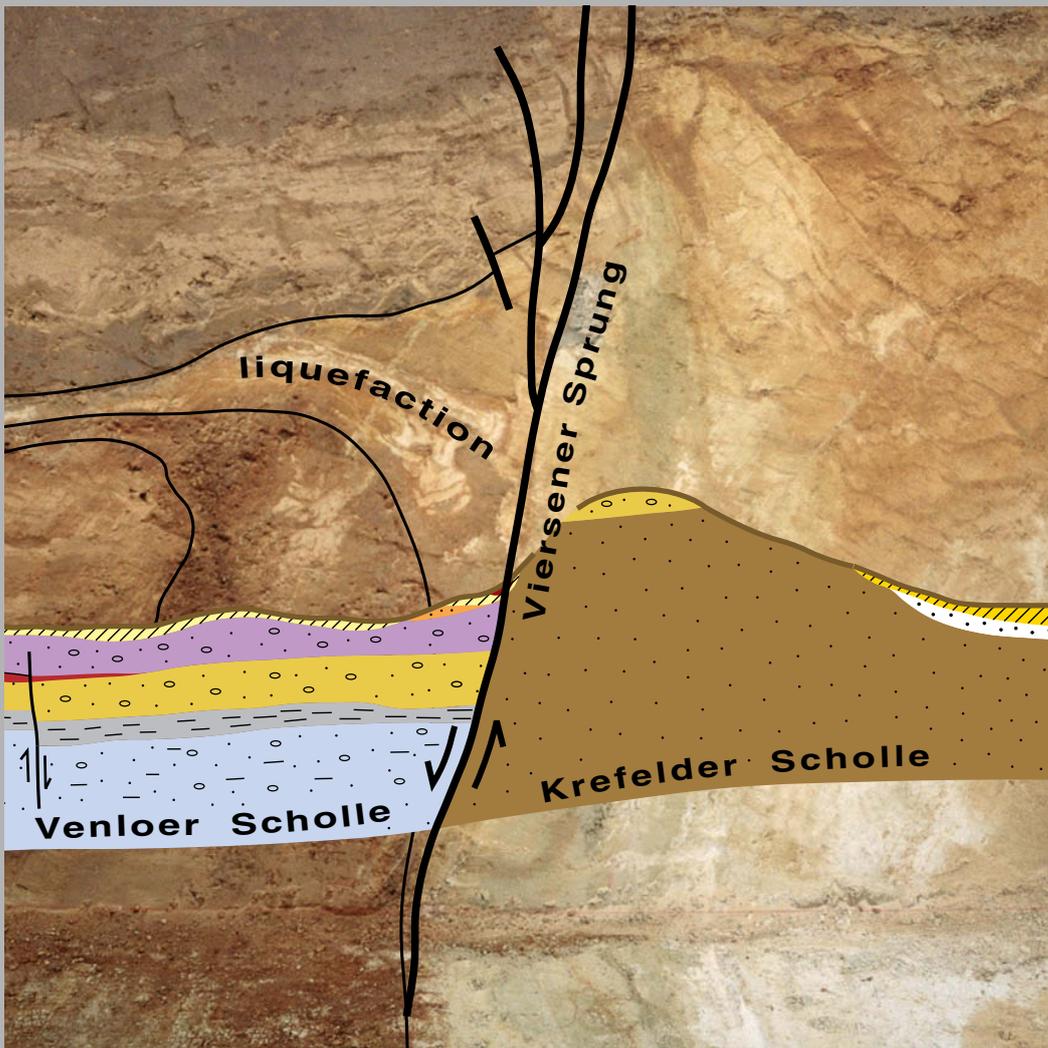


scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem
Geologischen Dienst
Nordrhein-Westfalen

17

Paläoseismische Untersuchungen im
Bereich der Niederrheinischen Bucht



Umschlagbild:

Querprofil durch die östlichen Randstaffeln
der Niederrheinischen Bucht
zwischen Krefelder und Venloer Scholle

Alle Rechte vorbehalten

scriptum

Arbeitsergebnisse aus dem
Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen

© 2008

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
De-Greif-Str. 195 · 47803 Krefeld,
Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld,
Fon 02151 897-0 · Fax 02151 897-505
poststelle@gd.nrw.de
<http://www.gd.nrw.de>

Satz und Gestaltung

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

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

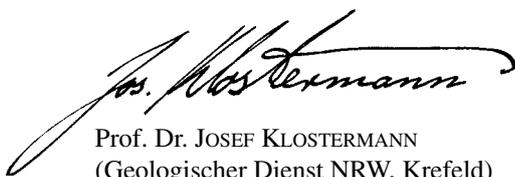
Vorwort

Vielen Leserinnen und Lesern ist noch das Erdbeben von Roermond am 13. April 1992 in Erinnerung, das aufgrund seiner Stärke von 5,9 auf der Richter-Skala bis Berlin, München und London verspürt worden ist. Die Bilanz des Ereignisses zeigte in Nordrhein-Westfalen mehr als 30 Verletzte sowie beträchtliche Schäden an Gebäuden und an Fahrzeugen. Allein der Sachschaden wurde auf etwa 40 Millionen Euro geschätzt. Dass Erdbeben keine Seltenheit in Nordrhein-Westfalen sind, zeigen die seismischen Registrierungen des Geologischen Dienstes NRW. Seit 1980 wurden mit dem Netz von derzeit 13 Erdbebenstationen mehr als eintausend tektonische Beben in der Niederrheinischen Bucht und den angrenzenden Gebieten lokalisiert. Die meisten Ereignisse lagen dabei unterhalb der Wahrnehmbarkeitsschwelle, jedoch kommt es auch immer wieder zu deutlich spürbaren Erschütterungen: Das letzte Schadenbeben in unserer Region wurde am 22. Juli 2002 in Alsdorf bei Aachen mit einer Stärke von 4,8 verzeichnet.

Auch aus den vergangenen Jahrhunderten sind uns Nachrichten von starken Erdbeben überliefert. Die frühesten Aufzeichnungen stammen bereits aus der Zeit Karls des Großen um das Jahr 800. Die Auswertung der historischen Quellen für das Rheinland ergibt, dass das stärkste bisher bekannte Ereignis 1756 im Raum Düren stattfand. Moderne Analysen ermittelten für dieses Beben eine Stärke von 6,3 auf der Richter-Skala. Insgesamt deckt der Erdbeben-Katalog von nunmehr 1 200 Jahren aber nur eine kurze Zeitspanne ab, verglichen mit der Dauer geologischer Vorgänge. Um zuverlässige Aussagen zur Erdbebengefährdung machen zu können, müssen aber Daten über ein Intervall von einigen tausend Jahren vorliegen. Die Anwendung der Paläoseismologie, also der Lehre von „alten“ oder „Paläo“-Beben, gibt uns hier die Möglichkeit, die Erdbebentätigkeit weiter zurückliegender Zeiträume zu betrachten.

Der Grundgedanke der Paläoseismologie besteht darin, dass sich die durch große Erdbeben verursachten Verschiebungen an geologischen Störungszonen bis an die Oberfläche durchpausen können. In Schürfen, die solche Verwerfungen queren, wird der Untergrund systematisch auf derartige Anzeichen untersucht. Der Versatzbetrag und das Alter geologischer Schichten geben dann Auskunft über die Stärke und den Zeitpunkt des Ereignisses. Erste Erfahrungen mit der Paläoseismologie in Mitteleuropa wurden während der Jahre 1998 bis 2001 innerhalb des EU-Projektes „PALEOSIS“ gesammelt. Als Projektteilnehmer betreute der Geologische Dienst NRW in enger Zusammenarbeit mit den Fachkolleginnen und -kollegen der europäischen Partnerinstitute Untersuchungen an der Rurand-Störung bei Jülich. Verschiedene Fallbeispiele des Projektes ergaben Anzeichen für das Auftreten starker Erdbeben innerhalb der letzten Jahrtausende. Die Brüsseler Arbeitsgruppe schloss durch Untersuchungen bei Bree (Belgien) sogar auf ein Beben der Stärke 7,0. Dieses Ergebnis unterstreicht die Notwendigkeit weiterer Studien, um die Gefährdung durch Erdbeben für Nordrhein-Westfalen zuverlässig zu bewerten.

Das Ministerium für Wirtschaft, Mittelstand und Energie des Landes Nordrhein-Westfalen beauftragte darauf den Geologischen Dienst NRW, weitere Verdachtsstellen für Starkbeben mit Hilfe der Paläoseismologie zu erforschen. Die Ergebnisse dieses Projektes werden in dem vorliegenden Band von „scriptum“ vorgestellt. Diese Studie soll Grundlage für intensive Diskussionen und Einladung zum Erfahrungsaustausch sein. Es zeigte sich, dass die Methodik paläoseismologischer Untersuchungen ganz wesentlich vom Zusammenspiel aller Fachrichtungen der Geowissenschaften abhängt. Geologen, Bodenkundler, Tektoniker, Geophysiker, Mineralogen, Paläontologen und Ingenieure zogen an einem Strang, um ein Maximum an Erkenntnissen aus den Untersuchungen abzuleiten. Damit zeigt sich in diesem Projekt ein Modellbeispiel interdisziplinärer Zusammenarbeit. Diese Kompetenz ist eine Stärke unseres Geologischen Dienstes und steht damit den Bürgerinnen und Bürgern, der Wirtschaft und der Landesverwaltung zu Verfügung, um unseren Beitrag zur Daseinsvorsorge des Landes Nordrhein-Westfalen zu leisten.



Prof. Dr. JOSEF KLOSTERMANN
(Geologischer Dienst NRW, Krefeld)

scriptum	17	72 S., 58 Abb., 6 Tab.	Krefeld 2008
-----------------	-----------	------------------------	--------------

Paläoseismische Untersuchungen im Bereich der Niederrheinischen Bucht

Von

Klaus Skupin¹, Klaus Buschhüter¹, Harald Hopp¹, Klaus Lehmann¹, Rolf Pelzing¹,
Joachim Prüfert¹, Martin Salamon¹, Georg Schollmayer¹, Astrid Techmer², Volker Wrede¹

unter Mitarbeit von

Alfred Dickhof¹, Günter Drozdzewski¹, Ulla Dworschak¹, Dirk Elhaus¹, Ute Francke³,
Manfred Frechen², Volker Friedlein¹, Renate Gerlach³, Martin Hiß¹, Josef Klostermann¹,
Ulrich Krahrmer¹, Burghard Lüer¹, Reinhold Roth¹, Wilfried Steffens¹, Rüdiger Stritzke¹, Ulrike Wefels¹

Inhalt

Vorwort	3
1 Einführung	9
2 Geologischer Bau des Untersuchungsgebietes	11
3 Voruntersuchungen	13
3.1 Auswertung von Archivunterlagen	13
3.2 Geländeuntersuchungen	14
3.3 Geophysikalische Vorerkundungen (K. LEHMANN)	14
3.3.1 Erkundungsziel	14
3.3.2 Methodik	14
3.3.3 Ergebnisse	15
3.4 Altersbestimmungen (A. TECHMER)	16
3.4.1 Optisch stimulierte Lumineszenz-Methode (OSL/IRSL)	16
3.4.2 ¹⁴ C-Datierung	18
3.5 Bautechnische Planung (K. BUSCHHÜTER)	18
4 Paläoseismikschürfe	21
4.1 Schurf Holthausen (Viersener Sprung)	21
4.1.1 Lage des Schurfs	21
4.1.2 Geografischer Überblick	21
4.1.3 Geologisch-tektonischer Überblick	21
4.1.4 Schichtenfolge	22
4.1.4.1 Hochscholle	22
4.1.4.2 Tiefscholle	23
4.1.5 Tektonische Strukturen	25
4.1.6 Paläoseismischer Befund	26

Anschriften der Autoren:

¹ Geologischer Dienst NRW – Landesbetrieb –, De-Greiff-Straße 195, 47803 Krefeld

² Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut), Stilleweg 2, 30655 Hannover

³ Landschaftsverband Rheinland, Rheinisches Amt f. Bodendenkmalpflege, Endenicher Str. 133, 53115 Bonn 1

4.2	Schurf Hillensberg (Feldbiss-Störung)	28
4.2.1	Lage des Schurfs	28
4.2.2	Geografischer Überblick	29
4.2.3	Geologisch-tektonischer Überblick	29
4.2.4	Schichtenfolge	30
4.2.4.1	Hochscholle	34
4.2.4.2	Tiefscholle	34
4.2.5	Tektonische Strukturen	36
4.2.6	Paläoseismischer Befund	37
4.3	Schurf Merzenich (Rurrand-Störung)	38
4.3.1	Lage des Schurfs	38
4.3.2	Geografischer Überblick	38
4.3.3	Geologisch-tektonischer Überblick	38
4.3.4	Schichtenfolge	39
4.3.4.1	Hochscholle	40
4.3.4.2	Tiefscholle	41
4.3.5	Tektonische Strukturen	43
4.3.5	Paläoseismischer Befund	44
4.4	Schurf Metternich (Swist-Sprung)	44
4.4.1	Lage des Schurfs	44
4.4.2	Geografischer Überblick	44
4.4.3	Geologisch-tektonischer Überblick	45
4.4.4	Schichtenfolge	46
4.4.4.1	Hochscholle	46
4.4.4.2	Tiefscholle	47
4.4.5	Tektonische Strukturen	48
4.4.6	Paläoseismischer Befund	49
5	Ursachen der Paläobeben	50
6	Auswirkungen auf die Erdbebengefährdung (R. PELZING)	51
6.1	Grundlagen	51
6.2	Seismologische Auswertung der Schurfdaten	54
6.3	Schlussfolgerungen	56
7	Danksagung	57
8	Aufschlüsse und Bohrungen	58
8.1	Aufschlüsse	58
8.1.1	Paläoseismikschurf Merzenich	58
8.1.2	Paläoseismikschurf Metternich	62
8.2	Bohrungen	63
9	Literatur	66
9.1	Schriften	66
9.2	Karten	72

Zusammenfassung: Die Niederrheinische Bucht ist gegenwärtig das aktivste Erdbebengebiet in Westdeutschland. Sie ist Bestandteil einer interkontinentalen Schwächezone, die sich zwischen der Mittel- und Westeuropäischen Kontinentalplatte von der Ostküste Spaniens durch das Rhône- und Rheintal bis nach Norddeutschland erstreckt. Dieses Senkungsgebiet wird von einer Reihe NW-SE-streichender Störungen durchzogen, an denen der Untergrund in zahlreiche Schollen (Horste und Gräben), die sich noch heute relativ zueinander bewegen, zerlegt ist und in deren Begleitung Erdbeben auftreten. Die Bewegungen entlang dieser Schwächezone gehen bis in das späte Oligozän zurück. Der Nachweis aktiver Störungen im Zusammenhang mit den bestehenden geomorphologischen Strukturen sowie die Quantifizierung der Bewegungsabläufe im ausgehenden Quartär sind notwendig, um das seismische Gefährdungspotenzial innerhalb der Niederrheinischen Bucht abzuschätzen.

Im Zeitraum zwischen 2001 und 2004 wurden im Bereich der Niederrheinischen Bucht an mehreren der dort verlaufenden Hauptstörungen Untersuchungen zum Ablauf der Schollenbewegungen durchgeführt. Hierbei sollte geklärt werden, ob die in der jüngeren Vergangenheit (Spätweichsel – Holozän, ca. 20 000 J. v. h. bis heute) abgelaufenen Krustenbewegungen allmählich oder ruckartig im Sinne eines seismischen Ereignisses (Paläobeben) stattgefunden haben. Ausgangspunkt der Untersuchungen waren vier, jeweils 60 – 70 m lange, 30 m breite und 4 – 6 m tiefe Schürfe, die jeweils quer zum Störungsverlauf angelegt wurden. Sie gehören jeweils verschiedenen tektonischen Einheiten an. Der erste, der Schurf Holthausen, liegt bei Viersen/Süchteln am Viersener Sprung, zwischen Krefelder und Venloer Scholle, der zweite, der Schurf Hillensberg, liegt im Südwesten der Niederrheinischen Bucht, bei Sittard/Hillensberg am Feldbiss, der Grenze zwischen dem Rur-Graben und dem Campine-Block der Niederlande, der dritte, der Schurf Merzenich, liegt bei Düren/Merzenich an der Rurand-Störung, die den stark abgesunkenen Rur-Graben im Westen von der hochliegenden Erft-Scholle im Osten trennt und der vierte, der Schurf Metternich, befindet sich in Swisttal/Metternich entlang dem Swist-Sprung zwischen der Erft-Scholle im Westen und der Kölner Scholle im Osten. Vor der bautechnischen Ausführung wurden geologische und bodenkundliche Karten ausgewertet und nachfolgend im Gelände geophysikalische Voruntersuchungen mittels Georadar, tiefelektrotelektische Messungen und Kleinsondierungen durchgeführt.

Die Grabenfüllungen bestehen überwiegend aus einer Abfolge von terrestrischen und fluviatilen Sedimenten. Hierbei handelt es sich in den hangenden Partien zumeist um Verschwemmungsablagerungen der Hänge (Kolluvien und Fließerdunen), hervorgegangen aus aufgearbeiteten äolischen und fluviatilen Ablagerungen des Pleistozäns, die über die Störung hinweg zu verfolgen sind. Sie sind meist dünnlagig und parallel geschichtet mit eingelagerten Bodenhorizonten. In den tiefer liegenden Profilabschnitten sind überwiegend Sand- und Kiesablagerungen mit lehmigen Einschaltungen von Mittel- und Hauptterrassen des Rheins und der Maas anzutreffen. Im Bereich der tektonischen Horste finden sich meist schluffige Sande und Tone des Tertiärs mit einer gering mächtigen Bedeckung von kiesigen Ablagerungen des Rheins (Jüngere Hauptterrasse). Die Störungszonen sind gewöhnlich stark gestört, wobei die lithostratigrafischen Einheiten meist um wenige Dezimeter versetzt sind. Charakteristisch für die Sedimente entlang der Störung sind häufig Merkmale der Verflüssigung, dem Ergebnis von Kompaktion verbunden mit einem augenblicklichen Anstieg des Porenwasserdrucks während eines seismischen Ereignisses. Während der Untersuchungen wurde die in den Schürfen aufgeschlossenen Schichtenfolgen detailgetreu dokumentiert, eingemessen und die Störungsmuster mittels einer neotektonischen Analyse ausgewertet. Zur Ermittlung der jeweiligen Deformationsraten und Klärung der stratigrafischen Verhältnisse der Schichtenfolgen wurden zahlreiche sedimentpetrografische, bodenphysikalische, schwermineralogische, mikropaläozoologische und physikalisch-chemische Altersdatierungen (IRSL-Methode, ^{14}C) durchgeführt. Hilfreich zur altersmäßigen Datierung waren des Weiteren Bestimmungen der archäologischen Artefakte.

Versätze, die möglicherweise durch Erdbeben erzeugt wurden, treten – bei Betrachtung aller Schürfe – mit einer mittleren Wiederkehrperiode von 35 000 – 165 000 Jahren auf, je nachdem, ob man die Zeitabstände zwischen den Versätzen, deren Alter oder die jeweiligen Häufigkeiten als Kehrwerte der Zeitperioden mittelt. Aus empirischen Zusammenhängen zwischen der Magnitude eines Bebens und seinem Versatzbetrag kann man für diese Beben einen Magnitudenbereich von etwa $M_w = 6,5 - 7,0$ abschätzen. Beben dieser Stärke würden theoretisch ausreichen, um die tektonischen Bewegungsraten in der Niederrheinischen Bucht vollständig durch Erdbeben zu erklären, allerdings müssten sie dann etwa sechsmal häufiger sein. Die Frage der Auftretsraten ist von erheblicher Bedeutung für die Erdbebenbemessung von Anlagen, von denen im Falle einer Schädigung sekundäre Gefährdungen ausgehen können.

Abstract: The area of the central Lower Rhine embayment is the region of the most currently intraplate seismicity in West-Germany. As part of a transcontinental zone of weakness, which runs between the Mid- and West-European continental plates from the eastern coast of Spain through the Rhône and Rhine valley to northern Germany. This area of subsidence is crossed by a number of NW – SE trending faults, along which the crust is broken into several blocks (horsts and graben), which continue to subside – a process which is accompanied by earthquakes. The quaternary tectonic activity in this area is part of rifting episode started in the Late Oligocene. Identification of active faults together with geomorphological records and quantification of their activity in the late Quaternary are needed to assess the seismic hazard for the Lower Rhine embayment.

Between 2001 – 2004 in the area of the central Lower Rhine embayment along of NW – SE trending faults paleoseismological investigations have been made to study the surface-rupturing history of the past. The studies had to determine, if the

movements of the faults have been active during the younger past (Late Weichselian – Holocene, ca. 20 000 J. v. h.) with normal displacements rates or a high rate, which was combined with an earthquake event. The main target of these study are four trenches of 60 – 70 m in the length, 30 m in the breadth and 4 – 6 m in the depth which have been opened across to several prominent fault-segments. They were located on different tectonic units. The first one is located on Viersen/Süchteln (Viersen-fault) between Krefeld-horst and Venlo-rift, the second is situated in Sittard/Hillensberg (Feldbiss-fault) between the southwest border fault of the roer valley-rift and the campine-block in the Netherlands, the third is located in Düren/Merzenich along the roer valley-fault zone between the strongly subsided roer valley-rift in West and the uplifted Erft-block in East and the fourth trench was excavated in Swisttal/Metternich on the Swist fault-zone between Erft-block and Köln-horst (Ville). Before the constructional realisation geological and soil maps were studied and in the following time in the areas preliminary geophysical prospections (ground-penetrating radar, geoelectrical tomography) and shallow boreholes were performed.

In the trench the graben fills consist commonly of a sequence of terrestrial and fluvial sediments. In the upper layers are most slope deposits (colluvium and solifluction material) originating from reworked aeolian and fluvial Pleistocene deposits, which could be correlated across the fault. Most likely they are thinly parallel laminated with soil-horizons. In the lower parts we have mostly sand and gravel deposits with loamy intercalations of main and middle-terraces of Rhine and Meuse. On the tectonic horsts we have most the unit of Tertiär with silty sands and silty clays with a thin overlying layer of Rhine gravel deposits (Younger main-terrace). The fault zones are commonly strongly disturbed whereas the lithostratigraphic boundaries along the fault-zones have a vertical displacement of a few decimeters. They were accompanied by features of liquefaction, a result of compaction and the instantaneous increase of pore water pressure whilst an earthquake. In the context of these investigations the geological setting of the trenches has been detailed described and the geological structures recognized with a neotectonical analysis. The tectonical displacements in the sediments have provided the opportunity to quantify the Quaternary fault activity. For Determination the geometrical and stratigraphical relationship many sedimentpetrographical, soil mechanical, heavy minerals studies were performed. For deciding the age of sediments and the stratigraphy there have been made ^{14}C - and OSL-dating, analyses of pollen record and the determination of archeological artefacts.

Fault offsets, which are possibly caused by earthquakes, occur – all trenches taken together – with a mean repeat time of 35 000 – 165 000 a, depending on whether time intervals between offsets, ages, or occurrence rates as reciprocals of time periods are averaged. On the basis of empirical relationships between magnitude and offset one can estimate a magnitude range of $M_w = 6,5 - 7,0$ for these events. Earthquakes of this size would theoretically be sufficient to explain the long term slip rates in the Lower Rhine Embayment completely by seismic events. However, they would have to occur about six times more often. The question of occurrence rates is of eminent importance for the earthquake design of facilities, from which in case of damage a secondary hazard might emanate.

1 Einführung

Die Niederrheinische Bucht zählt neben der Schwäbischen Alb und dem Oberrhein-Graben zu den aktivsten Erdbebengebieten Deutschlands. Im weltweiten Vergleich wird sie hierbei allerdings nur zu den Regionen mit überwiegend schwachen Erdbeben gerechnet, mit Erdbebenherden, die innerhalb der festen Erdkruste in Tiefen zwischen ca. 5 und 20 km liegen. Dort vorhandene Spannungen zwischen zwei miteinander verhaktten Schollen werden nach Überwindung der Reibungskräfte schlagartig abgebaut und die Gesteine dabei horizontal oder vertikal um mehrere Millimeter bis Dezimeter verschoben (Abb. 1).

Nach geophysikalischen Messungen aus jüngster Zeit und nach bis in das Mittelalter zurückreichenden historischen Überlieferungen haben in der Niederrheinischen Bucht in der historischen Vergangenheit jedoch auch größere, schadenverursachende Erdbeben stattgefunden. Deshalb können derartige Beben auch für die Zukunft nicht ausgeschlossen werden. Fünf dieser Erdbeben haben in etwa die Magnitude 6 der Richter-Skala erreicht oder geringfügig überschritten. Die damit verbundenen Sach- und Personenschäden waren zwar nicht besonders hoch, allerdings ist bekannt, dass die Erdbebenintensität in Abhängigkeit von der Frequenz und der Dauer der seismisch verursachten Bodenschwingungen in Gebieten mit Lockergesteinsablagerungen wesentlich verstärkt werden kann (BEER 1997). Gebiete mit Lockergesteinsmächtigkeiten zwischen 50 und 200 m, wie sie am Rande der Niederrheinischen Bucht vorkommen, gelten dabei als besonders gefährdet (Abb. 2). Insofern ist das Risiko von möglichen Schadenbeben in den dort vorhandenen Ballungsräumen (z. B. Aachen und Köln) durchaus real, zumal man nicht ausschließen kann, dass es in diesen Regionen aufgrund der langfristig festgestellten tektonischen Bewegungen an den aktiven Störungen auch zu stärkeren Erdbeben – bis etwa zur Magnitude 7 – kommen kann (vgl. Karte der Erdbebenzonen und geologischen Untergrundklassen der Bundesrepublik Deutschland 1 : 350 000, Karte zu DIN 4149). Die Beben von Euskirchen am Südwestrand der Niederrheinischen Bucht am 14. März 1951 mit der Magnitude 5,7 auf der Richter-Skala, bei Roermond in den Niederlanden, am 14. April 1992 mit der Magnitude von 5,9 und von Alsdorf am 22. Juli 2002 mit der Magnitude von 4,8 zeigen, wie aktuell die Erdbebengefährdung ist. Für das bislang vermutlich stärkste Erdbeben der jüngeren Vergangenheit in der Niederrheinischen Bucht, das bei Düren am 18. Februar 1756, wird eine Intensität der Stufe $I_{max} = VIII(?)$ (Magnitude $\approx 6,3$) angenommen. Das Epizentrum dieses Bebens wird auf der Grundlage der Auswertungen der zeitgenössischen Beobachtungen in der Gegend südwestlich von Düren, im Rurtal bei Untermaubach, vermutet und auf Schollenbewegungen im Bereich der Feldbiss-Störung zurückgeführt (MEADOW 1995).

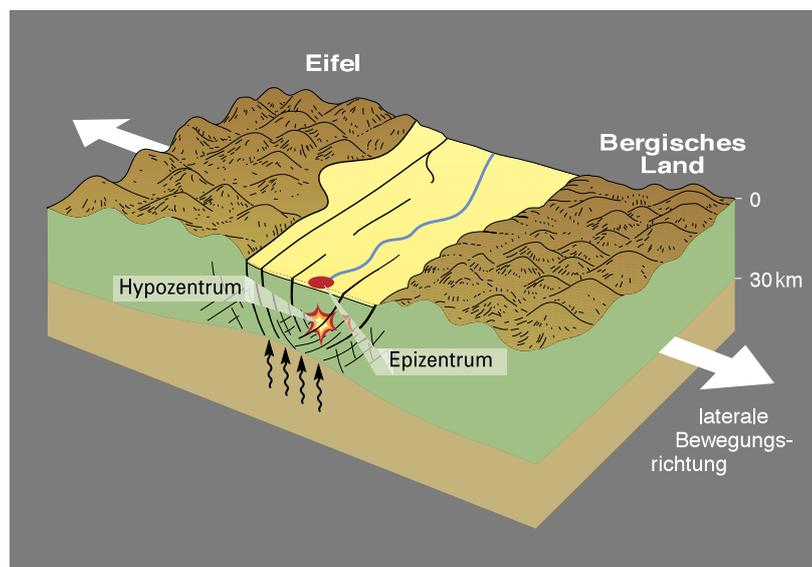


Abb. 1 Geologische Ursachen der Erdbeben

Es gilt also, in den dicht besiedelten und regional in hohem Maße industriell genutzten Gebieten der Niederrheinischen Bucht das Gefährdungspotenzial schadenverursachender Erdbeben besser abzuschätzen und besonders gefährdete Bereiche auszuweisen. Der Verlauf von Störungen, an denen Erdbeben ihren Ursprung haben können, ist an der Erdoberfläche möglichst genau (parzellenscharf) zu lokalisieren. Dies ist insbesondere für stärkere Erdbeben realistisch, da sie an der Erdoberfläche morphologisch erkennbare Bruchkanten verursachen. Nahe der Erdoberfläche lassen sich im Sediment häufig messbare Schichtenversätze, Spalten, Zerrüttungszonen, nachträglich durch Verschwemmungsablagerungen erfüllte Sedimentkeile (= colluvial wedges) und/oder der Auftrieb von destabilisiertem Sand beobachten (vgl. Abb. 3, 4, 5). Bei geologisch günstigen Voraussetzungen sind diese Strukturen auch noch nach Jahrtausenden im oberflächennahen Schichtenaufbau erkennbar. Schwieriger ist eine Inter-

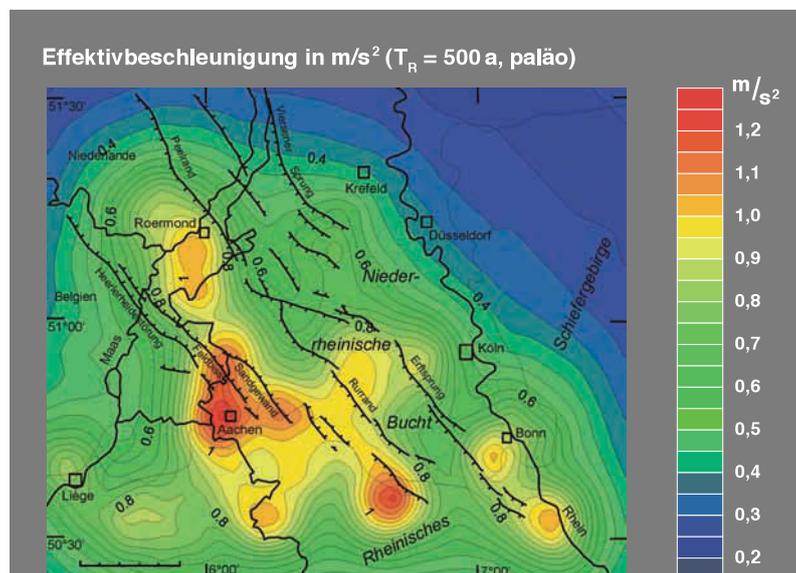


Abb. 2 Bereiche potenzieller Erdbebengefährdung

pretation da, wo sich an ein- und derselben Störung teils seismische Aktivität, teils tektonisches Kriechen ablösen (KLOSTERMANN et al. 1998).

Das Verhältnis zwischen ruckartigem, seismotektonischem Versatz und langsamem, tektonischem Kriechen beträgt im allgemeinen 1 : 10, eine Tatsache, die erklärt, warum trotz oft ungewöhnlich günstiger Aufschlussituationen und geologischer Detailaufnahmen keinerlei Hinweise auf Erschütterungswirkungen starker Paläoerdbeben zu finden sind (AHORNER 1998).

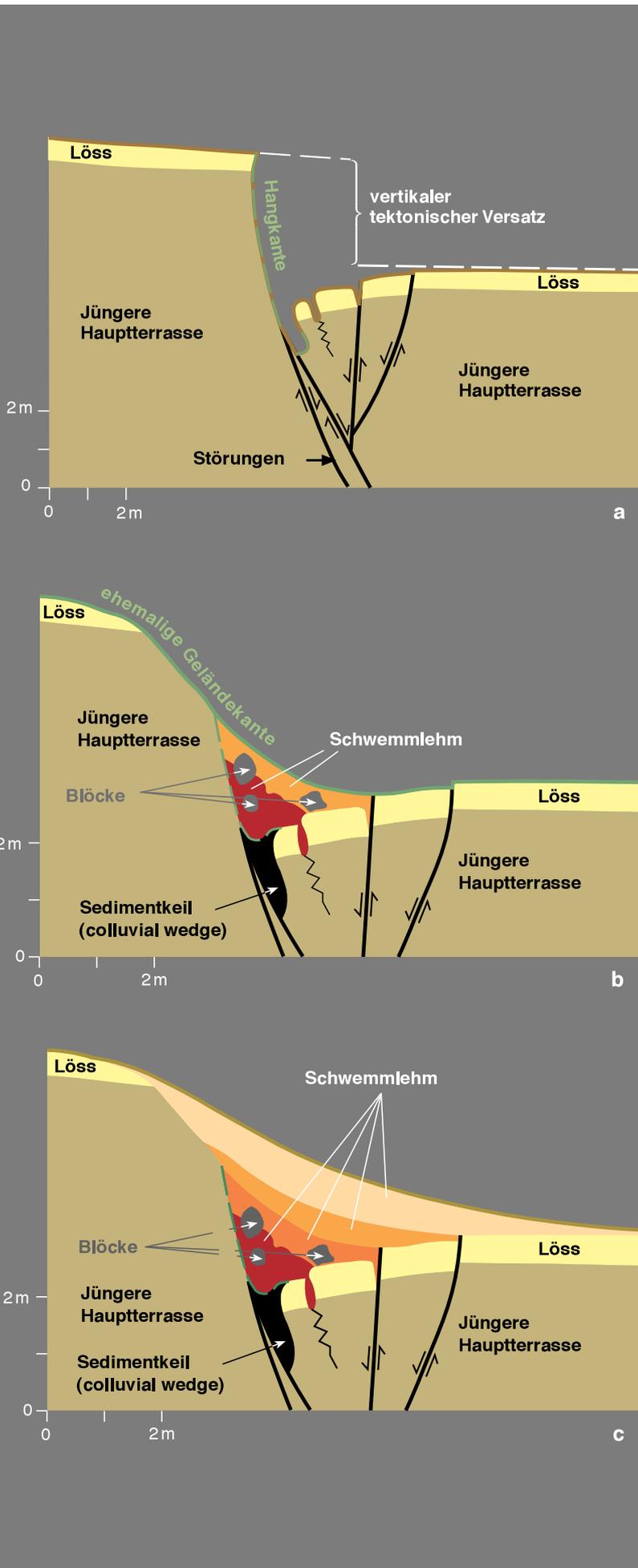
In den vergangenen Jahren wurden entsprechende paläoseismische Untersuchungen von verschiedenen naturwissenschaftlichen Institutionen sowie den geologischen Diensten Belgiens, Deutschlands und der Niederlande im Rahmen des von der EU geförderten Projekts „PALEOSIS“ durchgeführt. Die Untersuchungen betrafen:

1. die Feldbiss-Zone mit der Feldbiss-Störung (MEGHRAOUI et al. 2000; VANNESTE et al. 1999, 2001) und den sogenannten Geleen-Sprung, eine westlich vom Feldbiss zu diesem parallel verlaufende Schollenrandstörung (HOUTGAST et al. 2003),
2. den Peelrand, die niederländische Fortsetzung der den Ostrand der Rur-Scholle markierenden Rurrand-Störung (VAN DEN BERG et al. 2001) und
3. die Rurrand-Störung bei Jülich auf deutschem Gebiet (LEHMANN et al. 2001).

Das hier beschriebene paläoseismische Untersuchungsprojekt begann im Sommer 2001, nachdem ein Antrag auf finanzielle Förderung durch das Ministerium für Verkehr, Energie und Landesplanung des Landes Nordrhein-Westfalen positiv beschieden worden war. Während dieses Projektes wurden umfangreiche geowissenschaftliche Untersuchungen am Viersener Sprung bei Holthausen, am Feldbiss bei Hillensberg, am Rurrand bei Merzenich und am Swist-Sprung bei Metternich durchgeführt.

Abb. 3

Sedimentkeil (colluvial wedge) im Bereich einer seismisch aktiven Störungszone (nach Mc CALPIN 1996)



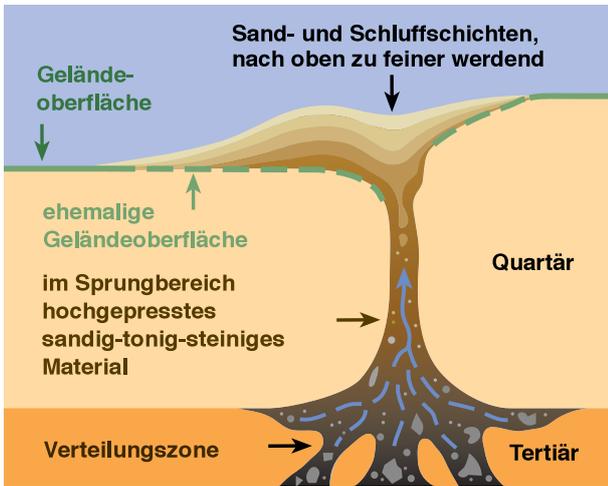


Abb. 4 Schildförmig angeordnetes, durch ein Erdbeben verflüssigtes Bodenmaterial (liquefaction) über seismisch aktiver Störungszone (nach Mc CALPIN 1996)

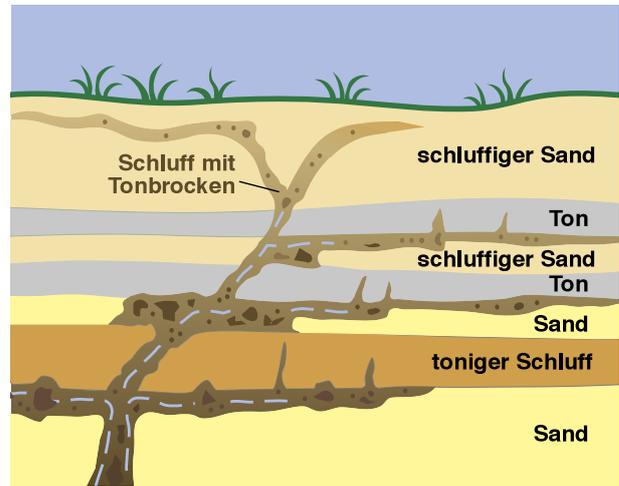


Abb. 5 Seismisch verflüssigtes Bodenmaterial (liquefaction) eingepresst in Störungen, Klüften und Schichtfugen (nach Mc CALPIN 1996)

2 Geotektonischer Rahmen und geologischer Bau des Untersuchungsgebiets

Die Niederrheinische Bucht ist Teil eines känozoischen Riftsystems, das sich in West- und Mitteleuropa mit einer Gesamterstreckung von mehr als 1 300 km vom westlichen Mittelmeerraum bis in den südlichen Randbereich der Nordsee erstreckt (Abb. 6). Es beginnt an der Ostküste Spaniens und verläuft über den Golf von Lyon, den Rhône-, Saone-, Limagne- und Oberrhein-Graben sowie die tektonisch wenig auffällige Mittelrhein-Grabenzone bis in das Gebiet der Niederrheinischen Bucht. Dort ist ein ausgedehnter Großschollenbau vorhanden, der nahtlos in die Westniederländische Grabenzone übergeht und im südlichen Randbereich der Nordsee ausläuft.

Die Subsidenz dieses Riftsystems wird durch verschiedene geodynamisch und thermisch induzierte Prozesse gesteuert. Hierbei ist die erste Anlage nach allgemeiner Auffassung auf eine weitgespannte, großdimensionale, schildförmige Erdkrustenaufwölbung Zentral- und Westeuropas und daraus resultierende Dehnungsvorgänge zurückzuführen. Ursache hierfür sind vermutlich thermische Prozesse, ausgelöst durch den Aufstieg von Schmelzen aus der unteren Lithosphäre (thermal induced upwelling) oder durch Aufstieg von Mantelmaterie in die Lithosphäre (mantle plumes). In den Bereichen der Wölbungsachsen bzw. der Hebungscentren kam es durch Dehnungsvorgänge zur Bildung von Scheitelgrabenbrüchen. Eine weitere prägende Rolle spielt nach heutigen Vorstellungen die Kollision der Afrikanischen Platte mit der Europäischen Platte, wobei weitreichende, einengende Deformationsimpulse in die Lithosphäre und wohl auch noch in die Astenosphäre der Europäischen Platte ausgestrahlt haben. Darüber hinaus dürfte die sich vollziehende Öffnung des Nordatlantiks (ocean sea floor spreading) und die damit zusammenhängenden wiederholten Richtungsänderungen der großtektonischen Beanspruchungspläne innerhalb der Kontinentalplatten zu einem Aufbrechen und möglichen Zerfall der derzeit bestehende globalen Plattenkonfigurationen geführt haben (CLOETINGH et al. 1989; CLOETINGH & KOOI 1992; CLOETINGH et al. 2006; ZIEGLER 1978, 1990, 1992 mit ausführlichen weiterführenden Literaturzitate). Die Lage und Anordnung der einzelnen Riftsegmente wird vermutlich durch eine selektive Reaktivierung spätvariszisch angelegter Bruchsysteme bestimmt.

Das Gebiet der Niederrheinischen Bucht bildet zusammen mit dem sich nördlich anschließenden Niederrheinischen Tiefland in ihren heutigen Umrissen eine sich keilförmig nach Norden erweiternde, selbstständige geologische und tektonische Struktureinheit (Abb. 7). Sie wird an ihrem Ost- und Südwestrand von paläozoischen Gesteinsserien des Rheinischen Schiefergebirges und am sich weiter nordwärts fortsetzenden Südwestrand von kreidezeitlichen Gesteinsserien der Südlim-

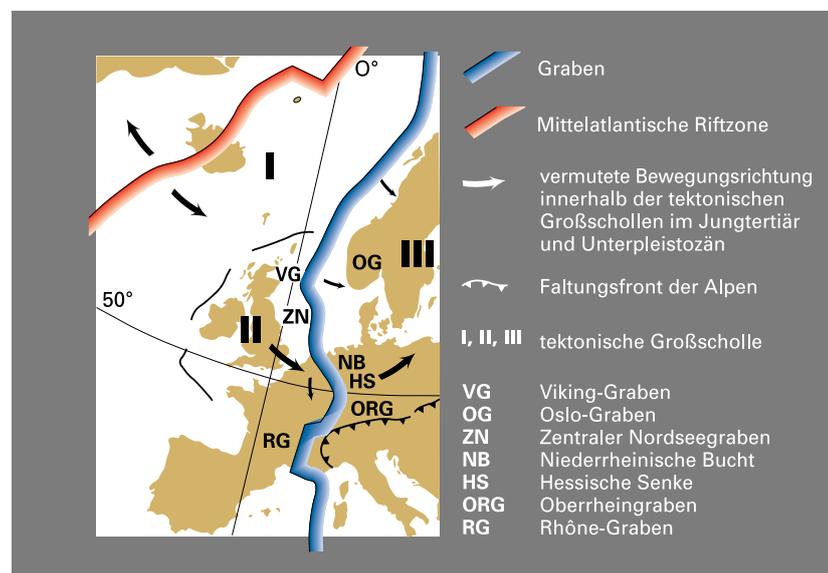


Abb. 6 Graben- und Riftzonen in West- und Mitteleuropa



burger Kreide-Tafel eingerahmt. Zwischen Oberperm und Unterer Trias ist sie Bestandteil eines ausgedehnten nordwesteuropäischen Senkungsgebiets, das sich seit der Mittleren Trias im Gefolge einsetzender bruchhafter Überprägungen, verbunden mit zeitweiligen Senkungs- und Hebungsphasen, zu einem zunehmend selbstständigen Sedimentationsraum entwickelt (HERBST 1958, WREDE 1985). Diese Entwicklung führt im Tertiär schließlich zur Struktureinheit der Niederrheinischen Bucht (HAANSTRA 1963, HEYBROEK 1974, VAN ADRICHEM BOOGAERT & KOUWE 1993 – 1997, GRAS & GELUK 1999). Entsprechend dieser Entwicklung wird die Struktureinheit der Niederrheinischen Bucht durch eine Reihe bereits spätvariszisch angelegter (WOLF 1985, WREDE 1985, WREDE & HILDEN 1988, DROZDZEWSKI et al. 1998) und besonders seit dem Oligozän reaktivierter SW – NE streichender Hauptstörungen (Viersener Sprung, Rurrand, Erft-Swist-Sprungsystem, Feldbiss) in mehrere deutlich gegeneinander abgegrenzte Großschollen gegliedert. In den heute relativ hochgelegenen östlichen Großschollen (Krefelder und Kölner Scholle) mit ihren insgesamt gering mächtigen Sedimentfüllungen sind die Senkungsbewegungen bereits im Miozän weitgehend abgeschlossen; dagegen setzten sich die prinzipiell kräftigeren Subsidenzen der westlichen Großschollen (Venloer Scholle, Erft-Scholle, Rur-Scholle) auch noch gegen Ende des Miozäns beschleunigt fort und erreichten während des Pliozäns und Pleistozäns ihren Höhepunkt. Infolgedessen sind diese westlichen Großschollen gegenüber den östlichen Hochschollen längs der schollenbegrenzenden Hauptstörungen um bis zu 1 000 m abgesenkt und mit lokal bis zu 1 500 m mächtigen, petrografisch und faziell stark differenzierten Lockergesteinen des Tertiärs und Quartärs verfüllt. Nach geologischen, geomorphologischen, geodätischen und geophysikalischen Untersuchungen dauert der Vorgang der Bruchschollentektonik bis in die Gegenwart an (QUITZOW & VAHLENSIECK 1955;

AHORNER 1962, 1968, 1975, 1990). Heutzutage treten Erdbeben bevorzugt im Bereich der westlichen Randstaffeln (Rurrand-Störung, Feldbiss-Zone) von Rur-Scholle und niederländischem Zentralgraben auf (AHORNER 1968).

3 Voruntersuchungen

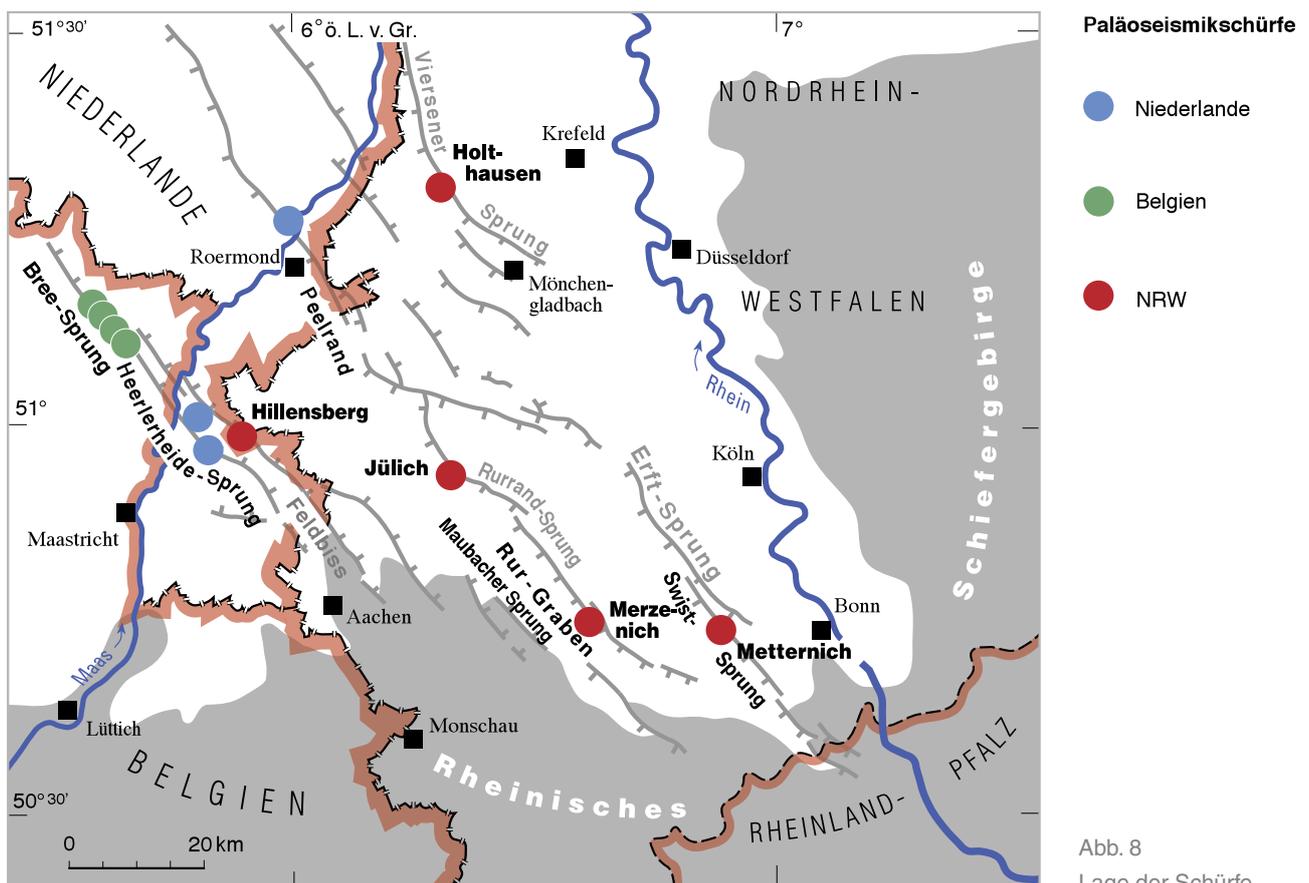
Die Voruntersuchungen zur Auswahl geeigneter Standorte für die Paläoseismikschürfe stützten sich vor allem auf die Auswertung von Karten- und Archivunterlagen (z. B. Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Geologische Karten von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000 u. 1 : 25 000), Geländeuntersuchungen sowie geophysikalische Vorerkundungen.

3.1 Auswertung von Archivunterlagen

Bei der Auswertung von Archivunterlagen galten nachfolgende Überlegungen:

1. der Schurf sollte eine noch in der Gegenwart tektonisch aktive Störung queren
2. die Lage der Störung musste quasi punktgenau im Gelände geortet sein
3. der möglichst senkrecht zum Störungsverlauf angelegte Schurfgraben sollte holozänzeitliche Kolluvien antreffen, damit das Zeitfenster des Holozäns möglichst vollständig abgedeckt werden konnte
4. das Untersuchungsgebiet musste eindeutig außerhalb des Einzugsgebiets von Grundwasserabsenkungen liegen, damit setzungsbedingte Lagerungsstörungen des natürlichen Schichtenaufbaus ausgeschlossen werden konnten
5. der unmittelbare Schurfbereich sollte nicht durch flächenintensive anthropogene Eingriffe verändert sein (prähistorische oder mittelalterliche bis römerzeitliche Siedlungsplätze sind nicht unbedingt störend, da sie in der Regel ausgezeichnete Datierungsmöglichkeiten bieten).

Unter Berücksichtigung dieser Vorgaben wurden nachfolgend ausgewählte Bereiche entlang des Viersener Sprungs am Nordostrand der Niederrheinischen Bucht, am Feldbiss am Südwestrand der Niederrheinischen Bucht, an der Rurrand-Störung zwischen Rur- und Erft-Scholle ca. 10 km südlich von Jülich sowie am Swist-Sprung, der tektonischen Trennlinie zwischen Kölner und Erft-Scholle im Bereich der südlichen Niederrheinischen Bucht untersucht (Abb. 8).



3.2 Geländeuntersuchungen

Neben morphologischen Analysen und geophysikalischen Felduntersuchungen (Bodenradar und Tiefengeoelektrik; s. Kap. 3.3) bestanden die Geländearbeiten hauptsächlich aus einer detaillierten Kartierung des oberflächennahen, geologischen Untergrundes mit Hilfe von 2-m-Handsondierungen, maschinengeführten Kleinbohrungen (Eindringtiefen bis zu 10 m) und – in Einzelfällen – mit maximal 29 m tiefen Druck- und Rammsondierungen. Diese dienten neben der genauen Erfassung der Schichtenfolge und der Festlegung einer geeigneten Lokation vor allem auch als Grundlage für die bautechnische Planung und Anlage der Schürfe. Wegen deren Größe von maximal 70 m x 12 m x 6 m musste neben der Standsicherheit der Böschungen auch ein freier Zugang sowie eine ungefährdete Profilaufnahme gewährleistet sein. Aus diesem Grunde wurden im Baugrundlabor des Geologischen Dienstes NRW neben den Korngrößenverteilungen die Scherfestigkeiten und, bei feinkörnigen Böden, die plastischen Eigenschaften der angetroffenen Gesteinsarten bestimmt. Diese Untersuchungen bildeten die Grundlage für die jeweilige Geometrie des Schurfes, die Ausschreibung der Erdarbeiten, die Erstellung der Bauanträge einschließlich der Standsicherheitsnachweise der Böschungen sowie der Wiederverfüllung der Schürfe.

3.3 Geophysikalische Vorerkundungen (K. LEHMANN)

3.3.1 Erkundungsziel

Geophysikalische Messverfahren ermöglichen eine schnelle und zerstörungsfreie Erkundung des Untergrundes. Durch Anwendung physikalischer Messmethoden werden Gesteinsparameter in situ erhoben und unter Hinzuziehung geologischer Zusatzinformationen bzw. Erfahrungswerte bestimmten Lithologien oder Strukturen zugeordnet. Änderungen geologischer Einheiten im Untergrund werden erkannt, wenn ein messbarer Kontrast der untersuchten Gesteinseigenschaften vorliegt. Die zu erwartende physikalische Beschaffenheit des Untergrundes bestimmt somit die Wahl der Messverfahren. Weitere Kriterien zur Ermittlung geeigneter Erkundungsmethoden sind Erkundungstiefe, räumliche Auflösung sowie Dimension der Untersuchung, d. h., die Ausführung als Sondierung, Profilmessung, Kartierung, Tomografie etc.

Bei paläoseismologischen Untersuchungen hat die Angewandte Geophysik die Aufgaben:

1. die Position von Störungen aufzufinden und als Verwerfung zu identifizieren und
2. die lithologische bzw. strukturelle Ausprägung der Störung im oberflächennahen Untergrund abzubilden (MC CALPIN 1996).

In der Niederrheinischen Bucht wurden geophysikalische Erkundungen für paläoseismologische Fragestellungen bereits vielfach erfolgreich eingesetzt (z. B. CAMELBECK & MEGHRAOUI 1998; MEGHRAOUI et al. 2000; DEMANET et al. 2001 a, 2001 b; LEHMANN et al. 2001 b; VANNESTE et al. 2001). Für kleinräumige Untersuchungen haben sich insbesondere die Methoden der elektrischen Sondierungskartierung – zur Lokalisierung von Störungslinien – und des Bodenradars – zur detaillierten Abbildung der Verwerfungsstruktur nahe der Oberfläche – bewährt (z. B. PELZING et al. 2000; DOST & EVERS 2001; LEHMANN et al. 2001 a, 2001 b).

Aus Sicht der Geophysik markieren u. a. signifikante Schwereanomalien die Lage zahlreicher Hauptverwerfungen der Niederrheinischen Bucht, darunter Feldbiss und Viersener Sprung. Die zugrunde liegenden Schweremessungen wurden in den 80er-Jahren des vorigen Jahrhunderts im Auftrag des damaligen Geologischen Landesamt NRW durchgeführt (PLAUMANN 1983, 1984, 1990). Streichen und grober Verlauf des Viersener Sprungs sowie, im Bereich Selfkant, des Feldbisses können auch auf einer Übersichtskarte der Bouguer-Schwere (PLAUMANN 1991) abgelesen werden. Als Untersuchungsgebiet für detailliertere Erkundungen wurden einzelne Segmente der Heerlerheide-Störung (1), der Feldbiss-Störung (2) und des Viersener Sprungs (3) aus geomorphologischen und geologischen Gesichtspunkten vorgegeben (vgl. Kap. 3.1.).

Für diese Studie wurde das Bodenradar-Verfahren (GPR: **g**round **p**enetrating **r**adar) gewählt, um geeignete Lokationen entlang bekannter Verwerfungssegmente aufzufinden, an denen Strukturen tektonisch aktiver Störungen oberflächennah aufgeschlossen werden können. Die Eindringtiefe der Untersuchungsmethode liegt bei einigen Metern und entspricht damit der konventionell realisierbaren Teufe eines Schurfes. Die Erkundungen wurden in Form räumlich hochaufgelöster Profile, die senkrecht zum Streichen der Verwerfung angeordnet sind, durchgeführt.

3.3.2 Methodik

Bei einer Bodenradar-Messung werden von einer Antenne elektromagnetische Wellen mit hohen Frequenzen in den Untergrund gesendet. Abhängig von den elektrischen Eigenschaften des Untergrundes, das sind hier Dielektrizitätszahl und elektrische Leitfähigkeit, werden diese Wellen zu einem bestimmten Grade gedämpft und an Grenzflächen reflektiert. Der Anteil der reflektierten Wellen wird an der Oberfläche empfangen und aufgezeichnet. Werden Sende- und Empfangs-

antennen über ein Profil bewegt, können Laufzeit und Amplitude der Radarwelle quasikontinuierlich registriert werden. Das entsprechende Radargramm lässt, ähnlich einem Seismik-Profil, nach einer Datenauswertung Strukturen im Untergrund erkennen und deren Tiefenlage ablesen. Als Grenzschichten können sowohl lithologische Grenzen, Brüche, Hohlräume oder Feuchtigkeitsänderungen als auch Leitungen oder Bauwerke erkannt werden. Dieses Verfahren wurde in den 1980er-Jahren im Bereich der Geowissenschaften etabliert (z. B. DAVIS & ANNAN 1989) und wird seitdem in zunehmendem Maße bei der Untergrundserkundung für verschiedene Fragestellungen, u. a. für die Untersuchung von Verwerfungen (z. B. CAI et al. 1996), eingesetzt. Seitdem findet durch Verfeinerungen in den Bereichen Messtechnik und Auswertung eine stetige Weiterentwicklung statt.

Bei Bodenradar-Messungen lassen sich Antennen unterschiedlicher Frequenzen verwenden. Die Wahl geeigneter Antennen wird durch einen Kompromiss zwischen Eindringtiefe (Größenordnung einige Meter) und räumlicher Auflösung (Dezimeter) der Erkundung bestimmt und den jeweiligen Bodenbedingungen und Anforderungen angepasst. Zur Erlangung eines detaillierten Bildes vom Untergrund empfiehlt sich grundsätzlich eine kombinierte Anwendung verschiedener Antennen.

Der Geologische Dienst NRW beauftragte die Fachrichtung Angewandte Geophysik am Geologischen Institut der Universität Bonn mit den Untersuchungen. In der Erkundung kam das Messgerät Typ SIR-10A+ der Fa. Geophysical Survey Systems, Inc. in Verbindung mit Antennen der Frequenzen 100, 200 und 400 MHz zum Einsatz. Die Messungen wurden in den Monaten März und April 2001 durchgeführt. Messvorgang und Auswertung sind in einem ausführlichen Arbeitsbericht dokumentiert (ALTEKÖSTER 2001).

3.3.3 Ergebnisse

Durch die starke Durchfeuchtung des Untergrundes während der Messkampagne traten in hohem Maße Übertragungsverluste der elektromagnetischen Wellen bei der Ankopplung sowie Dämpfungen beim Durchqueren des Untergrundes auf. Als Folge erschwerten teilweise Artefakte in den aufgezeichneten Signalen und eine verringerte Eindringtiefe die Interpretation der Messdaten. Da die maßgeblichen elektrischen Parameter mit dem Grad der Wassersättigung variieren, sind einige Reflexionen im Radargramm auf Durchfeuchtungs-Horizonte zurückzuführen.

1. Am Heerlerheide-Sprung wurden Bodenradar-Messungen auf zwei Profilen mit Längen von 76 und 135 m nördlich und südlich der Ortschaft Horbach (Kreisfreie Stadt Aachen) durchgeführt. Durch den durchnässten Untergrund und eine mehrere Meter mächtige Lössbedeckung wurden die Radarwellen gedämpft, sodass auch unter Verwendung der Messfrequenzen 100 und 200 MHz lediglich Eindringtiefen von wenigen Metern erreicht wurden. In den Radargrammen wurden durch einen Abgleich mit Ergebnissen von Sondierbohrungen die Grenze Mutterboden – Lösslehm sowie teilweise der Übergang Lösslehm – Kolluvium erkannt und über die Profilstrecken verfolgt. Signifikante Änderungen des Reflexionsmusters innerhalb der Messstrecke wurden auf den Heerlerheide-Sprung zurückgeführt.
2. Im Bereich der Feldbiss-Störung nordöstlich der Ortschaft Hillensberg (Gemeinde Selfkant, Landkreis Heinsberg) wurden drei Bodenradarprofile vermessen. Die Profile verliefen jeweils quer zum vermuteten Streichen der Verwerfung in Abständen von 150 und 350 m. Auf den 150 – 200 m langen Messstrecken konnten Eindringtiefen von etwa 2 – 4 m erreicht werden, abhängig von der Verwendung der 100- bzw. 200-MHz-Antenne. In den Messwerten der beiden nordwestlich gelegenen Profile konnten Hinweise auf Diskontinuitäten im Untergrund gefunden werden. Lediglich entlang des südöstlich gelegenen Profils 3 konnte innerhalb einer Erkundungstiefe von ca. 4 m keine Verwerfung detektiert werden.

Die räumliche Darstellung der drei Radargramme ließ eine Korrelation der interpretierten Störungen aus den Profilen 1 und 2 zu. Durch die Projektion der abgeleiteten Streichrichtung wurde deutlich, dass die Störungszone außerhalb der Messstrecke von Profil 3 liegt und somit nicht erfasst werden konnte. Aufgrund der Evidenz zusätzlicher geologischer Voruntersuchungen wurde die Fortsetzung des Profils 3 als Lokation für den Schurf Hillensberg gewählt. Die Feldbiss-Störung mit den interessierenden Strukturen wurde im Aufschluss in einer Tiefe angetroffen, die die Erkundungstiefe der Bodenradarmessungen übersteigt. Die Reflexionshorizonte im Radargramm konnten als Grenzen stratigrafischer Einheiten identifiziert werden (LEHMANN et al. 2002).

Im März 2003 wurden vom Observatoire Royale de Belgique, Brüssel, mit logistischer Unterstützung des Geologischen Dienstes NRW ergänzende elektrische Sondierkartierungen im Umfeld der Schurfposition durchgeführt (pers. Mitteilung K. VANNESTE 2003). Ziel dieser Erkundungen war die Untersuchung von Störungsmustern der Feldbiss-Störung unter Einbeziehung eines erweiterten Gebietes.

3. Nordwestlich von Viersen wurden zwei Profile mit Längen von 100 bzw. 122 m untersucht. Die parallelen Messstrecken queren den Viersener Sprung im Abstand von etwa 3 km. Durch Testmessungen wurde die optimale Antennenkombination zur Erkundung des oberflächennahen Untergrundes unter den lokal angetroffenen Bedingungen ermittelt. Deutliche laterale Änderungen des Reflexionsmusters ließen in beiden Profilen den Schluss auf das Auftreten einer Verwerfungszone zu. Untersuchungen mit den verwendeten Messfrequenzen 200 und 400 MHz bestätigten unabhän-

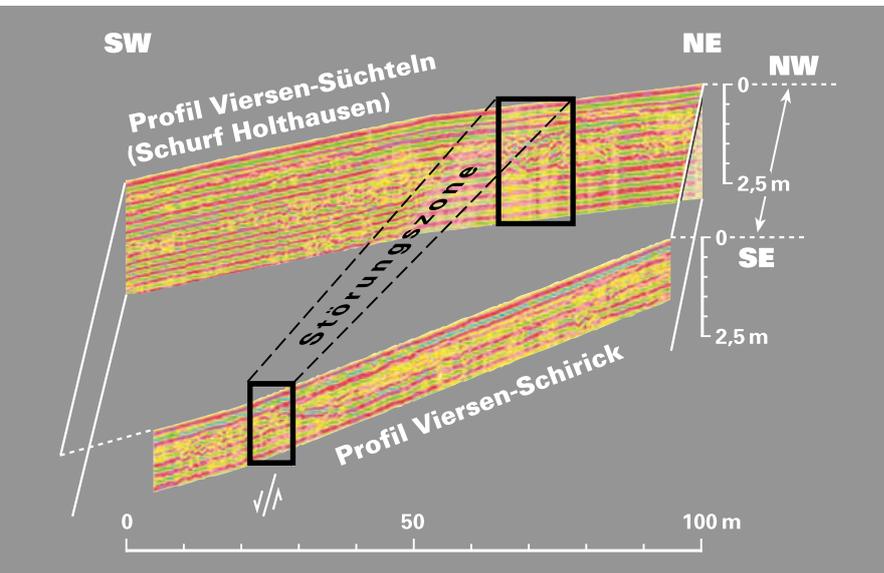


Abb. 9
Radargramme auf Profilen senkrecht zum Streichen des Viersener Sprungs

gig, dass die entsprechenden Strukturen bereits in einer Tiefe von etwa 1 m evident sind (Abb. 9). Die Position einzelner Störungslinien konnte dabei exakt bestimmt werden. Im Aufschluss entlang des Profils Viersen-Süchteln (Schurf Holthausen) ließen sich die in den Radargrammen abgelesenen Strukturen verifizieren (LEHMANN et al. 2002).

Die Resultate der geophysikalischen Vorerkundung stehen im Einklang mit den in den Aufschlüssen angetroffenen Strukturen. Die Vorerkundung mit dem Messverfahren Bodenradar erwies sich damit als probates Mittel, die Lage eines Schurfes für paläoseismologische Untersuchungen festzulegen.

3.4 Altersbestimmungen (A. TECHMER)

3.4.1 Optisch stimulierte Lumineszenzmethode (OSL/IRSL)

Die Methode der optisch stimulierten Lumineszenz beruht darauf, dass kristalline Substanzen wie z. B. Quarz und Feldspat die Fähigkeit besitzen, Energie ionisierender Strahlung in geologischen Zeiträumen in ihrem Kristallgitter zu speichern. Ein Teil der Energie wird unter Abgabe von Lichtenergie (Lumineszenz) nach Anregung durch Licht oder Hitze unter kontrollierten Bedingungen wieder freigesetzt. Die Menge der durch Strahlenschäden gespeicherten Energie ist proportional der Zeit, die seit der Ablagerung des Sedimentes vergangen ist. Der Sedimenttransport, äolisch oder fluviatil, führt durch den Einfluss des Sonnenlichtes zur Nullstellung des Lumineszenzsignals. Die Datierung mit der Lumineszenzmethode ermöglicht damit die Bestimmung von Sedimentationsaltern (HUNTLEY et al. 1985, AITKEN 1998). Die Menge ionisierender Strahlen lässt sich aus dem Uran-, Thorium- und Kalium-Gehalt des Sedimentes ableiten. Die in den Mineralen akkumulierte Strahlendosis (AD) wird im Labor aus der Intensität des Lumineszenzsignals als Äquivalenzdosis (ED) ermittelt. Sie bezeichnet man auch als Paläodosis und wird in der Einheit Gray (1 Gy = 1J/kg, J = Joule) angegeben. Neben der Paläodosis im Mineral muss zur Datierung die natürliche Dosisleistung (DL) bestimmt werden. Sie ist ein Maß für die Dosis ionisierender Strahlung, die auf die Minerale in einer bestimmten Zeit trifft und wird in Gray/Jahr (Gy/a) angegeben. Der Quotient aus der Paläodosis mit der Dosisleistung aus dem umgebenden Sediment führt dann zum Sedimentationsalter, dem Zeitpunkt seit der letzten Sonnenlichtexposition:

$$\text{Sedimentationsalter [a]} = \frac{\text{Paläodosis [Gy]}}{\text{Dosisleistung [Gy/a]}}$$

Eine wichtige Voraussetzung für die Datierung mit der Lumineszenzmethode ist die Rückstellung des Lumineszenzsignals auf Null vor der Ablagerung der Sedimente. Ein äolischer Transport gewährleistet schon nach kurzer Zeit die Rückstellung durch das intensive Sonnenlicht (GODFREY-SMITH et al. 1988). Ein fluviatiler Transport des Sedimentes hingegen kann aufgrund der Absorption des Sonnenlichtes durch das umgebende Wasser und durch die Schwebstoffe in der Wassersäule zu einer unvollständigen Nullstellung des Lumineszenzsignals führen. Die Datierung von Kolluvien ist daher problematisch. Es kann ein ererbtes Signal zurückbleiben, sodass es zu Altersüberbestimmungen kommt. Die optisch stimulierenden Lumineszenzmethoden wie die hier verwendete infrarot stimulierende Lumineszenz (IRSL) regt nur Elektronen im Mineral an, die mit dem Sonnenlicht auch wieder leicht in ihren energetischen Grundzustand zurückgeführt werden können (GODFREY-SMITH et al. 1988). Sie ist aus diesem Grund die am besten geeignete Methode zur Datierung von Kolluvien. Datierungen an kolluvialen Sedimenten aus dem Niederrheingebiet zeigen, dass die Bleichung des Lumineszenzsignals vor der Ablagerung ausreichend ist (FRECHEN et al. 2001, FRECHEN & VAN DEN BERG 2002).

Die Datierung von Feldspäten mit der infrarot stimulierten Lumineszenzmethode kann insbesondere bei der Anwendung der Single Aliquot Technik zu Altersunterbestimmungen führen (WALLINGA 2002; WALLINGA et al. 2001, WALLINGA et al. 2000 a; WALLINGA & DULLER 2000; TORNQVIST et al. 2000). Datierungen aus dem Rhein-Maas-Delta haben deutliche Altersunterbestimmungen von bis zu 35 % ergeben (WALLINGA & DULLER 2000). Die Autoren führen dies auf Sensitivi-

tätsänderungen zurück, ein Effekt, der durch wiederholtes, intensives Heizen und Bleichen während der Messprozedur insbesondere mit dem regenerativen Single Aliquot Verfahren (SAR) zur Ermittlung der Paläodoses entsteht. Das Multiple Aliquot Verfahren, das im Wesentlichen in dieser Arbeit verwendet wurde, sollte von diesem Problem nicht beeinflusst werden (WALLINGA & MURRAY & WINTLE 2000). Es können des Weiteren Altersunterbestimmungen in Feldspäten durch spontane Signalverluste („anomalous fading“; WINTLE 1973) und „optischer Absorption“ (WALLINGA & DULLER 2000) auftreten. Die Datierung mit der infrarot stimulierten Lumineszenzmethode an der polymineralischen Feinkornfraktion und an grobkörnigen Feldspäten ist erfolgreich in zahlreichen Untersuchungsgebieten angewendet worden (FRECHEN et al. 2001, PORAT et al. 1996, CLARKE et al. 1996, LANG & NOLTE 1999).

In dieser Arbeit sind die Paläodosesbestimmungen mit einem additiven Multiple Aliquot Verfahren (MAA) und einem regenerativen Single Aliquot Verfahren (SAR; WALLINGA et al. 2000 b, MURRAY & WINTLE 2000) durchgeführt worden. Ein additives Multiple Aliquot Protokoll wurde zur Datierung der polymineralischen Feinkornfraktion (4 – 11 µm) der Sedimente und der Alkalifeldspäte aus der Grobkornfraktion (100 – 200 µm) genutzt. Die Alkalifeldspäte der gleichen Grobkornfraktion wurden des Weiteren mit einem Single Aliquot Protokoll analysiert.

Die Aufbereitung der Sedimente zur Herstellung der Feinkornfraktion von 4 – 11 µm erfolgte unter Rotlichtbedingungen nach einer üblichen Feinkornaufbereitung (ZIMMERMANN 1971, FRECHEN et al. 1996). Es wurden 200 g des Sedimentmaterials gesiebt um die gröberen Fraktionen zu entfernen. Zur Entfernung der Karbonat- und der organischen Komponenten wurden die Proben anschließend mit einer 0,1 N HCl, Natriumoxalat und einer 30 %-igen H₂O₂-Lösung behandelt. Die Fraktion von 4 – 11 µm wurde nach dem Stoke'schen Gesetz sedimentiert und anschließend zentrifugiert. Je 1 mg der gewonnenen Feinkornfraktion wurde dann in einer Acetonlösung auf Aluminiumscheibchen sedimentiert.

Für die Aufbereitung der Alkalifeldspäte aus der Grobkornfraktion von 100 – 200 µm wurde ca. 200 g Probenmaterial gesiebt. Die Alkalifeldspäte wurden durch Dichtentrennungen (2,62 g/cm³, 2,58 g/cm³) mit Natriumpolywolframat von den Schwermineralen, Quarzen und Plagioklasen getrennt. Die Alkalifeldspäte aus der < 2,58 g/cm³-Fraktion wurden mit einem Silkspray auf Edelstahlscheibchen fixiert.

Die Paläodoses der polymineralischen Feinkornfraktion und der Alkalifeldspäte wurde mit einem additiven Multiplen Aliquot Protokoll bestimmt. Nach einer Normierungsmessung von 0,4 s mit einer infraroten 1,0-W-Laserdiode (830 nm) wurden jeweils sieben Dosisgruppen mit je fünf Aliquoten bis zu einer Dosis von maximal 945 Gy bestrahlt. Die Bestrahlung erfolgte mit einer integrierten ⁹⁰Sr/⁹⁰Y-Betaquelle. Das natürliche Lumineszenzsignal konnte an zehn Aliquoten ermittelt werden. Nach der Bestrahlung wurden die Proben mindestens vier Wochen bei Raumtemperatur gelagert. Ein Vorheizen der Aliquote erfolgte vor jeder Messung 1 min bei 230 °C, anschließend wurde das IRSL-Signal für 10 s gemessen. Die Paläodoses konnte dann aus dem Integral unter der Ausleuchtcurve von 2 – 10 s ermittelt werden.

Die in den Alkalifeldspäten der Grobkornfraktion gespeicherte Paläodoses wurde neben dem additiven Multiplen Aliquot Verfahren auch mit einem regenerativen Single Aliquot Protokoll nach WALLINGA et al. (2000 b) wie folgt ermittelt:

1. Vorheizen 290 °C, 10 s
2. Messung natürliches IRSL-Signal: 50 °C, 300 s
3. Bestrahlung mit Testdosis T
4. Vorheizen 210 °C, 10 s
5. Messung Testdosis IRSL-Signal: 50 °C, 300 s
6. Bestrahlung mit Dosis R1, R2, R3
7. Vorheizen 290 °C, 10 s
8. Messung regeneriertes IRSL-Signal: 50 °C, 300 s
9. Bestrahlung mit Testdosis T
10. Vorheizen 210 °C, 10 s
11. Messung Testdosis IRSL-Signal: 50 °C, 300 s
12. Wiederholung von Schritt 6 – 11 für R2, R3, Nullpunkt, „Recycling“-Punkt

Alle Messungen erfolgen in einer RISØ TL/OSL-DA-15-Anlage, die über eine interne ⁹⁰Sr/⁹⁰Y-Betaquelle verfügt mit einer Dosisleistung von 0,18 Gy/s. Die Paläodoses einer Probe konnte an 24 Aliquoten derselben ermittelt werden.

Die Sedimentdosisleistung wurde anhand von Uran-, Thorium- und Kaliumgehalten unter Annahme eines radioaktiven Gleichgewichtes ermittelt. Die Messungen erfolgten mit einem low-level-Gammaspektrometer im Labor. Der K-Gehalt der Alkalifeldspäte wurde mit 12,0 ± 0,5 Gew.-% angenommen. Der natürliche Wassergehalt der kolluvialen Sedimente wurde mit 20 ± 5 Gew.-% angenommen. Die Abschätzung der kosmischen Dosisleistung erfolgte unter Berücksichtigung der Profiltiefe und der Höhe über Normal Null nach PRESCOTT & HUTTON (1994).

3.4.2 ¹⁴C-Datierung

Die Radiokarbondatierungen von Bodenproben wurden mit konventionellen Proportionalzählrohren durchgeführt. Als Zählgas wurde Acetylen bei 1 atm in die Zählrohre gefüllt (GEYH 1967, GEYH & SCHILLAT 1966). Sie arbeiten hinter einer komplexen Bleikammer, um möglichst kleine Mengen der ¹⁴C-β-Zerfälle, d. h. hohe ¹⁴C-Alter, noch messen zu können. Rezente, makroskopisch sichtbare Wurzeln wurden vor der Analyse aus den Bodenproben entfernt. Fossiler Kohlenstoff aus Karbonatanteilen der Böden wurde mit HCl herausgelöst. Anschließend erfolgte die Verbrennung der gesamten organischen Substanz über CO₂ zu C₂H₂. Die Kalibrierung der konventionellen ¹⁴C-Alter erfolgte nach STUIVER & REIMER (1993).

3.5 Bautechnische Planung (K. BUSCHHÜTER)

Schon während der geologischen Voruntersuchungen musste bedacht werden, unter welchen Bedingungen ein Schurf am vorgesehenen Standort aus bautechnischer Sicht überhaupt realisierbar sein würde. Da nach der Landesbauordnung NRW für Abgrabungen oder Auffüllungen von mehr als 400 m² Fläche oder mehr als 2 m Tiefe bzw. Höhe eine Baugenehmigung erforderlich ist, mussten auch hierfür alle notwendigen Planunterlagen erstellt werden. Nachfolgend sind die wesentlichen Kriterien für die Realisierung eines Schurfes aus bautechnischer Sicht aufgeführt:

Eigentum:	Verfügbarkeit der Fläche, Terminplanung, Nutzungsentschädigung
Baurecht:	Genehmigungsfähigkeit, Auflagen
Baugrund:	Standsicherheit der Böschungen, erdbautechnische Aspekte
Naturschutz:	Lage zu Natur- und Landschaftsschutzgebieten
Arbeitsschutz:	Unfallverhütungsvorschriften, Arbeitsstättenverordnung
Zufahrt:	Nutzung und Herrichtung von Wegen
Infrastruktur:	Lage von Kabeln und Leitungen
Termin:	Baugenehmigung, Ausschreibung, Vergabe, Bauausführung, geowissenschaftliche Arbeiten, Rückbau, Wiederherrichtung.

Je nach Standort wirken sich die einzelnen Kriterien ganz unterschiedlich auf die Gesamtkosten aus. Da nur ein begrenzter Kostenrahmen zur Verfügung stand, musste das jeweilige bautechnische Konzept mit dem Wunsch nach einem möglichst tiefen und langen Schurf in Einklang gebracht werden.

Damit eine ungehinderte Einsichtnahme in den Schichtenaufbau möglich ist, kommt als Geometrie nur ein grabenähnlicher Einschnitt in Frage. Mit der Fragestellung nach der Böschungsneigung für die 2001 geplanten Schürfe Holthausen und Hillensberg begann für die Ingenieurgeologische Beratung des Geologischen Dienstes NRW eine sehr interessante, aber auch schwierige und zeitintensive Betreuung. Basierend auf ingenieurgeologischen Feld- und Laboruntersuchungen wurde eine Schurfgeometrie festgelegt, die ausreichend standsichere Böschungen für die Dauer ihrer Nutzung und zugleich sichere Arbeitsmöglichkeiten für die Präparierung der Wände besaß. Für die Bauämter der Städte bzw. Kreise waren derartige Bauwerke absolutes Neuland. Auch wenn es sich nur um eine vorübergehende Anlage von wenigen Wochen handelte, so waren dennoch vollständige Planunterlagen und Baubeschreibungen einzureichen. Der Bauantrag musste durch eine „bauvorlageberechtigte Person“ verfasst sein und von dieser unterschrieben werden. Nach einer persönlichen Vorstellung des Vorhabens bei dem jeweiligen Bauamt und der Unteren Landschaftsbehörde konnte die Detailplanung begonnen werden, da in allen Fällen mit einer Genehmigung der Vorhaben zu rechnen war. Nach der Antragstellung musste aber mit einer Zeitdauer der Bearbeitung von ca. 6 – 8 Wochen gerechnet werden.

Für die Ausschreibung wurden zunächst Konzepte für die Baustelleneinrichtung und den Erdbau entwickelt. Für die verschiedenen Arbeiten wie Bodenaushub, Lagerung, Folienabdeckung, Bauzaun, Treppen, Leitern etc. mussten die Massen ermittelt und die Leistungen in einem Leistungsverzeichnis (LV) beschrieben werden. Nachforderungen der Baufirmen durch unklare Texte oder falsche Massen sollten von vornherein vermieden werden. Da die Geometrie der Schürfe durch die Standsicherheit der Böschungen und die arbeitstechnischen Anforderungen zur geowissenschaftlichen Profilaufnahme bedingt waren, wurden keine Sondervorschläge zugelassen.

Die Ausschreibungen erfolgten für jeden Schurf gesondert als „beschränkte Ausschreibung“.

Für den Schurf Hillensberg wurde bereits bei der Planung davon ausgegangen, dass größtenteils weiche bis breiige Aushubmassen zu erwarten waren, die nicht mehr einbaubar waren und durch die Lieferung von Sand und erdfeuchtem Löss ersetzt werden mussten. Für die anderen Schürfe wurden hierfür Eventualpositionen mit geringen Massen formuliert. Es wurde versucht, den ursprünglichen Bodenaufbau so weit wie möglich wiederherzustellen. Dazu wurde neben dem Mutterboden auch der darunter anstehende Löss separat gewonnen und gelagert und später wieder in ursprünglicher Lage

und Schichtdicke einplaniert. Der sonstige Aushub wurde (mit Ausnahme des Schurfes Hillensberg) mäßig verdichtet wieder eingebaut, sodass keine Massen abgefahren werden mussten. Nach Planieren des Mutterbodens wurde dieser kreuzweise tief gelockert. Es gab keine Beanstandungen oder Nachforderungen von den Landwirten.

Das gesamte Baufeld wurde umzäunt. Ein Baucontainer diente als Umkleidemöglichkeit, Aufenthalts- und Lagerraum für Arbeitsgeräte. Durch die Folienabdeckung der Böschungen und die zumeist bindigen Böden auf der Schurfsohle war der Anfall von Niederschlagswasser beträchtlich. Bei allen Schürfen wurden an den Tiefpunkten Pumpensümpfe eingerichtet, um mittels Tauchpumpen das Niederschlagswasser abzupumpen. Die Schurfsohle wurde mit einer Kiesschicht bedeckt oder mit Holzbohlen belegt. Diese vorsorgliche Maßnahme erwies sich als absolut notwendig, um auch nach Regenfällen trockenen Fußes im Schurf arbeiten zu können. Für die Präparierung der Böschungen wurden 6 m lange, einteilige Leitern verwendet, die mit Abstandsblechen ausgestattet wurden. So war ein sicherer Stand möglich und gleichzeitig wurden die bereits präparierten Bereiche nicht wieder durch Fußspuren zerstört. Beim Schurf Holthausen wurde zusätzlich eine „Besucherberme“ eingerichtet, um dem Fachpublikum einen optimalen Standpunkt zur Betrachtung der Verwerfungszone des Viersener Sprungs anzubieten. Bei den übrigen Schürfen wurden Bermen nur dann eingerichtet, wenn sie aus Standsicherheitsgründen oder aus arbeitstechnischen Gesichtspunkten notwendig waren. Trotz teilweise sehr intensiver Sommerniederschläge gab es bei keinem der vier Schürfe Böschungsumbildungen oder gar Rutschungen. Bewährt hat sich die Folienabdeckung der bindigen Aushubmaterialien. Damit wurde sichergestellt, dass diese Materialien auch wieder einbaubar waren. Dieser Aspekt war stets für den Bauablauf und für die Baukosten von größter Bedeutung. Die ingenieur-geologischen Voruntersuchungen, die sorgfältige Planung und die baubegleitende Überwachung haben hier einen entscheidenden Beitrag zur erfolgreichen Realisierung der vier Schürfe (Abb. 10, 11, 12, 13) geleistet.

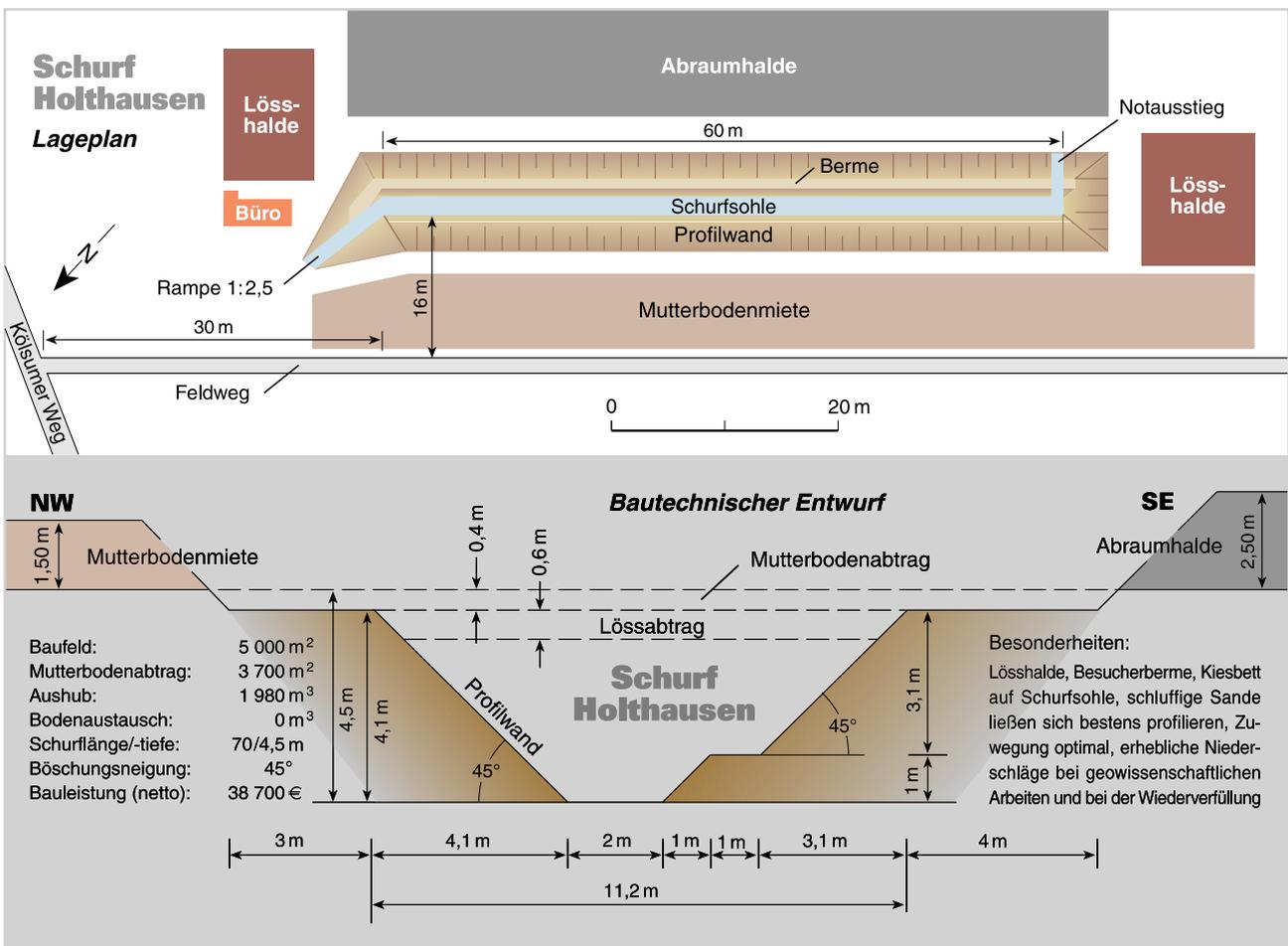


Abb. 10 Baustelleneinrichtung (Aufsicht) und Querschnitt des Schurfs Holthausen

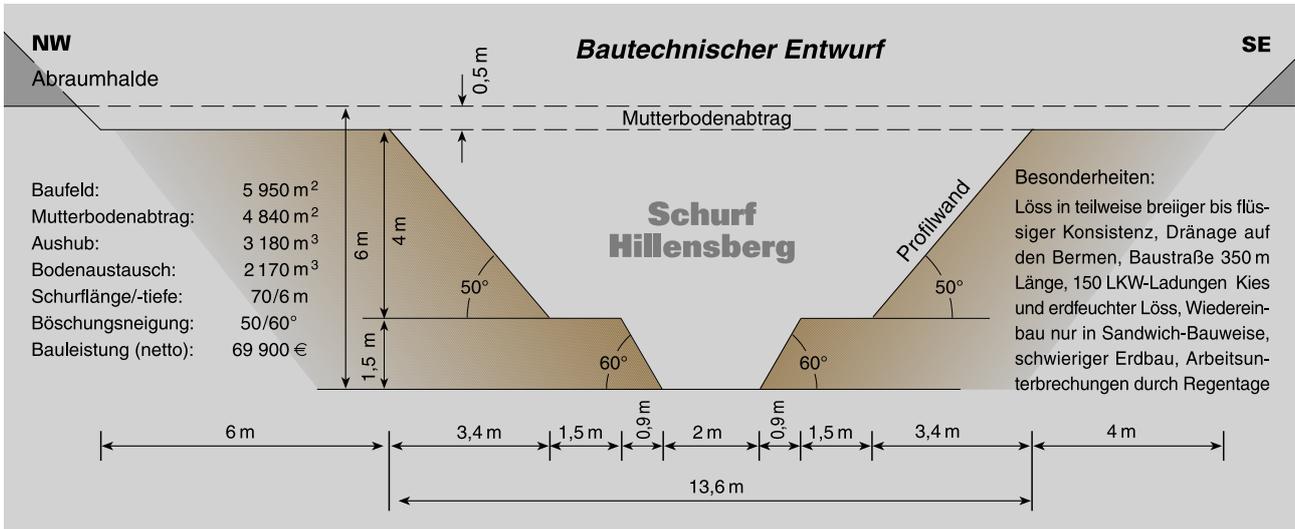


Abb. 11 Querschnitt Schurf Hillensberg

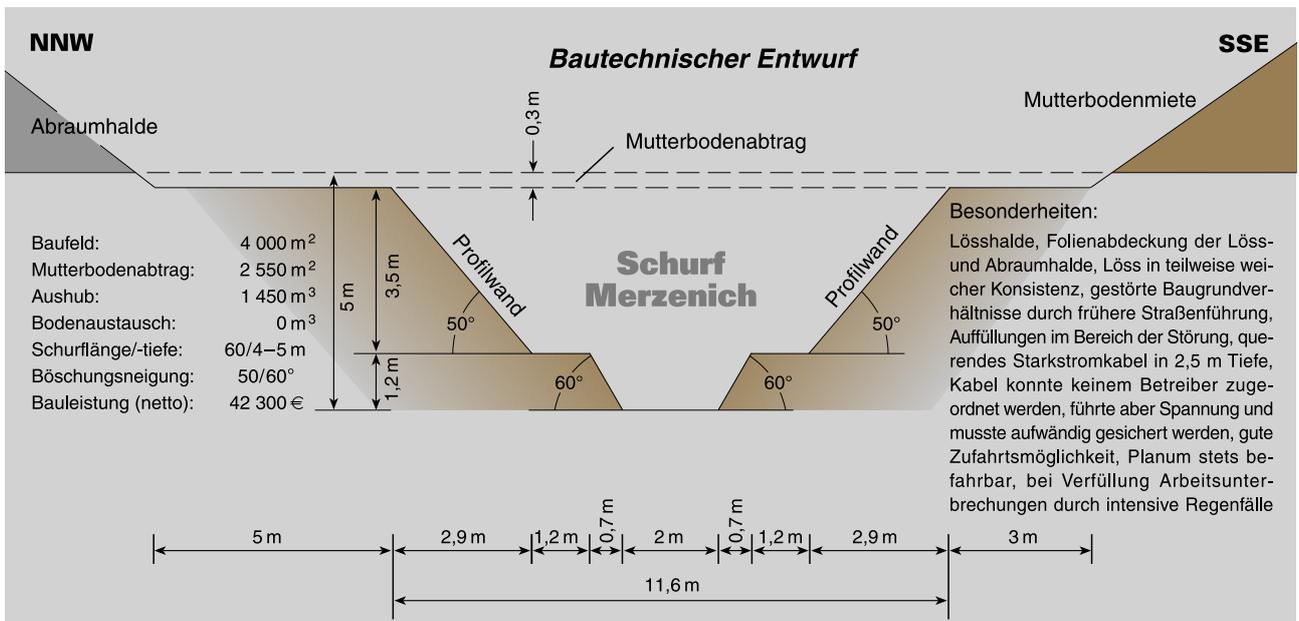


Abb. 12 Querschnitt Schurf Merzenich

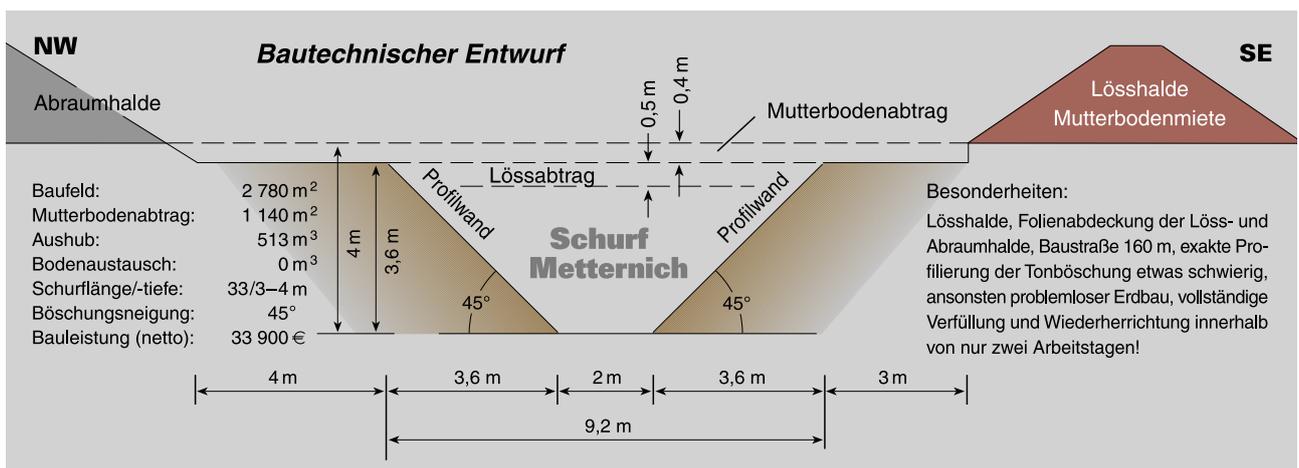


Abb. 13 Querschnitt Schurf Metternich

4 Paläoseismikschürfe

4.1 Schurf Holthausen (Viersener Sprung)

4.1.1 Lage des Schurfs

Bezeichnung:	Holthausen
Lage:	R 2523 340; H 5686 680; TK 25: 4704 Viersen; + 57 m NN
Eigentümer:	Heinz-Georg Klaßes, Viersen-Süchteln
Bauausführung:	Sanders GmbH & Co KG, Schwalmatal
Zeitraum:	24.08.2001 – 26.09.2001
Bearbeiter:	K. BUSCHHÜTER (bautechnische Planung), A. Dickhof, G. DROZDZEWSKI, G. SCHOLLMAYER, K. SKUPIN (Schichtenfolge), G. DROZDZEWSKI, V. FRIEDLEIN, J. KLOSTERMANN, V. WREDE (Tektonik), M. HISS (Mikropaläontologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse), M. FRECHEN, A. TECHMER (OSL-/IRSL-Datierung), R. PELZING (Seismik), U. KRAHMER (bodenphysikalische Kennwerte)
Kartenunterlagen:	GK 100: C 4702 Krefeld, GK 25: 4704 Viersen, BK 50: L 4704 Krefeld

4.1.2 Geografischer Überblick

Die Lokalität des Schurfs Holthausen liegt am Westrand des Süchtelner Höhenzugs, der sich am Nordostrand der Niederrheinischen Bucht von Viersen nach Nordnordwesten bis Herongen erstreckt (Abb. 14). Der Süchtelner Höhenzug bildet dort einen langgezogenen, überwiegend bewaldeten Höhenrücken aus Sedimenten des Oberoligozäns mit örtlich auflagernden Resten der Älteren und Jüngeren Hauptterrasse, der westlich von Süchteln mit + 87 m NN das östlich und westlich angrenzende Gelände morphologisch um jeweils ca. 20 m überragt. Hierbei ist die östliche Geländekante als reine Erosionskante der Niers mit deren pleistozänen bis holozänen Ablagerungen anzusehen. Nach Westen zu fällt der Süchtelner Höhenzug entlang des Viersener Sprungs morphologisch zur Venloer Scholle hin ab, wobei deren Absenkung bis heute anhält und die Geländekante dadurch ständig frisch bleibt (THOME 1984). Der Geländeabfall ist durch kleine Bachtälchen, in denen sich kolluviales Material abgesetzt hat, morphologisch schwach gegliedert.



Abb. 14 Lage des Schurfs Holthausen

4.1.3 Geologisch-tektonischer Überblick

Der Schurf Holthausen liegt geologisch-tektonisch im Bereich des Viersener Sprungs, der tektonischen Trennlinie zwischen der Venloer Scholle im Westen und der Krefelder Scholle im Osten (Abb. 15). Diese tektonische Hauptstörung erstreckt sich in Richtung NNW – SSE (165°/82° SW) von Weeze-Wemb im Nordwesten, unweit der niederländischen Grenze, bis südöstlich von Köln. Zusammen mit einer Reihe kleinerer, westlich vorgelagerter Randstörungen bildet der Viersener Sprung eine Schollentreppe, an der die Tertiär-Schichten jeweils um mehrere Zehnermeter gegeneinander versetzt sind (AHORNER 1962). Die unterschiedlichen Schichtmächtigkeiten beiderseits der Störung belegen, dass der Viersener Sprung im Verlaufe der Erdgeschichte als „fortlebende Störung“ immer wieder neu aktiviert wurde und sich diese Bewegungen bis in das Quartär hinein fortgesetzt haben (AHORNER 1962, KLOSTERMANN 1992, KLOSTERMANN et al. 1998, RIBBERT 1998). Die tertiärzeitlichen Schichten sind entlang des Viersener Sprungs insgesamt um mehrere hundert Meter gegeneinander versetzt. Die Verwürfe betragen für das Oberoligozän, den Zeitraum der tiefsten Absenkung, bei Viersen-Süchteln 450 m (AHORNER 1962: 74) und für das Pliozän 80 – 130 m. Ein erneuter Höhepunkt tektonischer Aktivität ist an der Wende Tertiär/Quartär zu verzeichnen (KLOSTERMANN 1983). Während des Quartärs wurde die Grenze Tertiär/Quartär (Ältere Hauptterrasse) im Bereich der Venloer Scholle um ca. 40 – 50 m gegenüber den Schottern im Bereich des Süchtelner

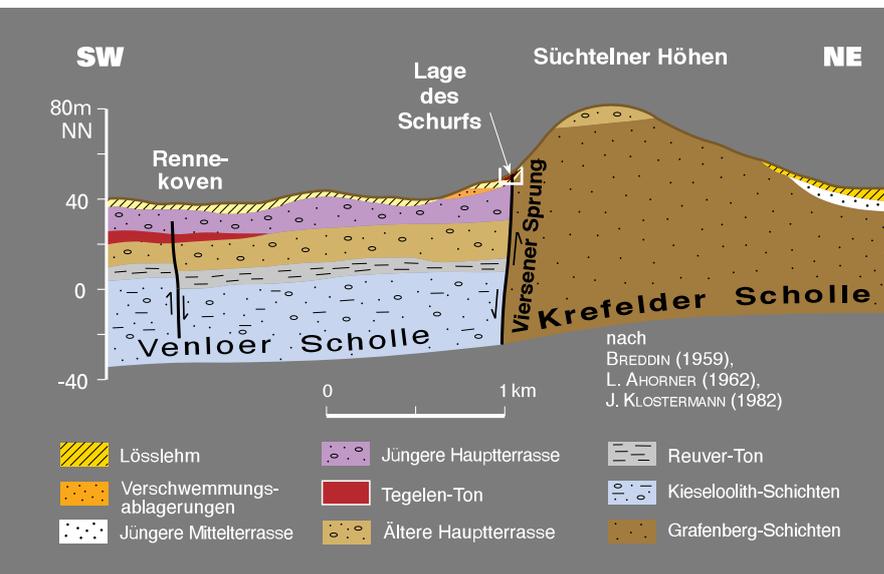


Abb. 15

Querprofil durch die östlichen Randstufen der Niederrheinischen Bucht (Viersener Sprung) zwischen Krefelder und Venloer Scholle bei Süchteln

Höhenzugs abgesenkt. Auf die Schichten der Jüngeren Hauptterrasse entfallen ca. 26 m Verwurf (BREDDIN 1930, KLOSTERMANN et al. 1998: 562). Für das Holozän wurden nördlich von Hinsbeck Absenkungsbeträge von 3 m, das sind 0,3 mm/a, ermittelt (BREDDIN 1930: 841).

4.1.4 Schichtenfolge

Der Bereich Süchteln (östlich des Viersener Sprungs) gehört geologisch zum Bereich der Krefelder Scholle mit sandigen Schichten des Tertiärs (Oberoligozän: Grafenberg-Schichten) sowie einer gering mächtigen Bedeckung aus Schottern der Älteren (STEEGER 1928, BREDDIN 1930) und Jüngeren Hauptterrasse (WUNSTORF & FLIEGEL 1910; QUAAS 1911, 1917; MONREAL 1959). Westlich des Viersener Sprungs, im Bereich der Venloer Scholle, sind die oberoligozänen Schichten um mehrere hundert Meter zur Tiefe hin versetzt. In der Bohrung Schwalmtal 1001 (R²⁵²² 103; H⁵⁶⁷⁷ 524) liegt der Top des Oligozäns bei ca. -262 m NN (KLOSTERMANN & RESCHER & WEFELS 1998).



Unter den Schichten des Holozäns, des Oberpleistozäns (Niederterrasse) und Unterpleistozäns (Hauptterrasse) sind dort pliozäne Reuver-Tone anzutreffen, die auf der sich absenkenden Tiefscholle syndementär abgelagert wurden. Durch den Schurf wurden der Viersener Sprung (mit einem generellen Streichen um 190° bei 70° Westfallen) sowie die im Bereich von Hoch- und Tiefscholle anstehenden Schichten insgesamt auf einer Länge von ca. 60 m und einer Tiefe von 4,5 m aufgeschlossen (Abb. 16). Die dort anstehenden Schichten werden nachfolgend beschrieben. Eine Gesamtübersicht über die angetroffene Schichtenfolge zeigt die Abbildung 18.

Abb. 16

Gesamtansicht des Schurfs Holthausen (Blick nach NE)

4.1.4.1 Hochscholle

Verschwemmungsablagerungen

Im Bereich der Hochscholle reichen von der Geländeoberfläche aus einzelne, unregelmäßig begrenzte Taschen bis 2 m Tiefe in den tertiären Feinsand hinein (Abb. 22, 23). Die Füllung dieser Taschen besteht aus tonreichem Schluff (umgelagerter Löss), der mit Terrassensand durchmischt ist. Ob es sich dabei um Fließerden und damit um eine periglaziale Bildung (Taschenböden) handelt, ist unsicher. Das Material ist humos und enthält relativ viel Holzkohle, was auch eine jüngere Bildung, eventuell Wurzeltöpfe umgestürzter Bäume o. ä., möglich erscheinen lässt.

Pollenanalytische Untersuchungen innerhalb einer humosen Sequenz auf der Südostseite des Schurfs ergaben eine Vegetation, die durch *Liguliflorae* (Korbblütler), *Poaceae* (Süßgräser), *Plantago* (Wegerich), *Rumex* (Ampfer), *Ranunculaceae* (Hahnenfußgewächse) und *Calluna* (Besenheide) beherrscht wird. Dies legt eine anthropogene Prägung nahe. Gehölze sind relativ unbedeutend (ca. 20 %) und werden durch *Pinus* (Kiefer), *Betula* (Birke), *Salix* (Weide), *Quercus* (Eiche), *Alnus* (Erle), *Juniperus* (Wacholder) und *Corylus* (Hasel) vertreten. Somit dürfte die Abfolge in das Subatlantikum gehören.

Tertiär

Die oberoligozäne Schichtenfolge (Grafenberg-Schichten) besteht im Bereich der Hochscholle aus hell- bis gelbgrauen oder braunen bis rotbraunen, kalkfreien, glaukonitischen, schwach schluffigen Feinsanden mit einzelnen Lagen aus grauem bis dunkel- oder grünlich grauem, tonigem Schluff. Stellenweise ist der Sand durch Wühlgefüge bioturbat gestört. Eine einzelne bioturbate Lage von wenigen Zentimetern Mächtigkeit hebt sich aufgrund ihrer rostroten Färbung deutlich ab und kann über längere Erstreckung als Leithorizont dienen, durch die das Schichteneinfallen von ca. 45° West und ein System von Begleitstörungen erkennbar wird (s. Kap. 4.1.5).

Mikropaläozoologische Untersuchungen zur stratigrafischen Einstufung blieben ergebnislos, da die untersuchten Proben infolge Entkalkung sämtlich mikrofossiler waren.

4.1.4.2 Tiefscholle

Im Bereich der Tiefscholle waren innerhalb des Schurfs ausschließlich quartärzeitliche Sedimente anzutreffen. Hierbei handelt es sich um eine komplexe Abfolge von umgelagerten Sedimenten des Weichsels (Fließerden) und des Holozäns (Schwemmlehme) mit wiederholten Sedimentationsunterbrechungen und Schichtdiskordanzen (z. B. fossile Bodenbildungen; Abb. 17). Unterhalb der Schurfsohle, das heißt im Liegenden der Umlagerungsprodukte, folgen die Schotter der Jüngeren und Älteren Hauptterrasse sowie des Pliozäns und Miozäns. Die Schichten des Oberoligozäns sind auf der Tiefscholle um ca. 400 – 450 m abgesunken (AHORNER 1962: 75). Sedimente des jüngsten Tertiärs sowie der Jüngeren Hauptterrasse sind dort nur in unmittelbarer Nähe der Störung nachzuweisen, wo sie durch das ruckartige Absinken der Tiefscholle und das damit verbundene starke Ansteigen des Porenwasserdrucks verflüssigt (liquefaction) und nachfolgend bis an die ehemalige Geländeoberfläche herausgepresst worden sind (s. Kap. 3; Abb. 7). Die Oberfläche des Tertiärs (Pliozän) unter der quartärzeitlichen Hauptterrasse ist in einer Tiefe von ca. 60 – 70 m zu erwarten (s. Kap. 8.2: Brg. 1).

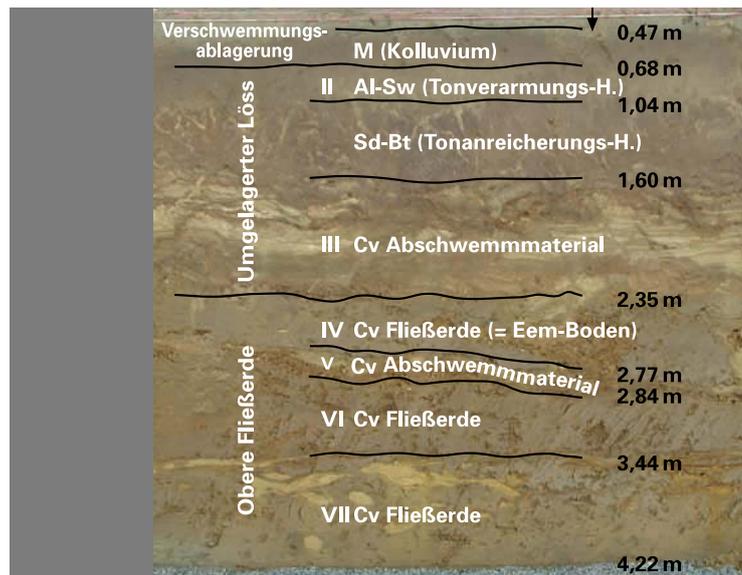


Abb. 17 Abschwemmmassen und Fließerden

Schwemmlehm

Die Schichtenfolge beginnt zuoberst mit braunen bis dunkelbraunen, teilweise humosen Verschwemmungsablagerungen, bestehend aus aufgearbeitetem und umgelagertem Ah-Bodenmaterial. Die Verschwemmungsablagerungen sind feingeschichtet und enthalten neben fein verteiltem Humus vereinzelt Steine, Kiese und schwarze Holzkohlenpartikel. Sedimentpetrografisch besteht das Material aus einem feingeschichteten Mittelsand mit Bändern aus schluffigem Feinsand, die zum Teil gradierte Grob- und Feinkieslagen enthalten.

Umgelagerter Löss

Der Schwemmlehm wird weitflächig von einer 1 – 2 m mächtigen Schicht aus weichselzeitlichem Löss unterlagert. Durch Verwitterung haben sich darin mehr oder weniger vollständige Bodenprofile einer pseudovergleyten Parabraunerde entwickelt, die durch einen hellgrauen, schluffigen Tonverarmungs- (II Al-Sw) über einem dunkelbraunen, tonig-lehmigen Tonanreicherungshorizont (Sd-Bt) gekennzeichnet sind. Letzterer wird von einer Reihe von Trocken- oder Frostrissen mit dunklen Tontapeten und einer Füllung aus weißlich grauem Schluff durchzogen. Durch die Toneinwaschung dichtgelagert wirkt der Horizont als Staukörper. In der Nähe der Störung ist der Tonverarmungshorizont durch Erosion zum Teil abgetragen. Im Liegenden dieses Tonverarmungshorizontes folgt feingeschichtetes Abschwemmmaterial aus Mittelsand mit Bändern aus lehmigem Sand, schluffigem Sand und schwach lehmigem, grobsandigem Mittelsand (III Cv).

Obere Fließerden

Unter dem Löss folgen drei gering mächtige Fließerden aus sandigem, schwach tonigem Schluff (umgelagerter weichselzeitlicher Löss) mit kryoturbaten(?) Linsen aus kiesigem, schwach schluffig-tonigem Sand der Hauptterrasse und schwach tonigem Feinsand des Tertiärs. Die petrografische Zusammensetzung der einzelnen Fließerden (IV Cv, VI Cv, VII Cv) ist recht ähnlich, sodass sie sich nur undeutlich durch zwischengelagerte Bänder (V Cv) aus Abschwemmmaterial oder einen Gefügewechsel voneinander abtrennen lassen. Gemeinsam ist den Fließerden eine Überprägung des lösshaltigen Materials

durch eine frühere Verwitterung und Bodenbildung (Pseudovergleyung). Durch die ehemals vorhandene schwache Stau- und Haftnässe besitzen die Fließerden allgemein eine graubraune Grundfarbe sowie schwache Bleich- und Rostfleckung. Zum Teil sind die Fließerden auch sehr schwach humos. Auf der Südseite des Schurfs sind in der Fließerde auch einzelne größere Driftblöcke aus Quarzit und Tonstein anzutreffen. An der Basis der oberen Fließerde ist eine reliktsche Bodenbildung in Form eines Bt-Horizonts (IV Cv) entwickelt, für die auf Grund der physikalisch-chemischen Altersdatierungen der darüber und darunter liegenden Sedimente ein eemzeitliches Alter anzunehmen ist. An der Oberkante dieses Bodenhorizontes sind stellenweise Sandsteine in Form von Windkantern vorhanden.

Lage aus umgelagerten Tertiär-Sedimenten

Im Liegenden der Oberen Fließerden ist eine ca. 5 – 15 cm mächtige Lage aus bunt gefärbtem, tertiärem Feinsand ausgebildet, der sich auf der Nordwestseite des Schurfs bis in eine Entfernung von ca. 20 m seitlich der Störung verfolgen lässt. Aufgrund der lateralen Verbindung der „Tertiär-Schicht“ mit dem mit Tertiär-Material erfüllten Störungskeil im Bereich des Viersener Sprungs ist sie vermutlich nicht vom Bereich der Hochscholle durch umgelagertes und verschwemmtes Versturzmateriale, sondern von den im Untergrund anstehenden Tertiär-Sedimenten abzuleiten. Bei einem ruckartigen Absinken der Tiefscholle wurden die von Porenwasser erfüllten Tertiär-Sedimente durch die Vibration des Bodens verflüssigt, entlang der Störungsbahn in einen schmalen, sich nach oben hin verbreiternden Kanal bis an die ehemalige Geländeoberfläche gepresst (liquefaction) und dort flächenhaft verteilt (Abb. 18, 19). Dieser Hauptkanal wird stellenweise von kleineren Seitenkanälen begleitet, die teilweise auch quer zum Viersener Sprung verlaufen. Beim Fließvorgang wurde der Bodenbrei zum Teil überkippt und in unsymmetrische Falten gelegt. Nachfolgend wurden diese Ablagerungen beim weiteren Absinken der Tiefscholle syngenetisch von sandig-kiesigen Fließerden und Schwemmlehmen überdeckt. Charakteristisch für den Übergangsbereich sind des Weiteren periglaziale Verwürgungen (Kryoturbationen) zwischen den tertiären Feinsanden und den hangenden Fließerden.

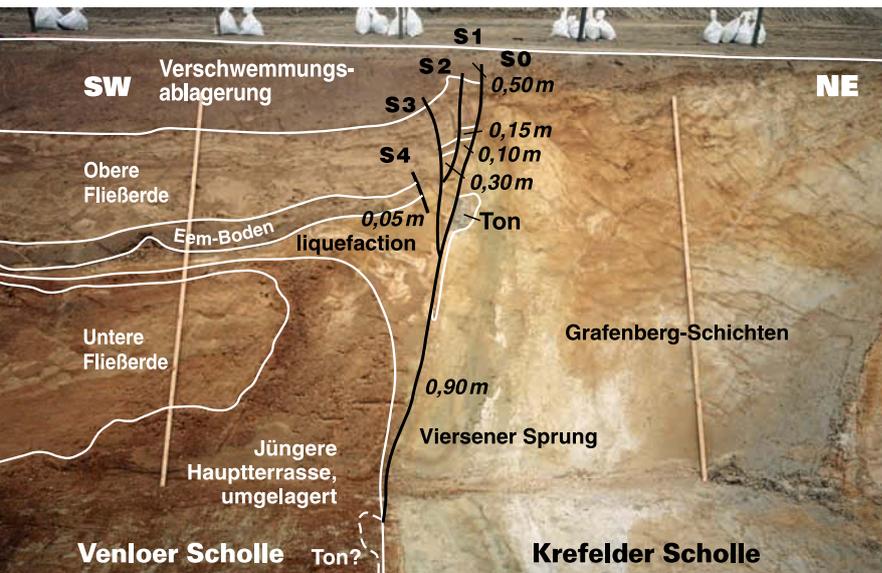


Abb. 18 Schichtenfolge im Schurf Holthausen

zum Teil überkippt und in unsymmetrische Falten gelegt. Nachfolgend wurden diese Ablagerungen beim weiteren Absinken der Tiefscholle syngenetisch von sandig-kiesigen Fließerden und Schwemmlehmen überdeckt. Charakteristisch für den Übergangsbereich sind des Weiteren periglaziale Verwürgungen (Kryoturbationen) zwischen den tertiären Feinsanden und den hangenden Fließerden.

Lage aus umgelagerten Schottern der Jüngeren Hauptterrasse

Im Liegenden der oligozänen Feinsandlage folgt eine gering mächtige Lage aus Kies, die aufgrund des hohen Epidot- (> 50 %) und des geringen Granatgehalts (ca. 1 %) in der Schwermineralfraktion als umgelagerte Jüngere Hauptterrasse anzusprechen ist. Ähnlich dem hangenden Tertiär-Material wurde sie beim Absinken der Tiefscholle aus dem tieferen Untergrund nach oben gepresst und über die dort anstehenden Lockergesteine ausgebreitet (Abb. 18). Die größten Mächtigkeiten finden sich im störungsnahen Wurzelbereich, nach Westen zu nimmt die Mächtigkeit rasch ab.

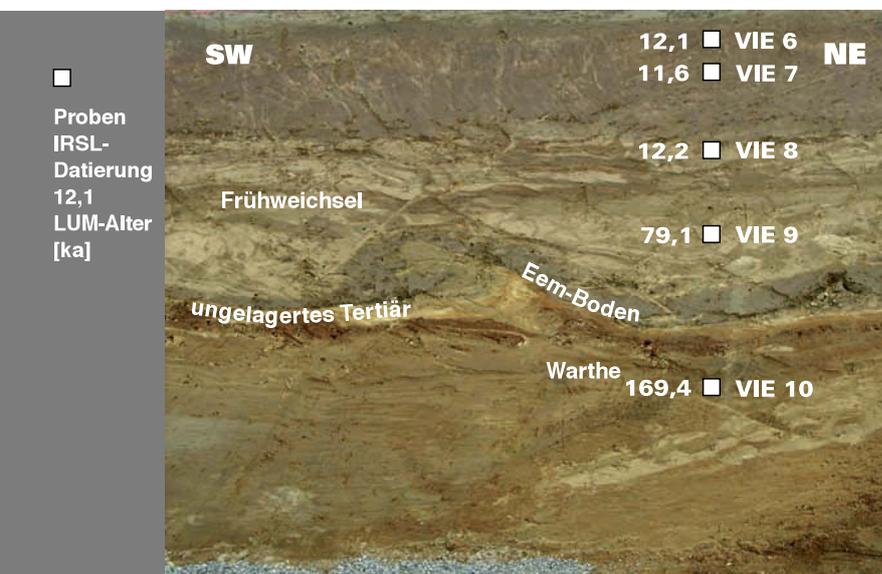


Abb. 19 Stratigrafische Abfolge (Warthe bis Oberweichsel) des Schurfs Holthausen

Untere Fließerden

Im unteren Teil des Schurfs sind erneut Fließerden aus schwach sandigem, schwach tonigem Schluff (Lössfließerde) im Wechsel mit Lagen aus schwach schluffig-tonigem Sand und etwas Kies entwickelt. Hierbei ist die Abtrennung zwischen den einzelnen Lagen durch kryoturbate Vorgänge (Umlagerung und Vermischen) stellenweise verwischt und undeutlich gemacht. Als reliktsches Merkmal einer früheren Verwitterung und Bodenbildung ist die Lössfließerde allgemein hell- bis graubraun gefärbt mit einer schwachen Bleich- und Rostfleckung, die durch eine schwache Stau- oder Haftnässe hervorgerufen wurde. Zum Teil sind die Sedimente sehr schwach humos.

Jüngere Hauptterrasse

Im tieferen Teil des Schurfs wurden in Störungsnähe grobkiesige Ablagerungen mit Steinen aufgeschlossen, die aufgrund der allgemeinen regionalgeologischen Situation und ihrer Zusammensetzung als Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrasse anzusprechen sind.

Das Schwermineralspektrum besteht aus ca. 40 % Epidot, 2 – 3 % Granat und 2 – 3 % grüner Hornblende. Klinopyroxen fehlt.

Bei zunehmender Mächtigkeit der jungen Decksedimente (Fließerden, Verschwemmungsablagerungen) taucht die Jüngere Hauptterrasse nach Westen zu unter die Schurfsohle ab. Nach einer in der westlichen Verlängerung des Schurfs niedergebrachten Rammkernbohrung (R²⁵²³ 142; H⁵⁶⁸³ 556; TK 25: 4703 Schwalmthal; s. Kap. 8.2: Brg. 1) wurde die Unterkante der Terrasse bei einer Endteufe von 53 m infolge bohrtechnischer Schwierigkeiten leider nicht erreicht. Das Schwermineralspektrum lässt jedoch darauf schließen, dass darunter Ablagerungen der Tegelen-Formation und der Älteren Hauptterrasse folgen.

4.1.5 Tektonische Strukturen

Im Bereich des Schurfs Holthausen (Abb. 15, 16, 18, 20) ist der Viersener Sprung als markante Störung (S 1) ausgebildet, die sich durchgehend von der Schurfsohle bis knapp unter die Geländeoberfläche erstreckt. Der Viersener Sprung ist somit bis heute aktiv, wobei nach den vorliegenden Untersuchungen die Verwurfsbeträge innerhalb der einzelnen geologischen Einheiten von unten nach oben kontinuierlich von mehreren Zehnermetern auf wenige Dezimeter und Zentimeter abnehmen. So ist für die Grenze Tertiär/Quartär (Ältere Hauptterrasse) in diesem Bereich ein Verwurfsbetrag von ca. 50 m, für die Jüngere Hauptterrasse ein Betrag von 26 m belegt (KLOSTERMANN 1983; s. Kap. 8.2: Brg. 1). Innerhalb der jüngsten Löss- und Kolluvialauflage liegen für die SE-Wand bruchhafte Lagerungsstörungen mit Versatzbeträgen im Zentimeter- bis Millimeterbereich vor (Abb. 21).

Etwa 3 m im Liegenden der Hauptstörung tritt eine weitere, etwas flacher einfallende Trennfläche auf, die sich aber nicht erkennbar in die überlagernden, dunkelbraun gefärbten Schluffe (s. Kap. 4.1.4.1: Verschwemmungsablagerungen) hinein fortsetzt. Über den Verwurfsbetrag dieser Störung lässt sich nichts aussagen, jedoch weist der deutlich unterschiedliche Farbton der Ablagerungen zwischen den beiden Störungen im Vergleich zu den Schichten weiter im Liegenden möglicherweise auf einen größeren Versatz hin (Abb. 16). Auch im Liegenden dieser Störung treten weitere tektonische Trennflächen auf, die si-

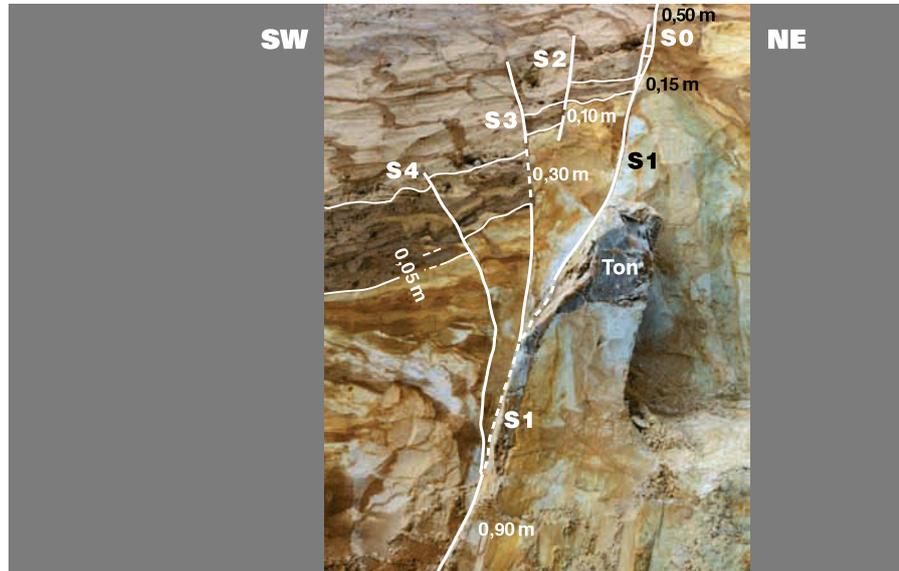


Abb. 20 Tektonische Störungsmuster im Bereich des Viersener Sprungs

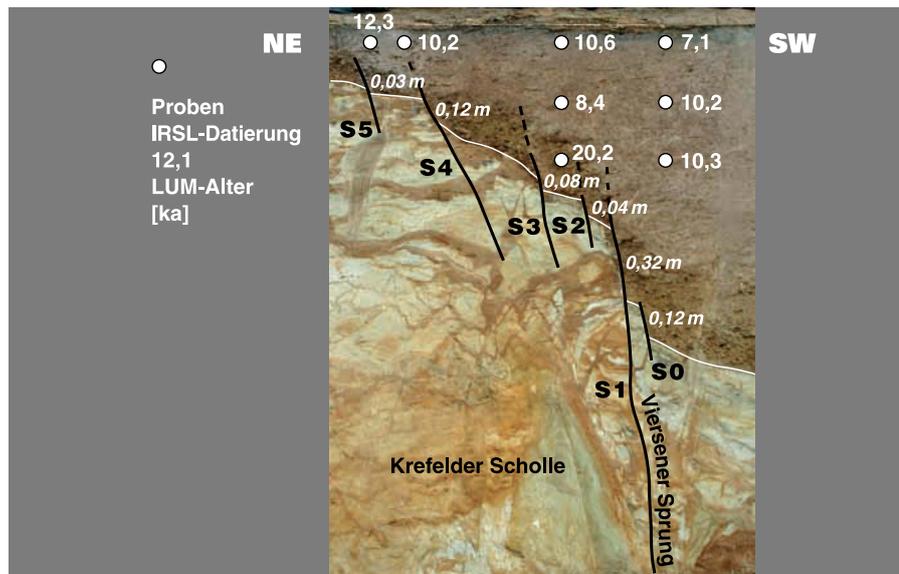


Abb. 21 Tektonische Störungsmuster im Bereich des Viersener Sprungs



Abb. 22 Grafenberg-Schichten mit Verschwemmungsablagerungen im Bereich der Hochscholle

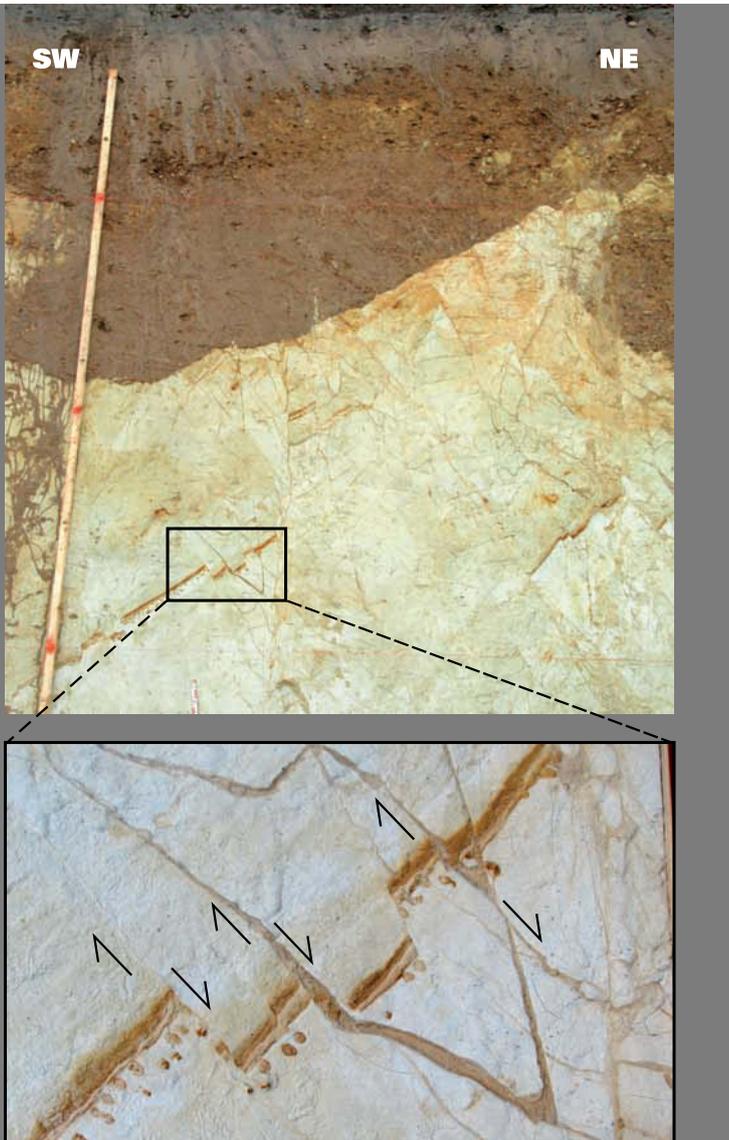


Abb. 23 Grafenberg-Schichten mit kleintektonischem Störungsinventar

cherlich noch dem Viersener Sprung zuzurechnen sind. Neben steil (80°) westfallenden Elementen treten auch ebenso steile, ostfallende Flächen auf. Einzelheiten waren jedoch in dem sehr homogenen Material, das obendrein von sekundären Eisenoxid-Verfärbungen geprägt ist, schwer erkennbar. Bemerkenswert ist ein Versteilen des Schichteinfallens bis auf 60° W. Dieser steil einfallende Abschnitt wird von relativ flach ($25 - 30^\circ$) nach Osten einfallenden Störungen durchschnitten, an denen jeweils Schichtversätze um ca. 20 – 25 cm (geometrisch abschiebend) erfolgten. Etwa 9 m östlich der Hauptstörung erscheint im tieferen Teil der Schurfböschung der von steil west- und ostfallenden Trennflächen begrenzter Körper eines dunkelgrau gefärbten Schluffes, dessen Einordnung unklar bleibt (Abb. 22). Erst östlich davon liefert ein gut ausgeprägter Leithorizont innerhalb der Grafenberg-Schichten ein detailliertes Bild der Tektonik: Das Schichteinfallen beträgt durchweg $45 - 50^\circ$ W. Die Schichtenfolge ist von einem kleintektonischen Störungsinventar betroffen, das sich aus Scharen von etwa 50° ostfallenden, 80° ostfallenden und annähernd senkrecht stehenden Abschiebungen zusammensetzt, die Verwürfe im cm-Bereich, aber auch bis maximal 1,5 m aufweisen (Abb. 23). Die Zuordnung dieses Störungsinventars zum Viersener Sprungssystem ist nicht unproblematisch. Es erscheint jedoch denkbar, dass sich hier ein Dehnungsgefüge erhalten hat, das bereits vor der Schrägstellung der Schichten (Schleppung am Viersener Sprung) angelegt und dann bei der Verkippung der Schichten am Sprung mit rotiert wurde.

4.1.6 Paläoseismischer Befund

Aufgrund der Sedimentstrukturen, der Schichtversätze und der Schichtalter lassen sich für den Bereich Holthausen mehrere paläoseismische Ereignisse unterscheiden:

1. Hinweise auf ein paläoseismisches Ereignis ergeben sich dabei im Schurf Holthausen insbesondere aus charakteristischen Sedimentstrukturen entlang der Hauptstörung S 1 (Abb. 20). An die Hauptstörung S 1 angrenzend sind im mittleren Teil des Schurfs allochthone Sedimente des Tertiärs und der Jüngeren Hauptterrasse vorhanden, die vermutlich während eines stärkeren Erdbebens durch das ruckartige Absinken der Tiefscholle und das damit verbundene starke Ansteigen des Porenwasserdrucks verflüssigt wurden (liquefaction) und auf der ehemaligen Geländeoberfläche ausflossen. Sie überlagern innerhalb des Profils die Ablagerungen der Unteren Fließerden flächenhaft bis auf eine Entfernung von maximal 20 m, wobei die Sedimente des Tertiärs über den grobkörnigen Sedimenten der Jüngeren Hauptterrasse zu liegen kommen (Abb. 18). Die inverse Lagerung ist sicherlich als ein Effekt der unterschiedlich starken Verflüssigung der petrografisch verschiedenkörnigen Tertiär- und Quartär-Sedimente anzusehen. An der Austrittsstelle ist der Ausflusskanal keilförmig verbreitert. Nach ATKINSON et al. (1984) setzt der liquefaction-Vorgang neben dem Vorhandensein eines wassergesättigten Sandes ein Erdbeben mit einer Magnitude $M_L > 5,0$ voraus. Auch die flächenhafte Verbreitung dieser Phänomene ist magnitudenabhängig, wobei bei einem Beben der Stärke $M_L > 5,0$ in einem Radius von ca. 10 km um das Epizentrum herum mit dem Auftreten entsprechender Erscheinungen gerechnet werden kann (NIEUWENHUIS 1994). Beim Roermond-Beben 1992 (mit einer Magnitude von $M_L = 5,9$) kam es an mehreren Punkten in einem Umkreis von ca. 10 km um das Epizentrum zur Verflüssigung und Eruption von Sand-Wasser-Suspensionen aus Erbebenspalten (NIEUWENHUIS 1994, DAVENPORT et al. 1994). Auch für das Phänomen der Bodenverflüssigung am Viersener Sprung gibt es zumindest eine weitere Beobachtung: Etwa 1 km südöstlich des Schurfes

beobachteten KLOSTERMANN et al. (1982) im Bereich der heutigen Deponie Viersen ganz ähnliche Erscheinungen (KLOSTERMANN in Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen 1988: 44). Allerdings wurden seinerzeit die im Bereich der Tiefscholle auftretenden weißen Sande als Sedimente des Pliozäns interpretiert, die dort an die Oberoligozän-Sande östlich der Störung grenzen. Wegen der Begrenztheit des Aufschlusses wurden das Phänomen der Bodenverflüssigung und die damit verbundenen Materialumlagerungen allerdings nicht als solche erkannt.

Der Zeitpunkt des paläoseismischen Ereignisses ist nach den vorliegenden physikalisch-chemischen Altersdatierungen auf der NW- und SE-Wand relativ gut einzuengen (Abb. 19, 21). Nach den Untersuchungen von A. TECHMER wurde für den unteren Teil der Oberen Fließerde im Bereich der NW-Wand ein Alter von $79,1 \pm 7,5$ ka, für die hangenden Sedimente der Unteren Fließerde unterhalb des im Gefolge des Paläobebens ausgeflossenen Tertiär-Materials ein Alter von $169,4 \pm 20,5$ ka ermittelt (Tab. 1). Der zwischen der Mittelterrasse und der „Tertiär-Lage“ vorhandene reliktsche Bodenhorizont ist danach vermutlich als eemzeitliche Bildung einzustufen. Das Erdbeben selbst dürfte somit am Ende des Warthe-Stadiums, aber vor der Eem-Zeit stattgefunden haben (Tab. 2).

Für die Stärke des Bebens sind nur ungefähre Angaben zu machen. Hinweise hierauf ergeben sich eventuell aus der vertikalen Auslenkung eines Tertiär-Tons, der im Bereich der Hochscholle der liquefaction-Struktur der Tiefscholle gegenüberliegt (Abb. 20). Dieser ist im Bereich der Tiefscholle um mindestens 2 m nach unten verschleppt, da er bis zur Schurfbasis nicht mehr angetroffen wurde. Zieht man davon die im oberen Teil des Schurfs entlang den Störungsbahnen (NW-Wand) S 0, S 1, S 2, S 3 und S 4 vorhandenen posteemzeitlichen Absenkungsbeträge – insgesamt ca. 1 m – von dem Absenkungsbetrag 2 m zur Zeit des Paläobebens ab, so verbleibt ein Restbetrag von ca. 1 m, der für das Paläobeben in Ansatz zu bringen ist.

Aufgrund dieses Versatzbetrages, wegen des großen Aufstiegsweges der Tertiär- und Hauptterrassensedimente aus 40 – 50 m Tiefe und der intensiven vibrationsinduzierten Schichtverwürgungen und Bodenverflüssigungserscheinungen (liquefaction features) innerhalb der Umlagerungssedimente muss für die Stärke des Paläobebens eine Magnitude von $M_L > 5,0$ angenommen werden.

Tabelle 1

Physikalisch-chemische Altersdatierungen (OSL/IRSL) im Schurf Holthausen (NW-Wand)

Schicht	Probe Nr.	Teufe (m)	Alter		
			IRSL Polymin.-MAA Age (ka)	IRSL FSP-MAA Age (ka)	IRSL FSP-SAR Age (ka)
Profil 1 (R 2523 323; H 5683 665,8)					
Kolluvium	VIE 1	0,25	0,9 ± 0,4		
	VIE 2	0,55	5,6 ± 0,4		
Löss, umgelagert (Al-Sw)	VIE 3	0,87	8,7 ± 1,1		
Löss, umgelagert (Sd-Bt)	VIE 4	1,18	11,2 ± 1,3		
Fließerde	VIE 5	2,45	43,8 ± 3,3		
Profil 2 (R 2523 350; H 5683 683,8)					
Kolluvium	VIE 6	0,25	12,1 ± 1,3		
	VIE 7	0,65	11,6 ± 1,3		
Löss, umgelagert (Sd-Bt)	VIE 8	1,5		12,5 ± 2,1	12,1 ± 1,6
Fließerde	VIE 9	2,35		118,1 ± 11,8	79,1 ± 7,5
	VIE 10	3,85		182,8 ± 19,4	169,8 ± 20,5

Tabelle 2

Physikalisch-chemische Altersdatierungen (OSL/IRSL) im Schurf Holthausen (SE-Wand)

Schicht	„Hochscholle“			„Mittelscholle“			„Tiefscholle“		
	Probe Nr.	Teufe (m)	Alter	Probe Nr.	Teufe (m)	Alter	Probe Nr.	Teufe (m)	Alter
			IRSL Polymin.-MAA Age (ka)			IRSL Polymin.-MAA Age (ka)			IRSL Polymin.-MAA Age (ka)
Kolluvium	VIE 20	0,22	0,9 ± 0,4						
	VIE 21	0,22	5,6 ± 0,4	VIE 22	0,25	10,6 ± 1,3	VIE 25	0,25	7,1 ± 1,0
umgelagerter Löss				VIE 23	0,65	8,4 ± 1,6	VIE 26	0,65	10,2 ± 2,3
				VIE 24	1,1	20,2 ± 3,9	VIE 27	1,1	10,3 ± 3,1

2. Wie eingangs geschildert, sind im oberen Profilteil der NW-Wand auch die postwarthezeitlichen Ablagerungen (eemzeitlicher Boden, Verschwemmungsablagerungen und kolluviale Bildungen) durch Störungen treppenartig gegeneinander versetzt. Sie stehen mit der Hauptstörung in Verbindung und haben somit ihrerseits zum weiteren Absinken der Tiefscholle beigetragen (Abb. 20, 21). In Bezug zum eemzeitlichen Boden liegen dort Versatzbeträge von 0,05 m (S 4), 0,30 m (S 3), 0,15 m (S 1) und ca. 0,5 m (S 0) vor, wobei die letzte Angabe ein Minimalbetrag ist, da der Eem-Boden dort ehemals höher gelegen hat, bevor er der Abtragung zum Opfer gefallen ist.

Physikalisch-chemische Altersdatierungen an vergleichbaren Staffelbrüchen im oberen Teil der Südostwand (S 0, S 1, S 2, S 3, S 4, S 5; Abb. 21) mit Versatzbeträgen von 0,12 m (S 0), 0,32 m (S 1), 0,04 m (S 2), 0,08 m (S 3), 0,12 m (S 4) und 0,03 m (S 5), also insgesamt 0,71 m, ergaben Werte zwischen $7,1 \pm 1,0$ und $20,2 \pm 3,9$ ka (Abb. 21 u. Tab. 2). Damit sind für den Viersener Sprung mehrere Schichtversätze innerhalb des Zeitraums Spätweichsel bis Holozän belegt. Was innerhalb dieser Störungsabschnitte fehlt, sind allerdings Hinweise auf ruckartige Bewegungen wie Sedimentkeile (colluvial wedges) oder Sedimentverflüssigungen (liquefaction), sodass es nicht möglich ist, sie zwingend mit einem Paläobeben in Verbindung zu bringen. Der Eem-Boden selbst ist gegenüber der Geländeoberfläche um mindestens 2,85 m abgesunken, was bei Annahme einer gleichmäßigen Bewegung einer Absenkungsrate von ca. 0,025 mm/a entspricht.

4.2 Schurf Hillensberg (Feldbiss-Störung)

4.2.1 Lage des Schurfs

Bezeichnung: Hillensberg
 Lage: R ²⁴93 660; H ⁵⁶49 635; TK 25: 4901 Selfkant; + 73,2 m NN
 Eigentümer: Fritz-Willi Meuwissen, Hillensberg-Selfkant
 Bauausführung: Lambert Schlun GmbH & Co.KG, Gangelt-Niederbusch
 Zeitraum: 01.09.2001 – 06.11.2001
 Bearbeiter: C. ALTEKÖSTER, K. LEHMANN (Bodenradar), K. BUSCHHÜTER (bautechnische Planung), G. DROZDZEWSKI, K. Dworschak, J. PRÜFERT, M., SALAMON, K. SKUPIN (Schichtenfolge), G. DROZDZEWSKI, J. PRÜFERT, V. WREDE (Tektonik), M. HISS (Mikropaläontologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse), M. FRECHEN, A. TECHMER (OSL-/IRSL-Datierung), R. PELZING (Seismik), U. KRAHMER (bodenphysikalische Kennwerte)
 Kartenunterlagen: GK 100: C 5102 Mönchengladbach, GK 25: 4901 Selfkant (Waldfeucht), BK 50: L 5000 Selfkant (Waldfeucht)

4.2.2 Geografischer Überblick

Die Ortschaft Hillensberg gehört geografisch zum Gebiet des Selfkant, der westlichsten naturräumlichen Einheit Nordrhein-Westfalens an der Grenze zu den Niederlanden. Jenseits der Grenze folgt der Anstieg zum Südlimburger Block (Abb. 25) mit einer ausgeprägten SSE – NNW streichenden Geländeabdachung. Sie fällt von gut +100 m NN im Süden rasch auf etwa +65 m NN ab und verflacht dann in nördlicher Richtung bis zum Rodebach auf rund +50 m NN. Diese durch eine geschlossene, bis zu 9 m mächtige Lössüberdeckung verhüllte Geländeabdachung wurde besonders im Verlauf des frühen Holozäns durch mehrere, bis zu 15 m tief eingeschnittene Auswaschungsrinnen zertalt und während des Holozäns mit bis zu 4 m mächtigen Verschwemmungsablagerungen aufgefüllt. In einer dieser bis heute trockenen Talformen, dem Kormustal, wurde der paläoseismische Schurf Hillensberg angelegt.



Abb. 24 Lage des Schurfs Hillensberg

4.2.3 Geologisch-tektonischer Überblick

Geologisch-tektonisch trennt der Feldbiss, eine der wichtigsten, ca. 150 – 170° streichenden, aktiven Störungen am Westrand der Niederrheinischen Bucht, den Südlimburger Block im Westen von der Rur-Scholle im Osten (Abb. 25). Der Feldbiss erstreckt sich über eine Länge von mehr als 60 km südlich von Aachen bis nach Belgien (WREDE 1985: 47) und vereinigt sich im Bereich der Maas mit den bis dahin ungefähr subparallel dazu verlaufenden Störungen des Geleen- (BENSE et al. 2003, HOUTGAST et al. 2003) und des Heerlerheide-Sprungs (AHORNER 1962) zum sogenannten Bichterweert-scarp (PAULISSEN et al. 1985). Auf belgischem Gebiet wird er als Bree-Sprung bezeichnet. Nördlich von Bree spaltet dieser erneut in einzelne, ungefähr parallel zueinander verlaufende Störungssäste (Bocholt-, Reppel- und Grote-Brogel-Sprung) auf, wobei der Bocholt-Sprung und dessen nördliche Fortsetzung die Westbegrenzung des niederländischen Roerdal-Grabens bilden.

Der Untergrund des Südlimburger Blocks wird von einer Reihe treppenförmig über- und nebeneinander liegenden, mitteleozänen Terrassen der Maas (St.-Geertruid-, Pietersberg-1-Niveau) eingenommen, die nach NW zunehmend jünger werden (HOUTGHAST et al. 2002). Darunter folgen miozäne Sande der Ville-Schichten. Nach etwa 80 m tertiären Lockersedimenten und etwa 180 m Kalksteinen der Oberkreide werden Gesteine des Oberkarbons in etwa -150 m NN Tiefe angetroffen. Auf den Terrassenablagerungen sind allgemein z. T. mächtige Löss verbreitet. In kleineren Erosionsrinnen wurden nachfolgend holozäne Kolluvien aus abgeschwemmtem Löss (Schwemmlöss) abgelagert, die mehrere Meter Mächtigkeit erreichen können. Östlich des Feldbisses, im Bereich der Rur-Scholle, befinden sich unter der Pietersberg-1-Terrasse pliozäne Rotton-Schichten. In den darunter folgenden Tertiär-Schichten nimmt die Mächtigkeit im Vergleich zum Südlimburger Block sprunghaft zu und die Tertiär-Mächtigkeit steigt direkt östlich des Feldbisses auf ca. 1 000 m an. Darunter folgen etwa 40 – 50 m Gesteine der Oberkreide und etwa 150 m mächtige Ablagerungen des Buntsandsteins. Die Karbon-Oberfläche wird bei etwa -1 000 m NN erreicht.

Entlang dem Feldbiss nimmt der Sprungbetrag der Tertiär-Basis vom Gebirge zum Vorland hin zu. Bei Sittard beträgt der Verwurf ca. 400 m. Die Quartär-Ablagerungen sind nach den vorliegenden Untersuchungen um mehrere Zehnermeter versetzt. Danach ist die Ältere Hauptterrasse der Maas (St.-Geertruid-Niveau) bei Hillensberg um

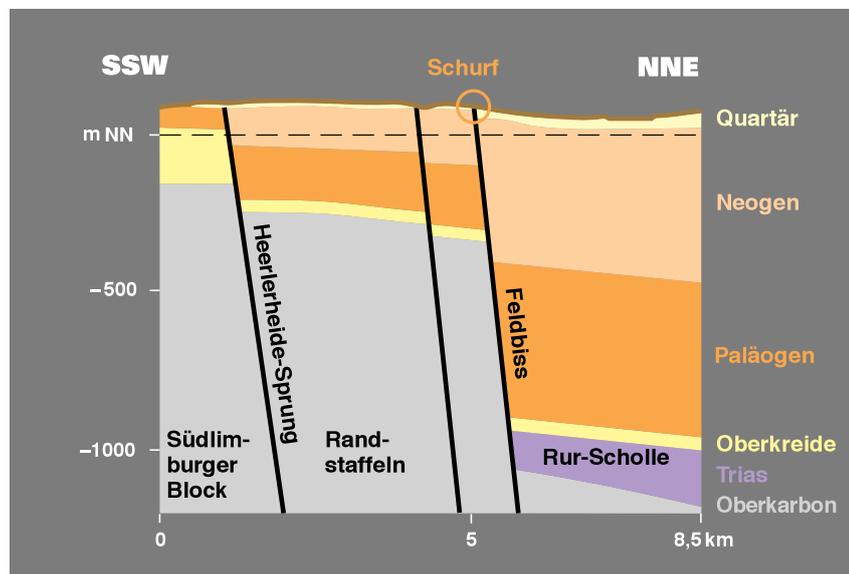


Abb. 25 Querprofil durch die westlichen Randstaffeln der Niederrheinischen Bucht (Feldbiss) zwischen Südlimburger Block/Rur-Scholle bei Sittard/Hillensberg

ca. 30 – 40 m, das der Jüngerer Hauptterrasse der Maas (Pietersberg-1-Terrasse) um ca. 20 m verstellt (PRÜFERT in Vorber., Schnitt E – F). Nach geodätischen Leitnivellement-Messungen des Landesvermessungsamtes NRW, Bonn-Bad Godesberg, sind die beiderseits des Feldbisses vorhandenen Großschollen auch heute noch in Bewegung. So wurde in dem Zeitraum zwischen 1976 und 1992 die nördlich gelegene Grabenscholle gegenüber der südlich gelegenen Horstscholle mehr oder weniger kontinuierlich vertikal um ca. 25 mm (ca. 1,6 mm/Jahr!) abgesenkt. Aufgrund der Erdbeben von Heinsberg (1971), Herzogenrath (1873, 1877), Heerlen (1981), Höngen/Selkant (1982) und Waldfeucht (1982) werden seismische Bewegungen entlang des Feldbisses auch noch für die allerjüngste Zeit angenommen (AHORNER 1962: 89). Eine Bestätigung hierfür ist z. B. das Beben vom 22. Juli 2002 etwa 2 km nordöstlich von Alsdorf mit einer Magnitude von 4,8.

4.2.4 Schichtenfolge

Der ca. 60 m lange, 15 m breite und maximal 5,5 m tiefen Schurf erschloss insgesamt Schichten vom Miozän bis zum Holozän (Abb. 26). Hierbei wurden im Südwestteil des Schurfes im Bereich der Hochscholle miozäne Feinsande der Ville-Schichten angetroffen, die wiederum von Kiesen und Sandes des Unterpleistozäns überlagert werden. Im Nordostabschnitt wurden in der Tiefscholle Tone vermutlich präterezienzeitlichen Alters sowie umgelagerte Terrassensedimente der Maas erschlossen. Die darüber folgenden holozänen Verschwemmungsablagerungen eines spätweichselzeitlichen Schwemmlösses mit einer Bodenbildung des Atlantikums und die sie überlagernden Kolluvien des Holozäns sind im gesamten Schurfprofil ausgebildet. Eine Gesamtübersicht der der Schichtenfolge zeigen die Abbildungen 26, 27 und 28. Nachfolgend sind die

einzelnen Schichtglieder vom Hangenden zum Liegenden beschrieben (vgl. SALAMON et al. 2002).

Verschwemmungsablagerungen

Die bis zu 2,5 m mächtigen Verschwemmungsablagerungen bestehen aus drei verschiedenen Kolluvien, die aufgrund der Schichtungsmerkmale, der darin nachgewiesenen Artefakte und der Altersdatierungen durchweg in das jüngste Holozän zu stellen sind. In der SW-Ecke der Profilwand sind zwei Generationen von Rinnenstrukturen ausgebildet, die sich in die beiden älteren Kolluvien eingetieft und diese dabei teilweise vollständig erodiert haben. Die ältere, etwa 5 m breite Rinne setzt sich in der SW-Wand des Schurfes weiter fort und hat dort die kolluvialen Ablagerungen auf weite Erstreckung nahezu vollständig ausgeräumt.

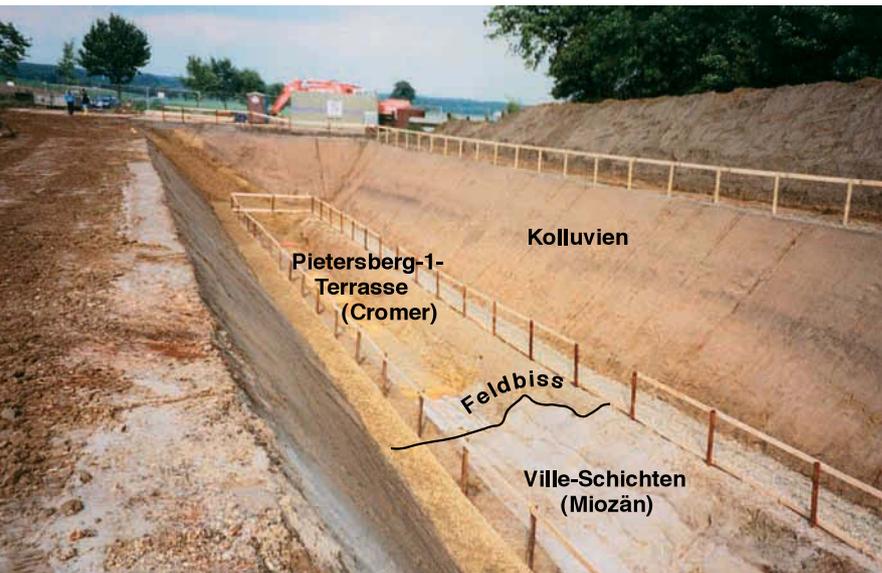


Abb. 26 Gesamtansicht des Schurfs Hillensberg (Blick nach NE)

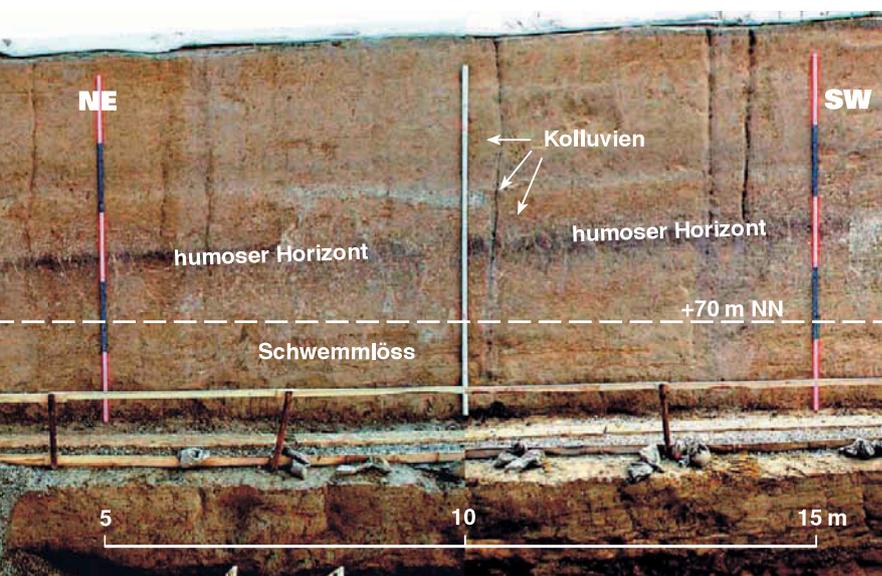


Abb. 27 Kolluvien und Schwemmlöss mit fossiler Tschernosem-Parabraun-erde über Jüngerer Hauptterrasse der Maas (Pietersberg-1-Terrasse)

Kolluvium M 1 – Bodenkundliche Horizonte: 40 Ap 100-250 M-Bv

Das oberste Kolluvium ist im Schurf durchgehend vorhanden (Abb. 28). Es besteht aus einem 1 – 2,5 m mächtigen, braunen bis dunkelbraunen, sehr schwach tonigen und sehr schwach sandigen Schluff (ca. 80 % Grobschluff) mit ca. 5 % Feinsand, 5 % Mittelsand und ca. 10 % Ton. Der Humusanteil liegt im obersten Teil bei ca. 1 % (0,6 % C_{org}) und geht an der Basis auf ca. 0,4 % (0,2 % C_{org}) zurück. Daneben sind darin fein verteilte Holzkohlenstückchen sowie einzelne Kiese und Artefakte anzutreffen. Das Schwermineralspektrum besteht überwiegend aus stabilen Schwermineralen mit einem Zirkonanteil bis 60 %. Der Anteil von Epidot kann zwischen 30 und 40 % erreichen. Damit besitzt das Kolluvium ein für Lössderivate typisches Schwermineralspektrum. Der hohe Anteil an Zirkon ist vermutlich Korngrößenbedingt. In einer der fluviatilen Rinnen am Süden des Schurfs, die in den tief-

sten Teil des Kolluviums eingeschnitten ist, wurde eine Wechselfolge aus Kies, Sand und Schluff angetroffen. Dieser Teil lieferte zahlreiche Artefakte, überwiegend Keramikscherben, aus dem 13. Jahrhundert, untergeordnet auch aus dem Frühmittelalter und der Römerzeit. Aufgrund dieser Funde ist der Beginn der Sedimentation für das 13. Jahrhundert belegt und dauert vermutlich bis heute an. Ursache ist die landwirtschaftliche Nutzung vom 13. Jahrhundert bis heute.

Physikalisch-chemische Altersdatierungen ergaben einen Bildungszeitraum von $< 2,2$ bis $3,9 \pm 3,8$ ka (OSL/IRSL) beziehungsweise $2\,000 \pm 115$ J. v. h. (^{14}C), was einem spätneolithischen bis eisenzeitlichen Alter entspricht (Tab. 3). Im Vergleich zu den darin aufgefundenen Artefakten des 13. Jahrhunderts n. Chr. sind diese Alter durchweg zu hoch, was auf eine mangelnde Belichtung des Materials bei der Sedimentation bzw. dem Eintrag von älterem Humusmaterial entspricht.

Eine weitere ^{14}C -Datierung aus dem Material einer erosiv in das Kolluvium M 1 eingeschnittenen Rinne lieferte ein Alter von $(2\,750 \pm 90)$ J. v. h. (Tab. 3). Das Alter ist wesentlich höher als die ^{14}C -Daten der Kolluvien M 1 – M 3 (s. u.). Auch in diesem Fall muss angenommen werden, dass der C_{org} -Gehalt aus einem älteren, später umgelagerten Sediment stammt.

Kolluvium M 2 – Bodenkundliche Horizonte: II M oder auch II Ap-M

Das Kolluvium M 2 ist in einer Mächtigkeit von 0,30 m fast über das gesamte Profil verbreitet (Abb. 27 u. 28). Lediglich am Süden des Profils wurde M 2 in einer rinnenartigen Vertiefung durch M 1 erodiert.

Das Kolluvium besteht Korngrößenmäßig aus einem braunen bis dunkelbraunen, schwach sandigen, sehr schwach tonigen, humosen Schluff (ca. 80 % Grobschluff) mit einem Anteil von 13 % Fein- und Mittelsand sowie 7 % Ton. Im Vergleich zu M 1 ist das Kolluvium M 2 also stärker sandig bei einem geringeren Tongehalt. Der Humusgehalt liegt mit 0,5 % höher ($0,3\% \text{C}_{\text{org}}$) als im unteren Teil von M 1 und auch Holzkohle ist häufiger. Schichtungsmerkmale fehlen und Kiese sind nur vereinzelt anzutreffen. Das Schwermineralspektrum wird von der Stablen-Gruppe und Epidot dominiert und gleicht damit dem Spektrum von M 1.

Einige darin aufgefundene Keramikscherben deuten auf ein frühmittelalterliches Alter hin. Vermutlich steht die Bildung der Schicht mit einer frühmittelalterlichen Rodungsphase in Zusammenhang. Zwei Altersdatierungen mittels OSL-/IRSL- und ^{14}C -Methode ergaben für das Kolluvium Alter von $12,0 \pm 1,7$ ka bis $9\,630 \pm 120$ J. v. h. (Tab. 3), das heißt, mehrere tausend Jahre höher als erwartet. Wie bei M 1 bedeutet dies vermutlich eine Unterbelichtung des erodierten Materials und damit eine unvollständige Auslöschung des ererbten Strahlungssignals, zum anderen muss auch hier das ^{14}C -Alter des humosen Ausgangssubstrates wesentlich höher sein als das Alter der Sedimentation.

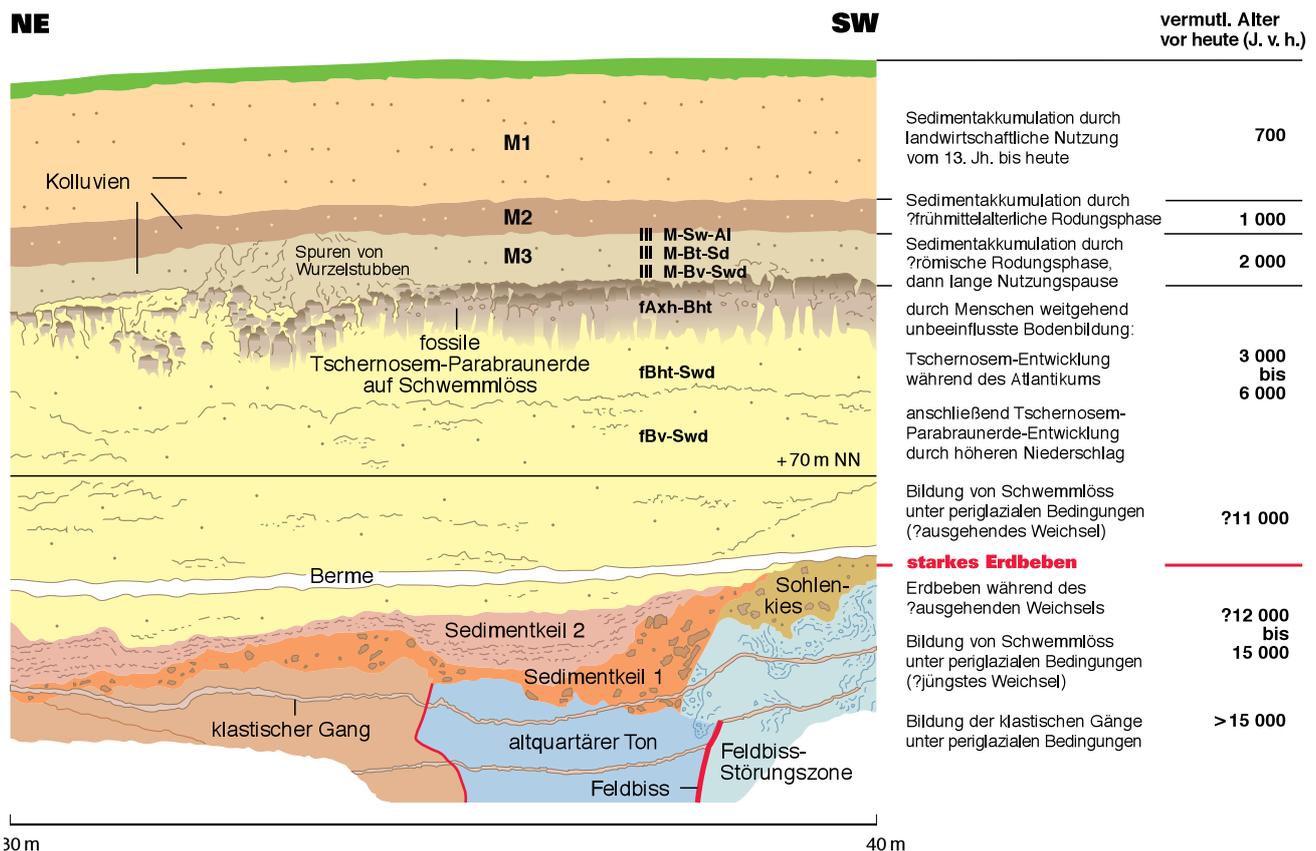


Abb. 28 Stratigraphische Abfolge des Profils Hillensberg (Tiefscholle; SE-Wand)

Tabelle 3

Physikalisch-chemische Altersdatierungen (OSL/IRSL/ ¹⁴C) im Schurf Hillensberg (Südwand)

Schicht	Probe Nr.	Teufe (m)	Alter		Probe-Nr.	Teufe (m)	Alter
			IRSL Polym.-MAA Age (ka)	IRSL FSP-MAA Age (ka)			¹⁴ C (a)
Kolluvium 1	HIL 1	0,9					
	HIL 2	1,4	3,9 ± 3,8		2	1,6	2 000 ± 115
	HIL 3	1,8	< 2,2				
	HIL 4	2,0			3	2,0	1 700 ± 100
	HIL 5	2,8	12,0 ± 1,7		4	2,3	2 395 ± 105
Kolluvium 2					5	2,4	2 750 ± 90
Kolluvium 3	HIL 6	3,3	13,5 ± 2,0		6	2,8	9 630 ± 120
Schwemmlöss	HIL 7	4,0	9,1 ± 1,4				
	HIL 8	5,5		18,3 ± 2,8			
Sedimentkeil 2 (colluvial wedge 2)	HIL 9	6,0		169,3 ± 23,2			

Kolluvium M 3 – Bodenkundliche Horizonte: III M-Sw-Al/III M-Bt-Sd/III M-Bv-Swd

Das Kolluvium M 3 besitzt eine Mächtigkeit von ca. 0,70 m und ist über das ganze Profil verbreitet (Abb. 27, 28). Nur in einer Rinnenposition am Süden des Profils wurde der obere Teil von M 3 durch das Kolluvium M 1 nachträglich erodiert.

Das Kolluvium M 3 besteht aus einem schwach sandigen bis sandigen Schluff mit etwas Ton. Im Vergleich zu M 2 und M 1 ist das Kolluvium M 3 schwächer humos und hat einen geringeren Sandanteil. Daneben sind vereinzelte Kiesel, Ziegelreste, selten auch Holzkohlenflitter anzutreffen. Kennzeichnend für das Kolluvium M 3 ist eine fossile Parabraunerde-Entwicklung mit einer internen Bodenhorizontierung von III M-Sw-Al/III M-Bt-Sd-/III M-Bv-Swd. Dabei ist der dünne Al-Horizont aus einem gräulichen, lessivierten Grobschluff aufgebaut, der Bt-Sd-Horizont ist rötlich braun gefärbt und baut sich aus schwach tonigem, schwach humosem Schluff auf. Der basale Bv-Swd-Horizont zeigt ein deutliches, grau-braunes Fleckungsbild und besteht aus sehr schwach tonigem Schluff mit geringem Humusanteil. Zusätzlich treten zahlreiche Wurzelbahnen als Spuren eines ehemaligen Baumbewuchses auf.

Nach der Korngrößenanalyse setzt sich M 3 aus einem Grobschluff mit 10 % Tonanteil und einem bemerkenswert hohen Mittel- bis Feinsandanteil von 20 % zusammen. Der Bt-Sd-Horizont besteht dem gegenüber aus Grobschluff mit einem hohen Anteil von Grob-, Mittel- und Feinsand (30 %) sowie einem geringen Tonanteil (7 %). Der Humusgehalt ist mit 0,3 % (0,2 % C_{org}) deutlich niedriger als bei den Kolluvien M 1 und M 2.

Das Schwermineral-Spektrum wird von den Stabilen und Epidot dominiert und gleicht damit den Spektren der Kolluvien M 1 und M 2. Im Vergleich zu diesen führt das Kolluvium M 3 einen etwas höheren Granatanteil, der auf den hohen Sandgehalt zurückgeführt werden kann. Insgesamt weist das Kolluvium M 3 auf eine landwirtschaftliche Nutzung hin, die aufgrund der darin nachgewiesenen Ziegelreste vermutlich als römerzeitlich einzustufen ist. Die auf dem Kolluvium anzutreffenden Wurzelbahnen und reliktsch erhaltenen Baumstümpfe dokumentieren zusammen mit der fossilen Parabraunerdebildung eine anschließende, langandauernde Phase ohne landwirtschaftliche Nutzung.

Eine IRSL-Analyse lieferte ein Alter von 13,5 ± 2,0 ka (Tab. 3), was ungefähr einem spätpaläolithischen Alter entspricht. Damit ist das Ausgangsmaterial gegenüber dem durch Ziegelreste ermittelten Alter im Kolluvium (römerzeitlich) wesentlich zu alt.

Die bei der Datierung der Kolluvien mittels Lumineszenz (IRSL-Methode) und ¹⁴C-Datierung auftretenden Altersunterschiede sind vermutlich auf die Beschaffenheit des Kohlenstoffs zurückzuführen. Danach sind die höheren Alter der ¹⁴C-Daten des C_{org}-Anteils im Boden durch den sogenannten „Hartwassereffekt“ beeinflusst. Dabei reagiert fossiler Kohlenstoff

(Hydrogenkarbonat im Wasser) mit den organischen Substanzen im Boden (Huminsäuren, Lignin etc.) und führt so zu einem hohen ^{14}C -Alter. In diesem Zusammenhang muss davon ausgegangen werden, dass insbesondere die ^{14}C -Proben 2 und 3 um 1 100 Jahre beziehungsweise 1 300 Jahre älter sind als der Ablagerungszeitraum der Schicht.

Schwemmlöss mit fossiler Tschernosem-Parabraunerde

Bodenkundliche Horizonte: IV fAl/IV fA_{xh}-Bht/IV fBht-Swd/ fBv-Swd (pseudovergleyte Tschernosem-Parabraunerde)/IV Sw/IV Sd (Pseudogley in Rinnenlage)

Unter den genannten Kolluvien ist eine bis zu 2,3 m mächtige Schichteinheit aus gelbbraunem sandigem Schluff mit etwas Ton (= Schwemmlöss) verbreitet. Bereichsweise sind darin Fein- und Mittelsandlagen vorhanden, die zum Liegenden hin immer häufiger werden. Diese Sandlagen lassen sich allgemein nur über kurze Strecken verfolgen. Generell baut sich der Schwemmlöss aus Grobschluff auf, mit geringen Ton- und Sandanteilen.

Charakteristisch für seine Oberkante ist eine fossile Tschernosem-Parabraunerde, das typische Schwarzerde-Relikt der Rheinischen Lössböden. Nur am südlichen Profildende, in der schon mehrfach erwähnten Rinnenposition, wird die Tschernosem-Parabraunerde durch eine Pseudogley-Entwicklung vertreten. Von der Parabraunerde ist der Ah-Horizont nicht mehr erhalten und der Al-Horizont ist nur noch als schwach aufgehelltes Band über dem darunter liegenden Anreicherungs-horizont wahrzunehmen. Dieser markante, sehr dunkle fA_{xh}-Bht-Horizont der Tschernosem-Parabraunerde zeigt ein auffälliges Muster aus polygonalen Rissen und zahlreiche Wurzelbahnen. Die Mächtigkeit des Bodenhorizonts schwankt sehr stark zwischen wenigen Dezimetern und mehr als 1 m. Stellenweise treten Unterbrechungen des Bht-Horizontes auf, die vermutlich durch umgestürzte Bäume entstanden sind. Der ausgeprägte Bht-Horizont zeigt Tongehalte von 12 % und Sandanteile (Fein- bis Grobsand) von 11 – 25 %. Erst im darunterliegenden Bht-Swd-Horizont steigt der Tonanteil auf über 20 % an. Der Sandanteil liegt bei 10 %. Darunter nimmt der Tonanteil wieder auf unter 15 % ab, der Sandanteil bleibt unverändert. Der Humusgehalt liegt über dem Bht bei 0,3 % (0,2 % C_{org}) und steigt im Tonanreicherungs-horizont auf 0,8 % an (0,5 % C_{org}). Zum Liegenden geht der Humusgehalt auf unter 0,2 % (C_{org} 0,1 %) zurück.

Die Schwermineral-Proben lieferten, wie schon in den überlagernden Schichten, ein für Lösses typisches Spektrum aus hohen Anteilen an Stabilen und Epidot. Bemerkenswert ist im Probenprofil 2, im Bereich des deutlich geschichteten Schwemmlösses, eine kontinuierliche Zunahme des Stabilenanteils bei gleichzeitigem Rückgang des Epidotgehaltes. Dies dokumentiert einen Rückgang der Zufuhr von älteren Ausgangssedimenten, je jünger der Schwemmlöss wird. Der fAl-Horizont weicht in seinem Schwermineralspektrum deutlich ab. Im Vergleich zu den liegenden und hangenden Schichten zeigt er einen sehr hohen Anteil an stabilen Schwermineralen und einen Rückgang des Epidotgehaltes auf 20 %. Darin spiegelt sich die starke „Vergriesung“ des ehemaligen A_{xh}-Horizontes wider. Der auffällige fA_{xh}-Bht-Horizont zeigt keine Besonderheiten im Schwermineralspektrum.

Der Horizont der Tschernosem-Parabraunerde wird allgemein als Relikt einer Bodenbildung des Atlantikums (6 000 – 3 000 J. v. h.) angesehen. Hierbei handelt es sich um Böden, die durch die Degradation von Schwarzerden, den typischen Steppenböden des Boreals (9 000 – 7 500 J. v. h.) hervorgegangen sind (KOPP 1965). Ursache war eine Erhöhung der Niederschläge bei einer gleichzeitigen Entwaldung der Region mit Beginn des Neolithikums. In der regionalen Archäologie ist dies der Siedlungszeitraum der Bandkeramiker (6 500 – 5 800 J. v. h.). Als Dauer der Bodenbildung werden 1 000 – 1 500 Jahre angenommen. In der Landschaft sind die fossilen Tschernosem-Parabraunerden als inselartige Relikte nur in erosionsgeschützten Senken erhalten.

Neuere Untersuchungen deuten jedoch darauf hin, dass ein großer Teil des organischen Kohlenstoffs in den Schwarzerden Mitteleuropas möglicherweise durch den Eintrag von Holzkohle („black carbon“) zurückzuführen ist, die entweder durch natürliche, pyrogene Prozesse (Steppen- und Buschbrände) oder menschlichen Einfluss (Brandkultur) in den Boden gelangt ist. Die im Zusammenhang mit den neolithischen Siedlungsresten („Rössener Gruben“) vorhandenen Schwarzerde-relikte sind daher heute für den mitteleuropäischen Raum nicht so sehr als pedogene, sondern eher anthropogene Bildungen zu deuten (GEHRT 2005; GEHRT et al. 2002; HOVEN & KOPECKY 2001, 2002; GERLACH 2002).

Eine Datierung mittels IRSL-Methode weist der Tschernosem-Parabraunerde im Schurf Hillenberg ein Alter von (9 630 ± 120) J. v. h. zu und liefert damit ein recht plausibles Alter. Dennoch ist auch hier das Alter sehr hoch, da die älteste Datierung der Tschernosem-Parabraunerde bei (7 260 ± 160) J. v. Chr. beziehungsweise (5 310 ± 160) J. v. Chr. im Schwarzerdegebiet von Hildesheim liegt (VINKEN 1971: 171). Die meisten Schwarzerde-Relikte im Rheinland werden auf 4 500 – 2 200 J. v. Chr. datiert. Eine IRSL-Datierung für den unteren Teil des Schwemmlösses ergab ein Alter von 18 300 ± 2 800 a (Tab. 3). Eine zeitliche Gliederung des Profils zeigt die Abbildung 28.

4.2.4.1 Hochscholle

Ablagerungen des Miozäns

Im Bereich der Hochscholle folgen unter den quartären Ablagerungen Sedimente des Miozäns, bestehend aus weißen Feinsanden mit einzelnen dünnen Grobsand- und Tonlagen. Die hellen Sande sind intensiv von durch Eisenhydroxide sekundär rostbraun gefärbten, teils ungefähr parallel zur Erdoberfläche verlaufenden, teils unregelmäßig verästelten Bändern

und Lagen durchzogen, die stellenweise eine Schichtung vortäuschen. Im Sand finden sich auch größere Gesteinsbruchstücke, die entlang einem störungsbedingten(?) Geländere relief aus dem Gesteinsverband herausgelöst worden sind und danach in den gleichzeitig abgleitenden Sanden wieder rasch eingebettet wurden (Abb. 29). Ihre eckige, schwach kantengerundete Form deutet darauf hin, dass sie vermutlich in gefrorenem Zustand während des Pleistozäns umgelagert worden sind. Stellenweise sind die Sedimente undeutlich geschichtet. Das Einfallen der Schichten beträgt ca. 30° NE. Durch eine Reihe von gegensinnig, das heißt steil nach Südwesten (135/72°) beziehungsweise nach Norden (90/85°) einfallende Störungen sind die Schichten im Zentimeterbereich versetzt. Die vorhandene Klüftung streicht 110 – 115° bei einem Einfallen von 72 – 88° N.

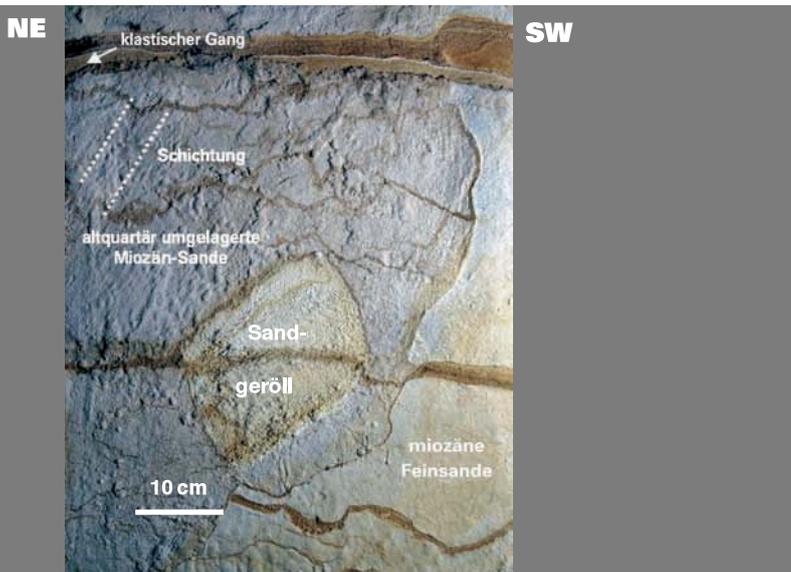


Abb. 29 Tertiäre Meeressande (Miozän) mit ehemaligem Relief des Meeresbodens und herausgelöstem Sedimentblock

4.2.4.2 Tiefscholle

Sedimentkeil 2 (= colluvial wedge 2)

Im Bereich der Tiefscholle folgt unter den weichselzeitlichen Lössen und den Kolluvien des Holozäns ein Sedimentkeil mit einer gut geschichteten Schluff/Sand-Wechselfolge, durch die der verbliebene Versatz ausgeglichen wird. Der Sedimentkeil erstreckt sich im Profilanschnitt über eine Länge von 15 m und hat eine Mächtigkeit von 10 – 50 cm. Die Schichtenfolge besteht aus einer rhythmischen Abfolge aus braunen, schwach tonigen Schluffen und sehr hellen Feinsandlagen mit 35 % Grobschluff, 30 % Feinsand und 30 % Mittelsand sowie etwa je 5 % Ton (Abb. 30). Das Schwermineralspektrum ähnelt dem des Schwemmlösses mit fossiler Tschernosem-Parabraunerde unter weiterer Abnahme von Epidot. Gleichzeitig treten deutlich mehr metamorphe Schwerminerale auf, die auf einen Einfluss von Tertiär-Material hinweisen. Die Genese ist coseismisch; im nördlichen Teil sind deutliche Kleinfältelungen vorhanden, die eventuell durch Solifluktion entstanden sind. Als Alter wurde mittels IRSL-Methode ein Wert von $169,3 \pm 23,2$ ka ermittelt (Tab. 3), was chronostratigraphisch etwa dem Warthe-Stadium entspricht.

Sedimentkeil 1 (= colluvial wedge 1)

Unmittelbar nördlich der Störung ist ein bis zu 0,9 m mächtiger Sedimentkeil aus graubraunen, groben Kiesen und Sanden ausgebildet, der in nördlicher Richtung auf wenige Zentimeter abnimmt und das seismotektonisch bedingte Paläorelief ausgleicht. Innerhalb des Schurfs ist er über eine Entfernung von 8 m zu verfolgen. Das Korngrößenspektrum variiert zwischen Grobkies und Ton mit Korngrößensmaxima bei Grobschluff sowie Mittelsand sowie Mittel- und Grobkies (Abb. 30). Insgesamt gleicht die Zusammensetzung derjenigen des Sohlenkieses (= slope-deposit-Sedimente), besitzt aber einen wesentlich höheren Feinkornanteil. Im Unterschied zu dem komponentengestützten Sohlenkies ist das Material des Sedimentkeils 1 matrixgestützt. Die groben Kiese schwimmen in einer feinkörnigeren Matrix und zeigen häufig eine Imbrikation der flachen Gerölle, was auf einen raschen Transport als Schuttstrom hinweist. In unmittelbarer Störungsnähe sind die Gerölle subparallel zum Paläorelief eingeregelt. Das Schwermineralspektrum wird stark von Zirkon dominiert. Die meisten anderen instabileren Minerale fehlen, dafür tritt Epidot mit ca. 15 % auf. Auch dies kann als eine Durchmischung des Sohlenkieses mit Material aus Löss interpretiert werden.

Unter Umständen ist die Füllung des Sedimentkeils allerdings nicht als eine eigene, coseismisch induzierte Einheit anzusprechen, sondern gehört der unterlagernden Schicht des Sohlenkieses an. In diesem Zusammenhang ist das Relief (80 cm Versatz an der Störung) vermutlich durch Setzung des unterlagernden Tones oder durch Erosion entstanden.

Sohlenkies (= slope-deposit-Sedimente)

An der Grenze zwischen Schwemmlöss und den darunter liegenden, teilweise tektonisch verstellten Umlagerungssedimenten der Hauptterrasse, des Altquartärs und des Tertiärs ist eine 10 – 30 cm mächtige Schicht entwickelt (Abb. 28 u. 32). Sie besteht aus dicht gepackten, komponentengestützten Mittel- und Grobkiesen, deren Zwischenräume mit sandigem Material verfüllt sind. Die Korngrößenverteilung ist deutlich bimodal mit ca. 40 % Kies und 25 % Sand. Der Schlämmerkornanteil liegt bei < 10 %. Bei den Schwermineralen überwiegen die stabilen Komponenten mit einem Anteil von ca. 90 %, hierbei erreicht der Zirkongehalt 70 % und mehr. Der Gehalt an Epidot liegt bei wenigen Prozent. Die Schichtoberseite ist relativ eben, die Schichtunterseite greift oft unregelmäßig taschenförmig in die liegenden Schichten hinein. Im Nordteil des Schurfs sind taschenförmige Schichtbereiche durch Eisenhydroxid verbacken.

Hinsichtlich der Entstehung deutet die Schwermineralverteilung darauf hin, dass die Sedimente als quartärzeitliche Umlagerungen aus einer höheren Hangposition (St.-Geertruid-Terrasse) anzusprechen sind.

Umlagerungsmaterial der Pietersberg-1-Terrasse

Die Basis des Schurfs zwischen dem nördlichen Schurfanfang bis zu Profilmeter 34 bilden die aufgearbeiteten Ablagerungen der cromerzeitlichen Jüngeren Hauptterrasse der Maas (= Pietersberg-1-Terrasse). Sie ist in etwa mit den Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrasse des Rheins gleichzusetzen und wurde vor knapp 800 000 Jahren sedimentiert. Bei dem im Schurf angetroffenen Umlagerungsprodukten dieser Terrasse handelt es sich vorwiegend um schwach schräg geschichtete, gelbbraune bis rötlich braune Mittel- bis Grobsande mit einer darin eingeschalteten, etwa 1 m mächtigen Lage aus grau-gelbem, tonigem Schluff (Abb. 28), die auf einen Ablagerungsraum mit relativ gleichförmiger Wasserbewegung hinweisen. Nach Korngrößenanalysen beträgt der Mittelsandanteil ca. 70 – 80 %, der des Grobsandes 20 – 30 %. Die Schlufflage besteht aus 43 % Fein- bis Grobschluff, 18 % Sand und 25 % Ton. Die Sande sind parallel- bis schräggeschichtet. Infolge tektonischer Bewegungen wurden sie verstellt und fallen mit 20 – 30° nach Westsüdwest ein. Innerhalb des Schwermineralspektrums dominieren die stabilen Minerale (Zirkon, Turmalin, Rutil), der Gehalt an Epidot und Staurolith liegt bei wenigen Prozent. Nach einer auf der Tiefsohle des Schurfs durchgeführten Kleinsondierung wurde die Basis der Terrasse in 5,55 m Tiefe angetroffen. In die Mittel- und Grobsande eingeschaltet fanden sich dort einige gering mächtige Lagen aus Fein- und Mittelkies.

Altquartärer Ton

Direkt an der Störung ist ein tektonisch eng begrenztes Vorkommen eines dichten, grauen Tons in einer Ausdehnung von 2 m erhalten. Es grenzt jeweils mit Störungen an die umlagerten Sande der Pietersberg-1-Terrasse und die umgelagerten Tertiär-Sande südlich des Feldbisses an (Abb. 28, 32). Eine Aufgrabung dieser Zone zeigte, dass die störungsbedingten Grenzen auf beiden Seiten des Tonvorkommens durch Bodenfließen um 20 cm hangabwärts verschleppt worden sind.

Der graue Ton ist sehr dicht und zäh. Er führt zahlreiche zentimetergroße, inkohlte Holzreste, die bisher nicht paläobotanisch bearbeitet werden konnten. Pollenanalytische Untersuchungen ergaben nur statistisch nicht auswertbare Pollenmengen, wobei 95 % auf die Kiefer (*Pinus*) entfielen. Ansonsten konnten noch wenige Pollen von *Picea* (Fichte), *Abies* (Tanne), *Betula* (Birke), *Ulmus* (Ulme) und *Corylus* (Hasel) sowie der Gräser und *Ericaceae* (Erikagewächse) bestimmt werden. Die unterste Probe (5,85 m) wies darüber hinaus Pollen von *Sciadoptys* (Schirmtanne), *Nyssa* (Tupelobaum) und *Taxodium* (Sumpfyzypresse) auf. Diese Gehölze sind ansonsten für das Neogen charakteristisch, finden sich aber auch in Schichten des tiefsten Quartärs, sodass nicht auszuschließen ist, dass die Grenze Quartär/Tertiär inmitten des Tones verläuft.

Klastische Gänge (= clastic dykes)

Im unteren Teil des Profils, wenige Dezimeter über der Schurfsohle, sind als eine Besonderheit der Schichtenfolge zwei schluffgefüllte Gänge oder Spalten entwickelt, welche die Hauptterrasse der Maas, die Umlagerungsprodukte des Sedimentkeils 1 und die miozänen Sande diskordant durchschlagen (Abb. 28, 31, 32). Die Gänge verlaufen jeweils mehr oder weniger parallel zur schwach geneigten Geländeoberfläche. Hierbei geht die Mächtigkeit des oberen Gangs von mehr als 10 cm im Norden auf wenige Zentimeter im Süden zurück. Der untere Gang, ca. 0,2 – 0,3 m tiefer, besitzt im Norden eine Breite von 1 – 2 cm und dünnt nach Süden zu vollständig aus.

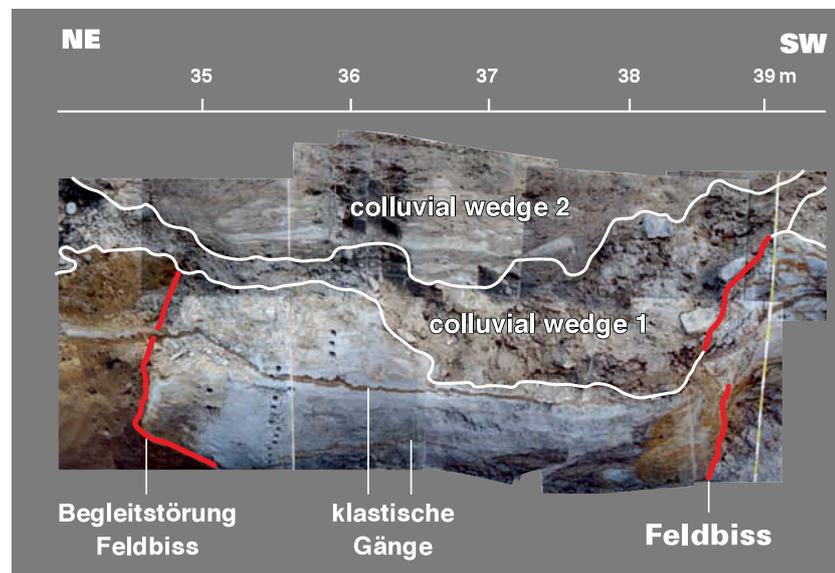


Abb. 30 Seismogen bedingte Sedimentkeile (colluvial wedge 1 und 2) im Bereich der Tiefscholle, Schurf Hillensberg

Die Gänge sind überwiegend mit umgelagertem Löss verfüllt (Abb. 31). Hierbei sind insbesondere die Ober- und Unterseiten aus Grobschluff mit 10 % Ton und insgesamt 12 % Fein- und Mittelsand zusammengesetzt. Zum Zentrum hin führen Fein- und Mittelsande zu einer feinen Lamination. Gelegentlich sind darin auch Klasten von Feinkies oder Ton anzutreffen. Im oberen Gang sind an der Grenze zu den überlagernden Deckschichten oft Belastungsmarken ausgebildet. Im Schwermineralspektrum dominieren die stabilen Minerale. Der Anteil von Epidot liegt bei 30 %.

Die Entstehung dieser Gänge oder Spalten ist nicht eindeutig geklärt. Es sind jedoch Vorgänge anzunehmen, die zu einer flächenhaften Anhebung des Sediments unabhängig von der Lithologie und der Schichtung geführt haben. Hierfür sind am wahrscheinlichsten Permafrostbedingungen anzunehmen, unter deren Einfluss die unterschiedlichen lithologischen Gesteinseigenschaften und Schichtungsmerkmale weitgehend ausgeschaltet waren und sich die Schichtenfolge wie ein physikalisch homogener Körper verhielt.

Eine Deutung der Gänge geht davon aus, dass sich an der Grenze zwischen gefrorenem und nicht gefrorenem Untergrund ein Wasserfilm bildet, sofern der Untergrund nicht in der Lage ist, das an der Frost-/Taugrenze frei werdende Wasser abzuführen. Unter der Voraussetzung eines wassergesättigten Porenraums der Sedimente ist die gefrorene Hangendscholle wegen der geringeren Dichte von Eis im Verhältnis zu Wasser spezifisch leichter als die nicht gefrorene Liegendscholle und erfährt daher auf einer flüssigen Unterlage Auftrieb. Eine genaue Betrachtung der Gangstruktur gibt Hinweise auf Fließvorgänge innerhalb des Ganges, ebenso ist mehrfach zu beobachten, dass Sediment aus der Hangendscholle in den Ganghohlraum gerutscht ist und sich dort z. T. verbreitet hat (Abb. 31). Dies ist nur möglich, wenn der Hohlraum mit einer fließfähigen Sedimentsuspension gefüllt war, deren Konsistenz gleichwohl aber ausreichte, um den Ganghohlraum zu stabilisieren. Bei Absinken der Temperatur unter die Frostgrenze gefror das schwebstoffgesättigte Medium und es bildete sich eine Eisschicht, die wegen der damit verbundenen Volumenzunahme den Gang weiter verbreiterte, sodass er bei erneutem Auftauen zusätzliches Material aufnehmen konnte.



Abb. 31 Klastischer Gang in umgelagerten Schichten der Pietersberg-1-Terrasse

4.2.5 Tektonische Strukturen

Im vorliegenden Schurf zeigen die Kolluvien und der darunter liegende Schwemmlöss mit dem Boden des Atlantikums keinerlei tektonischen Versatz, sondern verlaufen ungestört über die Feldbiss-Störung hinweg. Die Unterbrechungen des Bht-Horizontes sind erosiv oder auf fossile Lücken durch umgestürzte Bäume zurückzuführen. Daraus lässt sich schließen, dass in den letzten 6 000 Jahren an dieser Stelle keine Erdbeben erfolgt sind, die stark genug waren, um die Lockergesteinsschichten zu versetzen (Abb. 28).

Erste Spuren von tektonischen Bewegungen treten erst an der Basis des Schwemmlösses auf. Dort ist bei Profilmeter 26 eine Sandlage des Schwemmlösses um knapp 0,10 m an einer SW-einfallenden Störung abgeschoben. Außerdem treten noch vereinzelt kleinere Versätze von 0,5 – 1,5 cm auf. Zwischen Profilmeter 36 und 38 tritt dann eine etwa 2 m breite, markante NE-fallende Störungszone auf, die als Hauptabbriss des Feldbisses interpretiert wird (Abb. 28, 31). Die Störungszone zeigt an ihrem Nordrand unregelmäßige, nach SW einfallende Ausbuchtungen, was darauf hinweist, dass diese kurz vor der Sedimentation des Sedimentkeils 1 eine offene Spalte gebildet haben muss. Auch der südliche Rand der Störungsfläche ist unregelmäßig ausgebildet und fällt nach NE ein. Er lässt sich durch den überlagernden Sedimentkeil 1, der hier eine Mächtigkeit von ca. 0,8 m erreicht, bis an den Basis des überlagernden Schwemmlösses verfolgen.

Innerhalb der Miozän-Schichten, die mit ca. 30° nach NE einfallen, tritt ein Störungsmuster auf, das einerseits aus 45° südfallenden Abschiebungen mit Verwürfen im dm-Bereich besteht, zum anderen aus +/- horizontalen Bewegungsflächen, an denen südgerichtete Verschiebungen der Schichten stattgefunden haben (Abb. 32). Hierbei ist das Einfallen der Schichten vermutlich nicht als ursprünglich anzusehen, sondern auf eine nordöstliche Kippung der an den Feldbiss angrenzenden Gebirgsscholle zurückzuführen. Schichtung und Störungen sind demnach tektonisch bis zu 50° rotiert.

Der Verlauf des Feldbisses wird im Bereich von Hillensberg durch eine deutlich erkennbare, Feldbiss-parallele Geländestufe angezeigt, die ein Höhengefälle von +101 m NN im Bereich des Schlounebachs auf ca. +50 m in der Talau des Rodebachtal aufweist. Die Tatsache, dass die im Schurf ergrabene und als Feldbiss angesprochene Störung nicht die Erdoberfläche er-

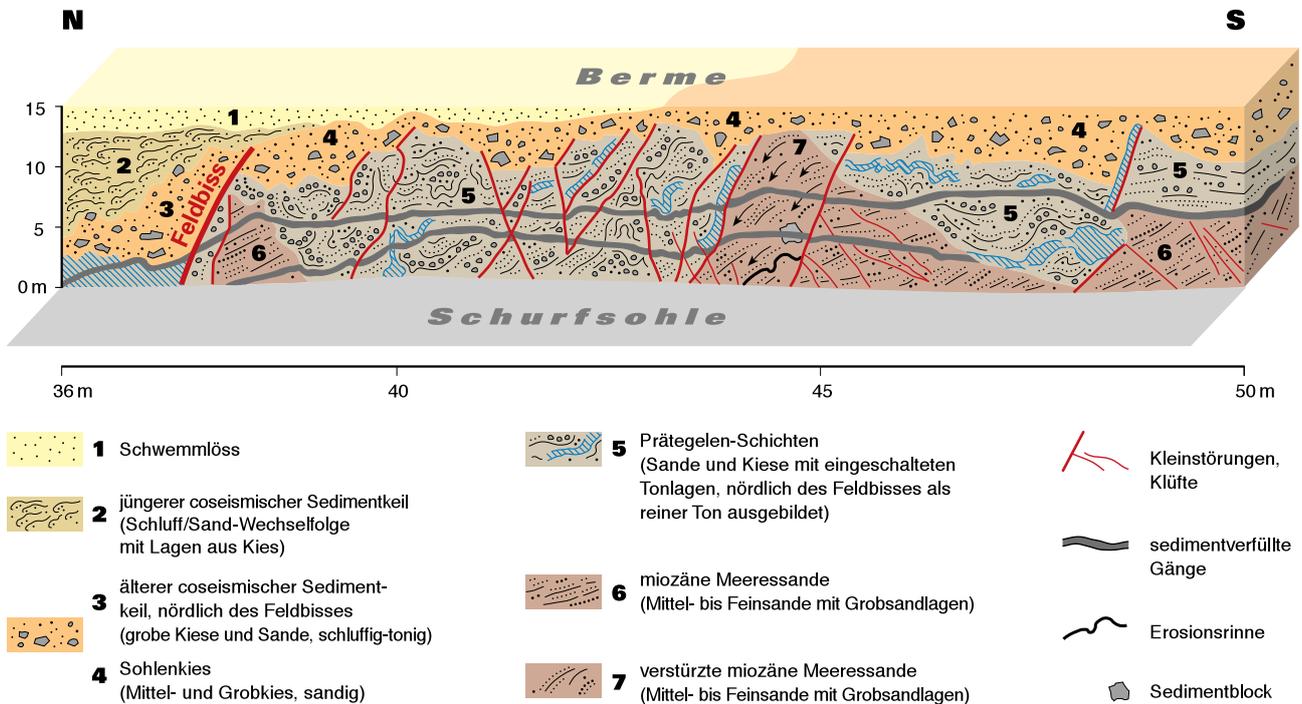


Abb. 32 Abschiebungen in Schichten des Miozäns

reicht, sondern von Löss verhüllt wird, macht eine Fixierung des Störungsausstrichs im Höhenprofil der Hanglage schwierig. Grundsätzlich bildet sich ein Geländeanstieg durch rückschreitende Erosion vor allem am Ausstrich der Störung heraus, sodass die Möglichkeit einer Parallelstörung weiter nördlich erwogen werden muss, die im Gegensatz zur Hauptströmung noch in jüngerer Zeit aktiv war.

4.2.6 Paläoseismischer Befund

Die Kolluvien und der darunter liegende Boden des Atlantikums zeigen keinen tektonischen Versatz, sondern verlaufen ungestört über die Feldbiss-Störung hinweg. Unterbrechungen des im Bild dunkel gefärbten Bodenhorizonts (Bht-Horizont), die bei den Voruntersuchungen ursprünglich als tektonische Schichtversätze gedeutet wurden, sind erosiv oder auf fossile Lücken durch umgestürzte Bäume zurückzuführen. Daraus lässt sich schließen, dass in dem Zeitraum von 6 000 J. v. h. bis heute – d. h. seit Ablagerung der Kolluvien – an dieser Stelle keine Erdbeben erfolgt sind, die stark genug waren, um die Lockergesteinsschichten zu versetzen. Erste Spuren von tektonischen Bewegungen treten erst an der Basis des Schwemmlösses auf. Dort ist eine Sandlage des Schwemmlösses um knapp 10 cm an einer SW einfallenden Störung nach unten versetzt. Daneben treten vereinzelt noch kleinere Versätze von 0,5 – 1,5 cm auf. In den wenig älteren Ablagerungen des ausgehenden Pleistozäns (Spätweichsel, 10 000 – 15 000 J. v. h.) liegt hingegen ein deutliches Indiz für ein oder zwei starke Paläobeben vor. Dort sind nördlich des Feldbisses charakteristische Sedimentkeile mit einer Füllung aus Sanden, Schluffen und Kiesen ausgebildet (colluvial wedge 1 und 2), die einen Schichtenversatz von 0,8 m ausgleichen (Abb. 30; TECHMER et al.). Sollte der Versatzbetrag von 0,80 m auf ein einzelnes Erdbeben zurückzuführen sein, entspräche dies einer Momentmagnitude von 6,8 auf der Richter-Skala. Hinweise auf weitere coseismisch bedingte Schichtversätze liegen eventuell auch vom Bereich der Hochscholle vor (Abb. 32).

4.3 Schurf Merzenich (Rurrand-Störung)

4.3.1 Lage des Schurfs

Bezeichnung:	Merzenich
Lage:	R 2536 600; H 5634 200; TK 25: 5105 Nörvenich; + 125 m NN
Eigentümer:	Friedrich v. Bourscheidt, Düren-Arnoldsweiler
Bauausführung:	STRABAG AG, Nörvenich
Zeitraum:	12.05.04 – 30.07.04
Bearbeiter:	K. BUSCHHÜTER (bautechnische Planung), H. HOPP, K. SKUPIN (Schichtenfolge), V. FRIEDLEIN (Tektonik), M. HISS (Mikropaläontologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse), M. FRECHEN, A. TECHMER (OSL-/IRSL-/ ¹⁴ C-Datierung), R. PELZING (Seismik), B. Lüer (Humus-/Schwermetallgehalte), D. Elhaus (bodenphysikalische Kennwerte)
Kartenunterlagen:	GK 100: C 5102 Mönchengladbach, GK 25: 5105 Nörvenich, BK 50: L 5104 Düren

4.3.2 Geografischer Überblick

Der Schurf Merzenich befindet sich am Westrand der Zülpicher Börde unweit der Rur im Bereich der Erper Lössplatte. Westlich der Rur findet die Zülpicher Börde ihre Fortsetzung in der Echtzer Lössplatte (GLÄSSER 1978). Die nächst größere Stadt ist Düren, in deren Nähe sich im Jahre 1756 das stärkste bisher bekannte Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht ereignet hat. Kommunalpolitisch gehört das Gebiet zur Ortschaft Düren-Arnoldsweiler am Kreuzungspunkt zwischen der Landesstraße L 264 Jülich – Niederzier – Merzenich und der Eisenbahnlinie Aachen – Köln (Abb. 33). Nicht weit davon, in Höhe von Niederzier, liegt im Bereich der Erft-Scholle der Braunkohlentagebau Hambach, in dem die Flöze der Ville- und Inden-Schichten (Miozän) gewonnen werden. Der Tagebau wird im Westen durch die Außenhalde der Sophienhöhe begrenzt. Westlich der Rur erstreckt sich das Gebiet des Hürtgenwalds bis an die Stadtränder von Eschweiler und Stolberg wenige Kilometer vor Aachen.



Abb. 33 Lage des Schurfs Merzenich

4.3.3 Geologisch-tektonischer Überblick

Innerhalb der südlichen Niederrheinischen Bucht bildet die Rurrand-Störung die tektonische Grenze zwischen der Erft-Scholle im Osten und der Rur-Scholle im Westen (Abb. 34). Entlang dieser tektonischen Trennlinie ist eine deutliche Geländekante von maximal 17 m Höhe entwickelt, die sich von Kelz bis Stetternich verfolgen lässt und entlang derer die Rur ihr holozänes Bett geschaffen hat. Im Bereich Düren ist die Störung stark zerstückelt, was vermutlich auf die starke Rotation der Rur-Scholle nach Osten zurückzuführen ist (AHORNER 1962: 84). Durch diese starke Verkippung wurde die Grenze Tertiär/Ältere Hauptterrasse zwischen Hoch- und Tiefscholle um ca. 30 m gegeneinander versetzt. Die Oberkante der Jüngeren Hauptterrasse ist durch pleistozäne Bewegungen um ca. 15 m versetzt (AHORNER 1962: Tab. 7). Die rezenten Bewegungen werden durch die Auswirkungen der Sumpfungmaßnahmen des Braunkohlentagebaus überlagert. Hierbei wurde in diesem Bereich zwischen 1960 und 2004 ein Versatz von ca. 13 cm verzeichnet, was einem durchschnittlichen Setzungsbetrag von ca. 3 mm/a entspricht (freundl. Mitt. RWE POWER).

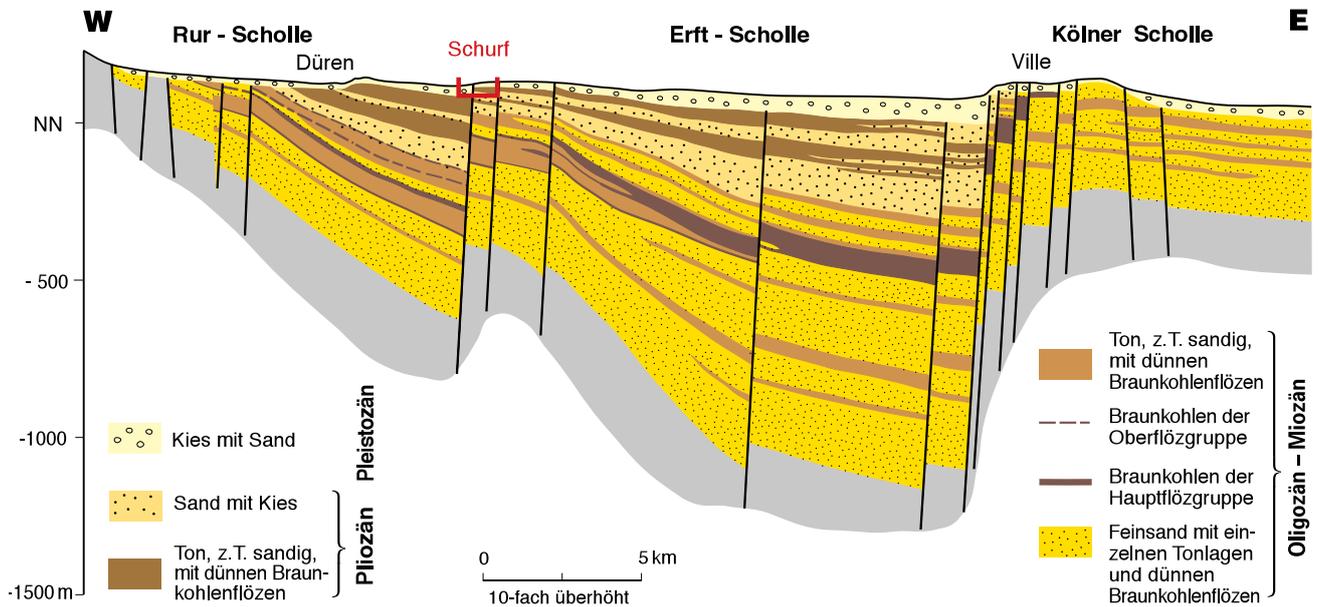


Abb. 34 Querprofil durch die Schollentreppe der Rurrand-Störung zwischen Rur-Scholle und Erft-Scholle bei Merzenich

4.3.4 Schichtenfolge

Die Schichtenfolge innerhalb des Schurfes variiert zwischen Hoch- und Tiefscholle beträchtlich. So befinden sich auf der östlich gelegenen Hochscholle im Wesentlichen grob- und feinkörnige Sedimente vom ausgehenden Pliozän bis zum untersten Unterpleistozän (Merzenich-Sande) und zum höheren Unterpleistozän (Jüngere Hauptterrasse). Im Bereich der Tiefscholle handelt es sich bei den obersten 4 – 5 m um feinkörnige Ablagerungen des Weichsel-Früh- und -Hochglazials (Fließerden, Schwemmlerme) mit einem stark humosen, frühweichselzeitlichen Bodenhorizont, der nach den regional-geologischen Verhältnissen als Pescher-, Holzer-, Titzer Boden im Oberen Teil des Rocourt-Bodenkomplexes anzusprechen ist. Eine Altersdatierung mittels ^{14}C -Methode ergab ein Minimalalter von 36 000 J. v. h. (Tab. 4). Zuoberst folgt eine bis 1,5 m mächtige Fließerde aus Material der Jüngeren Hauptterrasse, die von den grobkörnigen Ablagerungen im Hangenden der Jüngeren Hauptterrasse abzuleiten ist. Sie keilt im Bereich der Tiefscholle nach ca. 30 m aus. Darunter folgen nachweislich bis in eine Tiefe von 20 m autochthone Sedimente beziehungsweise Umlagerungssedimente der Jüngeren Hauptterrasse. Einen Überblick über Ausbildung und Mächtigkeit dieser Schichtenfolge quer zur Rurrand-Störung vermittelt die Abbildung 35. Nachfolgend sind die Schichtglieder für Hoch- und Tiefscholle jeweils im einzelnen beschrieben.

Tabelle 4

Physikalisch-chemische Altersdatierungen (OSL/IRSL/ ^{14}C) im Schurf Merzenich (N-Wand)

Schicht	Probe Nr.	Teufe (m)	Alter	
			IRSL FSP-MAA Age (ka)	^{14}C (ka)
Verschwemmungsablagerungen	MER 3	1,95 – 2,10	29	
Verschwemmungsablagerungen	MER 2	2,60 – 2,65	74,7	
Frühweichselzeitlicher Bodenhorizont	MER 1	2,80 – 2,85	75,1	> 36

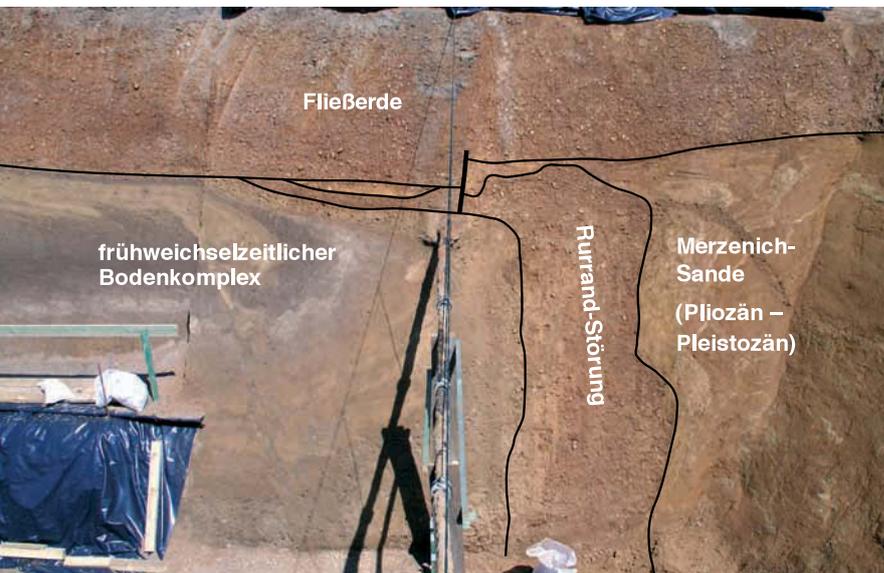


Abb. 35 Schichtenfolge beiderseits der Rurrand-Störung, Schurf Merzenich

4.3.4.1 Hochscholle

Fließerde

Die oberste Lage im Bereich der Hochscholle besteht aus einer mehrere Meter mächtigen Fließerde aus Material der Jüngeren Hauptterrasse. Korngrößenmäßig handelt es sich dabei um einen rötlich braunen, schwach tonig-schluffigen, stark kiesigen Sand bis stark sandigen Kies (7 – 8 % Ton, 5 – 6 % Schluff, 37 – 46 % Sand, 41 – 50 % Kies).

Merzenich-Sande

Bei den am Ostende des Schurfs, im Bereich der Hochscholle, unter einer ca. 2,50 m mächtigen Fließerde (s. o.) anstehenden Ablagerungen handelt es sich um eine Wechsellagerung von grau- bis rostbraunen, schwach tonigen, schwach schluffigen Fein- und Mittelsanden (9 – 11 % Ton, 12 – 18 % Schluff, 71 – 79 % Fein- bis Mittelsand) im Wechsel mit grau- bis rostbraunen, tonig-schluffigen, sehr schwach feinkiesigen Sanden (17 – 18 % Ton, 17 – 21 % Schluff, 61 – 64 % Sand, 1 % Kies) und gelb- bis weißgrauen oder dunkelgrauen, tonigen, schwach fein- und mittelsandigen Schluffen (28 – 31 % Ton, 50 – 59 % Schluff, 13 – 19 % Fein- und Mittelsand).

Nach den Untersuchungen von MUSA (1973: 43) repräsentieren diese sogenannten „Merzenicher Sande“ den Abschnitt des ausgehenden Pliozäns (Reuver B) bis ins „jüngere Ältestpleistozän“. In dem von ihm untersuchten Aufschluss nördlich von Merzenich (R ^{2537 000}; H ^{5633 530}) sind die basalen Schichten der Merzenich-Sande („Ältere Schüttung“) durch einen hohen Anteil an stabilen Schwermineralen geprägt, während im darüber liegenden Teil („Jüngere Schüttung“) hohe Anteile von Epidot, Granat und grüner Hornblende vorkommen.

Im vorliegenden Falle konnten weder im Schurf noch in den weiter östlich der Landesstraße Jülich – Niederzier – Merzenich niedergebrachten Kleinsondierungen (Kap. 8.1: Profil 3 u. 4) Ablagerungen des Tertiärs nachgewiesen werden. Die Sedimente waren durchweg entkalkt und fossilieer. Nach mehreren daran durchgeführten Schwermineraluntersuchungen ist stattdessen eine Einstufung in das Unterpleistozän vorzunehmen. Mit 53,5 – 83,0 % Epidot, 0,5 – 2,5 % Granat und 0,5 – 5,0 % grüner Hornblende besitzen die feinkörnigen Sedimente ein Schwermineralspektrum, wie es etwa für die Älteren Hauptterrasseablagerungen des Unterpleistozäns (Prätegelens) charakteristisch ist. Ähnliche Schwermineralgehalte werden von MUSA (1973: Tab. 6) auch für den höheren Teil der Merzenich-Sande mitgeteilt. Danach sind die Merzenich-Sande im Bereich des Schurfs und östlich davon lithostratigrafisch dem Abschnitt Ton A 2 (Reuver C) bis zum Schotter d unter Ton D (KOWALCZYK 1969) gleichzustellen. Aufgrund der Feinkörnigkeit der Sedimente dürften ruhige Ablagerungsbedingungen in einem distalen Bereich des Rheins vorgelegen haben.

Hauptterrassenablagerungen von Rhein und Rur

Über den Merzenich-Sanden des Prätegelens folgen östlich des Schurfs nach einer gering mächtigen Tonlage Schotter der Jüngeren Hauptterrasse von Rhein und Rur. Die zuunterst liegenden Rheinschotter bestehen hierbei überwiegend aus Grobschottern mit einer basalen Blocklage. Das Schwermineralspektrum wird wie innerhalb der Merzenich-Sande durch viel Epidot, wenig Granat, wenig grüner Hornblende und etwas Klinopyroxen geprägt. Nach KLOSTERMANN (1992: 65) entsprechen die Terrassenablagerungen vermutlich der Hauptterrasse 1 – 3 (Eburon bis Cromer). Ablagerungen des Tegelens (Frechen-Schichten; KEMNA 2005: 69) wurden nicht nachgewiesen.

Die darüber folgenden Eifelschotter gehen aus den Rheinschottern ohne deutliche Grenze hervor und schließen das Profil im Hangenden ab. Diese Eifelschotter gehören nach MUSA (1973) zur sogenannten West-Fazies der Eifelschotterfächer,

die mit ihren Ausläufern östlich der Rur von Euskirchen bis nördlich Düren zu verfolgen sind. Die dortigen Vorkommen stellen riedelartige Reste einer am Eifelrand weitflächig durchhaltenden Schotterdecke dar. Im Gegensatz zu den Ablagerungen des Rheins ist der Anteil an stabilen Schwermineralen stark erhöht und erreicht Werte von > 85 %. Nach MUSA (1973: Tab. 6) wurden im Einzelnen 66 % Zirkon, 12 % Turmalin, 8 % Rutil und 1 % Anatas ermittelt, an zweiter Stelle treten die metamorphen Minerale (Staurolith, Disthen) mit ca. 6 % hinzu. Als Liefergebiet werden die Ausstrichsbereiche des Devons, der Trias und z. T. des Tertiärs in der Eifel angesehen. Altersmäßig dürften sie zeitgleich mit der Hauptterrasse 3 des Rheins oder etwas später entstanden sein (KLOSTERMANN 1992: 65).

4.3.4.2 Tiefscholle

Fließerde

Vom Bereich der Hochscholle lässt sich die Fließerde westwärts innerhalb der Tiefscholle bis auf eine Entfernung von ca. 30 m an der Geländeoberfläche verfolgen. Als Entstehungsursache sind Gefrier- und Auftauvorgänge im Periglazialklima der Weichsel-Kaltzeit anzunehmen, wodurch das oberflächennahe Material der Jüngeren Hauptterrasse durch Bodenfließen hangabwärts von der Hoch zur Tiefscholle verlagert wurde. Nach den an der Grenze Fließerde/Schwemmlehm eingemessenen Scherbahnen (Abb. 36), bestehend aus anastomosierenden Wellenrippeln und -tälern (Abb. 37), verlief der Bewegungsvorgang in Richtung NE – SW, also annähernd senkrecht zum Verlauf der Rurrand-Störung. Durch diesen Vorgang wurde die darunter anstehende Schichtenfolge überfahren, verschleppt, zerschert und das bei der Schollenbewegung neu akzentuierte Relief ausgeglichen.

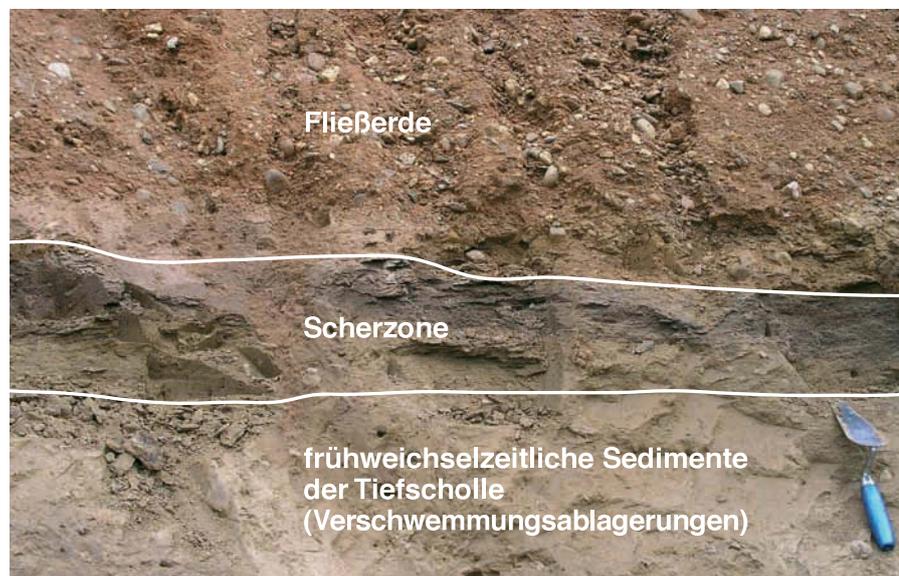


Abb. 36 Zerscherter Grenzbereich Fließerde/Verschwemmungsablagerungen

Verschwemmungsablagerungen

Unter der Fließerdebedeckung folgt eine Abfolge aus umgelagerten graubraunen, teilweise schwach humosen, sehr schwach tonigen, sandigen Schluffen mit zwischengelagerten Bändern aus gelblich braunen, teilweise schwach Kies führenden Schluffen mit ca. 8 – 10 % Ton, 45 – 65 % Schluff, ca. 20 – 35 % Sand und 2 – 10 % Kies (Abb. 38). Wo der Kies angereichert ist, erreicht er bis 10 %. In einer Tiefe von 2,50 m nehmen Schluff- und Humusgehalt deutlich zu und die grau- bis gelblich braunen Umlagerungssedimente werden von mehreren, maximal 0,45 m mächtigen Bändern aus graubraunem bis dunkelgraubraunem, humosem bis stark humosem (0,10 – 0,74 % C_{org}), schwach tonigem bis tonigem, feinsandigem Schluff abgelöst. Charakteristisch für diese Humusbänder sind lamellen- bis fleckenförmige Anreicherungen aus hellbraunem, stark tonigem, feinsandigem Schluff als Anzeichen einer später einsetzenden Ton- und Humusverarmung (Degradation). Der weggeführte, Humus führende Ton findet sich in Form von Ton- und Humustapeten in den Klüften der liegenden Schichten wieder. Die Bodenhorizonte sind im Bereich der Tiefscholle flächenhaft verbreitet. Stellenweise sind in ihnen rundliche bis ovale Querschnitte von Wühlgängen (Kleinnager) mit einer Füllung aus hell- bis gelblich braunem, tonigem, feinsandigem Schluff anzutreffen.



Abb. 37 Scherflächengefüge im Grenzbereich Fließerde/Verschwemmungsablagerungen mit anastomosierender Striemung

Untersuchungen hinsichtlich der Schwermineralführung an zwei Profilen ergaben jeweils ein Überwiegen des Epidots (Profil 1 = 59,3 %; Profil 2 = 59,6 %). Die Gruppe der stabilen Minerale (Zi, Tu, TiO₂) erreicht nur mittlere Werte (Profil 1 = 33,5 %; Profil 2 = 32,8 %). Die Anteile der grünen Hornblende sind relativ gering (Profil 1 = 3,7 %, Profil 2 = 5,1 %) mit leicht erhöhten Werten im oberen Bereich, die des Granats liegen bei 2,6 % (Profil 1) und 2,1 % (Profil 2).



Abb. 38 Fließerden und Verschwemmungsablagerungen mit frühweichselzeitlichem Bodenkomplex

Wichtigstes Kriterium für die zeitliche Einordnung der im Bereich der Tiefscholle vorhandenen Verschwemmungsablagerungen sind die im untersten Teil vorhandenen Humuszonen, vermutlich degradierte Schwarzerden, mit bis zu 0,8 % C_{org}. Nach daran durchgeführten pollenanalytischen Untersuchungen wurden in den jeweiligen Proben nur einzelne Pollenkörner von Kiefer (*Pinus*), Birke (*Betula*) und Erle (*Alnus*) angetroffen. Außerdem fanden sich zahlreiche Graspollen neben solchen von Beifuß (*Artemisia*). Da es sich bei den vorgefundenen Pollen durchweg um solche kälterestanter Gehölze und Kräuter handelt, lässt sich mutmaßen, dass es sich bei den beprobten Sedimenten wahrscheinlich um eine kaltzeitliche Abfolge handelt, wie sie im Weichsel-Frühglazial typisch war. Hierbei kommen aufgrund des mehrmaligen Auftretens von Humuszonen am ehesten die Bodenbildungen des Frühweichsels (110 000 – 67 000 J. v. h.) in Betracht, wie sie auch in den benachbarten Regionen der südlichen Niederrheinischen Bucht in Form des

Pescher-, Holzer-, Titzer Bodens im oberen Teil des Rocourt-Solkomplexes angetroffen werden (SCHIRMER 2000: 31). Eine Altersbestimmung mittels ¹⁴C-Datierung für den Hauptbodenhorizont des Profils 2 (2,80 – 2,85 m) ergab ein Minimalalter von > 36 000 J. v. h. Als Ergänzung zu dieser Datierung wurden zusätzlich zwei weitere, wenige Dezimeter über dem Bodenhorizont vorhandene Schwemmlahmlagen beprobt und mittels IRSL-Methode untersucht. Die Datierungen ergaben jeweils Alter von 75 100 beziehungsweise 74 700 J. v. h. und stimmen somit gut mit dem für die Bodenbildung angenommenen Zeitraum des Unterpleistozäns überein (Tab. 4). In Bezug auf den Schwermetallgehalt ergeben sich erhöhte Werte von Cd (0,10 – 0,13 mg/kg), Sb (2,07 – 2,86 mg/kg) und Ti (0,41 – 0,54 mg/kg) nur für den obersten, jüngsten Profilbereich innerhalb der Fließerde und die direkt darunter folgenden Verschwemmungsablagerungen bis in eine Tiefe von ca. 2,00 m. Diese Werte lassen auf anthropogenen Einfluss schließen.

Tabelle 4

Physikalisch-chemische Altersdatierungen (OSL/IRSL/¹⁴C) im Schurf Merzenich (N-Wand)

Schicht	Probe Nr.	Teufe (m)	Alter	
			IRSL FSP-MAA Age (ka)	¹⁴ C (ka)
Verschwemmungsablagerungen	MER 3	1,95 – 2,10	29	
Verschwemmungsablagerungen	MER 2	2,60 – 2,65	74,7	
Frühweichselzeitlicher Bodenhorizont	MER 1	2,80 – 2,85	75,1	> 36

Merzenich-Sande

Äquivalente der Merzenich-Sande wurden auch im Bereich der Tiefscholle nachgewiesen. Ein in der westlichen Verlängerung des Schurfs mittels einer Kleinsondierung (R ²⁵³⁶ 500; H ⁵⁶³⁴ 145) aus 17 m Tiefe geborgener, stark schluffiger Ton beziehungsweise stark toniger Schluff ergab ein Schwermineralspektrum von 68 % Epidot, knapp über 30 % stabilen Mineralen mit jeweils annähernd gleichen Anteilen von Turmalin (12,5 %) und Zirkon (13,0 %) sowie 1 % grüner Hornblende. Dies sowie das Fehlen von vulkanischen Bestandteilen spricht für ein Äquivalent der Älteren Hauptterrasse (Prätegelen).

4.3.5 Tektonische Strukturen

Im Bereich des Schurfs wird die Rurrand-Störung durch eine ca. 1,30 – 1,50 m breite Störungszone repräsentiert, welche die östlich gelegene Hoch- (Erft-Scholle) von der westlich gelegenen Tiefscholle (Rur-Scholle) trennt (Abb. 35, 39). Der Störungsbereich ist durchgehend von schwach schluffigen und sandigen Kies (4 % Ton, 11 % Schluff, 32 % Sand, 53 % Kies) erfüllt, die aufgrund der schwermineralogischen Zusammensetzung wahrscheinlich von der im Untergrund der Tiefscholle anstehenden Jüngeren Hauptterrasse abzuleiten sind. Den größten Anteil innerhalb des Schwermineralspektrums besitzt der Epidot (69 %). Daneben ist kaum Granat (1,5 %) und wenig grüne Hornblende (3 %) zu finden, wie dies für die Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrasse charakteristisch ist. Die Summe der stabilen Minerale beträgt unter 20 %. Disthen und Staurolith erreichen 4 % beziehungsweise 3 %.

Die Kiesfüllung einer schmalen, von der Hauptstörung wegführenden Störungszone besitzt entsprechend der Kiesfüllung der Hauptstörung ein Korngrößenspektrum von 5 % Ton, 13 % Schluff, 19 % Sand und 63 % Kies.

Als Ursache für den Sedimentaufstieg sind die Schollenbewegungen im Zuge eines tektonischen Ereignisses anzunehmen. Dies wird zum einen durch die vertikale Einregelung der Kieskomponenten in der Störungsfüllung gestützt, zum anderen ist im oberen Teil der Störung ein Umbiegen des Tertiär- und Terrassenmaterials nach Westen in Richtung Tiefscholle zu erkennen. Dies lässt darauf schließen, dass das Material in breiigem bis verflüssigtem Zustand aus der Spalte der Rurrand-Störung ausgetreten ist und sich über die damalige Geländeoberfläche ausgebreitet hat.

Schichtversatz und Fließerdebildung gehen eventuell auf dasselbe seismotektonische Ereignis zurück. Durch das Absinken der Tiefscholle wurde der frühweichselzeitliche Bodenkomplex im Bereich der Rurrand-Störung zunächst in ein Muster aus einzelnen Teilschollen mit Abschiebungscharakter zerlegt. Dies ist gut zu erkennen an dem Schollenmuster des frühweichselzeitlichen Bodenkomplexes in Form des Pescher-, Holzer-, Titzer Bodens, der von zahlreichen Störungen durchzogen wird (Abb. 39). Gleichzeitig wurde entlang der Rurrand-Störung das Material der Jüngeren Hauptterrasse und der Merzenich-Sande aus dem tieferen Untergrund herausgepresst und ähnlich wie im Schurf Holthausen als dünne Lage über die Geländeoberfläche ausgebreitet.

Im Verlaufe der nachfolgend einsetzenden gravitativen Fließerdenbewegung von Ost nach West (Hoch- zur Tiefscholle) wurden die Schollen überfahren und in ihrem obersten Teil mechanisch überprägt. Hierbei wurde der im Bereich der Tief-

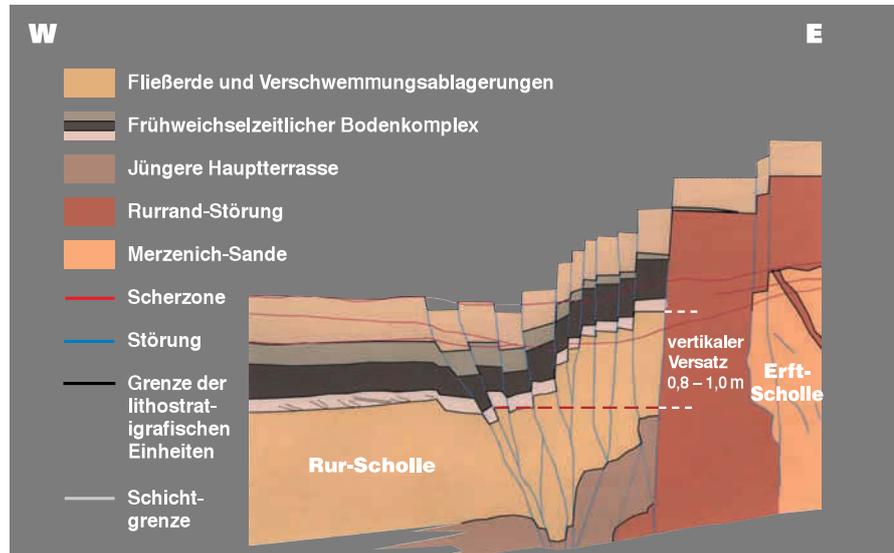


Abb. 39 Schollentreppe im Bereich der Rurrand-Störung bei Merzenich (Rekonstruktion; Entwurf: CHR. VANNESTE)

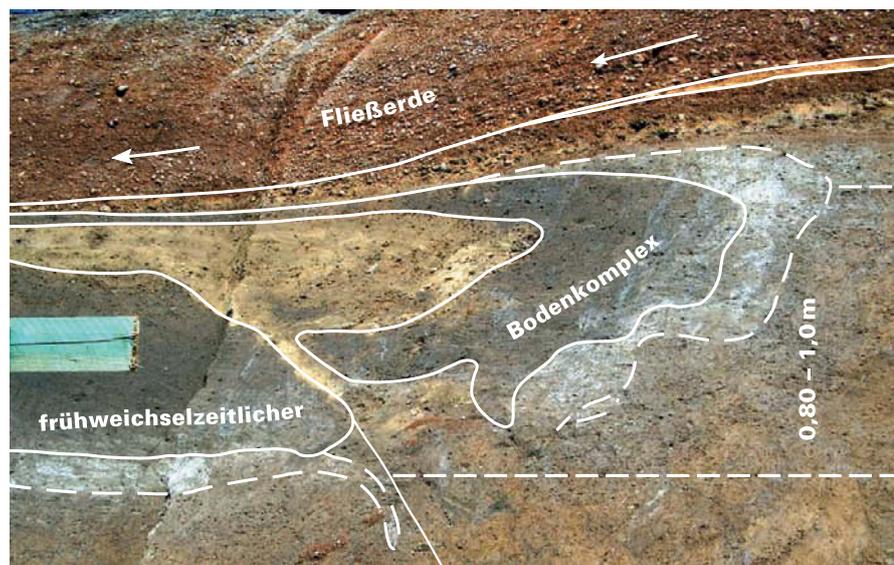


Abb. 40 Bodenkomplex des Frühweichsels im Bereich der Tiefscholle mit Seitenast der Rurrand-Störung, Schurf Merzenich

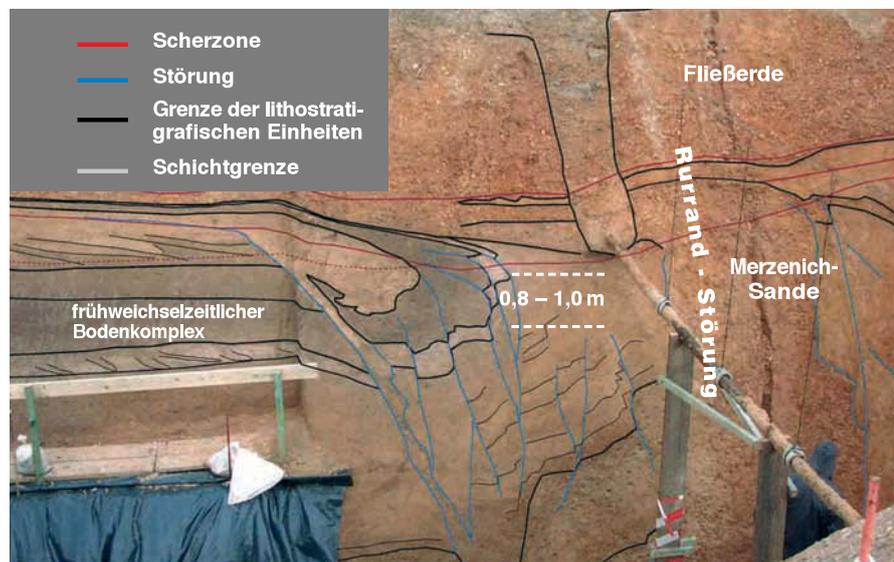


Abb. 41 Schollentreppe im Bereich der Rurrand-Störung bei Merzenich durch periglaziale Fließvorgänge überfahren und eingeebnet (Rekonstruktion; Entwurf: CH. VANNESTE)



Abb. 42 Seitenast der Rurrand-Störung auf der Südseite des Schurfs Merzenich

scholle steil bis schräg stehende Schenkel des Bodenkomplexes durch die sich vorwärts bewegende Fließerde nach Westen überkippt, zerschert und ausgewalzt. Die in einer Scherzone an der Grenze Fließerde/Verschwemmungsablagerung vorhandenen Scherbahnen deuten dabei auf einen Bewegungsvorgang von NE nach SW, also annähernd senkrecht zum Verlauf der Rurrand-Störung, hin (Abb. 40).

Im Zuge der Einengung wurde die Lockergesteinsfalte entlang einer mit 65° auf die Hauptstörung einfallende Abschiebung (Y-Störung) zerlegt und der Ostteil in Südwestrichtung abgeschoben (Abb. 41). Diese Nebenstörung hat auf der Südseite des Schurfs eine deutliche, bis 0,60 m breite Aufweitung mit internen Abschiebungen erfahren (Abb. 42). Die Füllung dieses Keils besteht aus feingeschichtetem, schwach bis stark humosem, feinsandigem bis schwach feinsandigem Schluff. Für die Entstehung der Y-Störung und die Abschiebung des Ostteils der Falte nach Südwest

könnte ein Massenverlust in der Tiefe durch das Herauspressen von Terrassenmaterial entlang der Rurrand-Störung verantwortlich sein. Y-förmige Nebenstörungen wurden des Weiteren im Abstand von 16,50 und 48,0 m westlich der Rurrand-Störung nachgewiesen.

4.3.6 Paläoseismischer Befund

Nach den vorliegenden pollenanalytischen und physikalisch-chemischen Altersdatierungen der Schichtenfolge ist als frühester Zeitpunkt des tektonischen Ereignisses der Zeitraum am Ende der ca. 75 000 Jahre alten Bodenbildung anzunehmen. Da neben dem Bodenkomplex auch noch die im Hangenden vorhandenen, gering mächtigen, humusarmen Fließerden oder Verschwemmungsablagerungen verformt sind, dürfte das tektonische Ereignis jedoch erst später, das heißt vor ca. 50 000 bis 60 000 stattgefunden haben. Danach auftretende Bewegungen haben an dieser Stelle nur noch in geringem Maße stattgefunden, da die zwischen hangendem Fließerdekörper und unterlagerndem Störungsmuster vorhandene Grenzschicht aus verflüssigtem und umgelagertem Material des Unterpleistozäns (= Merzenich-Sande) nur um wenige Zentimeter verworfen ist (Abb. 41).

Nach der tektonischen Auswertung ist für den frühweichselzeitlichen Bodenkomplex als Folge der Abwärtsbewegung der Tiefscholle eine relative vertikale Auslenkung von ca. 0,80 – 1,00 m anzunehmen. Sie bezieht sich auf die Differenz zwischen der Grenze „Humoser Boden/Bleichzone“ in normaler und überkippter Lagerung (Abb. 41). Dies entspricht einer Magnitude von 6,7 – 6,8 (Tab. 6, s. S. 54).

4.4 Schurf Metternich (Swist-Sprung)

4.4.1 Lage des Schurfs

Bezeichnung:	Metternich
Lage:	R ²⁵ 63 450; H ⁵⁶ 22 200; TK 25: 5207 Bornheim, + 128 m NN
Eigentümer:	Gabriel Jüssen, Weilerswist
Bauausführung:	STRABAG AG, Nörvenich
Zeitraum:	01.09.04 – 12.11.04
Bearbeiter:	K. BUSCHHÜTER (bautechnische Planung), H. HOPP, K. SKUPIN (Schichtenfolge), R. ROTH (Bodenkunde), V. FRIEDLEIN (Tektonik), M. HISS (Mikropaläontologie), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwermineralanalyse), M. FRECHEN, A. TECHMER (OSL-/IRSL- ¹⁴ C-Datierung), R. PELZING (Seismik), B. LÜER (Humus-/Schwermetallgehalt), D. ELHAUS (bodenphysikalische Kennwerte)
Kartenunterlagen:	GK 100: C 5506 Bonn, GK 25: 5207 Bornheim, BK 50: L 5306 Euskirchen

4.4.2 Geografischer Überblick

Der Bereich Metternich zwischen den Ortschaften Weilerswist und Swisttal gehört zur naturräumlichen Einheit der Zülpicher Börde im Südteil der Niederrheinischen Bucht. Aufgrund der tektonischen Trennlinien und der ihnen folgenden Flusstäler von Erft und Swist wird sie in einzelne Lössplatten unterteilt, die westlich der Swist bis zur Rur als Escher Lössplatte, östlich der Swist bis zum Villeanstieg als Swistbucht bezeichnet wird (GLÄSSER 1979). Bei Weilerswist mündet die Swist in die Erft.

4.4.3 Geologisch-tektonischer Überblick

Entsprechend der tektonischen Kippung des Untergrundes nach Nordost werden die höchsten Erhebungen innerhalb dieser Teilgebiete jeweils in deren Westen, das heißt am Ostufer von Swist und Erft, erreicht. An diesen Geländekanten treten die Tertiär-Schichten im Allgemeinen nahe an die Geländeoberfläche heran und wurden in der Vergangenheit vor allem für die dortige Tonwaren-, Keramik- und Glasherstellung genutzt. Auf der Tiefscholle sind über den Sanden und Kiesen der Hauptterrasse weitflächig weichselzeitliche Lössse und Verschwemmungsablagerungen des Holozäns ausgebreitet. Bei den weichselzeitlichen Lössen handelt es sich um durchschnittlich 11 – 17 dm tief entkalkte Lösslehme, aus denen sich Parabraunerden und Braunerden entwickelt haben. In der Nähe der Störung wächst die Entkalkungstiefe auf > 2 m an. Aufgrund der unterschiedlichen Tiefenlage des Bt-Horizonts und der Entkalkungstiefe ist ein größerer Zeitraum zwischen der Parabraunerdeentwicklung und der Verbraunungsphase anzunehmen.

Die sandig-schluffigen Lössse und Verschwemmungsbildungen wurden seit dem Beginn des 19. Jahrhunderts bevorzugt für die Herstellung von Ziegelsteinen und Dachpfannen verwendet. Nach den Untersuchungen von BAUMEWERD-SCHMIDT et al. (2000, 2001) sind deshalb eine Reihe von Geländedepressionen als derartige ehemalige Entnahmestellen anzusehen.

Der Schurf Metternich quert unmittelbar südlich der Ortschaft Metternich am Westufer der Swist den nach ihr benannten Swist-Sprung (Abb. 43). Zusammen mit dem ca. 2 – 3 km östlich gelegenen Erft-Sprung bildet er die Grenze zwischen dem Hochgebiet der Kölner Scholle im Osten und der tief absenkten Erft-Scholle im Westen (Abb. 44). In nordwestlicher Richtung nähern sich Erft- und Swist-Sprung zunehmend an und vereinigen sich zwischen Türnich und Horrem zu einer Störung. Zusammen mit weiteren Begleitstörungen trennen Swist- und Erft-Sprung bergbaulich die

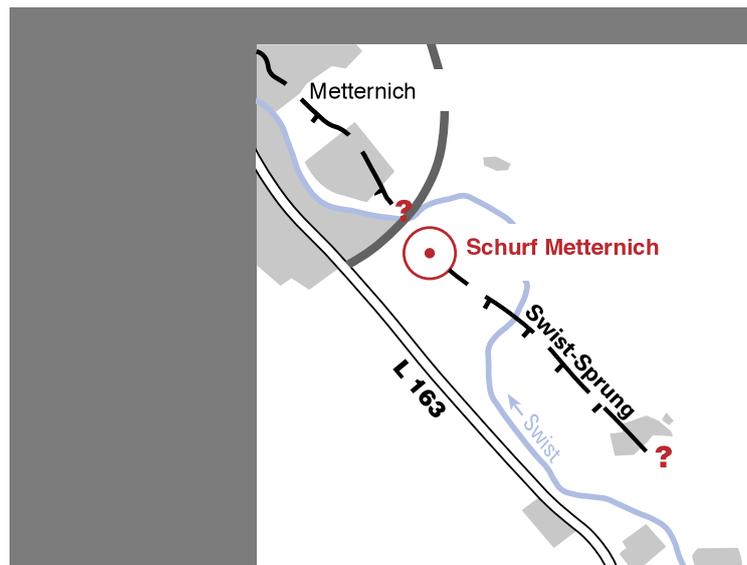


Abb. 43 Lage des Schurfs Metternich

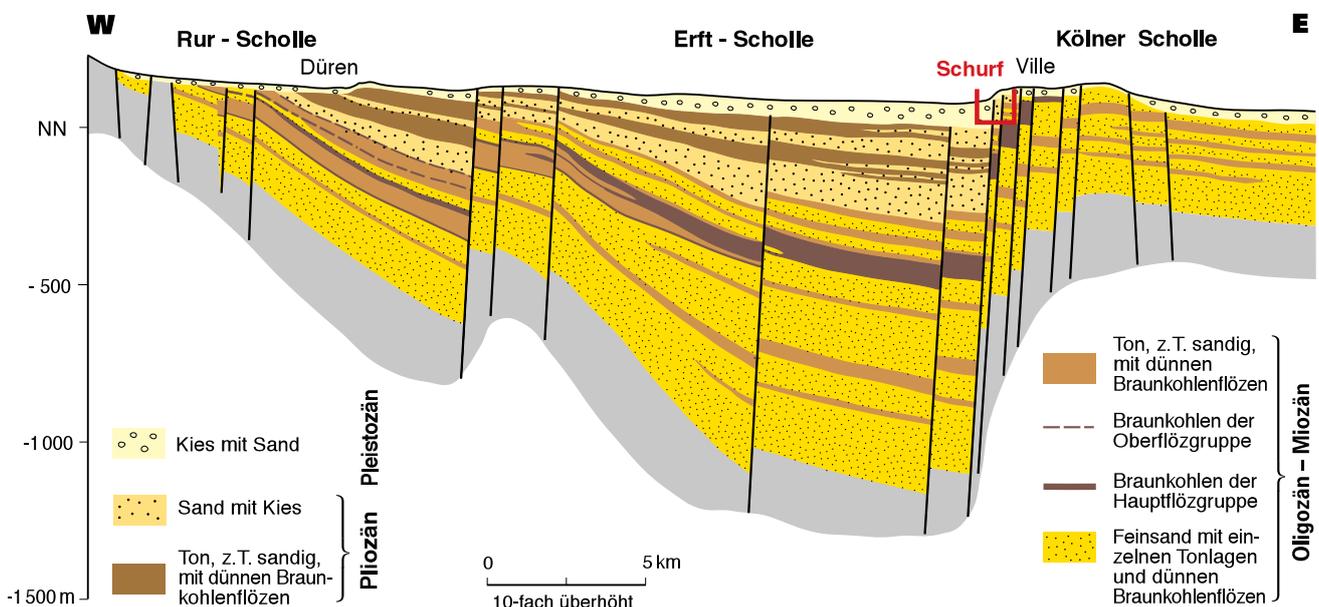


Abb. 44 Querprofil durch die Schollentreppe im Bereich des Swist-Sprungs zwischen Erft- und Kölner Scholle

Braunkohlenlagerstätte der südlichen Ville im Westteil der Kölner Scholle mit den hoch anstehenden Braunkohlenflözen des Miozäns (Ville-Schichten) vom tiefer gelegenen Braunkohlenbecken zwischen Rur und Erft, das sich von Düren bis zur Ville erstreckt.

Entlang dem Swist-Sprung nehmen die tertiären Versatzbeträge von Süden nach Norden zunächst nur allmählich zu. Ab Metternich sinkt die Erft-Scholle jedoch rasch ab und am Swisterberg bei Weilerswist wird ein maximaler Versatzbetrag des Hauptflözes der Ville-Schichten von mehr als 200 m erreicht. Nördlich davon wird die Absenkung vom Erft-Sprung übernommen und die Bedeutung des Swist-Sprungs geht mehr und mehr zurück. Ab Liblar ist der Swist-Sprung nicht mehr nachzuweisen. Innerhalb der darüber liegenden Jüngeren Hauptterrasse ist die Unterkante der Jüngeren Hauptterrasse im Bereich von Metternich um 45 – 48 m, die der Oberkante um 22 m verworfen. Diese Versatzbeträge nehmen nördlich von Metternich bis in den Bereich Swisterberg noch weiter zu, ehe sie bei Liblar ebenfalls gegen 0 gehen (AHORNER 1962: Tab. 3). Die tektonischen Bewegungen entlang des Swist-Sprungs dauern nach den vorliegenden Vermessungen der Geländeoberfläche bis heute an. Hierbei sind die größten Bewegungen südlich von Metternich im Bereich Dünstekoven und Buschhoven nachzuweisen. Durch die Sumpfungmaßnahmen des Braunkohlentagebaus ist für den Zeitraum 1960 – 2004 ein Setzungsbetrag von ca. 13 cm zu verzeichnen, was einer durchschnittlichen jährlichen Setzungsrate von ca. 3 mm entspricht (freundl. Mitt. RWE POWER).

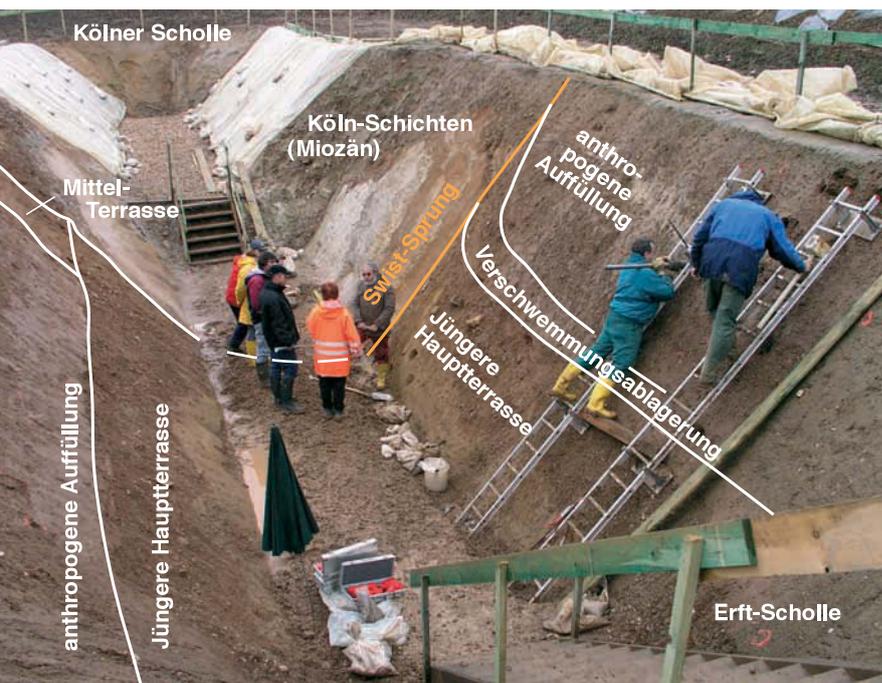


Abb. 45 Gesamtansicht des Schurfs Metternich (Blick nach E)

4.4.4 Schichtenfolge

Nach AHORNER (1962: 47) verwirft der Swist-Sprung bei der Ortschaft Metternich die Braunkohlentone und Kieseloolith-Sande des Miozäns und Pliozäns gegen die Kiese der Jüngeren Hauptterrasse. Auf der Tiefscholle sind darüber des Weiteren fluviatile und kolluviale Ablagerungen des Oberpleistozäns und des Holozäns anzutreffen, die bis unmittelbar an die Störungsbahn des Swist-Sprungs heranreichen. Eine Gesamtübersicht über die angetroffene Schichtenfolge zeigt die Abbildung 45. Nachfolgend sind die einzelnen Schichtglieder für die Hoch- und Tiefscholle jeweils vom Hangenden zum Liegenden beschrieben.

4.4.4.1 Hochscholle

Bei den Ablagerungen der Hochscholle handelt es sich fast ausschließlich um Sedimente des Tertiärs. Unter einer geringen Bedeckung aus Kiesen der Jüngeren Hauptterrasse finden sich dort die höchsten Partien der Köln-Schichten (Miozän) in Form von weißgrauen bis dunkelgrauen Tonen in Wechsellagerung mit Grobsanden und Feinkiesen, die sich rinnenförmig in die Tone eingeschnitten haben (Abb. 46).

Die im Bereich der Hochscholle anstehenden Schluffe und Tone wurden in der Vergangenheit von einer in der Nähe gelegenen Ziegelei (s. u.) für die Herstellung von Ton-, Keramik- und Glaswaren(?) benutzt. Nachträglich wurden die ehemaligen Abbaustellen wieder durch Kiese und Steine verfüllt.

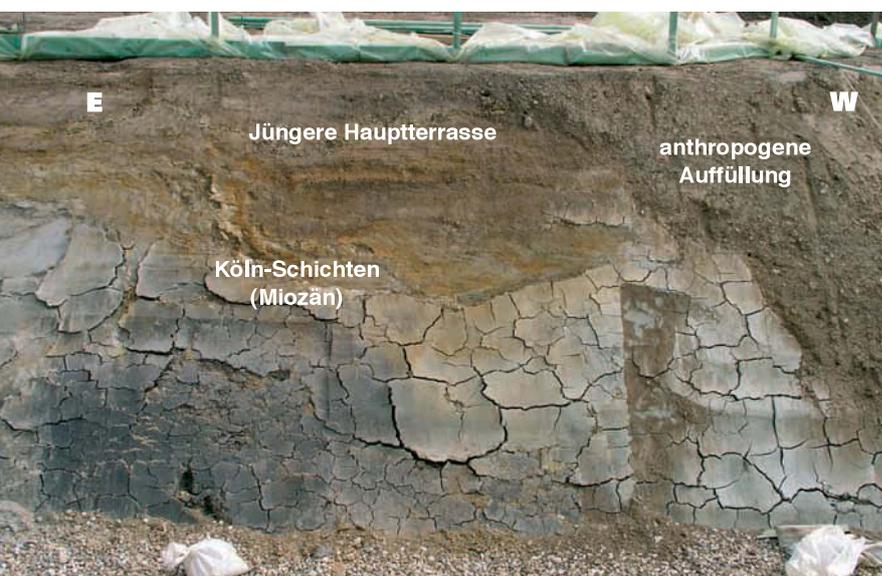


Abb. 46 Hochscholle im Bereich des Schurfs Metternich mit Schichten des Tertiärs und der Jüngeren Hauptterrasse

4.4.4.2 Tiefscholle

Anthropogene Auffüllung

Die im Bereich der Tiefscholle anstehenden Sedimente sind teils als natürliche Verschwemmungsablagerungen, teils als Reste einer anthropogenen Auffüllung einer ehemaligen Abgrabung anzusehen. Darunter folgen Sedimente der Mittelterrasse und der Jüngeren Hauptterrasse. Die anthropogene Auffüllung ist ca. 1,80 m mächtig und wurde im Zuge einer bodenkundlichen Kartierung westlich des Swist-Sprungs lokalisiert. Für eine anthropogene Auffüllung an dieser Stelle sprechen neben der lockeren Lagerung und unregelmäßigen Zusammensetzung zahlreiche Einlagerungen von Holzkohlen- und Ziegelstückchen in den oberen 1,80 m, die bei der Wiederverfüllung mit humosen Oberbodenmaterial dort eingebracht wurden. Dieses war wegen seines Humusgehaltes und der darin vorhandenen anthropogenen Bestandteile für die Ziegelerstellung ungeeignet und wurde deshalb zuvor flächenhaft abgetragen und auf dem jeweiligen Hofgelände deponiert (BAUWERD-SCHMIDT & GERLACH 2002). Nach verschiedenen daran durchgeführten Korngrößenanalysen handelt es sich bei dem Verfüllungsmaterial um ein überwiegend unsortiertes, schwach humoses Bodenmaterial (ca. 0,2 % C_{org}) aus schwach tonigem, schwach kiesigem, sandigem Schluff (10 – 17 % Ton, 44 – 54 % Schluff, 18 – 33 % Sand, 4 – 18 % Kies). Stärker tonige Einschaltungen leiten sich von den auf der Hochscholle anstehenden Tertiär-Tonen ab (29 % Ton, 46 % Schluff, 18 % Sand, 7 % Kies). Charakteristisch sind zahlreiche anthropogene Beimengungen in Form von Ziegelstückchen und Keramikscherben. Von denen Keramikscherben wurde eine in das Spätmittelalter datiert. Mehrere ¹⁴C-Datierungen an Holzkohlenstückchen ergaben ein Alter von 1 650 ± 105 bis 3 600 ± 75 J. v. h. (Tab. 5). In den Sedimenten dominiert in der Regel Epidot, der charakteristisch für umgelagertes Hauptterrassenmaterial ist, die stabilen Minerale Turmalin, Zirkon und Rutil erreichen nur mittlere Werte. Die Schwermetallgehalte sind in den schluffigen Verschwemmungsablagerungen relativ konstant und liegen durchschnittlich bei 23 650 mg/kg Fe, 12,6 mg/kg Co, 26,5 mg/kg Ni, 19,9 mg/kg Cu, 52,6 mg/kg Zn, 0,141 mg/kg Cd und 2,0 mg/kg Sb. In den sandig-kiesigen Schichten der Teufe 2,69 – 2,79 m sind die Werte mit 62 900 mg/kg Fe, 42,3 mg/kg Co, 80,0 mg/kg Ni, 41,8 mg/kg Cu, 109 mg/kg Zn, 38,1 mg/kg Pb, 0,25 mg/kg Cd sowie 4,43 mg/kg Sb deutlich erhöht.

Tabelle 5

Physikalisch-chemische Altersdatierungen (OSL/IRSL/¹⁴C) im Schurf Metternich (N-Wand)

Schicht	Probe Nr.	Teufe (m)	Alter		
			IRSL FSP-MAA Age (ka)	IRSL FSP-SAR Age (ka)	¹⁴ C (a)
Anthropogene Auffüllung		0 – 0,80			2 120 ± 180
Anthropogene Auffüllung		0,80 – 1,80			1 650 ± 105
Anthropogene Auffüllung		1,80 – 2,10			3 310 ± 125
Mittelterrasse	MET 1	1,40 – 1,45	n. b.	129 ± 13	
Mittelterrasse	MET 2	1,96 – 2,00	n. b.	71,6 ± 6,2	
Mittelterrasse	MET 3	2,57 – 2,80	83,7 ± 8,5	90 ± 9,1	
Mittelterrasse	MET 4	2,85 – 2,90	83 ± 7,1	75,8 ± 6,6	

Die Füllung ist typisch für eine der zahlreichen Lehmentnahmegruben im Rheinland, die vor allem im 19. und in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts in großer Zahl im ländlichen Raum angelegt wurden. Sie dienten der Feldbrandziegelei vor Ort oder der Lehm wurde in die nächste Ringofenziegelei verbracht. Da Ziegel noch bis vor wenigen Jahrzehnten ein typisches Lokalprodukt waren, hatte der enorm gestiegene Bedarf seit dem 19. Jahrhundert auch eine entsprechend flächige Ausziegelung der Landschaft und damit eine Störung der obersten 2 – 3 m zur Folge. Im vorliegenden Falle sprechen die zahlreichen schlecht gebrannten, weichen Ziegelbrocken in der Füllung für die Existenz eines Feldbrandofens in unmittelbarer Nachbarschaft nördlich des Schurfs (R ²⁵63 300; H ⁵⁶22 300), dessen Abfall partiell in diese Grube entsorgt worden war.

Eine Erfassung derartiger Abbaustellen wird seit Jahren vom Rheinischen Amt für Bodendenkmalpflege, Bonn, durchgeführt. Ein Teil der Entnahmegruben wurde dabei anhand des Reliefmerkmals „abflusslose Hohlform“ (GERLACH 2001, BAUWERD-SCHMIDT & GERLACH 2002) erfasst. Des Weiteren konnte durch Bohrungen, historische Kartenvergleiche

und Ausgrabungen im Rheinland belegt werden, dass es sich bei diesen Hohlformen nicht um natürlich entstandene Formen (z. B. Pingos), sondern um historische Materialentnahmegruben handelt. Diese Materialentnahmegruben werden im Rheinischen Amt für Bodendenkmalpflege seit einigen Jahren systematisch auf einer Datenbank niedergelegt (ECKMEIER & GERLACH 2002, HERZOG 2002). Auch vollständig verfüllte Gruben sind in der Regel mit Hilfe von Laserscanningdaten des Landesvermessungsamtes NRW, Bonn-Bad-Godesberg, auf der Grundlage des Digitalen Geländemodells 5 (DGM 5) nachzuweisen (HERZOG 2002).

Verschwemmungsablagerungen

Unter den anthropogenen Sedimenten folgen ca. 0,3 – 0,4 m mächtige, schwach tonige, schwach kiesige, stark sandige Schluffe (10 % Ton, 42 % Schluff, 40 % Sand, 8 % Kies), deren Schwermineralzusammensetzung derjenigen der anthropogenen Ablagerungen im Hangenden entspricht. Die Sedimente sind als Verschwemmungsablagerungen anzusprechen, die bei der Abgrabung der hangenden Sedimente nicht mitgewonnen wurden. In der Nähe des Swist-Sprungs sind die Sedimente undeutlich geschichtet und fallen mit ca. 60° von der Störung weg zur Tiefscholle hin ein (Abb. 45 u. 47).

Mittelterrasse (?)

Auf der Nordseite des Schurfs wurden unmittelbar angrenzend an den Swist-Sprung zwischen den Verschwemmungsablagerungen und der künstlichen Auffüllung sandlössartig gestreifte Sedimente aus sehr schwach tonigem, sehr schwach kiesigem, schluffigem Sand (7 % Ton, 24 % Schluff, 67 % Sand, 2 % Kies) und sehr schwach kiesigem Sand (92 % Sand, 8 % Kies) angetroffen (Abb. 48). Auf der Südseite des Schurfs sind vergleichbare Sedimente nur in Form einzelner, schmaler Sandbänder an der Basis der anthropogenen und der Verschwemmungsablagerungen erhalten. Die Schwermineralführung ist gekennzeichnet durch einen hohen Anteil (53 – 77,5 %) an den stabilen Schwermineralen Turmalin und insbesondere Zirkon sowie mittlere Werte für Epidot. Granat sowie braune und grüne Hornblende sind nur sehr untergeordnet vertreten. Die Schwermineralzusammensetzung weicht von derjenigen der Rhein-Hauptterrassen deutlich ab und gehört aufgrund der hohen Anteile an stabilen Schwermineralen wahrscheinlich zum Einzugsbereich der Erft (SCHNÜTGEN et al. 1975). Altersdatierungen mittels der IRSL-Methode an fünf Proben dieser Sedimente ergaben ein durchschnittliches Alter von ca. 75 000 – 90 000 J. v. h. Eine Probe wurde mit 129 000 J. v. h. datiert (Tab. 5).

Der Anteil von 2,6 % Klinopyroxen spricht in diesem Zusammenhang eventuell für eine Mittelterrasse.

Jüngere Hauptterrasse

Unter den Verschwemmungsablagerungen und fraglichen Mittelterrassenablagerungen folgt ein ca. 0,60 m mächtiges Paket aus graubraunem bis braungrauem, schwach tonigem, sandigem, kiesigem Schluff (8 % Ton, 54 % Schluff, 16 % Sand, 22 % Kies). Innerhalb des Schwermineralspektrums dominieren die stabilen Schwerminerale mit ca. 54 – 55 %, der Anteil von Epidot liegt bei 28,5 – 33,5 % und Granat ist nur mit 4,5 – 7 %, Klinopyroxen ist mit 3 % vertreten, was für Sedimente der Jüngeren Hauptterrasse spricht.

Darunter sind bis zur Schurfsohle gelbgraue, schwach tonige, schwach sandige und sehr schwach kiesige Schluffe (10 % Ton, 72 % Schluff, 15 % Sand, 3 % Kies) im Wechsel mit sehr schwach tonigen, sehr schwach kiesigen, schluffigen Sanden (4 % Ton, 36 % Schluff, 59 % Sand, 1 % Kies) zu beobachten, die als lokale Einlagerungen der Terrassenschotter angesehen werden. Direkt über der Schurfsohle sind die Schluffe und Sande zum Teil engständig verfaltet beziehungsweise stellenweise von unten her fingerförmig in das darüber liegende Kiespaket hineingepresst (s. Kap. 4.4.5). Als Entstehungsursache dieser Sedimentstrukturen müssen entweder Kryoturbationen unter periglazialen Klimabedingungen oder paläoseismische Ereignisse angenommen werden. Da die Schichtverzahnungen bis in unmittelbarer Nähe des Swist-Sprungs auftreten, dürfte es sich jedoch um neotektonische Strukturen eines Paläobebens handeln. In einer im Jahre 2006 niedergebrachten Geothermiebohrung wurden bis zur Endteufe von 33 m ausschließlich Kiese der Hauptterrasse angetroffen (s. Kap. 8.2: Brg. 4).

4.4.5 Tektonische Strukturen

Auf der Südseite des Schurfs durchsetzt der Swist-Sprung die unverfestigten Tertiär- und Quartär-Sedimente als scharfe Trennfläche von der Basis bis zur Geländeoberfläche (Abb. 47). Das Einfallen der Störung beträgt ca. 80° SW, ihr Streichen ca. 125° SE. Auf der Nordseite des Schurfs biegt die Störung mit ca. 30° in nordöstliche Richtung um und ihr Einfallen geht auf 40° NW zurück (Abb. 48). Neben der Hauptstörung sind im Abstand von mehreren Metern sowohl auf der Hoch- wie auf der Tiefscholle mehrere Begleitstörungen vorhanden, welche die räumliche Dimension der tektonischen Beanspruchung im Verlauf der Schollenbewegungen widerspiegeln.

Als Folge der Deformationsprozesse im Verlaufe der Abschiebung wird die Störungsbahn von einem 2 – 3 cm starken Gemisch aus tertiärem Ton und Schluff eingenommen, das durch die Schollenbewegungen teils flächig verschmiert, teils ausgewalzt ist. Im Hangenden der kolluvialen bzw. anthropogenen Schichtenfolge wird die Störungsbahn zusehends undeut-

licher und ist schließlich nur noch in Form einer haarfeinen Kluft ausgebildet (Abb. 47). Seitlich der Hauptstörung, in Richtung Hochscholle, verflacht das Einfallen der Schichten und geht mit zunehmender Entfernung schließlich in eine horizontale Lagerung über.

Insgesamt sind die Schichten im Bereich der Hochscholle durch die tangentielle Beanspruchung der sich absenkenden Tiefscholle um bis zu 90° vertikal verstellt. Als Folge der Dehnungskräfte wurden in den dortigen Schichten Trennungsbrüche gebildet, die senkrecht zur Zugrichtung verlaufen und an denen die Schichten vielfach geringfügig ab- beziehungsweise überschoben sind (Abb. 47). Im Bereich der Tiefscholle fallen die quartären Lockersedimente mit der Störung nach Westen zu ein, wobei der Einfallswinkel von 50 – 60° zunehmend verflacht und schließlich in eine horizontale Lagerung übergeht.

Durch die Richtungsänderung der Störung auf der Nordseite des Schurfs beträgt das Einfallen der Hauptstörung dort nur noch 45° SW (Abb. 48). Als Ursache für diese Richtungsänderung ist entweder ein generelles Umbiegen der Hauptstörung in Richtung Nordost oder das Auftreten eines Verbindungsastes zwischen der eigentlichen Rurand-Störung und einer weiter östlich gelegenen Hauptstörung (Vergitterung) anzunehmen.

4.4.6 Paläoseismischer Befund

Nach den Angaben von AHORNER (1962: 47) ist die Unterkante der Hauptterrasse im Bereich von Metternich um ca. 45 – 48 m, die der Oberkante um ca. 22 m verworfen. Im Bereich des Schurfs beträgt der Versatzbetrag der Oberkante der Jüngeren Hauptterrasse ca. 2,80 m bezogen auf die heutige Geländeoberfläche. Als Anzeichen für eine bedeutende Schollenverschiebung, verbunden mit einem seismotektonischen Ereignis, ist hierbei das Vorhandensein eines Sedimentkeils (colluvial wedge) im tiefsten Teil des Schurfs innerhalb der Tiefscholle zu deuten. Zwischen Swist-Sprung und den Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrasse ist dort ein etwa 1 – 2 m tiefer und bis 0,40 m breiter Sedimentkeil zu erkennen, dessen Füllung aus sandig-kiesigem bis sandig-schluffigem Material der Jüngeren Hauptterrasse besteht (Abb. 49). Das Material stammt vermutlich aus dem Bereich der Hochscholle, von wo aus es nach dem plötzlichen Absinken der Tiefscholle aus der Wand herausgebrochen und nach unten gestürzt ist (vgl. MC CALPIN 1996: Abb. 3.20). In späterer Zeit wurde die zwischen Hoch- und Tiefscholle entstandene Geländestufe sukzessive durch jüngere, pleistozän- bis holozänzeitliche Verschwemmungsablagerungen aufgefüllt und so der Reliefunterschied ausgeglichen.

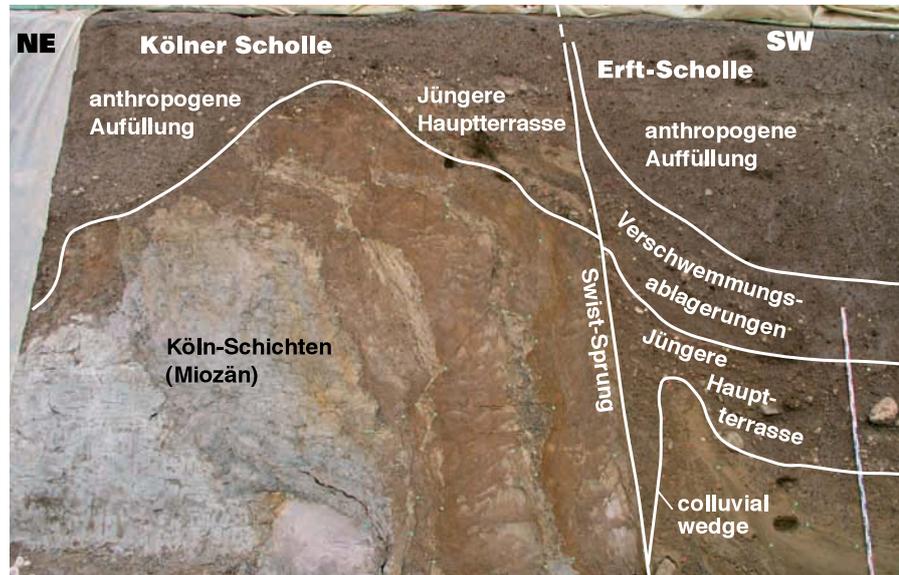


Abb. 47 Swist-Sprung im Schurf Metternich (Südseite)

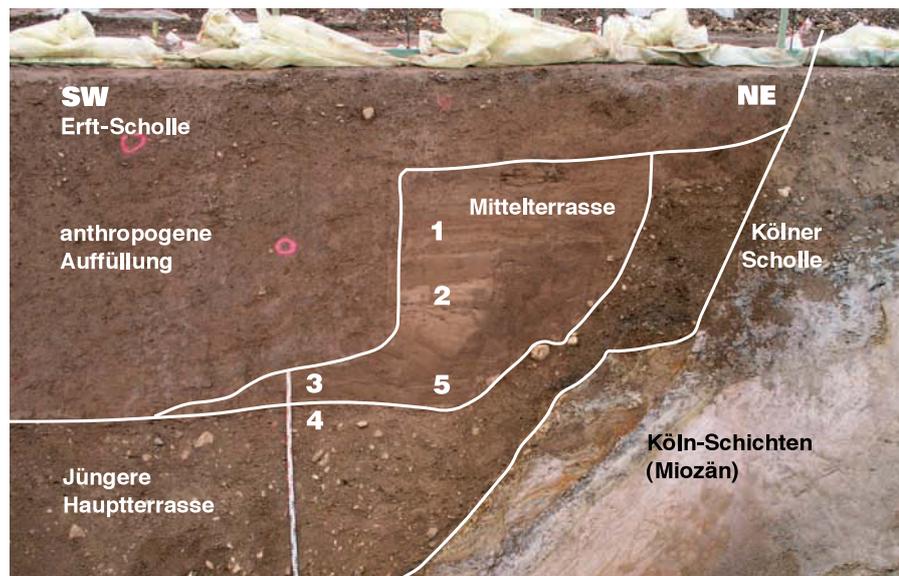


Abb. 48 Swist-Sprung im Schurf Metternich (Nordseite)

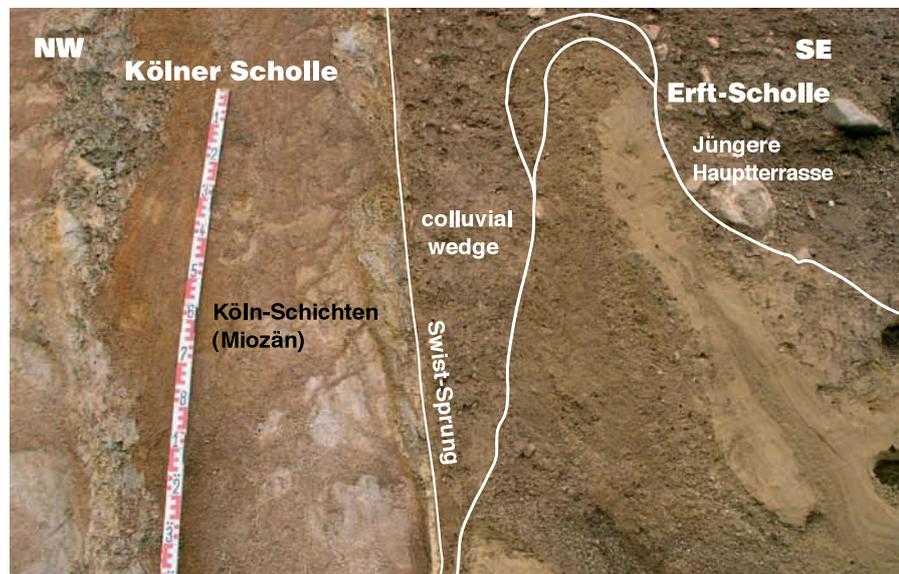


Abb. 49 Swist-Sprung mit seismogem Sedimentkeil (colluvial wedge) im Bereich der Tiefscholle

Zum Alter und zur Stärke des Paläobebens lassen sich nur ungefähre Angaben machen. Entscheidend ist hierbei die Oberkante des Sedimentkeils (colluvial wedge), die zur Zeit des Paläobebens ungefähr die ehemalige Geländeoberfläche der Jüngeren Hauptterrasse markiert hat. Sie ist gegenüber der Geländeoberkante im Bereich der Hochscholle um ca. 2,70 m nach unten versetzt. Hierbei dürfte die ursprüngliche Oberkante der Jüngeren Hauptterrasse im Bereich der Tiefscholle ehemals allerdings höher gelegen haben, da die hangenden Teile durch das Einschneiden der Mittelterrasse erodiert wurden. Insofern dürfte der tatsächliche Versatzbetrag etwas geringer gewesen sein und wäre dann mit ca. 1,50 m anzunehmen, was wiederum ungefähr dem Versatzbetrag der Schluffeinlagerungen von 1,45 m innerhalb der Jüngeren Hauptterrasse (Abb. 47, vgl. S. 49) entspricht. Eine genaue Angabe zum Versatzbetrag wird zudem durch die nachfolgenden Absenkungsschritte der Tiefscholle erschwert. Als Zeitpunkt des Paläobebens muss wegen der Füllung des Sedimentkeils mit Material der Jüngeren Hauptterrasse und der Überlagerung durch Sedimente der Mittelterrasse ein Zeitraum zwischen ca. 500 000 – 400 000 J. v. h. angenommen werden. War auch die Mittelterrasse davon betroffen, so verringert sich das Alter auf ca. 300 000 – 250 000 J. v. h.

5 Ursache der Paläobeben

Als Ursache für die Phase erhöhter seismischer Aktivität ist insbesondere die seit dem Pliozän nachgewiesene Heraushebung des Rheinischen Schildes entlang des Rheins zu berücksichtigen. Die Hebung des Rheinischen Schildes dauert bis heute an und erlebte während der Mittelterrassen-Zeit (500 000 – 200 000 J. v. h.) ihre stärkste Phase (SCHIRMER 1994). Heute

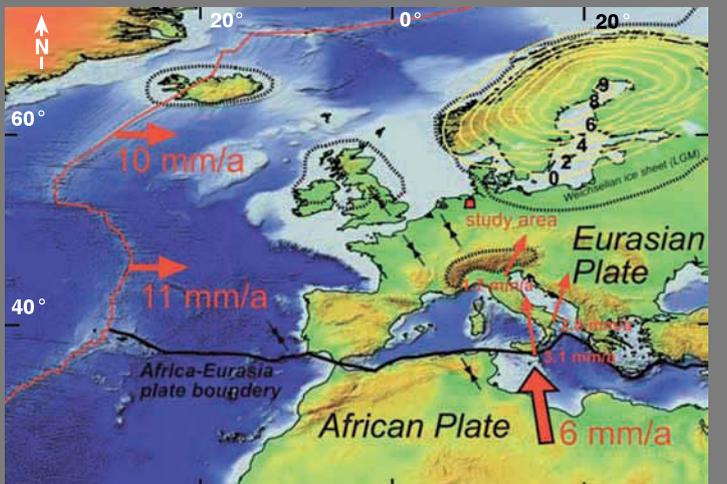


Abb. 50 Plattentektonische Bewegungen in Westeuropa

sind im Bereich der Westeifel und der Niederrheinischen Bucht aufgrund von geodätischen Messungen vertikale Bewegungen von 1 – 2 mm/a nachzuweisen (vgl. MEGHRAOUI et al. 2000). Als Anzeichen dieser Krustendehnung ist auch der bis in das 10. Jahrhundert vor Chr. andauernde Quartär-Vulkanismus der West- und Osteifel (Ulmener Maar, 9 900 J. v. h.) anzusehen. Morphotektonische Untersuchungen und numerische Modellierungen des heutigen Stressfeldes für den Bereich des Nordwestdeutschen Beckens legen dabei eine Reaktivierung von alten Störungssystemen nahe (KAISER 2005). Von SZEDER & SIROCKO (2005) wird eine aktive Verkippung des Nordwestdeutschen Beckens in Richtung Norden angenommen. Letztlich gehen diese Bewegungen auf die Öffnung der Mittelatlantischen Spalte („sea floor spreading“) im Norden und die Auffaltung der Alpen im Süden durch die Konvergenz der Afrikanischen und der Eurasischen Platten zurück (Abb. 50).

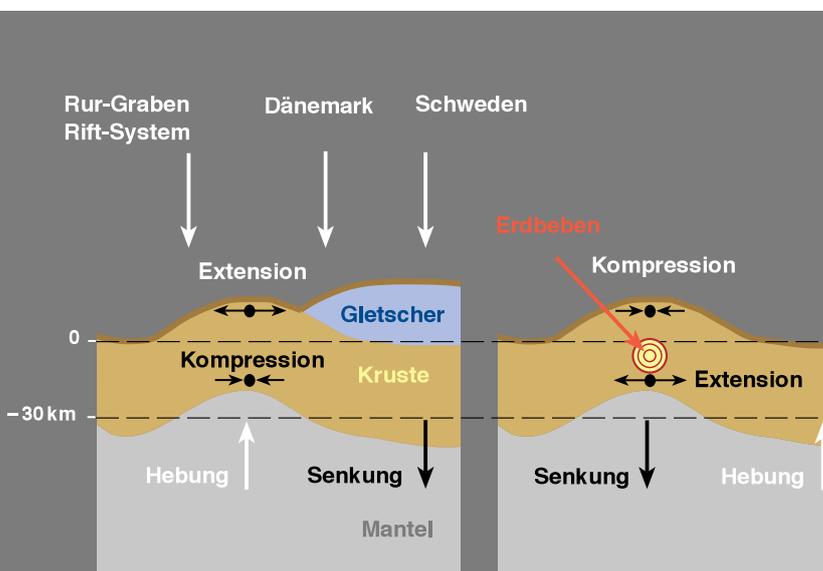


Abb. 51 Seismizität des tieferen Untergrund in Abhängigkeit von der Auflast des Eisschildes

Neben den vertikalen und horizontalen Krustenbewegungen im Gefolge des Zusammenstoßes von Afrikanischer und Eurasischer Platte könnten aber eventuell auch eisisostatisch induzierte Ausgleichsbewegungen im Bereich des Fennoskandischen Schildes eine Rolle gespielt haben (REICHERTER et al. 2005). Durch die Gewichtsentlastung des abschmelzenden Gletschereises am Ende der Saale-Zeit vor 200 000 – 180 000 Jahren (Warthe-Stadium) beziehungsweise am Ende der Weichsel-Zeit, vor ca. 15 000 Jahren, hob sich das Gebiet im Zentrum der Vereisung wieder langsam empor, während es im Vorfeld des zurückweichenden Eisrandes zu gegenläufigen Krustenbewegungen mit einer Absenkung des Untergrundes kam („glacial rebound“; JOHNSTON et al. 1998, STEWARD et al. 2000, WAHLSTRÖM (1993), ZOBACK & GROLLMUND 2001; s. auch Abb. 51).

Nach den Untersuchungen von KIDEN et al. (2002) ist der größte Effekt dieser Krustendeformation

(„forebulge“) etwa 150 km vom Eisrand entfernt zu beobachten, aber bis in einen Abstand von 300 – 500 km zu erwarten (JOHNSTON et al. 1998, MUIR-WOOD 2000, HOUTGAST 2003). Nach geodätischen Messungen (GPS) beträgt die Hebungsrate im Zentrum Skandinaviens (Schweden) gegenwärtig maximal 11,2 mm/a und die laterale Auslenkung ca. 1mm/a (MILNE et al. 2001).

6 Auswirkungen auf die Erdbebengefährdung (R. PELZING)

6.1 Grundlagen

Der Geologische Dienst Nordrhein-Westfalen betreibt in der Niederrheinischen Bucht und deren Umgebung ein Erdbebenstationsnetz von derzeit 13 Stationen. Seit Beginn der Registrierung im Jahre 1980 wurden mehr als 1 000 natürliche Erdbeben in diesem Raum und seiner unmittelbaren Umgebung registriert. Einige davon wurden auch von Menschen gespürt, die meisten blieben jedoch unterhalb der Fühlbarkeitsgrenze, die in diesem Gebiet in etwa bei der Magnitude 2,5 liegt. Schwerpunkte der Seismizität in diesem Zeitraum lagen in der südwestlichen Niederrheinischen Bucht bei Roermond, im Raum Aachen – Düren und bei Jülich (Abb. 52).

In historischen Chroniken wird im Verlauf der Jahrhunderte schon seit der Zeit Karls des Großen immer wieder über schadenverursachende Erdbeben berichtet. Das bisher stärkste Beben fand 1756 in der Nähe von Düren statt. Es war Teil einer über mehr als ein Jahr andauernden Erdbebenserie (SIEBERG 1940). Aufgrund der beschriebenen Schadenwirkungen wird die Magnitude des Dürener Bebens auf 6,3 geschätzt (lokale Magnitude, MEADOW 1995).

Das stärkste Beben in Mitteleuropa in neuerer Zeit ereignete sich am 13. April 1992 im deutsch-niederländischen Grenzgebiet. Es hatte die Magnitude 5,9 auf der Richter-Skala. Das Hypozentrum des Bebens wurde aus den Seismogrammen von deutschen, belgischen und niederländischen Erdbebenstationen berechnet und lag 4 km südwestlich von Roermond in den Niederlanden in einer Tiefe von 18 km. Der Gesamtschaden wird von der Versicherungswirtschaft auf ca. 40 Mio. € beziffert (SMOLKA 1999). Aufgrund der vergleichsweise großen Herdtiefe von 18 km und durch den dämpfenden Effekt der tertiären Lockergesteinsbedeckung in der Niederrheinischen Bucht war die Schadenwirkung im Verhältnis zur Stärke des Bebens im Vergleich mit anderen Erdbebengebieten aber gering. Für die Verursachung von Schäden ist also nicht nur die Stärke des Erdbebens maßgebend.

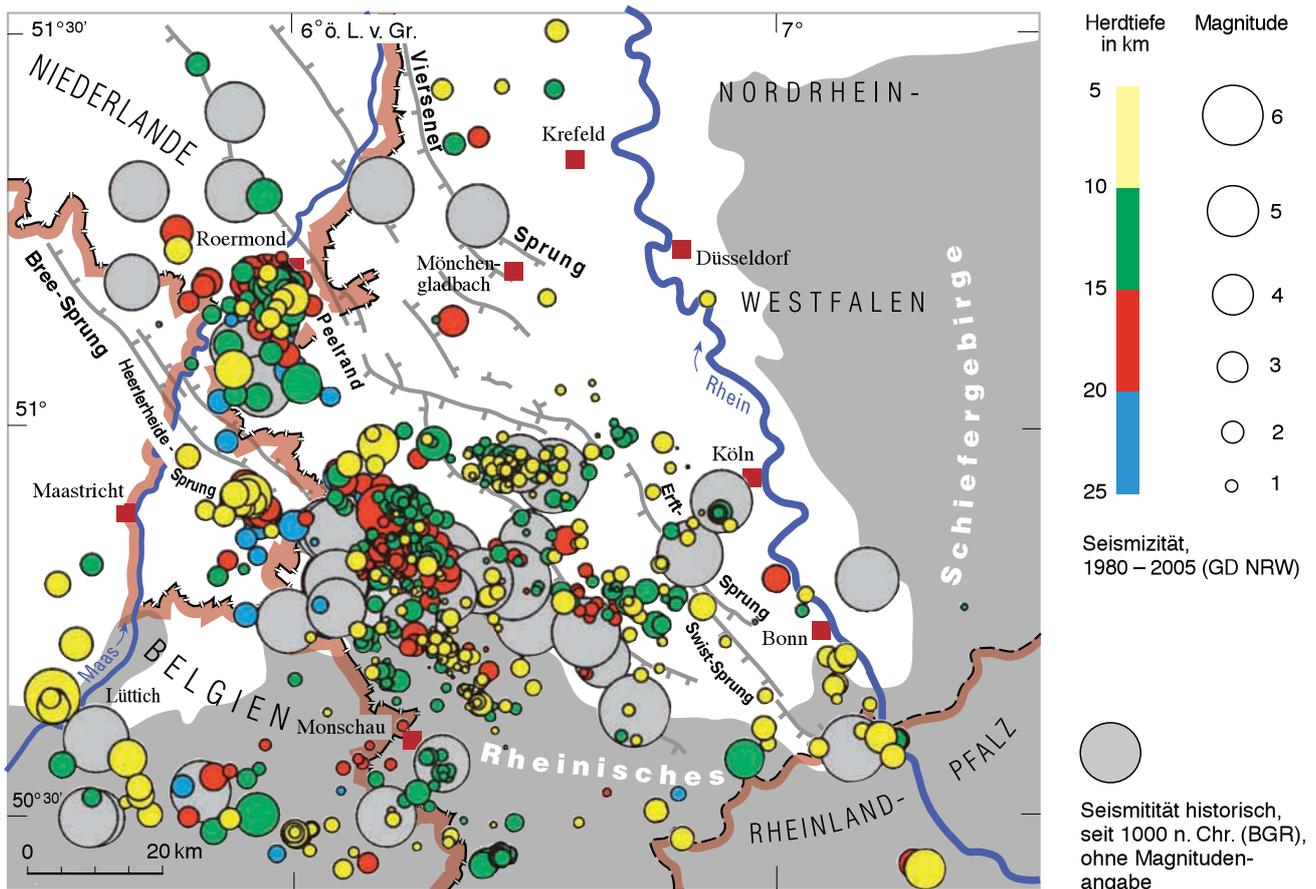


Abb. 52 Seismizität der Niederrheinischen Bucht

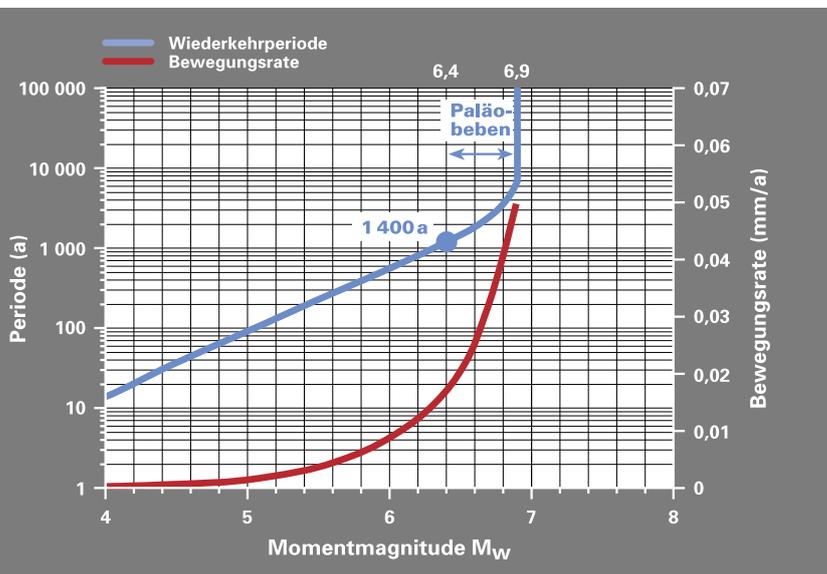


Abb. 53 Magnituden-Häufigkeitsbeziehung für die Niederrheinische Bucht

Die Erdbeben in der Niederrheinischen Bucht erreichten in historischer Zeit maximal den – aufgrund der Schadenwirkungen geschätzten – Magnitudenwert $M_L = 6,3$. Die Zeitperiode, aus der Chroniken und Berichte über Erdbeben überliefert sind, beträgt jedoch nur einige Jahrhunderte, was für geologische Vorgänge ein sehr kurzer Zeitraum ist. Es ist deshalb nicht auszuschließen, dass längerfristig auch noch stärkere Erdbeben auftreten können.

Die Anzahl von Erdbeben in einem Gebiet und in einem gegebenen Zeitraum in Abhängigkeit von der Magnitude kann durch eine sogenannte Magnituden-Häufigkeitsbeziehung näherungsweise beschrieben werden.

Die Formulierung geht auf GUTENBERG & RICHTER (1954) zurück und beruht auf der Beobachtung, dass schwächere Beben häufiger auftreten als stärkere. Die mittlere jährliche Überschreitensrate λ_M als Funktion der Magnitude kann durch folgende Beziehung angenähert beschrieben werden:

$$\ln \lambda_M = \alpha - \beta \cdot M \quad \text{oder} \quad \lambda_M = e^\alpha \cdot e^{-\beta \cdot M}$$

e^α ist die Anzahl der Beben pro Jahr mit Magnituden größer Null, β beschreibt die relative Häufigkeit von stärkeren zu schwächeren Beben. Der Kehrwert von λ_M für ein bestimmtes M ist die mittlere Wiederkehrperiode von Beben mit dieser oder einer höheren Magnitude.

Die Parameter α und β werden durch Regression auf die Daten des Erdbebenkatalogs des jeweiligen Erdbebengebietes bestimmt. Sogenannte „abhängige“ Beben – das sind insbesondere Nachbeben – sind dabei auszuschließen. Außerdem ist zu prüfen, ab welchem historischen Zeitpunkt der Katalog für eine gegebene Magnitude vollständig ist. Für die Niederrheinische Bucht wurde der Wert $\alpha = 4,6$ ermittelt, der β -Wert beträgt 1,8. Die Datenbasis hierfür bilden der Katalog des

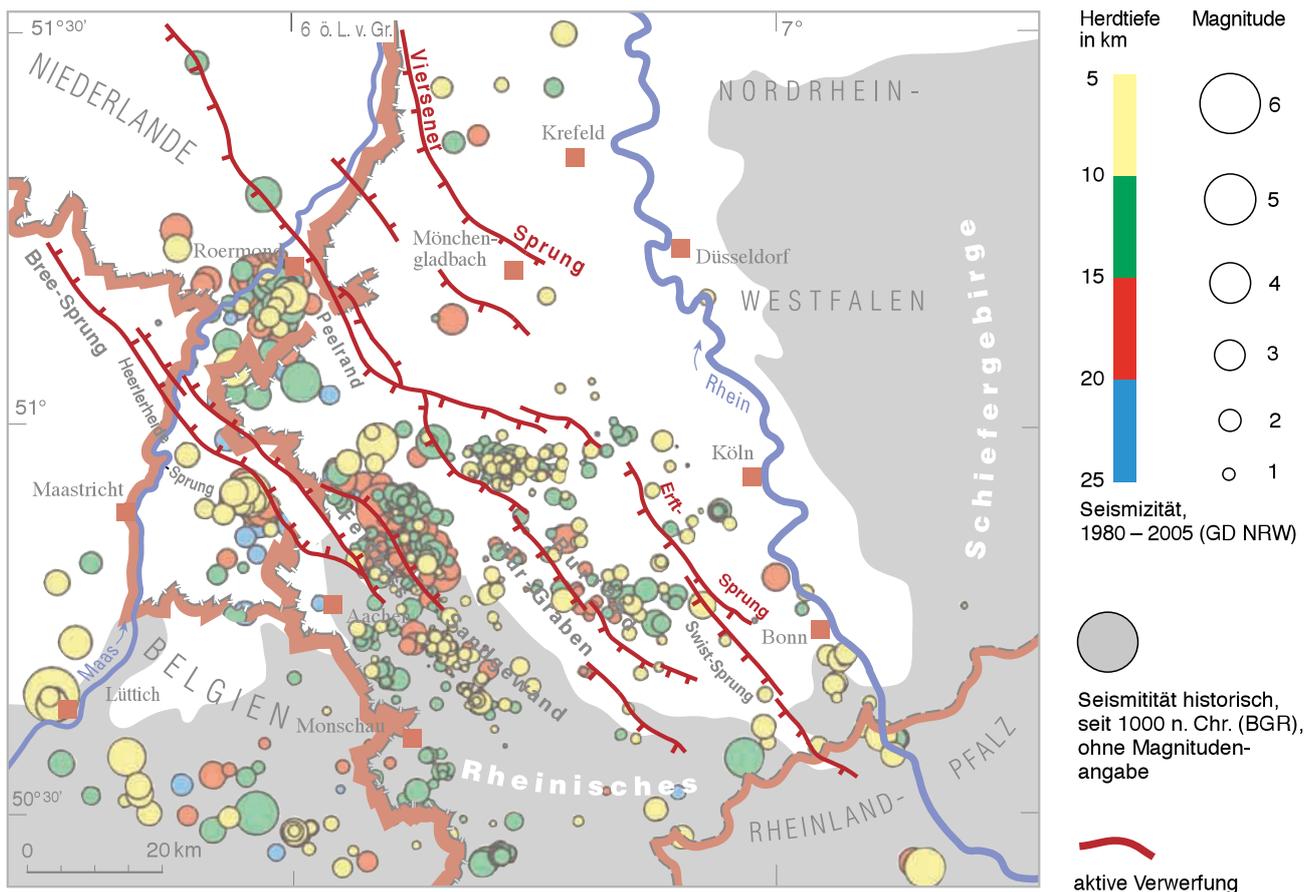


Abb. 54 Potenzielle Quellen für Paläobeben

Geologischen Dienstes NRW für die Niederrheinische Bucht und angrenzende Gebiete und der Erdbebenkatalog der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, für die Bundesrepublik Deutschland und angrenzende Gebiete (LEYDECKER 2003). Zusätzliche Daten für die Niederrheinische Bucht liegen seit Neuerem durch die Erhebungen von KRONSBELN (2008) vor.

Die Magnituden-Häufigkeitsbeziehung nach GUTENBERG & RICHTER (1954) gibt auch für beliebig große Magnituden noch Überschreitensraten größer als Null an. Das ist jedoch physikalisch nicht plausibel. Für jedes Erdbebengebiet existiert eine Maximalmagnitude M_{max} , die sich aus den tektonischen Verhältnissen ergibt. Man kann die Magnituden-Häufigkeitsbeziehung entsprechend modifizieren. Sie lautet dann formal:

$$\lambda_M = e^\alpha \cdot [e^{-\beta \cdot M} - e^{-\beta \cdot M_{max}}] / [1 - e^{-\beta \cdot M_{max}}]$$

Die Maximalmagnitude wird aus den geologischen Verhältnissen eines Erdbebengebietes abgeleitet (CORNELL 1994), entweder aus paläoseismischen Untersuchungen, aus der Länge der aktiven Verwerfungen oder durch Vergleich mit anderen, tektonisch ähnlichen Gebieten unter Zuhilfenahme statistischer Rechenverfahren (JOHNSTON 1994).

In Abbildung 53 ist eine diesem Modell entsprechende, numerisch berechnete Magnituden-Häufigkeitsbeziehung dargestellt. Statt der Häufigkeit ist die Wiederkehrperiode als deren Kehrwert angegeben (blaue Kurve, linke y-Achse). Die Kurve ist kumulativ, d. h., sie gibt für jeden Magnitudenwert die Wiederkehrperiode der Beben pro Jahr mit dieser oder einer höheren Magnitude an.

Zusätzlich ist in Abbildung 53 die kumulative seismische Verschiebungsrate dargestellt (rote Kurve, rechte y-Achse). Bei der geologischen Kartierung sind an vielen Stellen die Versatzbeträge quartär- bzw. holozänzeitlicher Schichten ermittelt worden. Sie betragen im Mittel $50 \mu\text{m/a}$, wobei dieser Betrag an allen großen Verwerfungen in etwa die gleiche Größenordnung hat. Die durch Beben entsprechend der Magnituden-Häufigkeitsbeziehung erzeugten Versätze addieren sich bis $M_W = 6,9$ so auf, dass die kumulative seismische Verschiebungsrate gerade gleich der langfristigen tektonischen Bewegungsrate ist. Das bedeutet, dass alle Bewegungen ruckartig seismisch ablaufen müssen, kriechende Bewegungen werden nach diesem Modellansatz ausgeschlossen. $M_W = 6,9$ stellt also nach diesem Modellansatz die Maximalmagnitude M_{max} dar. Ein Beben im Magnitudenbereich von $6,4 - 6,9$ müsste dann im Mittel alle 1 400 Jahre auftreten, in historischer Zeit ist jedoch keines vorgekommen. Die Wahrscheinlichkeit des Auftretens ist per Annahme für alle aktiven Verwerfungen gleich (Abb. 53, rote Linien). Die räumliche Verteilung dieser fiktiven Beben ist also anders als die der historischen und rezenten Seismizität (Abb. 54).

Für die Erdbebengefährdung an einem bestimmten Ort sind die Wiederkehrperioden und Stärken von Beben an ihrer Quelle in einen ingenieurseismologisch relevanten Bodenbewegungsparameter umzurechnen (Abb. 55). Hierfür werden sog-

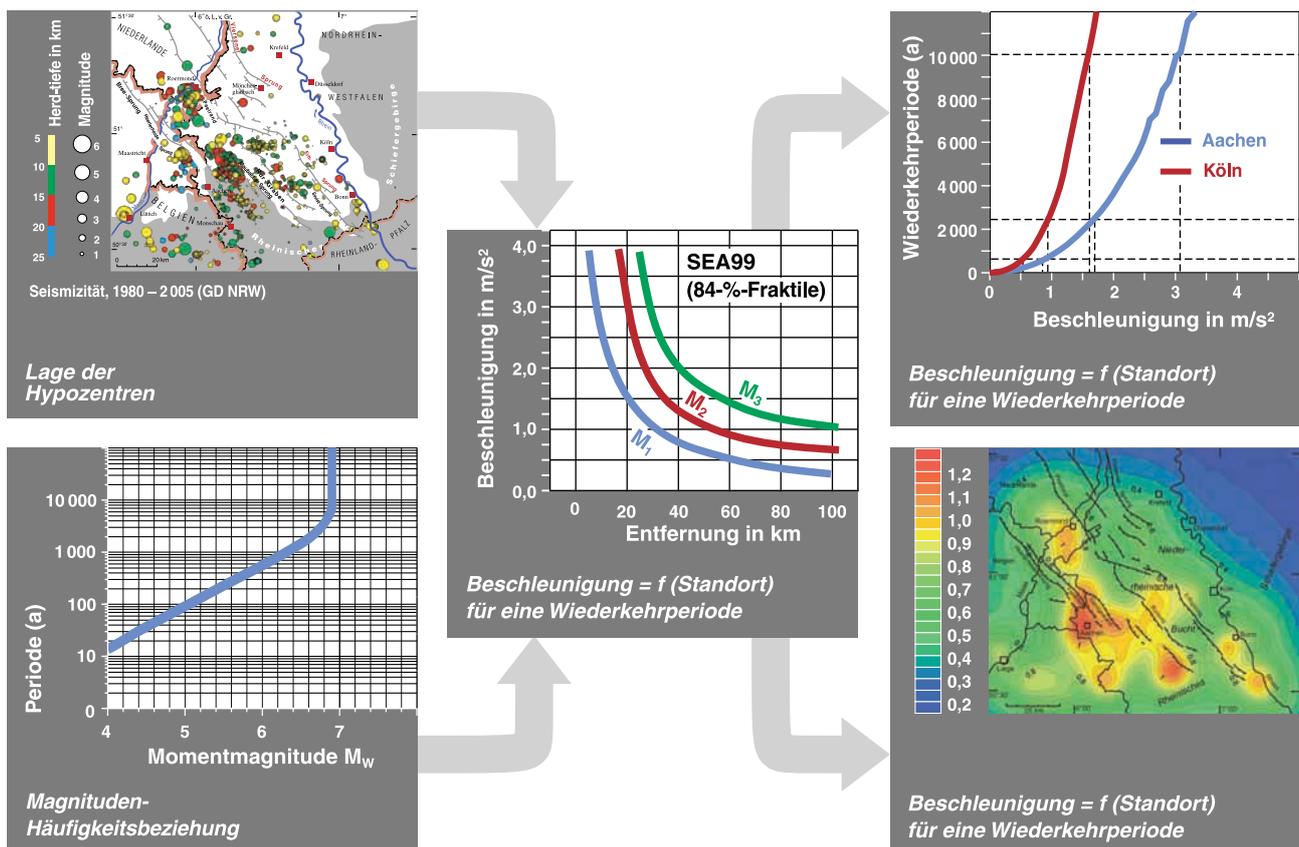


Abb. 55 Ablauf der Erdbebengefährdungsberechnung

nannte Abnahmebeziehungen verwendet. Eine Abnahmebeziehung stellt den Zusammenhang zwischen der Erdbebenstärke an der seismischen Quelle, der Entfernung zwischen Quelle und Standort und dem Bodenbewegungsparameter am Standort dar. Dieser Zusammenhang kann eine theoretisch abgeleitete Funktion, eine durch Regression aus Daten ermittelte Formel oder eine tabellarische Auflistung sein. Inzwischen existiert eine große Anzahl veröffentlichter Abnahmebeziehungen, die hauptsächlich durch Regressionsrechnung aus Daten ermittelt wurden. Die meisten gelten entweder für bestimmte Gebiete, da nur Daten von dort verwendet wurden, oder für bestimmte tektonische Verhältnisse wie Subduktionszonen oder Gebiete mit extensionalem Regime. Außerdem gelten sie im Allgemeinen nur für bestimmte Erdbebenstärke- und Entfernungsbereiche.

Als Parameter für die Erdbebenstärke wird vorwiegend die Magnitude (Lokalmagnitude M_L oder Momentmagnitude M_W) oder die Epizentralintensität verwendet. Die Entfernung zum Standort ist entweder die Hypozentralentfernung oder häufig die Entfernung vom Standort zum nächstgelegenen Punkt der Projektion der Herdfläche an die Erdoberfläche (Joyner-Boore-Distanz). Der Bodenbewegungsparameter am Standort ist meistens die horizontale Spitzen- oder Effektivbeschleunigung, die vertikale Spitzen- oder Effektivbeschleunigung oder die horizontale spektrale Geschwindigkeit bei einer Reihe von ingenieurseismologisch relevanten Frequenzen.

Für Nordrhein-Westfalen ist in erster Linie die für abschiebende tektonische Verhältnisse geltende Beziehung SEA99 (SPUDICH et al. 1999) für die horizontale Spitzenbeschleunigung und die spektrale Geschwindigkeit für verschiedene Frequenzen von Bedeutung, die auch im Folgenden verwendet wird. In ihre Berechnung sind registrierte Daten des Geologischen Dienstes NRW eingegangen.

Die Erdbebengefährdung an einem Ort kann für verschiedenen Sicherheitsniveaus angegeben werden. Sie wird jeweils durch den Wert des Bemessungsparameters definiert, der innerhalb einer vorgegebenen Zeitperiode mindestens einmal erreicht oder überschritten wird. Üblich sind Zeitperioden von 500, 1 000, 2 500 und 10 000 Jahren. Dabei entspricht die Periode von 100 Jahren dem niedrigsten und die von 10 000 Jahren dem höchsten Sicherheitsniveau. Die Periode von 500 Jahren entspricht in etwa dem Sicherheitsniveau der DIN 4149 „Bauten in deutschen Erdbebengebieten“, die von 2 500 Jahren gilt nach DIN 19700 „Stauanlagen“ für Stauanlagen der Klasse 1, und die 10 000 Jahre bilden die minimale Zeitperiode, die bei der Anwendung der KTA-Regel 2201.1 „Auslegung von Kernkraftwerken gegen seismische Einwirkungen“ zugrunde gelegt wird.

6.2 Seismologische Auswertung der Schurfdaten

Bei Erdbeben mit Magnituden von $M_W = 6$ und mehr kann es vorkommen, dass sich die Bruchfläche des Erdbebenherdes bis zur Erdoberfläche erstreckt. Am Ort des Bebens entsteht in so einem Fall im Gelände eine Bruchkante. Obwohl solche Geländestufen wieder erodiert werden, bleibt ihre Fortsetzung in der Tiefe als Versatz in der Abfolge der Schichten erhalten. Aus Untersuchungen instrumentell registrierter Beben in den vergangenen Jahrzehnten wurden empirische Zusammenhänge zwischen der Magnitude eines Bebens und seinem Versatzbetrag entwickelt (WELLS & COPPERSMITH 1994). Deshalb kann man einem bei paläoseismischen Untersuchungen gefundenen Versatz innerhalb bestimmter Fehlergrenzen eine Magnitude zuordnen.

Die Tabelle 6 enthält die in den Schürfen gefundenen Versätze, die daraus berechneten Magnituden und die jeweiligen minimalen Alter der Versätze. Je nachdem, ob man die Zeitabstände zwischen den Versätzen, deren Alter oder die jeweiligen Häufigkeiten als Kehrwerte der Zeitperioden mittelt, ergibt sich eine mittlere Wiederkehrperiode eines Versatzes von 35 000 – 165 000 Jahren.

Tabelle 6
Bebenalter und Bebenstärke

Schurf	Versatz (cm)	Magnitude (M_W)	Mindestalter (ka)
Metternich	150 – 200	6,9 – 7,0	400
Holthausen	100	6,8	127
Merzenich	80 – 100	6,7 – 6,8	50
Hillensberg	80	6,7	12
Mittlere Wiederkehrperiode eines Versatzes: 35 – 165 ka (Ausgleich der tektonischen Bewegungsrate: 5,8 ka)			

Die in Tabelle 6 angegebenen Magnituden liegen gerade in dem Bereich, der, wie in Abbildung 53 dargestellt, erforderlich wäre, um die langfristigen tektonischen Bewegungsraten ausschließlich durch Erdbeben zu erklären. Nach dem Magnituden-Häufigkeitsmodell in Abbildung 53 müsste ein Erdbeben im Magnitudenbereich $M_W = 6,4$ bis $6,9$ einmal in 1 400 Jahren auftreten. Jedoch erzeugen nicht alle Beben einen Versatz an der Erdoberfläche. Aus der Größe der Bruchfläche der einzelnen Magnitudenbereiche zwischen $6,4$ und $6,9$ und der Annahme, dass sich der seismogene Bereich von 5 bis in 25 km Tiefe erstreckt, ergibt sich, dass unter den beschriebenen Annahmen an einem beliebigen Ort entlang einer Verwerfung nur etwa alle $5\,800$ Jahre ein Versatz im Gelände entsteht, der später in einem Schurf wieder gefunden werden kann. Vergleicht man diesen Wert mit der kürzesten aus den Schurfdaten berechneten Wiederkehrperiode, so zeigt sich, dass die Häufigkeiten der gefundenen Versätze bzw. Beben mindestens um den Faktor 6 kleiner ist als bei dem „Worst-Case“-Fall nach Abbildung 53.

Im Folgenden wird dargestellt, welche Auswirkungen die verschiedenen Auftretensraten der Beben im Magnitudenbereich zwischen $6,4$ und $6,9$ haben. Als Vergleichsmaßstab dient der Fall, dass gar keine Beben in diesem Stärkebereich vorkommen (in den folgenden Abbildungen mit „seis“ gekennzeichnet). Der zweite Fall sind Beben mit der kürzesten Auftretensrate nach Tabelle 6 von $35\,000$ a (im Folgenden mit „paläo“ gekennzeichnet) und der „Worst-Case“-Fall nach Abbildung 53 (in den folgenden Abbildungen mit „tekt“ gekennzeichnet). Diese drei Fälle werden für die drei Sicherheitsniveaus 500 , $2\,500$ und $10\,000$ Jahre verglichen.

Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 56 – 58 dargestellt. Der Bemessungsparameter ist die sogenannte Effektivbeschleunigung. Sie stellt ein geeigneteres Maß für die Erdbebenbelastung dar als die maximale oder Spitzenbeschleunigung, da sich diese wegen der kurzen in deutschen Erdbebengebieten auftretenden Wirkungsdauer, der bei Gebäuden vorhandenen Dämpfung, dem Auftreten plastischer Verformungen sowie anderer Arten von Energiezerstreuung nicht voll auswirkt (SCHWARZ & GRÜNTAL 2005).

Der Vergleich von „seis“, „paläo“ und „tekt“ in Abbildung 56 zeigt, dass für eine Wiederkehrperiode von 500 Jahren sowohl die Höhe der Beschleunigungswerte als auch deren räumliche Verteilung in allen drei Szenarien annähernd gleich ist. Der Grund hierfür ist, dass die stärkeren Beben selbst im „tekt“-Fall zu selten auftreten.

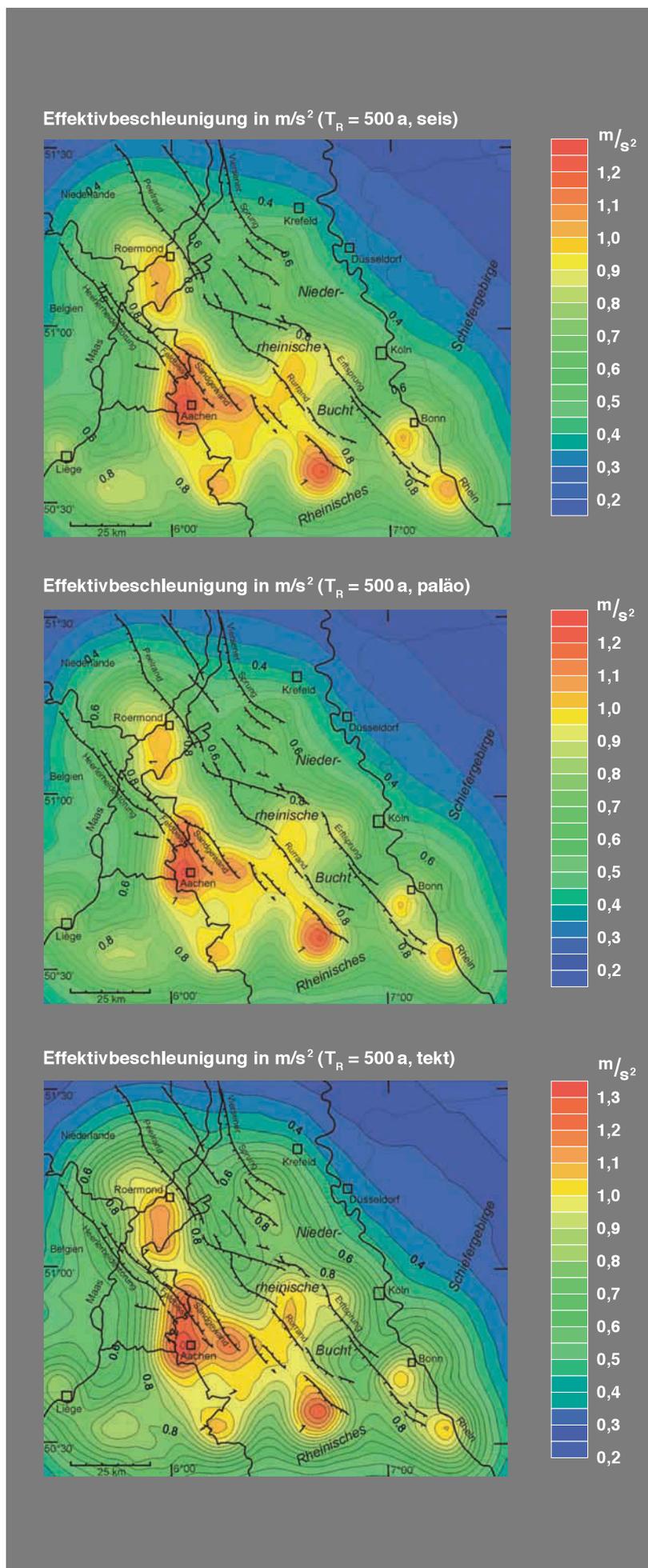
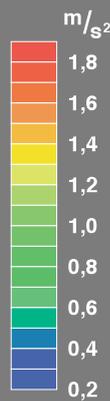
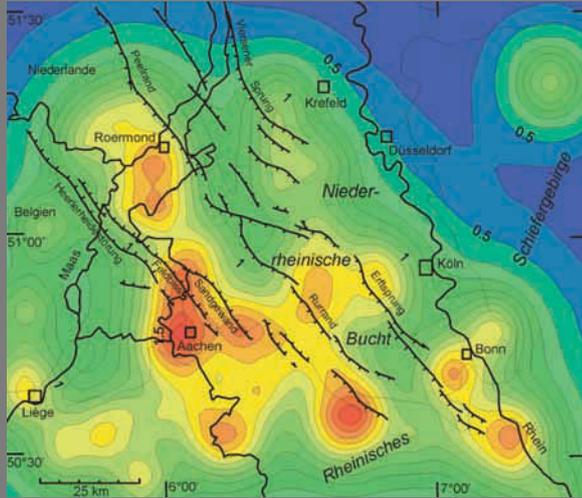
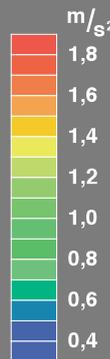
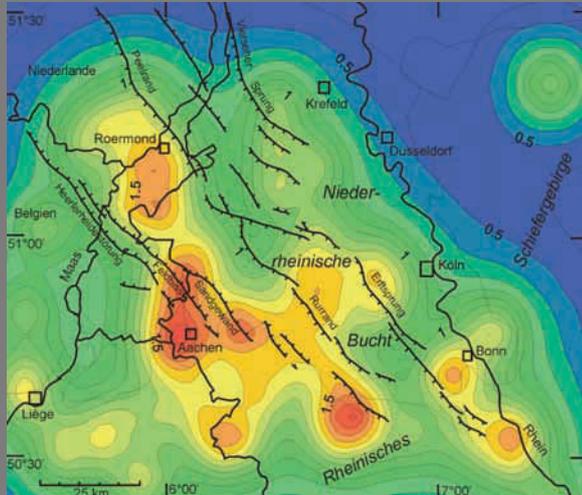


Abb. 56
Effektivbeschleunigung in m/s^2 ($T_R = 500$ a)

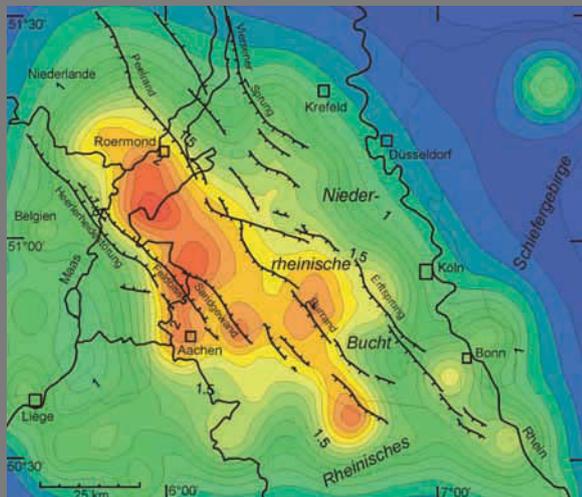
Effektivbeschleunigung in m/s^2 ($T_R = 2500$ a, seis)



Effektivbeschleunigung in m/s^2 ($T_R = 2500$ a, paläo)



Effektivbeschleunigung in m/s^2 ($T_R = 2500$ a, tekt)



ten, um diesen kurzen Zeitraum beeinflussen zu können. Die räumliche Verteilung spiegelt die historische und rezente Erdbebenverteilung wider.

Die Abbildungen 57 zeigt nahezu identische Beschleunigungen für den „seis“- und den „paläo“-Fall. Beim „tekt“-Fall wird ein Einfluss der Paläoeben deutlich, sowohl in der Höhe der Beschleunigungen als auch in ihrer räumlichen Verteilung. Die Beschleunigungen sind um etwa 30 % höher als in den anderen beiden Fällen.

Auch in den Abbildungen 58 für 10 000 Jahre unterscheidet sich der „paläo“-Fall kaum vom „seis“-Fall. Der „tekt“-Fall zeigt im Vergleich deutlich höhere Beschleunigungswerte (mehr als 200 %) und auch eine ganz andere räumliche Verteilung, die den Verlauf der aktiven Verwerfungen widerspiegelt.

6.3 Schlussfolgerungen

Stärkere Erdbeben bis zur Magnitude $M_W = 6,9$ reichen aufgrund theoretischer Betrachtungen aus, die tektonischen Bewegungsraten in der Niederrheinischen Bucht vollständig über ruckartige Verschiebungen bei seismischen Ereignissen zu erklären. Die paläoseismischen Untersuchungen haben in allen Schürfen deutliche Hinweise ergeben, dass wahrscheinlich Erdbeben in dem Magnitudenbereich von 6,4 – 7,0 aufgetreten sind. Die Auftretensraten sind aber nach den geologischen Befunden deutlich niedriger als sie bei vollständigem Ausgleich der tektonischen Bewegungsrate durch Erdbeben sein müssten.

Der Grund für diesen Unterschied könnte darin liegen, dass tektonische Bewegungen auch auf parallelen Verwerfungsbahnen ablaufen, die bisher noch nicht durch Schürfe untersucht worden sind. Ein anderer Grund könnte sein, dass doch ein Teil der Bewegungen langsam kriechend abläuft und nicht über ruckartige Bewegungen bei Erdbeben.

Die Abbildungen 56 – 58 zeigen, dass die Auswirkungen stärkerer Beben auf die Erdbebengefährdung von deren Auftretensraten abhängen. Sind sie tatsächlich so selten wie in den Schürfen gefunden, dann haben sie bis zu einer Wiederkehrperiode von 10 000 Jahren keinen Einfluss auf die Höhe des Gefährdungsparameters „Beschleunigung“. Unter der Annahme eines vollständigen Ausgleichs der langfristigen Bewegungsraten durch Erdbeben sind die Auftretensarten höher und beeinflussen die Sicherheitsniveaus (Wiederkehrperioden) von 2 500 und 10 000 Jahren deut-

Abb. 57
Effektivbeschleunigung in m/s^2 ($T_R = 2500$ a)

lich. Für das Sicherheitsniveau von 2 500 Jahren werden die Beschleunigungswerte um bis zu 30 % gegenüber den anderen beiden Fällen erhöht, für das Sicherheitsniveau von 10 000 Jahren um fast 200 %.

Das Sicherheitsniveau von 2 500 Jahren findet Anwendung bei Stauanlagen der Klasse 1 nach DIN 19700. Je nach Häufigkeit der Paläobebeben ist der Aufwand also für die Auslegung von Stauanlagen technisch und damit auch ökonomisch unterschiedlich. Das Sicherheitsniveau von 10 000 Jahren (und mehr) fand Anwendung bei kern-technischen Anlagen. Sollten solche Anlagen in Zukunft wieder errichtet werden, ist die Häufigkeit der Paläobebeben für die Erdbebenauslegung von entscheidender Bedeutung.

Die Ergebnisse aus den vier Schürfen lassen erkennen, dass das Auftreten stärkerer Erdbeben langfristig wahrscheinlich ist, sie lassen aber keine sicheren Rückschlüsse auf die tatsächliche Häufigkeit von Paläobebeben zu. Bei einer Gesamtlänge der großen aktiven Verwerfungen von 500 km sind verlässliche Aussagen erst durch weitere Untersuchungen in einer größeren Anzahl von Schürfen zu erwarten.

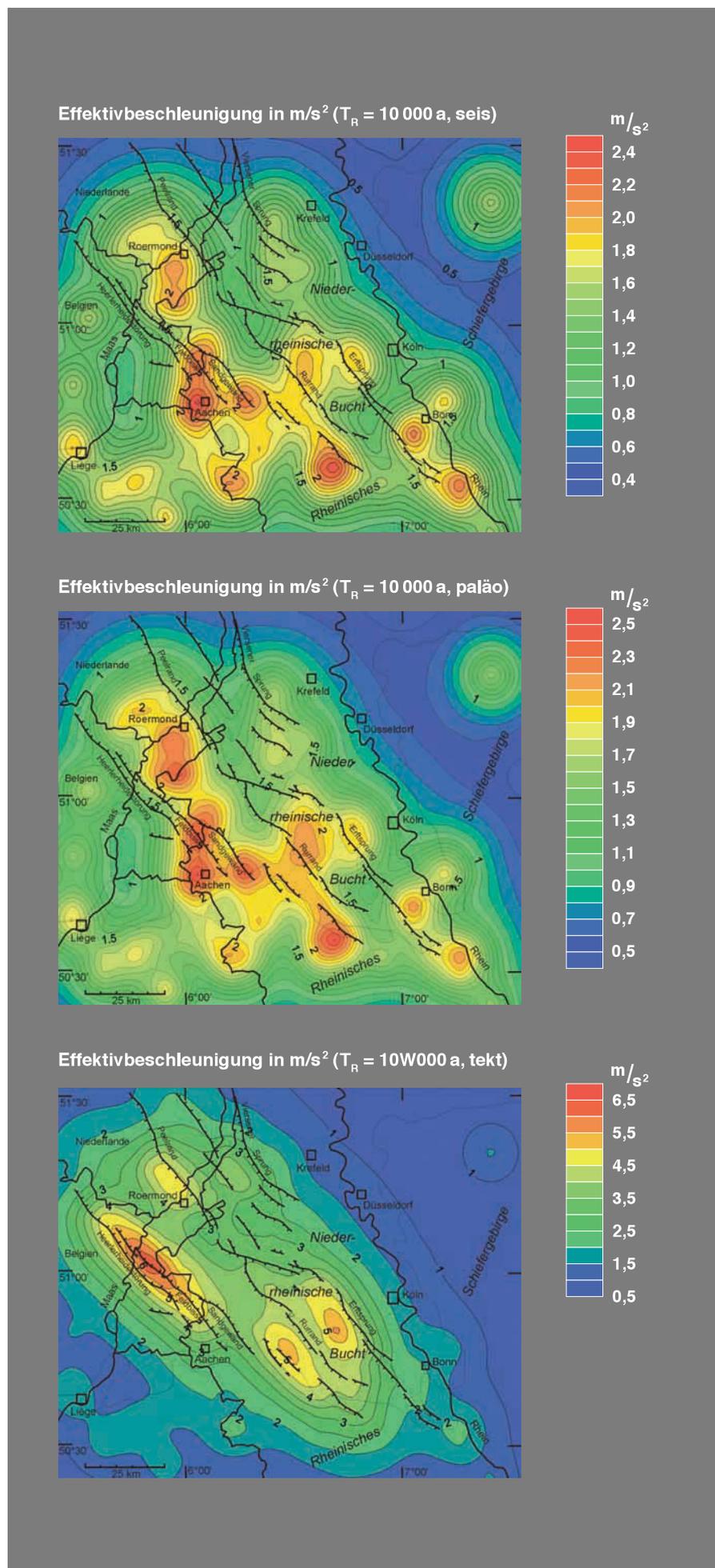
7 Danksagung

Der Dank gilt zuallererst dem Ministerium für Verkehr, Energie und Landesplanung des Landes Nordrhein-Westfalen, Düsseldorf, das das hier vorgestellte Projekt großzügig finanziell unterstützt hat.

Daneben wurden die paläoseismischen Untersuchungen von zahlreichen Fachkollegen des eigenen Hauses sowie auswärtiger Forschungsinstitutionen begleitet und durch Diskussionen bereichert. Im Einzelnen wurden die Untersuchungen von folgenden Personen durchgeführt:

- OSL-/IRSL-/¹⁴C-Altersdatierungen (M. FRECHEN, A. TECHMER, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (GGA), Hannover)
- archäologische Datierung (U. FRANCKE, R. GERLACH, Rheinisches Amt für Bodendenkmalpflege, Bonn)
- Bodenradar (C. ALTEKÖSTER, Geologisches Institut Universität Bonn)
- Tiefengeoelektrik (CHR. VANNESTE, K. VERBEECK, Royal Observatory of Belgium, Brüssel)

Abb. 58
Effektivbeschleunigung in m/s^2 ($T_R = 10\,000\ a$)



Hervorzuheben ist hier des Weiteren die freundliche Bereitstellung von Unterlagen durch das Unternehmen RWE POWER, Köln (S. ASMUS, W. SCHÄFER). Für Diskussionen und Ratschläge danken wir den Mitarbeitern des Geoforschungszentrums Potsdam (A. FRIEDRICH, F. SCHERBAUM, F. STRECKER), des Geologischen Institutes der Universität Köln (K.-G. HINZEN), des Royal Observatory of Belgium, Brüssel (Th. CAMELBECK, K. VANNESTE, K. VERBEECK) und vielen anderen.

8 Aufschlüsse und Bohrungen

8.1 Aufschlüsse

8.1.1 Paläoseismikscharf Merzenich

Name: **Profil 1** (höhenkorrigiert)
 Lage: Tiefscholle (Nordwand); R ²⁵36 548,50; H ⁵⁶34 132,60; + 125,06 m NN
 Auftraggeber: Geologischer Dienst NRW
 Zweck: Paläoseismik
 Bearbeiter: H. HOPP, K. SKUPIN (Schichtenfolge), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwerminerale), D. ELHAUS (bodenphysikalische Kennwerte), B. LÜER (Humus-/Schwermetallgehalt), M. FRECHEN, A. TECHMER (OSL-/IRSL-/¹⁴C-Datierung)

– 0,40 m	Mittelsand, grobsandig, schwach tonig, schwach schluffig, und Kies (Mittel- u. Feinkies), graubraun bis rostbraun	Fließerde
– 0,83 m	Schluff, schwach tonig, schwach feinsandig, schwach kiesig (Mittel- u. Feinkies), sehr schwach humos, gelbgrau	Verschwemmungsablagerungen
– 1,41 m	Schluff, feinsandig, tonig, sehr schwach kiesig, Klüfte mit Ton- u. Eisen/Mangan-Belägen, schwach marmoriert mit Fe-/Mn-Konkretionen, hellockerbraun bis grau, marmoriert mit Fe-/Mn-Flecken	"
– 1,59 m	Feinkies, plattig, mäßig kantengerundet, sehr schwach grobsandig, Fe-/Mn-fleckig, sehr schwach humos, hellgraubraun	"
– 1,72 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, gelblich graubraun, marmoriert mit Fe-/Mn-Flecken, vereinzelt tonige Kluffüllungen, schokoladenbraun	"
– 1,78 m	Schluff, stark sandig, tonig, u. Feinkies, grobsandig, graubraun mit Fe-/Mn-Konkretionen	"
– 1,90 m	Schluff, sandig, tonig, schwach humos, grau marmoriert	"
– 1,95 m	Sand und Schluff, tonig, Fein- bis Mittelkies (Grus), nicht gerundet, braun	"
– 2,17 m	Schluff, sandig, tonig, graubraun, mit hellgrauockerfarbenen Flecken, kleine Mn-Konkretionen, sehr schwach feinkiesig, im Bereich von Klüften Tonbeläge	"
– 2,33 m	Schluff, feinsandig, tonig, humos (2 – 3 % C _{org}), schwach feinkiesig (Lessivierungsmerkmale)	Pescher-, Holzer-, Titzer Boden (Teil des Rocourt-Bodenkomplexes)
– 2,48 m	Schluff, tonig, sehr schwach feinsandig, humos (4 – 5 % C _{org}), mit Flecken aus Schluff, stark tonig, dunkelgraubraun bis graubraun (Tonanreicherung)	"
– 2,60 m	Schluff, tonig, humos (4 % C _{org}), dunkelgraubraun mit grauen Flecken, schwach feinsandig, schwach tonig, (Lessivierungsmerkmale), schwach Mn-fleckig	"
– 2,70 m	Schluff, schwach tonig, feinsandig, dunkelgraubraun mit hellgrauen Flecken, sehr schwach feinkiesig (= Grus) (Lessivierungsmerkmale)	"
– 2,81 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, humos (1 – 2 % C _{org}) mit grauen Flecken (Lessivierungsmerkmale)	"
– 3,10 m	Schluff, tonig, schwach feinsandig, humos (2 – 3 % C _{org}) mit deutlichen Tonbelägen, sehr schwach feinkiesig, graubraun bis braun (Tonanreicherung)	"

– 3,86 m	Schluff, fein- bis mittelsandig, tonig, Ton auf vertikalen und horizontalen Gefügeflächen, schwach humos, gelblich graubraun, auf den Gefügeflächen rötlich graubraun	Verschwemmungsablagerungen
– 3,88 m	Grusbändchen aus Lokalmaterial u. Gangquarz, rotgrau, grünlich grau, u. Schluff, fein- bis mittelsandig, tonig	"
– 4,07 m	Schluff, feinsandig, tonig, sehr schwach humos, hellgraubraun	"
– 4,12 m	Fein- u. Mittelkies sowie Grus (Hauptterrassen- u. einheimisches Material) mit Schluff, tonig, fein- bis mittelsandig	"
– 4,40 m	Schluff, stark tonig, grusig, vereinzelt Gangquarze	"
– 4,55 m	Schluff, schwach tonig, hellgraubraun	"

Name: **Profil 2** (höhenkorrigiert)
Lage: Tiefscholle (Nordwand); ²⁵36 554,00; H ⁵⁶34 133,50; + 125,51 m NN
Auftraggeber: Geologischer Dienst NRW
Zweck: Paläoseismik
Bearbeiter: H. HOPP, K. SKUPIN (Schichtenfolge), U. WEFELS (Schwerminerale)

– 0,78 m	Mittel- und Grobsand, sehr schwach tonig, sehr stark kiesig (Fein- und Mittelkies), rötlich braun	Fließerde
– 0,82 m	Mittel- u. Grobsand, sehr schwach tonig, schwach schluffig, sehr stark kiesig, durch Fe und Mn verkittet, schwarz	"
– 1,02 m	Mittel- u. Grobsand, sehr schwach tonig, schluffig, sehr stark kiesig, rötlich braun	"
– 1,48 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, schwach feinkiesig, gelblich graubraun	Verschwemmungsablagerungen
– 1,99 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, sehr schwach humos (0,20 % C _{org}), sehr schwach feinkiesig; bei 1,99 cm Feinkieslage, gelblich graubraun	"
– 2,10 m	Schluff, mittelsandig, schwach tonig bis tonig, sehr schwach humos (0,20 % C _{org}), graubraun	"
– 2,15 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, Fe- u. Mn-Flecken, hellgraubraun	"
– 2,19 m	Schluff, mittelsandig, schwach tonig bis tonig, sehr schwach humos (0,20 % C _{org}), feinkiesig, gelblich braun	"
– 2,42 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, schwach humos (0,20 % C _{org}), graubraun mit hellbrauner Fleckung	"
– 2,50 m	Schluff, tonig, sehr schwach humos (0,30 % C _{org}), mittelsandig, sehr schwach feinkiesig, graubraun	"
– 2,65 m	Schluff, schwach tonig, mittelsandig, sehr schwach feinkiesig, humos, dunkelgraubraun, vereinzelt ovale Querschnitte von Wühlgängen (Kleinnager) mit Füllung aus Schluff, tonig, feinsandig, hell gelblich braun (Nachfall, vermutlich aus ca. 1,56 – 1,95 m Tiefe)	"
– 2,89 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, humos (0,80 % C _{org}), dunkelgraubraun, stellenweise fleckenförmige Anreicherungen aus Schluff, stark tonig, feinsandig, hellbraun, ¹⁴ C-Alter: > 36 000 J. v. h.	Pescher-, Holzer-, Titzer Boden (Teil des Rocourt-Bodenkomplexes)
– 2,97 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, humos (0,60 % C _{org}), dunkelgraubraun	"
– 3,20 m	Schluff, schwach tonig, feinsandig, humos (0,20 – 0,40 % C _{org}), dunkelgraubraun, mit lamellenförmigen Flecken aus Schluff und Feinsand, hellgrau (Ton- u. Humusverarmung)	"
– 3,55 m	Schluff, schwach tonig, feinsandig, schwach humos (0,30 % C _{org}), Ton- u. Humustapeten auf Gefügeoberflächen, dunkelgraubraun	"

– 4,01 m	Schluff, schwach tonig, feinsandig, schwach humos, graubraun, Ton- u. Humusanreicherung in Klüften, dunkelgraubraun	Verschwemmungs- ablagerungen
– 4,06 m	Schluff, fein- und mittelsandig, tonig, sehr schwach feinkiesig, graubraun	"
– 4,60 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, graubraun	"
– 4,75 m	Schluff, tonig, feinsandig, Fe- u. Mn-Konkretionen, graubraun	"

Name: **Profil 3**

Lage: Hochscholle, R ²⁵36 630; H ⁵⁶34 160; + 129,80 m NN

Auftraggeber: Geologischer Dienst NRW

Zweck: Paläoseismik

Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), U. WEFELS (Schwerminerale)

– 0,50 m	Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, und Kies, schluffig, humos, schwarzbraun	Jüngere Hauptterrasse
-- 1,40 m	Kies, schwach feinsandig, schluffig, graubraun	"
– 4,80 m	Kies, Mittel- bis Grobsand, schwach schluffig, im unteren Teil mehr Buntsandstein-Gerölle	"
– 4,90 m	Schluff, schwach tonig, kiesig, graubraun	"
– 5,30 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun	"
– 5,55 m	Schluff, schwach fein- bis mittelsandig, rot- bis gelbbraun	"
– 6,25 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun	"
– 6,30 m	Schluff, schwach tonig, rotbraun	"
– 6,60 m	Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, rotbraun	"
– 6,65 m	Schluff, schwach tonig, gelb- bis rotbraun	"
– 9,00 m	Fein- bis Mittelsand, gelbbraun bis hellgrau	"

Name: **Profil 4**

Lage: Hochscholle; R ²⁵36 650; H ⁵⁶34 170; + 130,50 m NN

Auftraggeber: Geologischer Dienst NRW

Zweck: Paläoseismik

Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), U. WEFELS (Schwerminerale)

– 0,20 m	Kies, Mittel- bis Grobsand, humos, schwarzbraun	Jüngere Hauptterrasse
– 1,20 m	Kies, Mittel- bis Grobsand, schwach schluffig, braun bis graubraun	"
– 2,50 m	Kies, Mittel- bis Grobsand, stellenweise schwach schluffig, gelbbraun	"
– 4,00 m	Mittel- bis Grobsand, stark kiesig, schwach schluffig, gelbbraun	"
– 4,80 m	Kies, Mittel- bis Grobsand, graubraun	"
– 5,35 m	Kies, Mittel- bis Grobsand, stellenweise schwach schluffig bis tonig, graubraun	"
– 6,10 m	Fein- bis Mittelsand, graubraun	"
– 6,15 m	Schluff, tonig, braun	"
– 9,00 m	Fein- bis Mittelsand, braun	"

Name: **Profil 5**
 Lage: Tiefscholle; R ²⁵³⁶ 560; H ⁵⁶³⁴ 130; + 120,77 m NN
 Auftraggeber: Geologischer Dienst NRW
 Zweck: Paläoseismik
 Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), U. WEFELS (Schwerminerale)

– 4,65 m	Schurfbasis	
– 5,00 m	Schluff, feinsandig, schwach tonig, hellgraubraun	Jüngere Hauptterrasse
– 5,70 m	Schluff, tonig, feinsandig, graubraun bis braun	"
– 6,00 m	Schluff, feinsandig, tonig, schwach kiesig, hellgraubraun	"
– 7,15 m	Schluff, tonig, feinsandig, hellbraungrau, schwach mit Fe-/Mn-Flecken marmoriert (Nassboden?)	"
– 8,70 m	Schluff, feinsandig, tonig, hellgraubraun, kalkfrei	"
– 10,70 m	Schluff, schwach feinsandig, sehr schwach feinkiesig (Quarz), einzelne Mn-Flecken, hellgraubraun	"
– 11,45 m	Schluff, tonig, fein- bis mittelsandig, hellgraubraun	"
– 12,30 m	Mittel- bis Grobsand, Feinkies, tonig, schluffig, hellbraun bis rötlich braun	"
– 12,50 m	Schluff, Feinsand, tonig, graubraun	"
– 13,20 m	Schluff, fein- bis mittelsandig, feinkiesig, tonig, hellgraubraun	"
– 13,40 m	Schluff, Feinsand, mäßig tonig, fein- bis mittelkiesig, hellrötlich braun	"
– 13,90 m	Schluff, tonig, feinsandig, feinkiesig, braun	"
– 14,35 m	Feinsand, Mittelsand, stark tonig, stark schluffig, graubraun	"
– 15,15 m	Feinkies, Mittelkies, mittel- bis grobsandig, tonig, grau	"
– 15,60 m	Schluff, fein- bis mittelkiesig, schwach mittel- bis grobsandig, graubraun	"
– 16,00 m	Feinkies, Mittelkies, mittel- bis grobsandig, schwach tonig, graubraun	"
– 16,45 m	Schluff, schwach feinsandig, sehr schwach feinkiesig, graubraun	"

Name: **Profil 6**
 Lage: Tiefscholle; R ²⁵³⁶ 500; H ⁵⁶³⁴ 145; + 123,70 m NN
 Auftraggeber: Geologischer Dienst NRW
 Zweck: Paläoseismik
 Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), U. WEFELS (Schwerminerale)

– 15,00 m	ohne Kerngewinn	
– 16,50 m	Schluff, tonig, verunreinigt, grau bis braungrau	Jüngere Hauptterrasse
– 17,00 m	Ton, stark schluffig, im Wechsel mit Schluff, tonig, dunkelgrau	Tertiär

8.1.2 Paläoseismikschurf Metternich

Name: **Profil 1**
 Lage: Tiefscholle (SE-Böschung); R ²⁵63 438; H ⁵⁶22 205; + 130 m NN
 Auftraggeber: Geologischer Dienst NRW
 Zweck: Paläoseismik
 Bearbeiter: H. HOPP, K. SKUPIN (Schichtenfolge), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwerminerale), D. ELHAUS (bodenphysikalische Kennwerte), B. LÜER (Humus-/Schwermetallgehalt), M. FRECHEN, A. TECHMER (OSL-/IRSL-/¹⁴C-Datierung)

- 0,37 m Schluff, schwach sandig, schwach tonig, schwach kiesig, locker gelagert, braungrau Künstliche Auffüllung
- 0,95 m Schluff, sandig, schwach tonig, stark kiesig, mäßig locker gelagert, graubraun "
- 1,19 m Schluff, sandig, schwach tonig, kiesig, mäßig dicht gelagert, Ziegel- und Holzkohlenpartikel, graubraun "
- 1,34 m Schluff, tonig, stark sandig, schwach kiesig, Fe-/Mn-fleckig, dicht gelagert, hellgrau und graubraun "
- 1,61 m Schluff, sandig, tonig, kiesig, dicht gelagert, graubraun "
- 1,91 m Schluff, sandig, schwach tonig, mäßig dicht gelagert, braun "
- 2,49 m Schluff, stark sandig, schwach tonig, hellbraun, im Wechsel mit Schluff, dunkelgraubraun "
- 3,12 m Grob- und Mittelsand, feinsandig, schwach schluffig, stark kiesig, überwiegend Feinkies, untergeordnet Mittel- und Grobkies, braun bis graubraun Jüngere Hauptterrasse

Name: **Profil 2**
 Lage: Tiefscholle, SE-Böschung; R ²⁵63 442; H ⁵⁶22 210; +130 m NN
 Auftraggeber: Geologischer Dienst NRW
 Zweck: Paläoseismik
 Bearbeiter: H. HOPP, K. SKUPIN (Schichtenfolge), R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwerminerale), D. ELHAUS (bodenphysikalische Kennwerte), B. LÜER (Humus-/Schwermetallgehalt), M. FRECHEN, A. TECHMER (OSL-/IRSL-/¹⁴C-Datierung)

- 0,48 m Schluff, feinsandig, schwach feinkiesig, locker gelagert, graubraun Künstliche Auffüllung
- 0,66 m Schluff, feinsandig, schwach tonig, schwach feinkiesig, mäßig locker gelagert, graubraun, an der Basis schwache Bleichflecken "
- 0,78 m Schluff, stark tonig, schwach feinsandig, schwach kiesig (Fein- und Mittelkies), dicht gelagert, grau und braun gefleckt, durchsetzt mit Klumpen aus stark schluffigem Ton, grau "
- 1,68 m Schluff, feinsandig, schwach tonig, stark kiesig (Fein- und Mittelkies), graubraun "
- 1,98 m Schluff, sandig, tonig, schwach kiesig (Fein- und Mittelkies), graubraun "
- 2,19 m Schluff, stark feinsandig, schwach tonig, stark kiesig (Fein- und Mittelkies), braungrau "
- 2,40 m Schluff, sandig, schwach tonig, sehr schwach feinkiesig "
- 2,64 m Mittel- und Grobsand, schwach schluffig, stark kiesig, überwiegend Fein- und Mittelkies, untergeordnet Grobkies, einzelne Blöcke Jüngere Hauptterrasse
- 2,78 m Mittel- und Grobsand, stark schluffig, stark kiesig (Fein- und Mittelkies), gelblich braun "

- | | | |
|----------|---|-----------------------|
| – 3,08 m | Mittel- und Grobsand, schwach schluffig, stark kiesig (Fein- und Mittelkies), braun | Jüngere Hauptterrasse |
| – 3,22 m | Schluff, feinsandig, stark feinkiesig, hell gelblich braun | " |
| – 3,50 m | Feinsand, schluffig, hell gelblich braun | " |

8.2 Bohrungen

Bohrung 1

Name: KB 11 Holthausen, Paläoseismikschurf Holthausen
 Lage: R ²⁵23 142; H ⁵⁶83 556; + 53 m NN
 Auftraggeber: Geologischer Dienst NRW
 Zweck: Kartierbohrung
 Bearbeiter: U. DWORSCHAK, G. SCHOLLMAYER (Schichtenfolge),
 R. STRITZKE (Pollenanalyse), U. WEFELS (Schwerminerale)

- | | | |
|-----------|--|-----------------------|
| – 0,67 m | Schluff, feinsandig, schwach tonig, teilweise kiesig, humos, dunkelgraubraun | Künstliche Auffüllung |
| – 1,55 m | Schluff, schwach feinsandig bis sandig, schwach tonig, graubraun bis gelbbraun | Lösslehm |
| – 2,58 m | Schluff, sandig, schwach tonig, schwach kiesig, gelbbraun, im Wechsel mit Fein- bis Mittelsand, schwach schluffig, schwach kiesig, dunkelgraubraun | Fließerde |
| – 4,14 m | Schluff, tonig, schwach feinsandig bis sandig, teilweise feinkiesig, graubraun bis gelblich braun, stellenweise rostfleckig, eisenschüssig | Lösslehm |
| – 4,89 m | Sand, kiesig bis schwach kiesig, schluffig bis schwach schluffig, schwach tonig, gelbbraun, im Wechsel mit Schluff, tonig, sandig, schwach kiesig, graubraun bis gelbbraun | Fließerde |
| – 7,00 m | Mittelsand, feinsandig, und Feinsand, mittelsandig, stellenweise grobsandig, schwach kiesig, schwach schluffig hellgelbbraun | Jüngere Hauptterrasse |
| – 7,40 m | Kies, sandig, gelblich braun | " |
| – 9,55 m | Grobsand, mittelsandig, feinkiesig, im Wechsel mit Mittelsand, feinsandig, grobsandig, feinkiesig, graubraun bis bräunlich grau | " |
| – 9,75 m | Feinsand, schluffig, und Schluff, tonig, feingeschichtet, braungrau | " |
| – 21,70 m | Mittelsand, schwach feinsandig bis feinsandig, schwach grobsandig, schwach kiesig, stellenweise Feinsand, mittelsandig, teilweise grobsandig, grau bis bräunlich grau | " |
| – 22,00 m | Kies, grobsandig, schwach mittelsandig, braungrau | " |
| – 26,58 m | Mittelsand, grobsandig, feinkiesig, im Wechsel mit Feinkies, grobsandig, schwach mittelsandig, gelbbraun, stellenweise Einlagerungen von Schluff, sandig, tonig, dunkelgraubraun | " |
| – 38,60 m | Mittelsand, feinsandig, und Feinsand, schwach schluffig, grau bis olivgrau, im Wechsel mit Schluff, schwach feinsandig, schwach tonig, dunkelgrau, und einzelnen dünnen Torflagen, schwarz | Tegelen |
| – 45,23 m | Feinsand, mittelsandig, schwach schluffig, im Wechsel mit Mittelsand, schwach feinsandig, schwach grobsandig, und Schluff, feinsandig, schwach tonig, grau bis dunkelgrau | Ältere Hauptterrasse |
| – 47,30 m | Feinsand, schwach schluffig, schwach mittelsandig, stellenweise wenige Pflanzenreste, grau, im Wechsel mit Mittel- und Grobsand, kiesig, braungrau | " |
| – 47,62 m | Sand und Kies, grau | " |

– 48,70 m	Feinsand, mittelsandig, grau, mit Einlagerungen von Mittel- und Grobsand, schwach feinsandig, braungrau	Ältere Hauptterrasse
– 49,90 m	Sand und Kies, grau bis braungrau	"
– 51,58 m	Mittel- und Grobsand, schwach kiesig, graubraun bis dunkelgrau	"
– 51,66 m	Kohle, schwarz	"
– 53,00 m	Mittelsand, schwach feinsandig, schwach grobsandig oder schwach kiesig, graubraun	"

Bohrung 2

Name: KB 8/85, Paläoseismikschurf Hillensberg (Hochscholle)
Lage: R ²⁴93 255; H ⁵⁶49 555; +98,5 m NN
Auftraggeber: Geologischer Dienst NRW
Zweck: Kartierbohrung
Bearbeiter: J. PRÜFERT (Schichtenfolge)

– 2,00 m	Schluff, braungelb, kalkfrei	Lösslehm
– 5,80 m	Schluff, stark kalkhaltig, gelbbraun	Löss
– 7,00 m	Mittelsand, Grobsand, schwach feinkiesig, rostfarben, gelbbraun	Pietersberg-1-Terrasse
– 9,50 m	Feinkies, schwach mittelkiesig, stark sandig, braun bis gelbbraun	"
– 12,00 m	Feinkies, Mittelkies, schwach grobkiesig, schwach steinig, sandig, graubraun bis rostfarben	"
– 12,50 m	Feinkies, mittelsandig, schwach grobsandig, schwach feinsandig, braungrau, viel Feuerstein, gerundet	"
– 15,00 m	Mittelsand, schwach grobsandig, schwach feinsandig, braungrau, mit Einlagerungen von Schluff, schwach feinsandig, hellgrau	"
– 27,50 m	Feinsand, mittelsandig, hellgrau, schwach glimmerhaltig, Einlagerungen aus Feinsand, schluffig, hellgrau bis weiß, schwach glimmerhaltig	Prätegelen
– 28,40 m	Feinsand, schluffig, schwach tonig, braun, hellgrau, schwach glimmerhaltig	Miozän
– 36,50 m	Feinsand, schluffig, hellgrau, hellgelbbraun, schwach glimmerhaltig	"
– 45,00 m	Feinsand, hellgrau, schwach glimmerhaltig	"
– 51,50 m	Feinsand, schwach schluffig, gelbbraun bis hellgelbbraun, schwach glimmerhaltig	"
– 54,00 m	Feinsand, gelbbraun, wenig Feuerstein, schwach glimmerhaltig	"
– 58,50 m	Feinsand, schwach mittelsandig, gelbbraun, schwach glimmerhaltig	"
– 60,60 m	Feinsand, schwach schluffig, dunkelbraun, humos	"
– 66,00 m	Feinsand, graubraun, braun, schwach glimmerhaltig, Einlagerung aus Feinsand, schluffig, dunkelbraun, stark humos	"
– 69,00 m	Feinsand, graubraun, grün, schwach glimmerhaltig, schwach glaukonitisch	"
– 78,00 m	Feinsand, schwach mittelsandig, grün, braun, glaukonitisch, schwach glimmerhaltig	"

Bohrung 3

Name: KB 9/85 Paläoseismikschurf Hillensberg (Tiefscholle)
Lage: R ²⁴93 705; H ⁵⁶49 830; +73,80 m NN
Auftraggeber: Geologischer Dienst NRW
Zweck: Kartierbohrung
Bearbeiter: J. PRÜFERT (Schichtenfolge)

– 2,50 m	Schluff, braungelb, kalkfrei	Lösslehm
– 8,40 m	Schluff, gelbbraun, stark kalkhaltig	Löss
– 13,00 m	Feinkies, Grobsand, mittelsandig, schwach mittelkiesig, rostfarben, gelbbraun	Pietersberg-2-Terrasse
– 13,50 m	Feinsand, schwach schluffig, hellgrau bis weiß	Kedichem-Schichten
– 15,80 m	Mittelsand, feinsandig, hellgrau	"
– 19,20 m	Feinsand, schwach schluffig, hellgrau, weiß, schwach glimmerhaltig	"
– 21,00 m	Feinsand, mittelsandig, gelbgrau, mit Einlagerungen aus Schluff, schwach feinsandig, hellgrau bis weiß	"
– 23,60 m	Schluff, tonig, schwach feinsandig, hellgelbgrau bis braun, schwach humos	"
– 24,40 m	Feinsand, schluffig, hellbraungrau	"
– 26,50 m	Ton, schwach schluffig, dunkelbraun, kalkfrei, humos, wechsellagernd mit Braunkohle, schwarz	Reuver-Ton (Horizont 11 C)
– 32,70 m	Braunkohle, stark tonig, schluffig, schwarz bis schwarzbraun, wenig Holzreste, Einlagerung aus Ton, schwach schluffig, dunkelbraun bis schwarz, stark humos	"
– 35,50 m	Ton, schwach schluffig, dunkelbraun bis braun, schwach humos	"
– 36,90 m	Schluff, tonig, braun bis hellbraun	"
– 39,30 m	Ton, schwach schluffig, braungrau	"
– 42,00 m	Feinsand, dunkelgrau, schwach glimmerhaltig	"
– 43,70 m	Feinsand, schluffig, dunkelbraun bis dunkelgraubraun, schwach glimmerhaltig	"
– 50,70 m	Ton, schluffig, schwach feinsandig, braun- bis dunkelgrau	"
– 57,00 m	Feinsand, stark mittelsandig, grau	"
– 61,70 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, dunkelgrau, wenig Holzreste	Rotton (Horizont 9 C)
– 62,30 m	Schluff, tonig, schwach feinsandig, schwach mittelsandig, dunkelbraungrau, wenig Holzreste	"
– 64,00 m	Mittelsand, stark feinsandig, schwach grobsandig, dunkelgrau, wenig Holzreste	"
– 68,00 m	Grobsand, Mittelsand, schwach feinkiesig, dunkelgrau, quarzreich, Einlagerung aus Schluff, feinsandig, dunkelgrau	"
– 72,00 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, dunkelgrau, schwach glimmerhaltig	"
– 80,00 m	Feinsand, schwach mittelsandig, braun- bis dunkelgrau, schwach glimmerhaltig	"
– 84,00 m	Mittelsand, feinsandig, schwach grobsandig, dunkelgrau, schwach glimmerhaltig	"
– 90,00 m	Feinsand, schwach schluffig, grau bis dunkelgrau, schwach glimmerhaltig	"

Bohrung 4

Name: Metternich, Eburonenstraße (Tiefscholle)
Lage: R ²⁴62 811; H ⁵⁶22 194; +131 m NN
Auftraggeber: Privat
Zweck: Geothermiebohrung
Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), U. WEFELS (Schwerminerale)

- 0,40 m Mutterboden
- 3,50 m Ton, schwach sandig, rotgrau Schwemnton von
Nebenbächen der Eifel
- 5,00 m Schluff, rotgrau, breiig Schwemmlöss
- 33,00 m Kies, braun bis rotbraun Jüngere Hauptterrasse

9 Literatur

9.1 Schriften

Verwendete Schriften

- VAN ADRICHEM BOOGAERT; H. A.; KOUWE, W. F. P. (1993 – 1997): Stratigraphic nomenclature of the Netherlands, revision and update by RGD and NOGEP. – Meded. Rijks Geologische Dienst; 50: getr. Seitenzählung: zahlr. Abb. u. Tab.; Haarlem (Rijks Geologische Dienst).
- AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**: 24 – 105, 23 Abb., 7 Tab.; Öhringen/Württ.
- AHORNER, L. (1968): Erdbeben und jüngste Tektonik im Braunkohlenrevier der Niederrheinischen Bucht. – Z. dt. geol. Ges., **118**: 150 – 160, 4 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- AHORNER, L. (1975): Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. – In: Tectonophysics; **29**: 233 – 249: 9 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- AHORNER, L. (1990): Erdbeben und junge Tektonik. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – Deuqua-Führer, **1**: 215 – 227, 8 Abb.; Hannover.
- AHORNER, L. (1998): Möglichkeiten und Grenzen paläoseismologischer Forschung in mitteleuropäischen Erdbebengebieten. – In: SAVIDIS, S. A. [Hrsg.]: Paläoseismologie, Eurocode 8 und Schwingungsisolierung. – Dt. Ges. für Erdbebeningenieurwesen und Baudynamik: 9 – 42, 15 Abb.; Berlin (DGEB-Publikationen).
- ALTEKÖSTER, C. (2001): Arbeitsbericht zu den Bodenradarmessungen vom 12.03.2001 in Horbach, 19.03.2001 in Selfkant, 04.04.2001 in Viersen-Süchteln, 04.04.2001 in Viersen-Schirick – 5 S., 2 Anl.; Bonn (Geol. Inst. Univ. Bonn). – [Unveröff.].
- BAIZE, S.; CUSHING, M.; LEMEILLE, F.; GRANIER, T.; GRELLET, D.; CARBON, D.; COMBES, P.; HIBSCH, C. (2002): Domaine 5: vallée du Rhin, Jülich. – In: Inventaire des Indices de Rupture Affectant le Quaternaire. En relation avec les grandes structures connues en France métropolitaine et dans les régions limitrophes. – Mém. Soc. géol. France, **175**: 127 – 129, 3 Abb.; Paris.
- BAUMEWERD-SCHMIDT, H.; GERLACH, R. (2002): Die ausgeziegelte Landschaft. Ausmaß, Folgen und Konsequenzen. – Archäologie im Rheinland, **2001**: 149 – 152; 3 Abb.; Stuttgart.
- BEER, Ch. (1997): Erdbebengefährdung in Abhängigkeit vom Geologischen Untergrund. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser., **92**: XIV + 66 S., 51 Abb., 8 Tab.; Zürich.
- BENSE, V. F.; VAN DEN BERG, E. H.; VAN BALEN, R. T. (2003): Deformation mechanisms and hydraulic properties of fault zones in unconsolidated sediments: the Roer Valley Rift System, The Netherlands. – Hydrogeol. J., **11**: 319 – 332, 12 Abb.; Hannover.
- VAN DEN BERG, M. W.; VANNESTE, K.; DOST, B.; LOKHORST, A.; VAN EIJCK, M.; VERBEECK, K. (2001): Paläoseismic investigation along the Peel Boundary Fault: geological setting, site selection and trenching results. – Netherl. J. Geosci./ Geol. en Mijnb., **81** (1): 39 – 60, 13 Abb.; Utrecht.

- BREDDIN, H. (1930): Über Flussterrassen, diluviale und alluviale Bodenbewegungen im westlichen Niederrheingebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **50** (2): 806 – 845, 8 Abb.; Berlin.
- BREDDIN, H. (1955): Die Gliederung der altdiluvialen Hauptterrasse von Rhein und Maas in der Niederrheinischen Bucht. – Der Niederrhein, **3/4**: 1 – 4, 1 Abb.; Krefeld.
- CAI, J.; MCMEECHAN, G. A.; FISHER, M. A. (1996): Application of ground-penetrating radar to investigation of near-surface fault properties in the San Francisco Bay region. – Bulletin of the Seismological Society of America, **86** (5): 1459 – 1470, 10 Abb.; Baltimore.
- CAMELBBECK, T.; MEGHRAOUI, M. (1998): Geological and geophysical evidence for large paleo-earthquakes with surface faulting in the Roer graben (northwest Europe). – Geophys. J. Int.; **132**: 347 – 362, 11 Abb., 1 Tab.; Oxford.
- CLOETINGH, S.; CORNU, T.; ZIEGLER, P. A.; BEEKMAN, F. (2006): Neotectonics and intraplate continental topography of the northern Alpine Foreland. – Earth sci. rev., **74**: 127 – 196, 46 Abb., 1 Tab.; Amsterdam [u. a.]. Das Erdbeben von Roermond: 13. April 1992 (1992). – 16 S., 16 Abb.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DAVENPORT, C. A.; LAP, J. M. J.; MAURENBRECHER, P. M.; PRICE, D. G. (1994): Liquefaction potential and dewatering injection structures at Herkenbosch: field investigations of the effects of the 1992 Roermond earthquake, the Netherlands. – Geol. en Mijnbouw, **73**: 365 – 374; 8 Abb.; Dordrecht.
- DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. (1989): Ground-penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. – Geophysical Prospecting, **37**: 531 – 551, 18 Abb., 2 Tab.; Zeist.
- DEMANET, D.; EVERS, L. G.; TEERLYNCK, H.; DOST, B.; JONGMANS, D. (2001): Geophysical investigation along the Peel boundary fault (The Netherlands) for a paleoseismological study. – Netherl. J. Geosc./Geol. en Mijnbouw, **80** (3/4): 119 – 127, 8 Abb.; Utrecht.
- DEMANET, D.; RENARDY, F.; VANNESTE, K.; JONGMANS, D.; CAMELBBECK, T.; MEGHRAOUI, M. (2001): The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium. – Geophysics, **66**: 78-89, 9 Abb.; Tulsa.
- DIN 4124 (1981): Baugruben und Gräben, Böschungen, Arbeitsraumbreiten, Verbau.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 4149, Tl. 1 (1981): Bauten in deutschen Erdbebengebieten. Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten, mit Beibl. – 82 S., 23 Abb., 127 Tab.; Berlin, Köln (Beuth).
- DIN 19 700, Tl. 10 (2004): Stauanlagen. Gemeinsame Festlegungen. – 28 S., 1 Abb.; Berlin, Köln (Beuth).
- DOST, B.; EVERS, L. (2001): Site selection and interpretation of trenching results along the Peel boundary fault. – Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Seismologie, **18**: 53 – 56, 5 Abb.; Luxembourg.
- DROZDZEWSKI, G.; KLOSTERMANN, J.; RIBBERT, K.-H.; WREDE, V.; ZELLER, M. (1998): Sedimentation und Tektonik im Paläozoikum und Postpaläozoikum der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Paläont. Nordrh.-Westf., **37**: 573 – 583, 4 Abb.; Krefeld.
- ECKMEIER, E.; GERLACH, R. (2002): Achtung: Löcher in der Landschaft. Die Materialentnahmegruben-Datenbank. – Archäologie im Rheinland, **2001**: 152 – 154, 3 Abb.; Stuttgart.
- FRECHEN, M.; VAN DEN BERG, M. W. (2002): The coversands and the timing of the late Quaternary earthquake events along the Peel Boundary Fault in the Netherlands. – Netherl. J. Geosc./Geol. en Mijnb., **81**: 61 – 70, 7 Abb., 5 Tab.; Utrecht.
- FRECHEN, M.; VANNESTE, K.; VERBEECK, K.; PAULISSEN, E.; CAMELBBECK, T. (2001): The Deposition History of the Coversands along the Bree Fault Escarpment, NE Belgium. – Netherl. J. Geosc./Geol. en Mijnb., **80** (3 – 4): 171 – 185, 9 Abb., 5 Tab.; Utrecht.
- GEHRT, E. (2005): Synopse zur Anthropogenese der mitteleuropäischen Schwarzerden. – Mitt. Bodenkdl. Ges., **107**: 325 – 326.; Oldenburg.
- GEHRT, E.; GESCHWINDE, M.; SCHMIDT, M. W. I. (2002): Neolithikum, Feuer und Tschernosem – Oder: Was haben die Linienbandkeramiker mit der Schwarzerde zu tun? – Archäol. Korresp.-Bl., **32**: 21 – 30, 4 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.] (1988): Geologie am Niederrhein, 4. Aufl. – 142 S., 39 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- GERLACH, R. (2001): Keinesfalls Ausnahmen. Materialentnahmegruben als Befunderstörer. – Archäologische Informationen, **24/1**: 29 – 38; 8 Abb.; Bonn.
- GERLACH, R. (2002): Schwarzerden: ein neuer Befund in der rheinischen Archäologie? – In: Archäologie im Rheinland: 202 – 204, 3 Abb.; Stuttgart. – [Hrsg. Landschaftsverband Rheinland]
- GEYH, M. (1967): Aufbau einer ¹⁴C-Messanlage zur Datierung von Proben mit Altern größer als 60 000 Jahren ohne Anreicherung und die mit dieser Aufgabe verbundenen Problemen. – Dissertation an der Fakultät für Natur- und Geisteswissenschaften der Bergakademie Clausthal-Zellerfeld, 75 S.; Clausthal-Zellerfeld.

- GEYH, M. A.; SCHILLAT, B. (1966): Messungen der Kohlenstoffisotopenhäufigkeit von Kalksinterproben aus der Langenfelder Höhle – Der Aufschluss, **17**: 315 – 323, 6 Abb.; Heidelberg.
- GLÄSSER, E. (1978): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 122/123 Köln-Aachen. – Geogr. Landesaufn. 1 : 200 000, naturräuml. Gliederung Dtschld., **122/123**: 52 S., 3 Abb., 1 Kt.; Bonn-Bad Godesberg (B.-Anst. Landeskd.).
- GRAS, R.; GELUK, M. (1999): Late Cretaceous – Early Tertiary sedimentation and tectonic inversion in the southern Netherlands. – Geol. en Mijnb., **78**: 1 – 19, 12 Abb.; Dordrecht.
- HAANSTRA, U. (1963): A review of Mesozoic history in the Netherlands. – Verh. kon. Nederl. Geol. mijnbouwkd. Genoot., geol. Ser., **21** (1): 35 -55, 13 Abb., 5 Anl.; 's-Gravenhage.
- HAGER, H. (1981): Das Tertiär des Rheinischen Braunkohlenreviers, Ergebnisse und Probleme. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 529 – 563, 3 Abb., 5 Tab.; Krefeld.
- HAGER, H.; PRÜFERT, J. (1988): Tertiär. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie am Niederrhein, 4. Aufl.: 32 – 40, 2 Abb.; Krefeld.
- HERBST, G. (1958): Das Alter der Bewegungen am Rurand bei Hückelhoven.– Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**: 641 – 643, 1 Abb.; Krefeld.
- HERZOG, I. (2002): Materialentnahmegruben in digitalen Geländemodellen entdecken. – Archäologie im Rheinland, **2001**: 155 – 156; 2 Abb.; Stuttgart.
- HEYBROEK, P. (1974): Explanation to tectonic maps of the Netherlands. – Geol. en Mijnb., **53**: 43 – 50, 6 Abb., 2 Taf.; Leiden.
- HINZEN, K.-G. (2001): Erdbeben zwischen Rhein und Maas. – Spektrum Wiss. Dossier: Unruhige Erde, **2**: 52 – 55, 4 Abb.; Heidelberg.
- HISS, M.; JANSEN, F.; PRÜFERT, A. (2005): Das Tertiär des Niederrheins in der Stratigrafischen Tabelle von Deutschland 2002 – Newsl. Stratigr., **41** (1 – 3): 307 – 312, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin, Stuttgart.
- HOUTGAST, R. F. (2003): Quaternary tectonic and fluvial evolution of the Roer Valley Rift System, The Netherlands. – 176 S., 55 Abb., 14 Tab.; Arnhem (Vrije Universiteit). – [Academ. Proefschr.]
- HOUTGAST, R. F.; VAN BALEN, R. T.; KASSE, C.; VANDENBERGHE, J. (2003): Late Quaternary tectonic evolution and post-seismic near surface fault displacements along the Geleen Fault (Feldbiss Fault Zone – Roer Valley Rift System, The Netherlands), based on trenching. – Netherl. J. Geosci./Geol. en Mijnb., **82** (2): 13 Abb., 3 Tab.; Utrecht.
- HOVEN, E.; KOPECKY, B. (2001): Diente ein >Sandrücken< als bevorzugter Siedlungsplatz? – In: Archäologie im Rheinland: 23 – 25, 4 Abb.; Stuttgart. – [Hrsg. Landschaftsverband Rheinland]
- HOVEN, E.; KOPECKY, B. (2002): Eine archäologisch-bodenkundliche Untersuchung bei Haus Rott. – Troisdorfer Jh., **32**: 89 – 97, 14 Abb.; Troisdorf.
- KAISER, A. (2005): Neotectonic modelling of the North German Basin and adjacent areas. A tool to understand postglacial landscape evolution? – Z. DGG., **156** (2): 357 – 366, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- KEMNA, H. A. (2005): Pliocene and Lower Pleistocene Stratigraphy in the Lower Rhine Embayment, Germany. – Kölner Forum Geol. Paläont., **14**: 1 – 121, 35 Abb, 6 Taf.; Köln.
- KIDEN, P.; DENYS, L.; JOHNSTON, P. (2002): Late Quaternary sea-level change and isostatic and tectonic land movements along the Belgian-Dutch North-Sea coast: geological data and model results. – J. Quaternary Sci., **17** (5 – 6), 535 – 546, 13 Abb., 1 Tab.; Chichester.
- KLOSTERMANN, J. (1983): Die Geologie der Venloer Scholle (Niederrhein). – Geol. Jb., **A 66**: 3 – 115, 40 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1986): Die Venloer Scholle – Teil einer neu entstehenden Grenze zwischen zwei Kontinentalplatten. – Heimatb. Kreis Viersen, **37**: 39 – 53, 6 Abb., 1 Tab.; Viersen.
- KLOSTERMANN, J. (1988): Hinweise auf eine saalezeitliche Warmzeit am Niederrhein. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **38**: 115 – 127, 5 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1990): Erdbeben – Ursachen und Wirkungen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000, Erl., **C 5102**: 75 – 78; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1994): Tektonische Bewegungen am Viersener Sprungsystem vom Beginn des Tertiärs bis heute. – Natur am Niederrhein (N. F.), **9** (1): 3 – 11, 8 Abb.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J.; DASSEL, W.; KILLET, F. (1982): Beschreibung des Aufschlusses Nothofer, Viersen. – Bericht: 3 S., 23 Abb., 1 Lagepl., 11 Anl.; Krefeld. [Unveröff.]

- KLOSTERMANN, J.; KREMERS, J.; RÖDER, R. (1998): Rezente tektonische Bewegungen in der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **37**: 557 – 571, 6 Abb.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J.; RESCHER, K.; WEFELS, U. (1998): Die tertiärzeitliche Schichtenfolge in ausgewählten Bohrungen der Krefelder und Venloer Scholle. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **37**: 475 – 555, 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf., 2 Anl.-Taf.; Krefeld.
- KOPP, E. (1965): Über Vorkommen “degradiertes Steppenböden” in den Lößgebieten des Niederrheins und Westfalens und ihre Bedeutung für die Paläobodenkunde und Bodengenese. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 97 – 112, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
- KRONSBELN, S. (2008): Katalog der historischen Erdbeben am Linken Niederrhein bis zum Jahr 1846. – (Natur am Niederrhein: N. F: **23**); In: Krefeld und der Niederrhein: Festschrift 150 Jahre Naturwissenschaftlicher Verein zu Krefeld e. V., 1858 – 2008: 205 – 242, 2 Abb., 2 Tab.; Krefeld. [Hrsg.: Habrich, W.]
- KTA-Regel 2201.1 (1990): Sicherheitstechnische Regel des KTA (Kerntechnischer Ausschuss). – Auslegung von Kernkraftwerken gegen seismische Einwirkungen, Teil 1: Grundsätze, Fassung 6/90: 4 S. – Kerntechnischer Ausschuss, Köln, Berlin (Carl Heymans Verlag).
- LEHMANN, K.; KLOSTERMANN, J.; PELZING, R. (2001): Paleoseismological Investigations at the Rurrand Fault, Lower Rhine Embayment. – Netherl. J. Geosci./Geol. En Mijnb., **80** (3 – 4): 139 – 154, 11 Abb., 1 Tab.; Utrecht.
- LEHMANN, K.; KLOSTERMANN, J.; PELZING, R.; HINZEN, K.-G. (2001): Paleoseismological investigations at the Rurrand Fault, FRG. – Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, **18**: 93 – 96, 3 Abb.; Luxembourg.
- LEHMANN, K.; ALTEKÖSTER, C.; DROZDZEWSKI, G.; FRIEDLEIN, V.; PRÜFERT, J.; SALAMON, M.; SCHOLLMAYER, G.; SKUPIN, K.; WREDE, V. (2002): Anwendung von Bodenradar zur Erkundung oberflächennaher Verwerfungsstrukturen für paläoseismische Untersuchungen in der Niederrheinischen Bucht. – In: Vortrags- und Posterzusammenfassungen, 62. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, SOP30: 254 – 255, 1 Abb.; Hannover. – [62. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft <62., 2002, Hannover>]
- MCCALPIN, J. P. (1996): Field techniques in paleoseismology. – In: MCCALPIN, J. P. [Hrsg.]: Paleoseismology: 33 – 83, 25 Abb., 1 Tab.; San Diego (Academic Press).
- MEGHRAOUI, M.; CAMELBBECK, T.; VANNESTE, K.; BRONDEEL, M.; JONGMANS, D. (2000): Active faulting and paleoseismology along the Bree fault, lower Rhine graben, Belgium. – J. Geophys. Res., **105** (B 6): 13,809 – 13,841, 15 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Washington.
- MEIDOW, H. (1995): Rekonstruktion und Reinterpretation von historischen Erdbeben in den nördlichen Rheinlanden unter Berücksichtigung der Erfahrungen bei dem Erdbeben von Roermond am 13. April 1992. – Diss. Univ. Köln.: 305 S., 41 Abb., zahlr. Tab.; Köln.
- MONREAL, W. (1959): Die sedimentpetrographische Gliederung der Terrassen im Venloer Graben und am Viersener Höhenrücken. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 171 – 177, 4 Abb.; Krefeld.
- MUSA, I. (1973): Rhein- und Eifelschüttungen im Süden der Niederrheinischen Bucht. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **23**: 151 S., 27 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Bonn.
- NIEUWENHUIS, J. D. (1994): Liquefaction and the 1992 Roermond earthquake, The Netherlands. – Geol. en Mijnb., **73**: 357 – 364, 10 Abb.; Dordrecht.
- PAULISSEN, E.; VANDENBERGHE, J.; GULLENTOPS, F. (1985): The Feldbiss fault in the Maas valley bottom (Limburg, Belgium). – Geol. en Mijnb., **64**: 79 – 87, 6 Abb.; Dordrecht.
- PELZING, R.; LEHMANN, K.; KLOSTERMANN, J. (2000): Paläoseismologische Untersuchungen an der Rurrand-Verwerfung, Niederrheinische Bucht. – DACH-Mitteilungsblatt, **19** (3): 8 – 10, 1 Abb.; Berlin.
- PLAUMANN, S. (1983): Schweremessungen im Raum Krefeld/Viersen. – 8 S., 1 Anl.; Hannover (NLFb-GGA). – [Unveröff.]
- PLAUMANN, S. (1984): Kompilation einer Schwerekarte für den Bereich Nordeifel/Hohes Venn. – 11 S., 3 Anl.; Hannover (NLFb-GGA). – [Unveröff.]
- PLAUMANN, S. (1990): Gravimetermessungen bei Geldern zur Verfolgung der Viersener Störung. – 11 S., 5 Anl.; Hannover (NLFb-GGA). – [Unveröff.]
- PLAUMANN, S. (1991): Die Schwerekarte 1 : 500 000 der Bundesrepublik Deutschland (Bouguer-Anomalien), Blatt Mitte. – Geologisches Jahrbuch, **E 46**: 3 – 16, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- QUAAS, A. (1911): Ein neuer oberoligocäner Fossilfundpunkt bei Süchteln. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **62**: 659 – 662; Hannover.
- QUAAS, A. (1917): Erläuterungen zu Blatt Viersen. – Geol. Kt. von Preußen u. benachb. Bundesstaaten Ländern 1 : 25 000: 70 S.; Berlin.

- QUITZOW, H.; VAHLENSIECK, O. (1955): Über pleistozäne Gebirgsbildung und rezente Krustenbewegungen in der Niederrheinischen Bucht. – Geol. Jb., **43**: 56 – 67, 2 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- RIBBERT, K. H. (1998): Wenig bekannte Bohrungen im Umfeld der Krefelder Achsenaufwölbung. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **37**: 49 – 54, 2 Abb.; Krefeld.
- SALAMON, M.; DROZDZEWSKI, G.; DWORSCHAK, U.; FRECHEN, M.; FRANCKE, U.; KLOSTERMANN, J.; LEHMANN, K.; PELZING, R.; PRÜFERT, J.; ROTH, R.; SKUPIN, K.; STEFFENS, W.; WREDE, V.: Der Paläoseismikscharf Hillensberg des Geologischen Dienstes NRW – Erdbeben-, Landschafts- und Besiedlungsgeschichte der letzten 20.000 Jahre in der Niederrheinischen Bucht. – In: NIEBUHR, B.: GEO 2002. Planet Erde: Vergangenheit, Entwicklung, Zukunft. – Schr.-R. dt. geol. Ges., **21**: 289 – 290, 1 Poster; Hannover. – [Gem.-Tag. 13. geowiss. Ges. in der B.-Rep. Dtl., 1.-5. Okt. 2002, Würzburg> Progr. u. Kurzfass.]
- SCHIRMER, W. (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **50**: 25 – 49, 10 Abb.; Hannover.
- SCHNÜTGEN, A.; BOENIGK, W.; BRUNNACKER, M.; KOCL, A.; BRUNNACKER, K. (1975): Der Übergang von der Hauptterrassenfolge zur Mittelterrassenfolge am Niederrhein. – Decheniana, **128**: 67 – 86, 12 Abb.; Bonn.
- SIEBERG, A. (1940): Beiträge zum Erdbebenkatalog Deutschlands und angrenzender Gebiete für die Jahre 58 bis 1799. – Mitt. dt. Reichs-Erdbebendienst, **2**: 112 S., 20 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- SMOLKA, A. (1999): Erdbebensituation Deutschland – Gefährdung, Risiko, Forschungs- und Handlungsbedarf. – In: Erdbebeningenieurwesen und Baudynamik. D-A-CH-Mitteilungsblatt, Band **18**: 6 – 10, 1 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- STEWART, I. S.; SAUBER, J.; ROSE, J. (2000): Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. – Quaternary Sci. Rev., **19** (14 – 15): 1367 – 1389, 8 Abb., 1 Tab.; Oxford.
- STREICH, R.; LÜCK, E.; STRECKER, M.; SCHERBAUM, F.; SCHÄBITZ, F. (2003): Geophysikalische Erkundung vermuteter holozäner Aktivitäten von Störungen in der Niederrheinischen Bucht. – Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 24. – 28.2.2003, UIP 11: 1 Poster; Jena.
- THOME, K. N. (1984): Süchtelner Höhen. – Erl. Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000, Bl. **C 4702** Krefeld: 49 – 52, 1 Abb.; Krefeld.
- TÖRNQVIST, T. E.; WALLINGA, J.; MURRAY, A. S.; DE WOLF, H.; CLEVERINGA, P.; DE GANS, W. (2000): Response of the Rhine-Meuse system (west-central Netherlands) to the last Quaternary glacio-eustatic cycles: a first assessment. – Global and Planetary Change **27** (1 – 4): 89 – 111. 9 Abb., 4 Tab.; Amsterdam.
- VANNESTE, K.; MEGHRAOUI, M.; CAMELBBECK, T. (1999): Late Quaternary earthquake-related soft-sediment deformation along the Belgium portion of the Feldbiss Fault, Lower Rhine Graben system. – Tectonophysics, **309** (1 – 4): 57 – 79, 13 Abb.; Amsterdam.
- VANNESTE, K.; VERBEECK, K.; CAMELBBECK, T.; RENARDY, F.; JONGMANS, D.; MEGHRAOUI, M.; PAULISSEN, E.; FRECHEN, M. (2001): Surface-rupturing history of the Bree fault escarpment, Roer Valley graben: New trench evidence for at least six successive events during the last 150 to 185 kyr. – Journal of Seismology, **5**: 329 – 359, 16 Abb., 2 Tab.; Dordrecht.
- VINKEN, R. (1971), mit Beitr. von BAUMANN, G. E. H.; HABETHA, E.; HERRMANN, A.; GRAUPNER, A.; PFEIFFER, D.; STEIN, V., unter Mitarb. von BENDA, L.; GEYH, M.; GRAMANN, F.; GUNDLACH, H.; HERRMANN, F.; HILTERMANN, H.; HOFFMANN, K.; HOFRICHTER, E.; JORDAN, R.; KOCH, W.; LÜTTIG, G.; MATTIAT, B.; SCHMID, F.; SEITZ, O.; SICKENBERG, O.: Erläuterungen zu Blatt 3826 Dingelbe. – Geol. Kt. Niedersachsen <1: 25 000>, Erl., **3518**: 225 S., 31 Abb., 1 Taf., 2 Kt.; Hannover.
- WINTLE, A. G. (1973): Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. – Nature, **289**: 479 – 480, 1 Tab.; London.
- WOLF, R. (1985): Tiefentektonik des linksrheinischen Steinkohlengebietes. – In: DROZDZEWSKI, G.; ENGEL, H.; WOLF, R.; WREDE, V.: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 105 – 167, 37 Abb., 3 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WREDE, V. (1985): Tiefentektonik des Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebietes. – In: Beitr. z. Tiefentektonik westdt. Steinkohlenlagerstätten: 9 – 103, 65 Abb.; 4 Tab., 13 Taf.; Krefeld.
- WREDE, V.; HILDEN, H. D. (1988): Geologische Entwicklung. – In: Geologie am Niederrhein: 7 – 14, 2 Abb., 1 Tab.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- WUNSTORF, W.; FLIEGEL, G. (1910): Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. – Abh. Preuß. Geol. L. A.; N.F., **67**: 171 S., 5 Abb., 2 Taf., 2 Anl.; Berlin.

Weiterführende Schriften

- AITKEN, M. J. (1998): An Introduction to Optical Dating. – Oxford University Press.
- ATKINSON, G. M.; LIAM FINN, W. D.; CHARLWOOD, R. G. (1984): Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. – *Earthquake Spectra*, **1**(1).
- CLARKE, M. L.; WINTLE, A.; LANCASTER, N. (1996): Infra-red stimulated luminescence dating of sands from the Cronese Basin, Mojave Desert. – *Geomorphology*, **17**.
- CORNELL, C. A. (1994): Statistical analysis of maximum magnitudes. – In: *The Earthquakes of Stable Continental Regions, Vol. 1: Assessment of Large Earthquake Potential*, Electric Power Research Institute Report.
- FRECHEN, M.; SCHWEITZER, U.; ZANDER, A. (1996): Improvements in sample preparation for the fine grain technique. – *Ancient TL*, **14** (2).
- GODFREY-SMITH, D. J.; HUNTLEY D. J.; CHEN, W. H. (1988): Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. – *Quaternary Sci. Rev.*, **7**.
- GUTENBERG, B.; RICHTER, C. F. (1954): *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*. – Princeton University Press.
- HINZEN, K.-G. (2004): Investigations environmental tectonics in northern Alpine Forland of Europe; discussion. – *Eos. Trans. Am. Geophys. Union*, **85** (34).
- HUNTLEY D. J.; GODFREY SMITH, D. I.; THEWALT, M. L.W. (1985): Optical dating of sediments. – *Nature*, **313**.
- JAMES, T. S.; LAMBERT, A. (1993): A comparison Of VLBI data with the Ice-3G glacial rebound model. – *Geophys. Res. Lett.*, **20** (9).
- JOHNSTON, A. C. (1994): Seismotectonic Interpretations and Conclusions from the Stable Continental Region Seismicity Database. – In: *The Earthquakes of Stable Continental Regions, Vol. 1: Assessment of Large Earthquake Potential*, Electric Power Research Institute Report.
- JOHNSTON, P.; LAMBECK, K. (1998): Dependence of horizontal stress magnitude on load dimension in glacial rebound models. – *Geophys. J. Int.*, **132**.
- LANG, A.; NOLTE, S. (1999): The chronology of Holocene alluvial sediments from the Wetterau, Germany, providing by optical and ^{14}C dating. – *The Holocene*, **9** (2).
- LEYDECKER, G. (2003): *Erdbebenkatalog für die Bundesrepublik Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 – 2003*.
- MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – *Radiation Measurements*, **32**.
- PORAT, N.; WINTLE, A. G.; AMIT, R.; ENZEL, Y. (1996): Late Quaternary earthquake chronology from luminescence dating of colluvial and alluvial deposits of the Arava Valley, Israel. – *Quaternary Res.*, **46**.
- PRESCOTT, J. R.; HUTTON, J. T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depth and long-term time variations. – *Radiation Measurements*, **23**.
- REICHERTER, K.; KAISER, A.; STACKEBRANDT, W. (2005): The post-glacial landscape evolution of the Northern German Basin: morphology, neotectonics and crustal deformation. – *Int. J. Earth Scienc.*
- SCHWARZ, J.; GRÜNTAL, G. (2005): Bauten in deutschen Erdbebengebieten – zur Einführung der DIN 4149: 2005. *Bautechnik* **82** (8).
- SPUDICH, P.; JOYNER, W. B.; LINDH, A.; BOORE, D. M.; MARGARIS, B.; FLETCHER, R. J.: SEA (1999): A revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes. – *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**.
- STUIVER, M.; REIMER, P.J. (1993): Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C Age calibration program. – *Radiocarbon*, **35** (1).
- STUIVER, M.; REIMER, P. J. (1993): Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C Age calibration program. – *Radiocarbon*, **35** (1).
- SZEDER, T.; SIROCKO, F. (2005): Evidence for active tilting of the NW-German Basin from correlations between fluvial landscape and geological subground. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch)*, **94**.
- TECHMER, A.; SKUPIN, K.; PELZING, R.; SCHOLLMAYER, G.; FRECHEN, M.; KLOSTERMANN, J. (2005): Optical luminescence dating for timing of paleoseismological activity at the Viersen Fault, Lower Rhine Area (Germany). – *Geophysical Research Abstracts*, **7**.
- WAHLSTRÖM, R. (1993): Fennoscandian seismicity and its relation to the isostatic rebound. – *Glob. Planet Change*, **8**.
- WALLINGA, J. (2002): On the detection of the OSL age overestimation using single-aliquot techniques. – *Geochronometria*, **21**.

- WALLINGA, J.; DULLER, G.A.T. (2000): The effect of optical absorption on the infrared stimulated luminescence age obtained on coarse-grain feldspar. – *Quaternary Sci. Rev.*, **19**.
- WALLINGA, J.; MURRAY, A. S.; DULLER, G. A. T. (2000): Underestimation of equivalent dose in single-aliquot optical dating of feldspars caused by heating. – *Radiation Measurements*, **32**.
- WALLINGA, J.; MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. (2000): The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. – *Radiation Measurements*, **32**.
- WALLINGA, J.; MURRAY, A. S.; DULLER, G. A. T.; TÖRNQVIST, T. E. (2001): Testing optically stimulated luminescence dating of sand sized quartz and feldspar from fluvial deposits. – *Earth and Planetary Science Letters*, **193**.
- WELLS, D. L.; COPPERSMITH, K. J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. – *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**.
- ZIMMERMANN, D.W. (1971): Thermoluminescence dating using fine grains from pottery. – *Archaeometry*, **13**.
- ZOBACK, M. L. (1992): First- and second-order patterns of stress in the lithosphere, the world stress map project. – *J. Geophys. Res.*, **97** (8).
- ZOBACK, M. D.; GROLLMUND, B. (2001): Impact of deglaciation on present-day intraplate seismicity in Eastern North-America and western Europe. – *Earth Planet Sci.*, **333**.

9.2 Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 5104 Düren (1969), Bearb. SCHALICH, J.
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen <1: 50 000>. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 4704 Krefeld, 2. Aufl. (1980), Bearb. MERTENS, H.; PAAS, W.
Blatt L 5104 Düren (1976), Bearb. SCHALICH, J.
Blatt L 5306 Euskirchen (1974), Bearb. SCHALICH, J.
Blatt L 5000 Selfkant (1973), Bearb. SCHALICH, J.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1: 100 000> mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt C 4702 Krefeld (1984), Bearb. KLOSTERMANN, J.; RIBBERT, K.-H.; THOME, K. N.; WOLF, R.; ZELLER, M.
Blatt C 5102 Mönchengladbach (1990), Bearb. PRÜFERT, J.; THIERMANN, A.; WREDE, V.; ZELLER, M.
Blatt C 5506 Bonn (1987), Bearb. LEDOUX, H.
- Geologische Kaart van Nederland <1: 50 000>. – Hrsg. Rijks Geol. Dienst Haarlem.
Blatt 60 Sittard, Kwartbl. 1 – IV (1941 – 1942), Bearb. PAANEKOEK VAN RHEDEN, J. J.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt 4901 Selfkant (Waldfeucht) (1914), Bearb. QUAAS, A.
Blatt 5104 Düren (1910), Bearb. HOLZAPFEL, E.
Blatt 5105 Nörvenich (Buir) (1908), Bearb. QUAAS, A.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt 4704 Viersen (1917), Bearb. QUAAS, A.
Blatt 5207 Bornheim (Sechtem) (1909), Bearb. FLIEGEL, G.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen <1 : 25 000>, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt 4901 Selfkant (Waldfeucht) (in Vorbereitung.), Bearb. PRÜFERT, J.
Blatt 4902 Heinsberg, 2. Aufl. (1998), Bearb. PRÜFERT, J.
Blatt 5002 Geilenkirchen, 2. Aufl. (1993), Bearb. PRÜFERT, J.
- Karte der Erdbebenzonen und geologischen Untergrundklassen der Bundesrepublik Deutschland <1 : 350 000> : Bundesland Nordrhein-Westfalen; Karte zu DIN 4149 (2006) – 1 Kt.; Krefeld (Geol. Dienst Nordrh.-Westf.).

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., zahlreiche 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.; Hydrogeologische Raumgliederung von Nordrhein-Westfalen
Best.-Nr. 8017 € 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

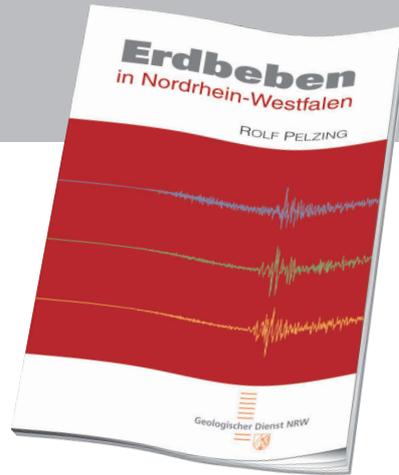
Erdbeben in Nordrhein-Westfalen

ROLF PELZING

42 S., 19 Abb., 1 Tab.

ISBN 978-3-86029-971-5

Preis € 5,- (inkl. 7 % MwSt.)



Die Niederrheinische Bucht ist das seismisch aktivste Gebiet Deutschlands, im weltweiten Maßstab zählt es allerdings zu den eher erdbebenarmen Gebieten. Viele hier erinnern sich noch an das Erdbeben von Roermond vom 13. April 1992, das mit einer Magnitude von 5,9 auf der Richterskala mehr als 30 Verletzte forderte. Das stärkste bisher bekannte Beben war 1756 in Düren. Anhand der damals entstandenen Schäden wurde eine Magnitude von ca. 6,3 abgeleitet. Ein solches Beben kann in einem dicht besiedelten industriellen Ballungsraum wie der Niederrheinischen Bucht große Schäden anrichten, wenn Bauwerke nicht erdbebensicher ausgelegt werden.

Die reich bebilderte Veröffentlichung des Geologischen Dienstes NRW widmet sich – neben einem allgemeinen Überblick über Erdbeben und ihre Dynamik, wie und wo sie entstehen und auf welche Weise sie erfasst werden – speziell den Erdbeben in NRW und den Möglichkeiten, hier entsprechend der Erdbebengefährdung sicher zu bauen. Einen Beitrag dazu leistet der GD NRW mit seiner Erdbebenüberwachung und seinen Untersuchungen von prähistorischen Starkbeben-Ereignissen. Diese Studien geben Auskunft darüber, mit welchen Bebenstärken maximal zu rechnen ist – ein Wert, der bei der erdbebensicheren Auslegung von Bauwerken unbedingt bekannt sein muss.