationsgebiet von Lippe und Ems (Tab. 2). Eine lithologische und faunistische Beschreibung dieses Abschnitts aus dem Ahse-Tal bei Hamm findet sich bei ANT (1963).

## 4.2 Bodenbildung der Eem-Warmzeit

Als auffallendstes Schichtglied innerhalb des Profils folgt unter der Lössfließerde eine Zone aus stärker tonigem, humosem bis stark humosem Schluff, die seitwärts des Profils über eine Erstreckung von mehreren Zehnermetern nachzuweisen ist (Abb. 3) und dabei zum Teil bis nahe an die Geländeoberfläche heranreicht. Bei dem Bodenhorizont handelt es sich um ein bis 0,40 m mächtiges Paket aus schwach tonigem, schwach feindsandigem Schluff mit max. 1,6 % C<sub>org</sub>.



Im Hangenden und Liegenden nimmt der Humusgehalt mehr oder weniger rasch ab und das Sediment geht in einen humusarmen, grauen bis dunkelgrauen, tonigen Schluff über. Trichter- bis keilförmige Mächtigkeitszunahmen innerhalb des Horizonts (Abb. 3) sind als Humusanreicherungen entlang von ehemaligen Wurzelbahnen zu interpretieren. Eine an dem humosen Material durchgeführte Pollenanalyse erbrachte nur wenige Pollen von *Pinus* (Kiefer), *Picea* (Fichte) und *Betula* (Birke), weshalb der beprobte Abschnitt nicht eindeutig einem Interglazial oder Interstadial zugeordnet werden konnte. Das Gleiche gilt für eine parallel dazu durchgeführte physikalisch-chemische Altersdatierung mittels <sup>14</sup>C-Methode, die einen Wert von  $> 36\,700$  J. v. h., erbrachte, was allerdings nur ein Mindestalter darstellt. Durch eine IRSL-Altersdatierung des Grobschluffs unterhalb der Bodenbildung wurde ein IRSL-Alter von  $128\,000 \pm 10\,000$  J. v. h. ermittelt. Unter Berücksichtigung der Altersunterbestimmung für diesen Zeitbereich ergibt sich für das Ausgangsmaterial ein saalezeitliches Sedimentationsalter. Die Bodenbildung erfolgte im Verlaufe der Eem-Warmzeit.

Abb. 3  
Bodenhorizont der Eem-Warmzeit im Hangenden von warthezeitlicher Lössfließerde

## 4.3 Saale-Kaltzeit

### 4.3.1 Warthe-Stadium

#### 4.3.1.1 Lössfließerde

Im Liegenden des Bodenhorizonts setzt sich die Abfolge aus grauem bis dunkelgrauem oder grünlich grauem, schwach tonigem bis tonigem Schluff bis in eine Tiefe von 7,60 m fort. Nach einer daran vorgenommenen Korngrößenanalyse besteht das Material aus 77 % Schluff, 21 % Ton und 2 % Feinsand. Es handelt sich um eine Lössfließerde. Darunter folgen Fein- bis Mittelsande (Nachschüttsand und Beckenschluff) des Drenthe-Stadiums.

Aufgrund der im Liegenden vorhandenen Sedimente des Drenthe-Stadiums (Kap. 4.3.2) und der Bodenbildung des Eems (Kap. 4.2) im Hangenden wurde der Schluff in das Warthe-Stadium der Saale-Kaltzeit eingeordnet. Ein derartiges Alter wurde bereits früher für die im Raum Dortmund unter dem weichselzeitlichen Löss anstehenden „Schwemmlösse“ angenommen, ohne dass ein genauer Beleg dafür gegeben war (ERKWOH 1967, 1973: 32). Grundlage hierfür war neben einer oberen Entkalkungszone, wie sie für den normalen Löss typisch ist, eine zweite, tiefere Entkalkungszone (RABITZ & HEWIG 1987: 66). Der Nachweis eines älteren, warthezeitlichen Lösses in diesem Raum widerspricht somit der Annahme, dass es während dieses Zeitraums im Gebiet des zentralen und östlichen Münsterlandes nur eine Phase der Erosion und Abtragung gegeben hat (ARNOLD 1960, SKUPIN & STAUDE 1995). Ansonsten sind ältere Lösses vor allem aus dem frühen Drenthe-Stadium im Vorfeld der Saale-Vereisung unterhalb der Saale-Grundmoräne bekannt (= Oberer Schneekensand; SKUPIN & STAUDE 1995).

### 4.3.2 Drenthe-Stadium

Die Hinterlassenschaften des saalezeitlichen Inlandeises erreichen im Bereich von Dortmund-Brechten, unweit des ehemaligen Südrandes der Vereisung, nur noch eine geringe Mächtigkeit. Nach ERKWOH (1967: 8) ist im Norden von Dortmund eine ca. 1 m mächtige Geschiebelehmdecke überliefert, die sich südlich des Haarstrangs mehr und mehr in einzelne, unzusammenhängende Vorkommen auflöst und deren ehemalige Verbreitung schließlich nur noch anhand einzelner Findlinge zu erkennen ist. Danach ist die Grenze der südlichsten Geschiebelehmvorkommen von Ost nach West ungefähr zwischen den Ortschaften Sölderholz, Berghofen, Wichlinghofen, Kirchhörde und Lüttringhausen auf einer Geländehöhe von + 175 m NN belegt. Der südlichste und zugleich höchstgelegene Geschiebeblock (Findling) wurde in der Vinklöther Mark am Elberg (ca. + 200 m NN) nachgewiesen. Über dem Geschiebelehm folgen im Bereich von Dortmund-Brechten gering mächtige Sande und Kiese, die als Nachschüttbildungen anzusprechen sind. Die Ablagerungen werden von glazilimnischen Schlufflagen unterbrochen (s. Kap. 4.3.2.1).

#### 4.3.2.1 Nachschüttsand und Beckenschluff

Die über der Grundmoräne folgenden Nachschüttablagerungen sind im Allgemeinen nur gering mächtig. Sie erreichen im vorliegenden Profil eine Mächtigkeit von 0,35 m und bestehen aus einem schwach schluffigen, schwach kiesigen Mittel- bis Grobsand (10 % Kies, 82 % Sand, 8 % Ton und Schluff), der immer wieder von einzelnen dünnen Lagen aus Beckenschluff unterbrochen wird. Letztere sind durch Gefrier- und Auftauvorgänge (Kryoturbationen) wellig verformt und zum Teil tropfenförmig in den Nachschüttsand eingesenkt (Abb. 4). Die Mächtigkeit des Nachschüttsandes ist stark abhängig vom Relief der darunter anstehenden Grundmoräne und kann an anderen Stellen bis 2 m erreichen. Eine an diesem Sediment vorgenommene Datierung ergab ein IRSL-Alter von  $259\,000 \pm 18\,000$  J. v. h., was als Mindestalter anzusehen ist. Eine Altersüberbestimmung aufgrund unvollständiger Bleichung ist wie bei Probe TL 2 nicht auszuschließen.



Abb. 4 Nachschüttsand mit Lagen von Beckenschluff

### 4.3.2.2 Grundmoräne

Bei der unter den Nachschüttsanden folgenden Grundmoräne handelt es sich großenteils um einen kalkreichen, dunkel- bis schwarzgrauen Geschiebemergel mit 17 % Ton, 34 % Schluff, 46 % Sand und 3 % Kies mit kleinstückigen Einlagerungen von Mergelkalk- und Sandmergelsteinen der Oberkreide sowie nordischen Kristallingeschieben. Die glaukonitischen, grünlichen Sandmergelsteine sind vermutlich von den weiter nördlich anstehenden Oberkreide-Gesteinen des Obersantons bis Untercampan abzuleiten. Der Tonanteil darin stammt vermutlich von dem in der näheren und weiteren Umgebung anstehenden Emscher-Mergel des Mittelconiacs bis Mittelsantons. Nach einem ehemaligen, ca. 2 km östlich gelegenen Aufschluss an der Kreuzung der Bundesautobahn A 2 mit der Bundesstraße B 236n zwischen Kirchderne und Derne wurden die Gesteine des Emscher-Mergels vom saalezeitlichen Gletscher zum Teil auch in Form großer Schollen bis in diesen Bereich transportiert (vgl. RABITZ & HEWIG 1987: 59). Auffallend sind des Weiteren Einschaltungen eines rotbraunen bis blassroten, tonreichen Geschiebemergels, der die dunklen Tone in Form von dünn-schichtigen Lagen oder Schlieren durchzieht (Abb. 5). Hierbei handelt es sich in der Regel um scharf begrenzte Körper, Glazialschollen, die in anderen Gebieten Nordwestdeutschlands und den Niederlanden als „rode keilemschollen“ bekannt sind. Im Noordoostpoldergebiet sowie in Drente sind sehr viele kleine, aber auch bis 140 m lange, scharf begrenzte Glazialschollen nachgewiesen (DE WAARD 1949).

Durch den Druck bei der Vorwärtsbewegung des Moränenkörpers sind die Schollen zwar abgeschert, jedoch nicht durcheinander geknetet worden. Vielmehr handelt es sich um scharf begrenzte Körper. Die primär meistens karminrote Farbe der Glazialschollen ist die Folge der Anwesenheit von Hämatit. Bei der Oxydation dieses Minerals kann die hämatitrote Farbe auch in eine rostbraune übergehen. Die Herkunft ist auf jeden Fall der Ostseeraum.

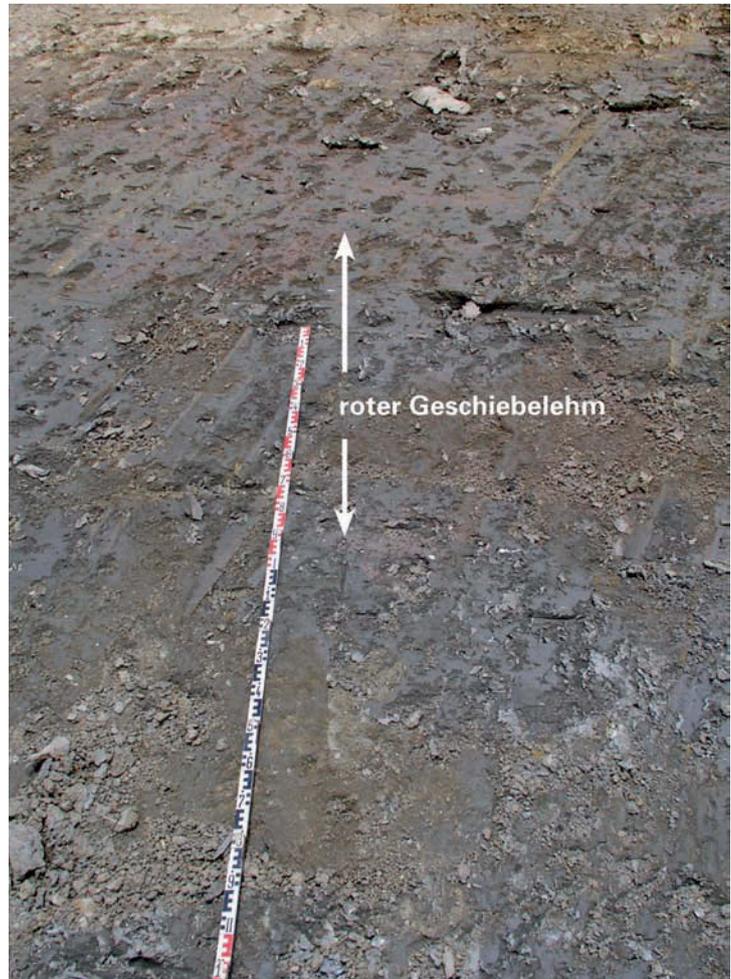
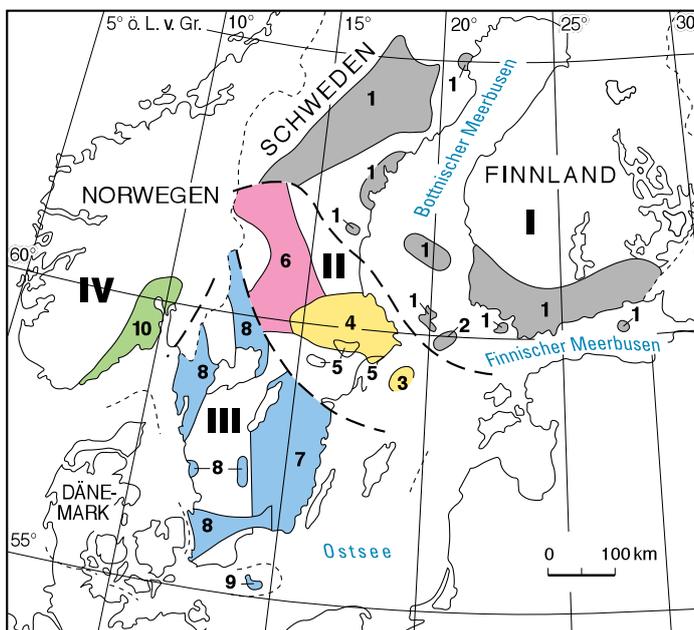


Abb. 5 Saalezeitliche Grundmoräne mit Schollen aus rotem Geschiebemergel



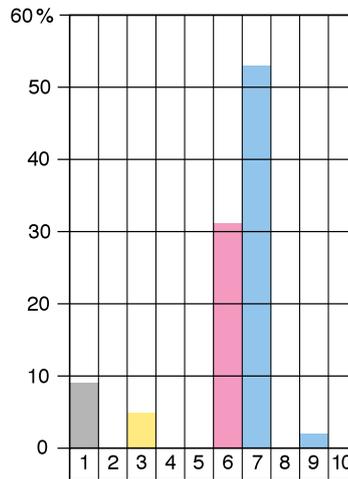
Feinkiesanalysen (Fraktionen 3 – 5 mm u. 5 – 20 mm) an den beiden verschiedenfarbigen Moränen ergaben deutliche Unterschiede hinsichtlich der Zusammensetzung (Tab. 3). Innerhalb der dunkelgrauen Moräne konnten aufgrund der Feinkiesanalysen zwei weitere Geschiebemergelvarietäten identifiziert werden:

**Dunkelgraue Moräne (Geschiebemergel 1):** Die Fraktion 3 – 5 mm fehlt. In der Fraktion 5 – 20 mm wurden 14,9 % nordischer Feuerstein und 28,1 % Kalkstein, bestehend aus 8,8 % nordischer Schreibkreide, 17,5 % ordovizischem Kalkstein und 1,8 % einheimischen, glaukonitarmen Kreide-Kalksteinen nachgewiesen. An einheimischen Bestandteilen fanden sich des Weiteren 7,9 % Karbon-Sandstein und 3,5 % Tonschiefer. Hieraus geht hervor, dass der An-

Abb. 6 Einteilung der Herkunftsgebiete fennoskandischer kristalliner Leitgeschiebe (I – IV nach HESEMANN 1930 a, 1930 b; 1 – 10 nach ZANDSTRA 1983, 1988)

teil der einheimischen Geschiebe viel geringer ist als im Geschiebemergel 2 (s. u.). Die kristalline Restgruppe (30,7 %) sowie der nicht gerundete Feuerstein sind nordischer Herkunft.

**Dunkelgraue Moräne (Geschiebemergel 2):** Nach den vorliegenden Untersuchungen enthält der Geschiebemergel 2 innerhalb der Fraktion 3 – 5 mm 50,2 % Kalkstein mit sehr viel einheimischem Material, insbesondere eckige bis kantengerundete, meist glaukonitarme, fossilreiche, grauweiße und weißgelbe Kreide-Kalke (31,5 %). Der Anteil an nördlichen Kalken ist relativ gering mit 14 % ordovizischem Kalkstein und 4,7 % Schreibkreide. Die Feuersteinsumme ist mit 1,3 % nur klein. Hierbei handelt es sich ausschließlich um Gangquarz des Rheinischen Schiefergebirges, der über die Flüsse Rhein und Maas und aus deren Terrassenablagerungen in die Stauchmoränen gelangt ist. Rheinkies ist mit ca. 20 – 60 % vertreten. Ähnliches gilt für die Analyse der Fraktion 5 – 20 mm, wobei der Anteil an einheimischem Material dort jedoch etwas geringer ist.



**Zählung D 373  
Dortmund-Brechten**

HZ 1460  
KL 13

Dalarna-Porphyr-Gemeinschaft  
der Heerenveen-Moränengruppe

Abb. 7 Leitgeschiebeführung der Moräne von Dortmund-Brechten

Die wechselnde Zusammensetzung der dunkelgrauen Grundmoräne (Geschiebemergel 1 und 2) in diesem Gebiet ist wahrscheinlich durch die südliche Lage bedingt, wo die Materialzufuhr aus dem unmittelbaren Gesteinsuntergrund sehr viel stärkeren Schwankungen unterworfen ist („Lokalmoräne“).

**Rote Moräne:** Die rote Moräne enthält in beiden Fraktionen ungefähr 60 % nördlichen Kalkstein, insbesondere aus dem Ordovizium des Ostseeraums in Form von grauem und leicht rötlichem Orthocerenkalk. Weiße Schreibkreide ist mit 2 – 3 % vertreten. Der Anteil an Feuerstein als Begleiter der Schreibkreide des Ostseeraums beträgt 0,3 – 0,5 %. Rheinkies

**Tabelle 3**

**Kiesanalysen aus zwei Moränen von Dortmund-Brechten**

Probe	Fundstelle und Sediment	Korngrößenbereich (mm)	gezählte Körner	Quarzsumme (%)	Gangquarz (%)	Restquarz (%)	Feuerstein, nicht gerundet (%)	Feuerstein, gerundet (%)	Porphyr (%)	Quarz mit weißem Feldspat und weißem/grauem Feldspat (%)	kristalline Restgruppe (%)	Lyditgruppe (%)	Buntsandstein (%)	Kalkstein (%)	sedimentäre Restgruppe (%)	nordische Bestandteile (%)	Rheinkies und lokale, einheimische Bestandteile (%)
1	<b>dunkelgraue Moräne</b> Geschiebemergel 1	5 – 20	114	3,5	—	3,5	14,9	—	—	—	30,7	—	—	28,1	23	80	20
2	<b>dunkelgraue Moräne</b> Geschiebemergel 2	3 – 5	150	6,6	1,3	5,3	1,3	—	—	—	21	—	—	50,2	21	60	40
3	<b>dunkelgraue Moräne</b> Geschiebemergel 2	5 – 20	114	4,4	—	4,4	3,5	—	—	—	21	—	—	55	16	40	60
4	<b>rote Moräne</b>	3 – 5	300	1	—	1	0,3	—	0,3	0,3	26	—	—	59	13	95	5
5	<b>rote Moräne</b>	5 – 20	210	0,5	—	0,5	0,5	—	—	—	21	—	—	60	18	95	5

macht etwa 5 % aus. Geringe Anteile an einheimischem Karbon-Sandstein sowie Ton- und Schluffstein sind als Verunreinigungen bei der Probennahme anzusehen.

Eine Leitgeschiebeanalyse (D 373) aus den hangendsten Partien der Grundmoräne ergab eine Hesemannzahl von HZ = 1460 beziehungsweise eine Geschiebekombinationsklasse KL = 13 nach ZANDSTRA (1983, 1987, 1988; Abb. 6). Nach der vorliegenden Leitgeschiebeführung gehört das Grundmoränenvorkommen von Dortmund-Brechten zur Heerenveen-Moränengruppe (jüngerer Teil) mit einem erhöhten Prozentsatz (31 %) an Geschieben aus dem westlichen Mittelschweden (Dalarna) (Abb. 7 u. Tab. 4). Dies bedeutet, dass das Ruhrgebiet entgegen der bisherigen Kenntnis ebenfalls vom zweiten saalezeitlichen Inlandeisvorstoß erreicht worden ist, nachdem die Grenze bisher weiter nördlich der Lippe vermutet wurde (SKUPIN et al. 1993: 109).

**Tabelle 4**

**Einteilung der Herkunftsgebiete fennoskandischer kristalliner Leitgeschiebe**

	<b>HESEMANN</b> (1930 a, 1930 b, 1939)	<b>ZANDSTRA</b> (1983, 1988, 1993)	
<b>I</b>	Ostfennoskandien	<b>1</b> Ostfennoskandien <b>2</b> Ostsee südlich von Åland	Ostfennoskandien
<b>II</b>	Mittelschweden und angrenzende Ostsee	<b>3</b> Ostsee bei Stockholm <b>4</b> Uppland und Umgebung <b>5</b> Stockholm und Umgebung	östliches Mittelschweden
		<b>6</b> Dalarna und Umgebung	westliches Mittelschweden
<b>III</b>	Südschweden und angrenzende Ostsee	<b>7</b> Småland / Värmland <b>8</b> übriges Südschweden <b>9</b> Bornholm (Dänemark)	Südschweden und Bornholm
<b>IV</b>	Südnorwegen	<b>10</b> Südnorwegen	Südnorwegen

## 5 Ergebnisse

Die Schichtenfolge des Profils Dortmund-Brechten umfasst chronostratigrafisch den Abschnitt zwischen dem Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit (Grundmoräne, Nachschüttsand, Beckenschluff) und dem Spätglazial der Weichsel-Kaltzeit (Sandlöss; vgl. Tab. 2). Dazwischen finden sich Lössfließerden des Warthe-Stadiums und des Weichsel-Frühglazials sowie eine Bodenbildung der Eem-Warmzeit. Die basale, aus dunkelgrauem bis schwarzgrauem Geschiebemergel bestehende Grundmoräne wurde aufgrund des Geschiebeinhalts (31 % Dalarna-Material) vermutlich vom zweiten saalezeitlichen Gletscher (Drenthe-Stadium) abgelagert. Die darin vorhandenen Schollen aus rotem Geschiebemergel sind hingegen vermutlich aus dem Ostseeraum abzuleiten, wo sie insbesondere innerhalb der elsterzeitlichen und warthezeitlichen Moränenablagerungen beobachtet wurden. In Norddeutschland sind derartige rote Moränen vor allem aus dem Raum Niedersachsen und Hamburg bekannt (EHLERS 1992). Die rote Farbe ist dort typisch für die Elster-Moräne östlich von Hannover sowie insbesondere die Warthe-Moräne in der Nienburg-Meppener-Geest westlich der Hunte (LÜTTIG 1958). In jüngerer Zeit wurde ein roter Geschiebemergel auch in den weichselzeitlichen Moränen von Dänemark, Norddeutschland und Polen nachgewiesen (KABEL 1982, STEPHAN 1987, JASIEWICZ 2007). Die Drenthe-Hauptmoräne ist dagegen meist einheitlich schwarz bis schwarzgrau oder etwas hellgrau gefärbt. Ausnahmen bilden die Vorkommen bei Oldenburg (HÖFLE 1979), im Raum Hamburg (EHLERS 1981), dem Emsland zwischen Lingen und Herzlake (DUPHORN et al. 1973) sowie dem Gebiet zwischen der Hunte und den nördlichen Niederlanden (K.-D. MEYER 1982). Eine rote Saale-Moräne (Nijmegen-Moräne) wurde in den vergangenen Jahren auch in den Stauchmoränenvorkommen des Niederrheins nachgewiesen (HEINE 1983, SKUPIN & ZANDSTRA, in Vorber.).

## 6 Aufschlüsse und Bohrungen

### 6.1 Aufschlüsse

Name: Straßenaufschluss Dortmund-Brechten (A 2)  
Lage: R <sup>26</sup>01 570, H <sup>57</sup>16 685; + 85,0 m NN  
Zweck: Straßenbaumaßnahme  
Zeitraum: 22.06.05  
Bearbeiter: A. LENZ, K. SKUPIN (Schichtenfolge), R. STRITZKE (Pollenanalyse), A. TECHMER (Lumineszenz-Analytik), J. G. ZANDSTRA (Leitgeschiebeanalyse)

#### Profil:

- 4,30 m	Schluff/Feinsand im Wechsel, gelbgrau bis gelbgrau TL-Datierung bei 4,00 m	Sandlöss (Weichsel-Spätglazial)
- 4,90 m	Feinsand, gelbgrau bis gelbbraun, an der Basis einzelne Fein- und Mittelkiese Korngrößenanalyse bei 4,70 m	Talsand (Weichsel-Frühglazial)
- 4,95 m	Grobschluff , feinsandig, durch Fe-Oxid rostbraun	Lössfließerde (Weichsel-Frühglazial)
- 5,15 m	Grobschluff, grau, stellenweise graubraun	"
- 5,20 m	Grobschluff, durch Fe-Oxid rostbraun, stellenweise taschenförmig in den darunter liegenden Schluff eingelassen	"
- 5,50 m	Grobschluff, tonig, grau Korngrößenanalyse bei 5,30 m TL-Datierung bei 5,30	"
- 5,65 m	Grobschluff, tonig, zum Teil stark humos, dunkelgrau bis schwarzgrau, stellenweise trichterförmig eingetieft mit Wurzelbahnen (?)  TL-Datierung bei 6,30 m	Bodenhorizont (Eem-Warmzeit)
- 7,60 m	Grobschluff, grau TL-Datierung bei 7,70 m	Lössfließerde (Warthe-Stadium)
- 7,95 m	Mittel- bis Grobsand, kiesig, zum Teil beckentonartig gebändert	Nachschüttsand (Drenthe-Stadium)
- 9,00 m	Ton, Schluff, Sand, kiesig, zahlreiches nordisches Material	Grundmoräne (Drenthe-Stadium)

## 6.2 Bohrungen

Name: KB 206 in Dortmund-Brechten (A 2)

Lage: R <sup>26</sup>01 475, H <sup>57</sup>16 650; + 82,5 m NN

Auftraggeber: Westfälisches Straßenbauamt, Bochum

Zweck: Erkundung des Untergrundes

Zeitraum: 01.04.1995

Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), Erdbaulaboratorium Ahlenberg (Korngröße, Petrografie)

### Profil:

- 1,30 m	Künstliche Aufschüttung	
- 1,80 m	Schluff, feinsandig, stark humos dunkel- bis schwarzgrau	Bodenhorizont (Eem-Warmzeit)
- 2,50 m	Mittel- bis Grobschluff, feinsandig	Lössfließerde (Warthe-Stadium)
- 3,20 m	Schluff, sandig	Grundmoräne (Drenthe-Stadium)
- 3,20 m	Schluff, sandig	"
- 5,00 m	Mittel- bis Grobschluff, feinsandig, stark kalkhaltig	"
- 5,80 m	Schluff, schwach tonig, glaukonitisch	"
- 7,00 m	Fein- bis Mittelsand, schluffig, stark kalkhaltig	"
- 12,70 m	Schluff, tonig, sandig, kiesig	"
- 17,40 m	Mergelstein	Emscher-Mergel (Santon 1 – 2)

## 7 Verzeichnis der Schriften und Karten

### 7.1 Schriften

- ANT, H. (1963): Die würm-periglaziale Molluskenfauna des Lippe- und Ahse-Tales bei Hamm. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1963**: 77 – 86, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- ARNOLD, H. (1960): Geologische Karte. – In: Erl. Übersichtskt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>, Bl. C 4310 Münster: 9 – 126, 6 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- BÄRTLING, R. (1913 a): Geologisches Wanderbuch für den Niederrheinisch-Westfälischen Industriebezirk, umfassend das Gebiet vom nördlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges bis zur holländischen Grenze, 1. Aufl. – 420 S., 114 Abb.; Stuttgart (Enke).
- BÄRTLING, R. (1913 b): Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung von Dortmund auf Grund der neuen geologischen Spezialkarten. – Verh. Naturhist. Ver. Rheinland u. Westfalen, **69** (1912): 215 – 237; Bonn.
- BOENIGK, W.; FRECHEN, M. (1995): Lumineszenz-Datierungen an kolluvialen Sedimenten des Elsbachtales. – Bonner Jahrbücher, **195**: 299 – 312; Bonn.
- DUPHORN, K.; GRUBE, F.; MEYER, K.-D.; STREIF, H.; VINKEN, R. (1973): Area of the Scandinavian Glaciation. – 1. Pleistocene and Holocene. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 222 – 250, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- EHLERS, J. (1981): Problems of the Saalian Stratigraphy in the Hamburg area. – Meded. Rijks geol. Dienst, **34** (5): 26 – 29, 1 Abb.; Haarlem.
- EHLERS, J. (1992): Origin and distribution of red tills in North Germany. – Sveriges geol. Unders. - Ser. Ca **81**: 97 – 105, 4 Abb., 1 Tab.; Stockholm.
- ERKWOH, F.-D. (1967): Erläuterungen zur geologisch-bodenkundlichen Kartierung des Stadtkreises Dortmund <1 : 10 000>. – Bericht Geol. Dienst Nordrh.-Westf.: 29 S., 5 Tab., Analyseergebnisse; Krefeld – [Unveröff.]
- ERKWOH, F.-D. mit Beitr. von FOERSTER, E. (1973): Erläuterungen zu Blatt 4410 Dortmund. – Bodenk. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4410** Dortmund: 80 S., 1 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- FRANKE, F. (1929): Älterer interglazialer Torf und älterer und jüngerer Löss bei Dortmund. – Verh. Naturhist. Ver. Preuß. Rheinld. u. Westf., **85** (1928): 84 – 97, 2 Abb.; Bonn.
- FRANKE, A.; FRANKE, F. (1925): Geologisches Heimat- und Wanderbuch für den östlichen Industriebezirk. – Wiss. Heimatbücher westf.-rhein. Industriebez. I, Dortmund (Ruhfus).
- FRECHEN, M., BRÜCKNER, H.; RADTKE, U. (1992): A comparison of different TL techniques on loess samples from Rhin-dahlen (F. R. G.). – Quaternary Science Reviews, **11**: 109 – 113, 4 Abb., 2 Tab.; Oxford.
- FRECHEN, M. (1995): Lumineszenz-Datierungen der pleistozänen Tierfährten von Bottrop-Welheim. – Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen, **27**: 63 – 80, 12 Abb., 2 Tab.; München.
- FRECHEN, M.; SCHWEITZER, U.; ZANDER, A. (1996): Improvements in sample preparation for the fine grain technique. – Ancient TL, **14**: 15 – 17, 2 Abb; Clermond-Ferrand.
- FRECHEN, M.; TERHORST, B.; RÄHLE, W. (im Druck): The Upper Pleistocene loess/palaeosol sequence from Schatthausen in the Upper Neckar valley. – Eiszeitalter und Gegenwart; Öhringen/Württ.
- HEINE, K. (1983): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises am Niederrhein (Raum Kleve – Kalkar – Goch). – Abh. z. rhein. Landeskunde. **51** (Beitr. z. Quartär d. nördl. Rheinld.): 39 – 49, 3 Abb., 1 Beil.; Bonn.
- HESEMANN, J. (1930 a): Wie sammelt und verwertet man kristalline Geschiebe? – Sitz. Ber. Geol. L.-Anst., **5**: 188 – 196; Berlin.
- HESEMANN, J. (1930 b): Statistische Geschiebeuntersuchungen. – Z. Geschiebeforsch., **6**: 158 – 162; Leipzig.
- HESEMANN, J. (1939): Diluvialstratigraphische Untersuchungen zwischen Elbe und Rhein. – Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **31** (2): 247 – 285, 3 Abb.; Stuttgart.
- HÖFLE, H.-CH. (1979): Klassifikation von Grundmoränen in Niedersachsen. – Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg, (NF) **23**: 81 – 92, 3 Abb.; Hamburg.

- JANSEN, F. & DROZDZEWSKI, G. (1986), mit Beitr. von NÖTTING, J.; PAAS, W.; SUCHAN, K. H.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt Mülheim an der Ruhr. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4507** Mülheim an der Ruhr: 200 S., 18 Abb., 17 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- JASIEWICZ, J. (2007): Weichselian red tills in the Gardno Phase End Moraine (Debina Cliff) – criteria for distinction, origin and stratigraphic position, and implications for the origin and course of the Baltic Ice Stream. – *Eiszeitalter und Gegenwart/Quaternary Science Journal*, **56/4**: 295 – 310, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KABEL, C. (1982): Geschiebestratigraphische Untersuchungen im Pleistozän Schlewig- Holsteins und angrenzender Gebiete. – Diss. Univ. Kiel: 231 S.; Kiel (Unveröff.).
- KOENIGSWALD, W. VON; WALDERS, M.; SANDER, M. (1995): Jungpleistozäne Tierfährten aus der Emscher-Niederterrasse von Bottrop-Welheim. – *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, **27 (A)**: 5 – 50, 52 Abb., 37 Tab.; München.
- LAURENT, A. (1936): Glacialtorf (kein Interglacial) bei Dortmund-Brünninghausen. – 14 S., 7 Abb., 1 Anl.; Krefeld (Arch. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.). [Unveröff.]
- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – *Rozpravy UUG*, **31**: 374 S., 91 Abb., XXXII Taf.; Prag.
- LOŽEK, V. (1964): Das Problem der Lössbildung und die Lössmollusken. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **18**: 51 – 75, 5 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Württ.
- LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. – *Geol. Jb.*, **75**: 361 – 418, 17 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1982): On the stratigraphy of the Saale glaciation in northern Lower Saxony and adjacent area. – In: EASTERBROOK, D. J.; HAVLICEK, P.; MEYER, K.-D.; JÄGER, K.-D.; SHOTTON, F. W. [Hrsg.]: IUGS-Unesco International Correlation Program, Project 73-1-24 "Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere", Report 7 on the session in Kiel, September 18 – 23, **1980**: 155 – 165, 1 Tab.; Praha (Geol. Surv.).
- MÜLLER, A. H. (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 255 – 265, 1 Abb.; Krefeld.
- RABITZ, A.; HEWIG, R. (1987), mit Beitr. von ERKWOH, F. D.; KALTERHERBERG, J.; KAMP, H. VON; REHAGEN, H.-W.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4410 Dortmund. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* <1: 25 000>, Erl., **4410**, 2. Aufl.: 159 S., 16 Abb., 16 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K.; STAUDE, H. (1995): Quartär. – In: *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie im Münsterland*: 71 – 95, 10 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- SKUPIN, K.; STRITZKE, R. (2004): Frühsaale- bis drenthezeitliche Ablagerungen im östlichen und südöstlichen Münsterland. – *Geol. Paläont. Westf.*, **62**: 5 – 36, 7 Abb., 1 Taf.; Münster/Westf.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland. Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- SKUPIN, K.; ZANDSTRA, J. G. (2006): Die Entstehung der Stauchmoränen des linken Niederrheins aufgrund der sediment-petrografischen Zusammensetzung und der Leitgeschiebeführung. – In: *Tagungsband und Exkursionsführer / 73. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen*: S. 72; Halle/Saale. – [Tag. Arbeitsgem. Norddt. Geol. <73., 2006, Halle/Saale>]
- SKUPIN, K.; ZANDSTRA, J. G. (in Vorber.): Die Vergletscherung des Niederrheins zur Saale-Kaltzeit – Untersuchungen zur Petrografie und Leitgeschiebeführung der Moränen am linken Niederrhein und in angrenzenden Gebieten.
- STEPHAN, H.-J. (1987): Moraine Stratigraphy in Schleswig-Holstein and adjacent areas. – In: VAN DER MEER, J. (ed.): *Tills and glaciotectionics*: 23 – 30, 7 Abb.; Rotterdam (A. A. Balkema).
- STEUSLOFF, U. (1933): Beiträge zur Kenntnis der alluvialen und rezenten Molluskenfauna des Emscher-Lippe-Gebietes. – *Abh. Westf. Prov.-Mus. Naturkde.*, **4**: 181 – 208, 6 Listen; Münster.
- STEUSLOFF, U. (1934): Das Periglazial des Jungdiluviums im Emscher- und Lippetal. – *Sitz.-Ber. naturhist. Ver. Preuß. Rheinld. u. Westf.*, **89**: 17 – 25, 1 Abb.; Bonn.

- WAARD, D. DE (1949): Glacigeeen Pleistoceen. Een geologisch detailonderzoek in Urkerland (Nordoostpolder). – Verhandelingen v. h. Nederlandsch Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap. Geologische Serie **XV**: 70 – 246, 125 Abb., 5 Kt.; 's Gravenhage.
- ZANDSTRA, J. G. (1983): A new subdivision of crystalline Fennoscandian erratic pebble assemblages (Saalian) in the Central Netherlands. – Geol. en Mijnb., **62**: 455 – 469, 6 Abb., 5 Tab.; 's-Gravenhage.
- ZANDSTRA, J. G. (1987): Explanantion to the map "Fennoscandian crystalline erratics of Saalian age in The Netherlands". In: MEER, J. J. VAN DER [Hrsg.]: Tills and Glacitectonics: 127 – 132, 2 Abb., 3 Tab., 1 Beil.; Rotterdam (Balkema).
- ZANDSTRA, J. G. (1988): Noordelijke kristallijne gidsgesteenten. Een beschrijving van ruim 200 gesteentetypen (zwerfstenen) uit Fennoscandinavië. – 469 S., 83 Abb., 43 Tab., 1 Taf.; Leiden /Brill).
- ZANDSTRA, J. G. (1993): Nördliche Kristallineschiebe Leitgeschiebe und Kiese in der Westfälischen Bucht und angrenzenden Gebieten. – In: SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G.: Die Eiszeit in Nordwestdeutschland. Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab.; 2 Taf.; 2 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

## 7.2 Karten

- Bodenkarte des Stadtkreises Dortmund <1 : 10 000>, mit Erl. (1961). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. DAHM, H.-D.; ERKWOH, F.-D.; KLÖCKNER, W.; KNAUFF, W.; WIRTH, W.: 9 Bodenkt., 10 Bohrkt.; Krefeld.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 100 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld. Blatt C 4710 Dortmund, 2. Aufl. (1989), Bearb. JANSEN, F.; KAMP, H. VON; KUNZ, E.; RABITZ, A.; THOME, K. N.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld. Blatt 4410 Dortmund, 2. Aufl. (1987), Bearb. RABITZ, A.; HEWIG, R.

## scriptum

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

In dieser Reihe bisher erschienen:

### Heft 1

75 S., 5 Abb.; Krefeld 1996

GERT MICHEL; ULRICH ADAMS; GEORG SCHOLLMAYER: Grundwasser in Nordrhein-Westfalen. Eine Bibliographie zur regionalen Hydrogeologie

Best.-Nr. 8000 € 7,-

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

Heft und Diskette:

Best.-Nr. 8002 € 12,-

### Heft 2

83 S., 34 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Krefeld 1997

Fünf Beiträge zur Geologie und Bodenkunde

Best.-Nr. 8003 € 7,-

### Heft 3

94 S., 23 Abb., 27 Tab., 12 Taf., 10 Anl.; Krefeld 1998

REINHOLD STROTMANN: Hydrologische Auswirkungen der Siedlungsentwicklung auf den Wasserkreislauf der Stadt Krefeld (1800 – 1995)

Best.-Nr. 8004 € 7,-

### Heft 4

85 S., 30 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Krefeld 1999

Vier Beiträge zur Geologie und Bodenkunde

Best.-Nr. 8005 € 7,-

### Heft 5

57 S., 23 Abb., 6 Tab.; Krefeld 1999

Zwei Beiträge zur Hydrogeologie

Best.-Nr. 8006 € 7,-

### Heft 6

53 S., 21 Abb., 5 Tab.; Krefeld 2000

Kies- und Sandgewinnung – Fachbeiträge zur Rohstoffsicherung in Nordrhein-Westfalen

Best.-Nr. 8007 € 7,-

### Heft 7

127 S., 24 Abb., 17 Tab., 6 Kt.; Krefeld 2000

Stoffbestand, Eigenschaften und räumliche Verbreitung urban-industrieller Böden – Ergebnisse aus dem Projekt Stadtbodenkartierung Oberhausen-Brücktorviertel –

Best.-Nr. 8008 € 7,-

### Heft 8

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

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

Best.-Nr. 8009 € 7,-

### Heft 9

166 S., 127 Abb., 6 Tab., 3 S. Anh.; Krefeld 2002

Geotopschutz im Ballungsgebiet. 5. Internationale Tagung der Fachsektion Geotopschutz der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 16. – 19. Mai 2001 in Krefeld. Tagungsband

Best.-Nr. 8010 € 9,50

### Heft 10

113 S., 10 Abb., 9 Tab., 13 Anl.; Krefeld 2003

Drei Beiträge zur Geologie und Bodenkunde

Best.-Nr. 8011 € 7,-

### Heft 11

131 S., 19 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 66 S. Anh.; Krefeld 2004

Geologie und Paläontologie an der TENP2-Erdgastrasse in der Nordeifel (Nordrhein-Westfalen)

Best.-Nr. 8012 € 7,-

### Heft 12

53 S., 25 Abb., 16 Tab.; Krefeld 2004

Drei Beiträge zur Geologie und Bodenkunde Nordrhein-Westfalens

Best.-Nr. 8013 € 7,-

### Heft 13

120 S., 75 Abb., 7 Tab., 2 Taf. in der Anl.; Krefeld 2005

Der tiefere Untergrund der Niederrheinischen Bucht – Ergebnisse eines Tiefbohrprogramms im Rheinischen Braunkohlenrevier –

Best.-Nr. 8014 € 11,50

### Heft 14

160 S., zahlr. Abb. u. Tab., viele Arbeitsbl.; Krefeld 2007

Geologie macht Schule. Themen für den Unterricht

Best.-Nr. 8015 € 11,50

### Heft 15

113 S., 195 Abb., 3 Tab., 1 Taf. in der Anl.; Krefeld 2007

Auf den Spuren des Bergbaus in Dortmund-Syburg. Forschungen und Grabungen am Nordwesthang des Sybergs von 1986 – 2006

Best.-Nr. 8016 € 11,50

### Heft 16

49 S., 53 Abb.; Krefeld 2007

Hydrogeologische Raumgliederung von Nordrhein-Westfalen

Best.-Nr. 8017 € 11,50

### Heft 17

472 S., 58 Abb., 6 Tab.; Krefeld 2008

Paläoseismische Untersuchungen im Bereich der Niederrheinischen Bucht

Best.-Nr. 8018 € 11,50

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

# Lagerstätten nutzbarer Festgesteine in Nordrhein-Westfalen

Günter Drozdzewski

Die wirtschaftliche Bedeutung der nutzbaren Festgesteine in Nordrhein-Westfalen ist groß: Infolge der günstigen geologischen Verhältnisse werden jährlich rund 73 Mio. t Festgesteine wie Kalk- und Dolomitstein, Sand- und Tonstein, Diabas und Basalt abgebaut. Mit dieser neuen Publikation legt der Geologische Dienst Nordrhein-Westfalen jetzt eine umfassende Dokumentation aller wirtschaftlich nutzbaren Festgesteinslagerstätten von Nordrhein-Westfalen vor.

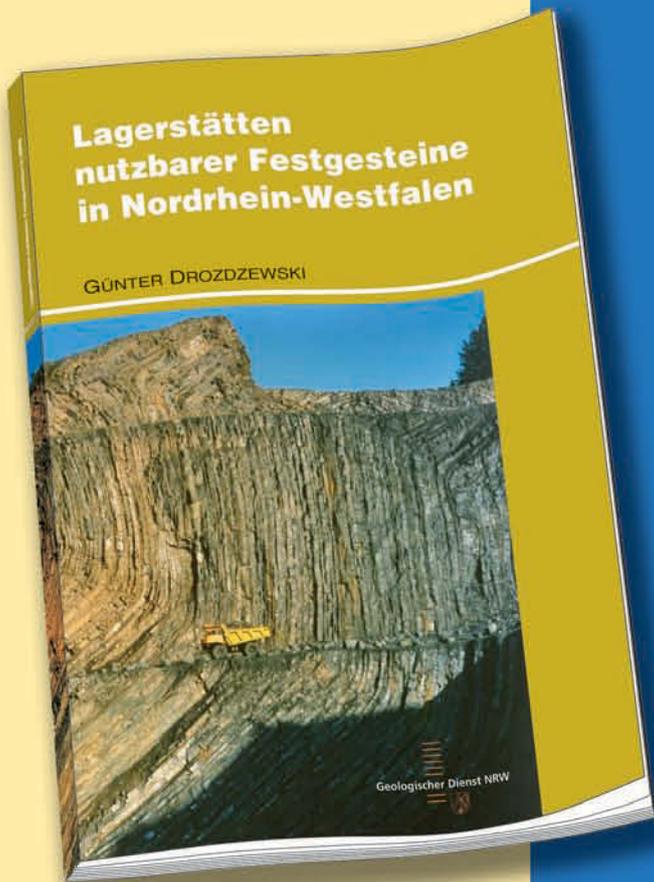
Das reich bebilderte Buch gibt dem interessierten Leser viele fachliche Informationen an die Hand, die die große volkswirtschaftliche Bedeutung und die Notwendigkeit der Rohstoffgewinnung belegen.

Nach einer Einführung in die geologische Entwicklung des Landes Nordrhein-Westfalen und die wichtigsten hier auftretenden Festgesteinstypen werden die Einsatzbereiche der wirtschaftlich relevanten Festgesteine erläutert. Angaben zu den chemischen und physikalischen Qualitätsanforderungen, die die gewonnenen Rohstoffe erfüllen müssen, ergänzen die Ausführungen.

Der umfassende Lagerstättenteil beschreibt die geologischen Verhältnisse aller derzeit in Abbau stehenden Festgesteine. Die Abbausituation und die Verwendung der in Nordrhein-Westfalen geförderten Rohstoffe werden eingehend erläutert. Viele Fotos sowie geologische Karten und Schnitte veranschaulichen den Text. Ein ausführliches Verzeichnis aller Produktionsstätten hilft bei der Suche nach Lieferanten für die verschiedenen Gesteine.

Die Karte in der Anlage im Maßstab 1 : 500 000 zeigt die Verbreitung der Festgesteine und die Lage ihrer Gewinnungsstätten.

Für jeden, der sich über die Rohstofflagerstätten in Nordrhein-Westfalen informieren möchte, ist diese Veröffentlichung eine Pflichtlektüre.



163 S., 74 Abb., 10 Tab.,  
1 Kt. in der Anl.  
ISBN 978-3-86029-933-3  
22,- €



## Der Geologische Dienst NRW

ist die geowissenschaftliche Zentrale des Landes Nordrhein-Westfalen mit Sitz in Krefeld. Er erforscht seit über 50 Jahren den Untergrund und die Böden im gesamten Bundesland und stellt seine Erkenntnisse Politik und Verwaltung, Wirtschaft und Allgemeinheit zur Verfügung.

### ■ Erdbeben, Hangrutschungen, Felsstürze, Bodenerosion

Der GD NRW bewertet die Geo-Risiken in NRW und unterhält das Erdbebenüberwachungsnetz in der Niederrheinischen Bucht.

### ■ Steinkohle, Braunkohle, Gas

Ohne Geo-Daten ist eine sichere Energieversorgung in NRW nicht möglich.

### ■ Sand und Kies, Kalkstein und Basalt, Tonstein und Salz

NRW ist das rohstoffreichste Bundesland.

Der GD NRW erkundet die Vorkommen und Lagerstätten wichtiger Rohstoffe.

### ■ Zukunftsenergie Erdwärme

Die Nutzung wächst rasant. Der GD NRW liefert alle notwendigen Geo-Daten.

### ■ NRW ist reich an Grundwasser

Außerdem gibt es hier 89 Heilquellen und 136 Mineralwässer. Erschließung und Schutz des kostbaren Wassers gehen nicht ohne das Know-how und die Geo-Daten des GD NRW.

### ■ Straße und Schiene, Brücken, Staudämme, Tunnel, Baugrund

Für eine sichere Infrastruktur liefert der GD NRW unverzichtbare Geo-Daten.

### ■ Höhlen, Felsen, Landschaftsformen

NRW ist reich an herausragenden geowissenschaftlichen Objekten. Der GD NRW unterstützt den sanften Geo-Tourismus.

### ■ Land- und Forstwirtschaft

vertrauen auf die Bodenkarten des GD NRW. Seit über 50 Jahren.

**Geo-Daten sind unverzichtbar.**

**Für ein sicheres und lebenswertes NRW.**

