

## Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht

Von LUDWIG AHORNER, Köln

Mit 23 Abbildungen im Text und 4 Tafeln (II—V)

**Zusammenfassung:** Ausführliche feldgeologische und morphologische Studien sowie die Auswertung zahlreicher Tiefbohrungen (zum Teil unter Anwendung sedimentpetrographischer Methoden) ermöglichten eine kritische Neubearbeitung der quartären („fortlebenden“) Tektonik der Niederrheinischen Bucht. Es wird insbesondere auf die Lagerung des Pleistozäns — vor allem der älteren Flußterrassen von Rhein und Maas — in der linksrheinischen Buchthälfte eingegangen und die Art und das Ausmaß der tektonischen Lagerungsstörungen sowie deren räumliche und zeitliche Entwicklung aufgezeigt und in Karten (Taf. II—IV) dargestellt.

Die junge Tektonik besitzt einen germanotypen Charakter. Ihr Baustil wird bestimmt einerseits durch weiträumige Schichtverbiegungen, Schollenschragstellungen und trogförmige Einsenkungen, zum andern durch zahlreiche Verwerfungen mit überwiegend vertikaler, abschiebender Bewegungskomponente. Die Bruchlinien streichen gewöhnlich NW—SE („niederrheinisch“) — seltener WNW—ESE, NNW—SSE, NNE—SSW, NE—SW — und weisen eine quartäre Sprunghöhe bis zu 175 m auf. Der tektonische Formenschatz läßt im Bereich der Niederrheinischen Bucht auf eine regional dehrende Krustenbeanspruchung in SW—NE-Richtung schließen (absoluter Ausweitungsbetrag seit Beginn des Quartärs möglicherweise 90—180 m), im ganzen rheinischen Raum auf eine Anhebung und Schragstellung der „Westdeutschen Großscholle“ gegen NW.

Die quartäre Kippschollentektonik stellt keine selbständige Gebirgsbildung dar, sondern sie ist in räumlicher, zeitlicher und kinetischer Hinsicht aufs engste mit der jungtertiären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht verknüpft. Man faßt beide am besten zu einem jungtertiär-quartären Bruchbildungszyklus zusammen. Dieser setzt mit schwachen, aber verbreiteten Bruchbewegungen im höheren Miozän (vermutlich mit dem Sarmat) ein; örtlich auch schon etwas früher (im Helvet und Torton). Im Verlauf der Pliozän-Zeit verstärkt sich die Bruchtätigkeit, und der Höhepunkt der Schollenverschiebungen wird im oberen Pliozän und im älteren Pleistozän erreicht. Erhebliche synsedimentäre und intersedimentäre Krustenbewegungen haben sich im Quartär während der Bildungszeit der Älteren und der Jüngeren Hauptterrasse, d. h. im prä-günz-eiszeitlichen und günz-eiszeitlichen Pleistozän ereignet, wo an manchen Sprüngen ein Verwurf von 80 und mehr Metern aufriß. Auch nach der Günz-Eiszeit kam es noch zu beträchtlichen Dislokationen, welche sich gewöhnlich deutlich in der heutigen Geländeform abzeichnen. Diese Bruchbewegungen erfolgen zum Teil vor dem Drenthe-Stadium der Riß-Eiszeit (vermutlich gekoppelt mit dem kräftigen Aufleben der Kippbewegung der „Westdeutschen Großscholle“ im Mindel-Glazial und im Mindel/Riß-Interglazial), zum Teil während dieser Zeitspanne und auch noch nachher. Ablagerungen der Drenthe-Zeit sind an großen „fortlebenden“ Sprüngen bis zu 30 m verworfen. Mit dem Riß/Würm-Interglazial und der Würm-Eiszeit klingt die Bruchtätigkeit merklich ab. Erst in der Nacheiszeit und der Gegenwart scheint sie wieder etwas aufzuleben.

Die quartäre Bruchtektonik beschränkt sich in ihrer räumlichen Verbreitung im wesentlichen auf einen mittleren und westlichen Teilabschnitt der Niederrheinischen Bucht, wo sich ein von bedeutsamen Randstrukturen begrenzter Schollenstreifen („Niederrheinische Hauptbruchfurche“) nicht erst in quartärer Zeit, sondern in gleicher Weise auch schon früher im Tertiär als ein Häufungsgebiet besonders großer Verwerfungen bemerkbar macht. In historischer Zeit stellt diese mobile Bruchfurche eine Zone erhöhter Seismizität dar.

**Summary<sup>1)</sup>** Extensive investigations in field geology and geomorphology as well as the interpretation of numerous bore hole profiles (with occasional application of sediment-petrological methods) supported a revision of Quaternary structural activity („fortlebende Tektonik“) in the Lower Rhine Valley. The stratigraphic position of the Pleistocene deposits in the western region of the Lower Rhine Valley — in particular those of the older river terraces of Rhein and Meuse — has been discussed in detail. Kind and dimension of structural displacements and their regional and time-bound development has been analyzed and is illustrated on graphs and maps (pl. II—IV).

<sup>1)</sup> Der Verf. ist Prof. Dr. U. JUX für die Übersetzung der englischen Zusammenfassung zu Dank verpflichtet.

The young geological structural activity is a kind of germanotype orogenesis; characterized by regional flexures, tilted fault blocks, basin-like subsidence, and by numerous and mostly vertically oriented downthrows. These faults are generally directed in a NW—SE strike („niederrheinisch“); less common is a WNW—ESE, NNW—SSE, NNE—SSW, NE—SW strike. A vertical displacement of maximal 175 m can be calculated as occurring in the Quaternary period. The structural features indicate in the Lower Rhine Valley a regional tension of the crust which follows a SW—NE direction. The amount of absolute extension since early Quaternary time might very well amount from 90 to 180 m. Furthermore, structural features of the whole Northern Rhine District indicate an uplift and tilting of the „Westdeutsche Großscholle“ towards NW.

Faulting tectonics of the Quaternary period can not be considered as a specific and individual orogenic activity, but is closely related to the late Tertiary Graben structures of the Lower Rhine Embayment. This is in consequence to the regional occurrence, stratigraphic position, and structural mechanics. Both are considered best as parts of one Late-Tertiary-Quaternary cycle of faulting tectonics. This cycle starts with small but widely distributed displacements along faults in the late Miocene period (probably Sarmat). Locally some earlier movements may appear (Helvet and Torton). During Pliocene time faulting is more intense and the maximum displacements occur in late Pliocene and early Pleistocene times. Considerable syn-sedimentary and inter-sedimentary crustal displacements happened during the Quaternary when the Older and Younger Main Terraces of the Rhine and Meuse River were accumulated. During this Pleistocene period, which can be correlated with a Pre-Günz period and the Günz glaciation, some faults demonstrate a vertical displacement which exceeds 80 m. Another structural dislocation appeared after the Günz glaciation. This appears very distinct in the modern morphology of the area. Some of such faulting tectonics took place before the „Drenthe Stadium“ of the Riss glaciation. There is probably a direct relation to a strong tilt movement of the „Westdeutsche Großscholle“ during the Mindel glaciation and the Mindel/Riss interglacial period. Another part of the fault structures was formed during the „Drenthe Stadium“ and even afterwards, as deposits of this period are dislocated on still active downthrows for almost 30 m. With the beginning of the Riss/Würm interglacial period and the Würm glaciation faulting decreases noticeable, but in the postglacial and recent time fault scarps have been freshened by renewed movements.

Structural activity of Quaternary age as faulting is mainly restricted to the central and western part of the Lower Rhine Valley. Here a marked block faulted region — the „Niederrheinische Hauptbruchfurche“ — is not only characterized as a dominant area of especially strong faulting during the Quaternary, but also during the Tertiary time. During historical time, this mobile fault system represents a region of increased seismicity.

## INHALT

### A. Vorwort

### B. Einführende Übersicht der Stratigraphie und Tektonik

#### I. Abgrenzung und großtektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes

#### II. Die Schichtfolge

##### a) Der prätertiäre Untergrund

##### b) Das Tertiär

##### c) Das Quartär

### C. Methodische Vorbemerkungen

#### I. Grundsätzliches zum Nachweis quartärer Verwerfungen

#### II. Einige Bemerkungen zur Anwendung der quantitativen Schotteranalyse

### D. Regionale Untersuchungen

#### I. Erläuterung der Übersichtskarten

#### II. Zum Vorkommen quartärer Bruchtektonik im Ostteil der Niederrheinischen Bucht

#### III. Der Westrand der Kölner Scholle

##### a) Das Kippschollenfeld westlich von Bonn

##### b) Die südliche Ville

Swist-Sprung-System

Erft-Sprung-System

Brüche des Ville-Plateaus östlich des Erft-Sprunges

- c) Die mittlere Ville
  - Frechener Sprung
  - Louise-Sprung und diagonale Verbindungssprünge zum westlichen Ville-Rand
  - Randbrüche der mittleren Ville (Horremer Sprung und Quadrather Sprung)
  - Kentener Störung
- d) Die nördliche Ville
  - Antithetische Brüche
  - Synthetische Brüche
- e) Der Jackerather Horst
  - Südliche Bruchbegrenzung
  - Nördliche Bruchbegrenzung
- IV. Die Erft-Scholle
  - a) Der Bruchbau der südlichen Erft-Scholle
    - Antithetische Störungen im Vorfeld des Swist-Sprunges
    - Bruchrand von Erp
    - Wissersheimer Störung
    - Neffel-Bach Störung und Störung von Buir
  - b) Der Bruchbau der nördlichen Erft-Scholle
    - Störung von Steinstraß
- V. Der Venloer Graben und seine Randgebiete
  - a) Die östliche Grabenbegrenzung
    - Viersener Störung
    - Dülkener Störung und Rheindahlener Störung
  - b) Die westliche Grabenbegrenzung
    - Wegberger Störung
    - Störung von Belfeld
  - c) Der Bruchbau des nördlichen Venloer Grabens
- VI. Der Rurrand-Peelrand-Abbruch
  - Rövenicher Sprung
  - Rurrand
  - Peel-Randbruch
- VII. Die Rur-Scholle
  - a) Der Bruchbau der südlichen Rur-Scholle
  - b) Der Bruchbau der nördlichen Rur-Scholle
- VIII. Der Eifelrand
  - Kirspenicher Störung
  - Stockheimer Störung
  - Randbruch von Birgel und Abbruch von Merode
- IX. Die westlichen Randstaffeln
  - Sandgewand
  - Feldbiß
  - Heerlerheide (Richtericher) Störung
- E. Allgemeines tektonisches Bild
  - I. Der Formenschatz der jungen Tektonik
  - II. Der quartäre Beanspruchungsplan
  - III. Zur regionalen Verbreitung der „fortlebenden“ Verwerfungen im weiteren Niederrheingebiet
  - IV. Die zeitliche Entwicklung des Bruchschollenbaus
- F. Dank
- G. Literatur

### A. Vorwort

Die Niederrheinische Bucht stellt ein junges Senkungsfeld dar, das von NW her keilförmig in den Rumpf des Rheinischen Schiefergebirges eingreift. Im Inneren des Sedimentationsraumes kamen — in der Hauptsache seit dem Oligozän — marine, lagunäre und limnisch-fluviatile Schichtserien von insgesamt mehr als 1000 m Mächtigkeit zum Absatz.

Große NW-SE streichende Verwerfungszonen zerteilten das Gebiet schon früh in leistenförmige Schollen, deren unterschiedliche Eigenbewegungen wechselnde Mächtigkeits- und Faziesbilder bedingten. Hieraus und unter Berücksichtigung des gegenwärtigen Lagerungszustandes ist eine recht genaue zeitliche und räumliche Analyse des Ablaufes der Krustenbewegungen möglich. Es zeigt sich, daß der Höhepunkt der bruchtektonischen Verformung im jüngeren Tertiär, vor allem im Pliozän lag. An vielen Störungslinien kam es jedoch auch noch im Pleistozän zu erheblichen Dislokationen, und manche scheinen selbst in der Gegenwart noch nicht zur Ruhe gekommen zu sein.

Daß im Niederrheingebiet noch in geologisch jüngster Vergangenheit — während des Eiszeitalters — gebirgsbildende Vorgänge am Werk waren, ist schon länger bekannt. Bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts hat E. HOLZAPFEL (1904) auf eine bruchtektonische Verstellung der altpleistozänen Maaskiese an der Sandgewand und am Feldbiß, den beiden bekanntesten Verwerfungen des Aachener Steinkohlenreviers, aufmerksam gemacht. Nach ihm war es namentlich G. FLIEGEL (1907—1922, 1937), der sich in zahlreichen Schriften eingehender mit der quartären Bruchtektonik beschäftigte und ihre weite Verbreitung sowie die große Bedeutung für den geologischen Bau und die Oberflächengestaltung der Niederrheinischen Bucht hervorhob. Auf FLIEGEL geht auch der Begriff „fortlebende Verwerfung“ und die erste kartenmäßige Zusammenstellung dieser jungen Störungslinien zurück (1922, Taf. 1). Von vielen anderen Forschern wurden Einzeldarstellungen geliefert und spezielle Beobachtungen beigebracht. Die wichtigsten diesbezüglichen Mitteilungen stammen von A. QUAAS (1908, 1910), W. WUNSTORF (1910, 1922), E. ZIMMERMANN (1928), H. BREDDIN (1930, 1954, 1955), H. W. QUITZOW (1954), R. WOLTERS (1955, 1956), K. KAISER (1956, 1957), H. W. SCHÜNEMANN (1958), W. PRANGE (1958), H. VOGLER (1959).

Auch in den benachbarten Niederlanden und in Belgien wurden entsprechende Untersuchungen angestellt, u. a. von F. H. VAN RUMMELEN (1942), H. WORIES (1942), A. MAASKANT (1943, 1949), J. W. R. BRUEREN (1945), J. I. S. ZONNEVELD (1947, 1955), N. A. DE RIDDER (1959, 1960).

Eine großangelegte Synthese der tektonischen und vulkanischen Vorgänge im Bereich der „Westdeutschen Großscholle“ zur Zeit des Jungtertiärs und Quartärs verdanken wir H. QUIRING (1926). Manche seiner Gedanken sind auch heute noch voll gültig, obgleich sie sich auf ein zum Teil ziemlich lückenhaftes Beobachtungsmaterial stützen. H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK (1955) gaben vor kurzem einen Überblick über den neueren Kenntnisstand. Das ihrer Arbeit beigelegte Kärtchen „Die fortlebenden Verwerfungen des Niederrheingebietes“ bietet bereits ein recht detailliertes Bild, das jedoch — wie die Autoren selbst betonen — hauptsächlich auf Grund von morphologischen Studien gewonnen wurde. Es wird später noch zu zeigen sein, daß diese Nachweismethode nicht immer zu zuverlässigen Ergebnissen führt.

Eine wirklich umfassende Bearbeitung des Problems stand bislang aus. Dies ist eigentlich erstaunlich, denn gerade die Niederrheinische Bucht mit ihren weiten, zusammenhängenden Flußterrassenflächen, den großartigen Aufschlüssen im Deckgebirge der Braunkohlenabbau und dem schier unübersehbaren Material an Bohrungen bietet — wie sonst wohl kaum ein zweites Gebiet Mitteleuropas — vorzüglich Gelegenheit, das Ausmaß, Alter und die Erscheinungsformen der quartären Tektonik sowie ihre Beziehung zum älteren Bruchbau zu erforschen. Die Bearbeitung hat sich sowohl auf geomorphologische, als auch auf räumlich-geologische und tektonische Untersuchungen zu stützen und die gewonnenen Erkenntnisse unter Einbeziehung der in der Literatur erschienenen älteren Beobachtungen einheitlich darzustellen. Die vorliegende Untersuchung ist als ein erster Versuch in dieser Richtung zu werten.<sup>1a)</sup>

<sup>1a)</sup> Eine eingehende Darstellung insbesondere der Verhältnisse des Ville-Gebietes hat der Verf. bereits in seiner — allerdings unveröffentlichten — Diplomarbeit gegeben (L. AHORNER 1960).

Diese Arbeit entstand als Dissertation am Geologischen Institut in Köln.

## B. Einführende Übersicht der Stratigraphie und Tektonik

### I. Abgrenzung und großtektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes

(vgl. Abb. 1)

Von der Vielzahl der Verwerfungslinien, die das Senkungsfeld der Niederrheinischen Bucht vornehmlich in seiner Längserstreckung (NW-SE) durchziehen, weisen einige wenige besonders hohe Verwurfsbeträge auf. Sie umgrenzen als Rahmenbrüche die großen Bau-einheiten der Bucht. Die meisten Bruchschollen sind gegenüber der Horizontalen gekippt. Zu einer allgemeinen Schrägstellung des gesamten Schollenmosaiks nach NW gesellen sich spezielle Kippvorgänge gegen eine zentrale Achse, die nicht überall mit den am stärksten eingesunkenen Teilbereichen der Bucht übereinstimmt.

Am Westrand des Gebietes herrscht von der Eifel, dem Hohen Venn und von Süd-Limburg her ein nordostwärtiges gestaffeltes Abbrechen des Gebirges und eine Abbiegung der Schichten zur Rur-Scholle, deren tiefster Teil auch als Rur-Graben oder Rurtal-Graben bezeichnet wird. Der Rurrand bzw. Peel-Randbruch, eine bedeutende Bruchlinie am Ostufer des Rur-Tales, verwirft das Ganze wieder antithetisch nach oben, so daß sich im S nun die gleichfalls buchteinwärts geneigte Erft-Scholle, im N eine aus dem Horst von Brüggen-Erkelenz (Peel-Horst) und dem Venloer Graben zusammengesetzte Schollenkombination anschließt. Die in ihrem NE-Teil besonders tief versenkte und annähernd beckenförmig gestaltete Erft-Scholle (Erft-Becken) wird vom be-

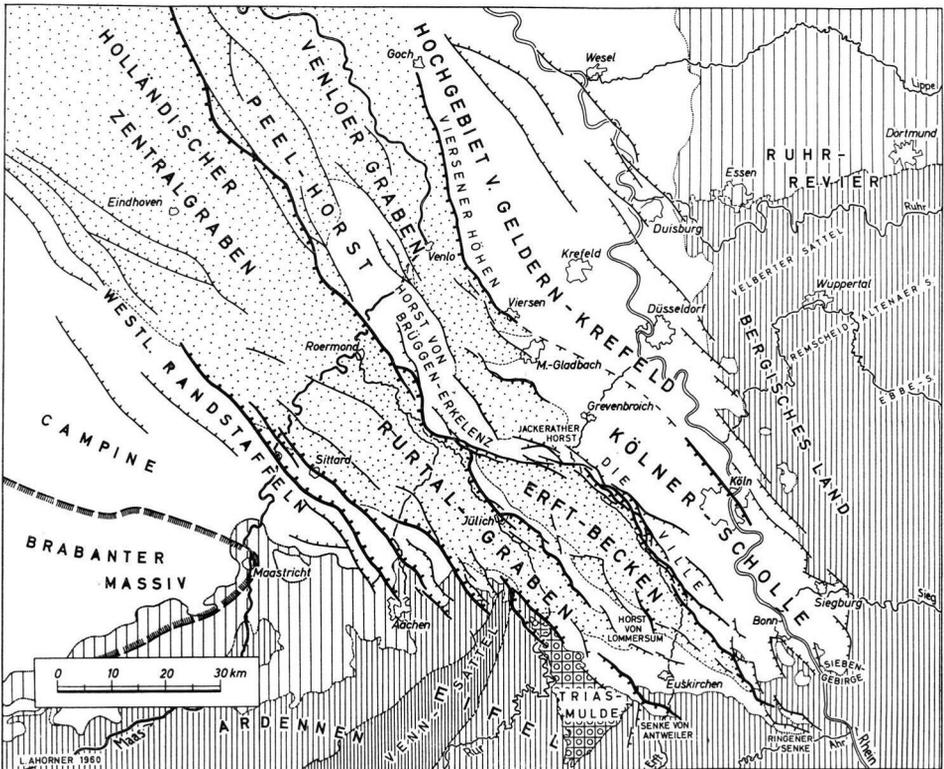


Abb. 1. Tektonische Übersicht des Niederrheingebietes.

Eng schraffiert = Paläozoikum, weit schraffiert = Oberkreide, weiß = Tertiär und Quartär (känozoische Hauptsenkungsgebiete punktiert).

deutenden System des Erft-Sprunges und Swist-Sprunges abgeschnitten, jenseits dessen die höher gelegenen Einheiten der Ville-Scholle und der Kölner Scholle zu dem wieder auftauchenden paläozoischen Gebirge des Bergischen Landes überleiten. Die Abgrenzung des Erft-Beckens gegenüber dem Venloer Graben besorgt der Jackerather Horst, welcher als besonders hoch herausragende Spezialscholle einer zwischen der Ville und dem Horst von Brügggen-Erkelenz vermittelnden Querzone aufsitzt. Als Ostbegrenzung des Venloer Grabens fungiert die Viersener Störung („Grenzstörung“), der sich nach E die Hochscholle von Viersen und das Hochgebiet von Geldern-Krefeld anschließen. Die zuletzt erwähnten Einheiten sind ähnlich flachgründig wie die Kölner Scholle, mit deren östlicher Hälfte sie zusammenhängen.

Die Zone der maximalen Schollenversenkung befindet sich in der südlichen Hälfte der Bucht zunächst am Ostrand des Erft-Beckens zu Füßen des Erft-Swist-Sprung Systems (Mächtigkeit der känozoischen Grabenfüllung bis zu 1000 m). Weiter im N wechselt die Tiefenlinie auf den Rurtal-Graben über, wo unterhalb Heinsberg mehr als 1200 m tertiäre und quartäre Sedimente angehäuft wurden. Noch erheblich stärker schwillt die Mächtigkeit im Holländischen Zentralgraben an, der unmittelbaren Fortsetzung des Rurtal-Grabens.

An die am stärksten eingetieften Teilgebiete und an deren Randzonen sind auch die bedeutendsten quartären Brüche geknüpft. Im flachgründigen Ostabschnitt der Bucht — im Hochgebiet von Geldern-Krefeld, der Kölner Scholle und dem Bergischen Höhenrand — erweist sich die junge Schollenzerbrechung als weniger stark. Dort wird zudem ihr Nachweis durch ein weitflächiges Fehlen oder die lückenhafte Verbreitung der altpleistozänen Terrassensedimente erschwert.

Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist deshalb in der Hauptsache die westliche Hälfte der Niederrheinischen Bucht, wo zwischen den jungen Taleinschnitten von Rhein und Maas im Vorland von Eifel und Ardennen ein riesiger altpleistozäner Schuttfächer erhalten geblieben ist, dessen heute hochliegende Schotterfluren sich von Bonn-Euskirchen im S und Aachen-Maastricht im W bis in die Gegend nördlich von Straelen erstrecken. Die Schichten der als Hauptterrasse bezeichneten Talstufe überdecken in ihrer gegenwärtigen Verbreitung eben noch die Westränder der Hochscholle von Viersen und der Kölner Scholle (Ville-Gebiet), ziemlich vollständig aber die Erft-Scholle, den Venloer Graben, den Horst von Brügggen-Erkelenz, die Rur-Scholle und deren westliche Ränder, sowie das Gebiet von Süd-Limburg.

## II. Die Schichtfolge (vgl. Tab. 1)

Neben der Stratigraphie der quartären Schichtfolge, die uns hier besonders beschäftigt, soll kurz auch auf die Ausbildung der älteren Gesteinsserien eingegangen werden; denn die „fortlebenden“ Bruchbewegungen des Niederrheingebietes spielen sich so gut wie ausschließlich auf posthumer Bahnen ab, und ein Vergleich mit dem präquartären tektonischen Bau ist oft zweckmäßig.

### a) Der prätertiäre Untergrund

Der vortertiäre Unterbau der Niederrheinischen Bucht wird in der Hauptsache aus paläozoischen Schichten gebildet, welche im SE dem Devon, im NW dem flözleeren und produktiven Karbon, z. T. auch noch dem Perm angehören. Generell läßt sich feststellen, daß der Faltenbau der varistischen Gebirgsumrahmung sich im großen und ganzen ungestört unter der mächtigen Sedimentdecke der Grabenfüllung fortsetzt (G. FLIEGEL 1932).

Triassische Untergrundschichten (und ebenso Lias) kennt man von der südwestlichen Randzone der Bucht und vom Lommersumer Horst. Auch im südlichen Rurtal-Graben und auf der Erft-Scholle mögen diese Schichten örtlich (in der Verlängerung der Eifeler Nord-Süd-Zone) vorhanden sein (E. SCHRÖDER 1956). Eine geschlossene Verbreitung ge-

winnt die mesozoische Decke aber erst im äußersten N und NW der Bucht im Übergangsbereich zum Norddeutschen Tiefland (W. WUNSTORF & G. FLIEGEL 1910, L. U. DE SITTER 1949). Hier sind beiderseits des präoligozänen „Krefelder Gewölbes“ in größerer Verbreitung auch noch oberkretazische Sedimentfolgen erhalten.<sup>2)</sup>

### b) Das Tertiär

Über die Stratigraphie und Fazies der tertiären Füllschichten gibt es neuerdings gute zusammenfassende Darstellungen (R. TEICHMÜLLER 1958, G. v. D. BRELIE 1959b, W. H. ZAGWIJN 1959). Die Spezialliteratur ist dort ausführlich zitiert.

Bei den einzelnen tertiären Schichtgliedern beobachtet man häufig folgende räumlich-fazielle Abfolge: Rein marine Ablagerungen in N und NW der Bucht verzahnen sich mit ästuarin-lagunären Bildungen im Mittelabschnitt und diese gehen nach S in sumpfig-terrestre und limnisch-fluviatile Serien über. Mit dem Wandern der Küstenlinie unterlagen die Faziesäume einer dauernden Verschiebung. Die weiteste Ausdehnung gewann der marine Bereich im Mittleren und namentlich im Oberen Oligozän, wo die Nordsee bis in die Gegend von Köln nach S vordrang. Nach dieser optimalen Überflutung zog sich das Meer — von episodischen Vorstößen abgesehen — allmählich immer weiter zurück und der limnisch-fluviatile Bereich nahm überhand. Seit dem ausgehenden Miozän bestimmt er fast ausschließlich das sedimentäre Geschehen in der Niederrheinischen Bucht.

Mit dem Überhandnehmen der limnisch-fluviatilen Sedimentation zeichnet sich ein bedeutsamer Umschwung in der Materialzusammensetzung ab. Entstammte das zumeist feinkörnige Material der älteren tertiären Schichtserien noch z. T. einem nordwestlichen oder nördlichen Liefergebiet (H. WERNER 1958, A. VÖLPEL 1958) oder handelt es sich in stärkerem Maße um sedentäre, an Ort und Stelle durch Aufwuchs entstandene Bildungen (Niederrheinische Braunkohlen-Formation), so setzt nun — vermutlich im Sarmat — im Zusammenhang mit der Ausbildung eines Ur-Rhein- und Ur-Maas-Systems und dem erstmaligen stärkeren Emporsteigen des rheno-herzynischen Hinterlandes ein gewaltiger Materialzustrom aus dem S ein, welcher eine Überschüttung der Bucht mit allgemein gröber gekörnten Sedimenten zur Folge hatte (Kieseloolith-Formation). Lediglich in speziellen, vorübergehend weiter ausgedehnten Süßwasserbecken kamen weiterhin feinere Sedimente und Pelite, lokal auch dünne Braunkohlenflöze zum Absatz (Rot-Ton-Serie, Reuver-Ton-Serie).

Die limnisch-fluviatilen und ästuarinen Sedimente der Niederrheinischen Bucht sind wegen ihrer Armut an tierischen Fossilien biostratigraphisch schwer zu gliedern. Einzig auf floristischer Basis war bislang eine Unterteilung möglich, freilich auch hier nur in groben Zügen. Eine für praktische und tektonische Untersuchungen verwertbare Gliederung beruht vorwiegend auf lithologischen Merkmalen sowie auf raumstratigraphischen Überlegungen. Dabei wirkt sich vorteilhaft aus, daß die Schichtfolge einen meist gut erkennbaren und über größere Bereiche hinweg verfolgbaren vertikal-rhythmischen Aufbau zeigt (H. BREDDIN 1950, 1952, 1955a, H. W. QUITZOW 1955).

Einzelheiten der stratigraphischen Gliederung gibt die Tabelle 1.

### c) Das Quartär

Bei den quartären Ablagerungen handelt es sich in der Hauptsache um fluviatile Bildungen. Äolische, glaziäre und limnisch-sedentäre Ablagerungen sind erst an zweiter Stelle zu nennen. Die Talentwicklung von Rhein und Maas bestimmt den Ablauf der Sedimentation und führt zur Anhäufung mächtiger Schottermassen. J. I. S. ZONNEVELD (1956, 1959), H. W. QUITZOW (1956), G. v. D. BRELIE (1959b) und K. KAISER (1961) haben unsere

<sup>2)</sup> Ein isoliertes Vorkommen von Oberkreide ist seit langem in der südwestlichen Randzone der Bucht bei Irnich bekannt.

derzeitige Kenntnis von der Stratigraphie und Fazies der quartären Füllschichten der Niederrheinischen Bucht zusammengefaßt.

Die Flußterrassen von Rhein und Maas sind am klarsten entwickelt im Hebungsbereich des Rheinischen Schiefergebirges. Hier unterscheidet man beim Rhein der relativen Höhenlage nach vier Gruppen: die Höhenterrassen (Pliozän), Hauptterrassen (Altpleistozän), Mittelterrassen (Mindel-Riß) und Niederterrassen (Würm). Vom Gebirge lassen sich die einzelnen Talstufen unter Abnahme der vertikalen Abstände in das Tiefland hinausverfolgen. In einiger Entfernung vom Gebirgsrand kommt es zu einer Kreuzung der Terrassen; von da an liegen die älteren unter den jüngeren begraben.

Für das Altpleistozän ist die Kreuzungsstelle in der Osthälfte der Niederrheinischen Bucht nördlich der Linie Geldern—Wesel anzunehmen. In der westlichen Bucht Hälfte, wo die selbständige Schollenversenkung auch während des Pleistozäns noch kräftig weiterging, rückt die Kreuzungslinie weit nach S bis dicht an den Gebirgsrand heran. Die Jüngere Hauptterrasse, welche im Zeitraum zwischen der Tegelen-Warmzeit und der Cromer-Warmzeit aufgeschüttet wurde und große Gebietsteile zwischen den jungen Taleinschnitten von Rhein und Maas einnimmt, überdeckt hier in den hauptsächlichlichen Senkungsfeldern (z. B. im Erft-Becken, Rurtal-Graben, Venloer Graben) mächtige Schotterlagen der Älteren Hauptterrasse (entstanden in der Brügger-Kaltzeit).<sup>3)</sup> Gebietsweise schalten sich zwischen die beiden Kiesstufen tonige Ablagerungen der Tegelen-Warmzeit (Tegelen-Schichten) ein. Eine von H. BREDDIN (1955b) im basalen Abschnitt des altpleistozänen Schuttfächers ausgeschiedene sogen. Älteste Hauptterrasse („Jülicher Schichten“) ist dagegen in ihrer Selbständigkeit bisher nicht gesichert.<sup>4)</sup> Tabelle 1 zeigt, wie sich die einzelnen Stufen in dem altpleistozänen Schichtstapel der Niederlande fortsetzen.

Mit dem Beginn des Mittelpleistozäns zeichnet sich in unserem Gebiet ein starkes Einschneiden aller Flußläufe ab; eine Folge der kräftigen Neubelebung der allgemeinen Aufwärtsbewegung des Rheinischen Schiefergebirges und seines Vorlandes, welche ihren Höhepunkt im Laufe der Mindel-Eiszeit und des nachfolgenden Interglazials erreicht. Zwischenzeitliche Aufschotterungen führten (im Rheintal) zur Bildung der Oberen und Mittleren Mittelterrasse.

Im Jungpleistozän war diese große Talvertiefung im wesentlichen abgeschlossen, denn schon die Untere Mittelterrasse (Drenthe-Stadium der Saale-Ver eisung) und die Krefelder Mittelterrasse (Warthe-Stadium) gehören morphologisch dem Talgrund an. Sie liegen im Niveau nur noch wenig über der eigentlichen Talsohle, der würm-eiszeitlichen Niederterrasse.

Im W des Tieflandes wurde (mit Ausnahme von Süd-Limburg) die mittelpleistozäne Talvertiefung weniger wirksam. Die lokalen Senkungsgebiete machten hier infolge ihrer abwärtigen Eigenbewegung die allgemeine Heraushebung der „Westdeutschen Großscholle“ QUIRING's (1926) nur untergeordnet mit. Lediglich auf den angehobenen Rändern der Kippschollen und in den Horstgebieten vermochten sich die Flußläufe merklich einzuschneiden. Im Senkungsfeld des nördlichen Rurtal-Grabens dagegen sind die verschie-

3) Einen neuerlichen wichtigen Hinweis auf die kaltzeitliche Entstehung der Älteren Hauptterrasse erbrachten Beobachtungen des Verf. in der Ziegeleigrube H. Lamers in Jülich, wo sich im unteren Teil der Maas-Kiesfolge der Älteren Hauptterrasse horizontmäßig verteilt zahlreiche synchrone Kryoturbationen und Eiskeile fanden. Die Strukturen sind in der Diplomarbeit des Verf. beschrieben und abgebildet, auszugsweise auch bei M. SCHWARZBACH (1961) und K. KAISER (1960, 1961). Wenn W. H. ZAGWIJN (1959, S. 9) sich neuerdings gegen eine kaltzeitliche Einstufung der Älteren Hauptterrasse durch R. WOLTERS (1950, 1954) u. a. wendet, so muß dem auf Grund der Beobachtungen in Jülich eindeutig widersprochen werden.

4) Verf. konnte jedenfalls im Geröllbestand trotz zahlreicher Zählungen keinen verwertbaren Unterschied Älterer Hauptterrasse und sog. Ältester Hauptterrasse feststellen (vgl. L. AHORNER 1960).



geren oder Würm-Löß. Beide zeigen in guten Aufschlüssen zwischengeschaltete interstadiale Bodenbildungen (E. MÜCKENHAUSEN 1954, E. H. MÜLLER 1959). Das Vorhandensein eines Mindel-Lösses ist noch fraglich (H. REMY 1959).

Im niederländischen Peel-Gebiet ist das sog. „Sanddiluvium“ weit verbreitet; feine niveo-äolische Decksande, die in einer Mächtigkeit bis zu 30 m den Untergrund verhüllen (J. I. S. ZONNEVELD 1947, 1956, 1959). Ähnlich wie der Löß setzt sich auch das „Sanddiluvium“ aus einer riß- und aus einer wärm-eiszeitlichen Komponente zusammen (H. D. M. BURCK 1957).

## C. Methodische Vorbemerkungen

### I. Grundsätzliches zum Nachweis quartärer Verwerfungen

Der anschaulichste und zugleich sicherste Nachweis einer quartären Störung ist dann gegeben, wenn man die Bewegungszone unmittelbar im Aufschluß beobachten kann. Leider sind solche direkte Nachweismöglichkeiten selbst in der sonst gut erschlossenen Niederrheinischen Bucht nicht allzu häufig. Am ehesten trifft man im Anschnitt entblößte „fortlebende“ Sprungzonen in den großen Braunkohlenabbauen an. Der Grund dafür liegt einmal in der räumlichen Ausdehnung dieser Aufschlüsse, dann aber auch darin, daß sie weitgehend unabhängig vom Kleinrelief der Geländeoberfläche angelegt sind. Normale Kiesgruben dagegen zeigen fast immer eine enge Beziehung zur Morphologie. Man findet sie zwar öfters an den als Kieskanten herausragenden Bruchstufen bauend, doch hat man sie da aus Zweckmäßigkeitsergründen stets in den höheren Abschnitten der Geländekanten angelegt, während der von Lößlehm und Fließerdebildungen verhüllte Böschungsfuß unangestastet bleibt. Gerade dort ist aber in der Regel der Ausbiß der die Geländekante bedingenden fortlebenden Verwerfung zu suchen. Man wird dieselbe also nur in wenigen Fällen zu Gesicht bekommen. Kleinere Begleitsprünge sind allerdings häufiger zu beobachten. Ihr Auftreten bedeutet manchmal einen wichtigen Hinweis für das Vorhandensein und die Art der großen Störung.

Neben dem direkten Nachweis kommen indirekte Möglichkeiten in Frage, um das Bestehen jugendlicher Bodenbewegungen zu ergründen. Sie gehen teils auf geologische Untersuchungsmethoden zurück, teils auf solche aus den benachbarten Wissenschaftsgebieten.

Gerade am Niederrhein hat man schon früh begonnen, aus geodätisch nachweisbaren Höhen- und Lageveränderungen Rückschlüsse auf tektonische Bodenbewegungen zu ziehen (K. HAUSSMANN 1910, J. WEISSNER 1929, H. PAUS 1932, 1950, H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK 1955). Weiterhin ist das Vorkommen, die Häufigkeit und Intensität von Erdbeben als Indiz für heute noch andauernde Krustenunruhe betrachtet worden (A. SIEBERG 1926, M. SCHWARZBACH 1951). Auch Gefällsunstetigkeiten an Wasserläufen und statistisch nachweisbare Änderungen der Mittelwasserstände wurden in ähnlichem Sinne interpretiert (M. LIPPKE 1936).

Für Bodenbewegungen, die zeitlich weiter zurückliegen, kommen i. allg. nur geologische Nachweismethoden in Frage. Höhenverstellungen in vorgeschichtlicher Zeit lassen sich u. U. mit dem Auftreten und der Verbreitung von holozänen Flachmooren erweisen (E. ZIMMERMANN 1928, H. BREDDIN 1930). Ganz allgemein gestattet die Kenntnis der Mächtigkeitsverteilung und der Ablagerungsverhältnisse quartärer Sedimente Rückschlüsse auf tektonische Ereignisse während und nach Absatz dieser Schichten. So deutet die Richtungsbeständigkeit der Sedimentschüttung in bevorzugte Tröge oftmals auf eine synsedimentäre Eintiefung derselben (J. LOHR 1949, H. W. SCHÜNEMANN 1958). Relative plötzliche Schollenverstellungen im fluviatilen Bereich können zu Gefällsbrüchen führen, die im Strömungslee eine Vergrößerung der gerölmorphologischen Formverhält-

nisse zur Folge haben (K. KAISER 1956) oder wenigstens eine verstärkte Aufnahme von Gesteinsmaterial aus dem Untergrund der Gefällsstufe bedingen (G. HERBST 1957).

Für alle bisher angeführten indirekten Nachweismethoden gilt, daß ihre Anwendung oftmals auf Sonderfälle beschränkt ist. Auch vermögen sie meist lediglich die Tatsache junger Krustenbewegungen wahrscheinlich zu machen, ohne genaue Unterscheidung, ob es sich dabei tatsächlich um echte, an lokalisierten Einzelflächen sich abspielende Bruchbewegungen handelt oder um weiträumige Krustenverbiegungen.

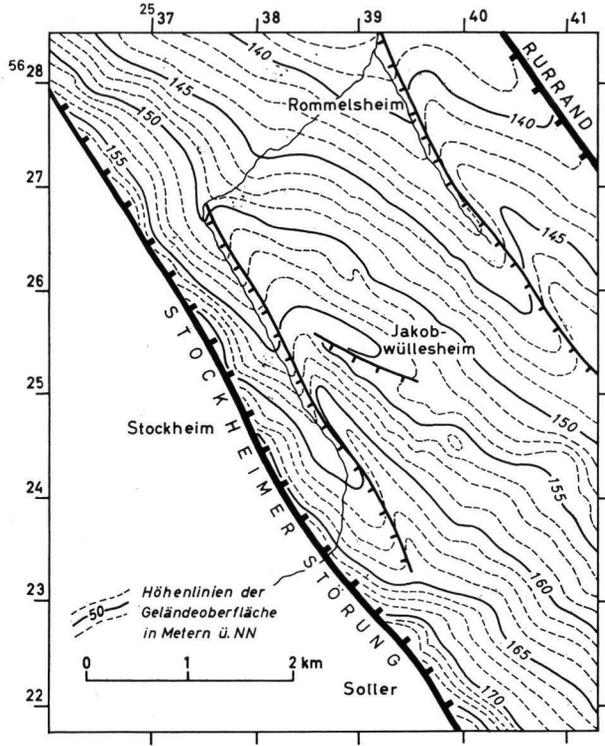


Abb. 2. Die enge Beziehung zwischen Morphologie und „fortlebender“ Tektonik, erläutert an einem Ausschnitt des topographischen Blattes Vettweiß (1 : 25 000). Dargestellt ist nur der Bereich zwischen Rurrand und Stockheimer Störung.

Die Abdachung und das Relief der heutigen Geländeoberfläche spiegelt die kräftige nordostwärtige Einkippung des südlichen Rurtal-Grabens und seine Zerstückelung durch antithetische Brüche wieder. Die Oberflächen-Entwässerung gleicht sich dem strukturellen Bau an.

Universeller anwendbar und in ihrer Aussage weitreichender sind dagegen jene indirekten Nachweismethoden, die sich mit dem Lagerungszustand der quartären Schichten per se beschäftigen. Betrachten wir etwa die Oberfläche einer fluviatilen Schotterterrasse, so ist von diesem Bezugshorizont anzunehmen, daß er in dem von uns untersuchten Gebietsbereich, d. h. dem Tiefland der Niederrheinischen Bucht, ursprünglich nahezu eben gestaltet war mit einem geringen Längs- und Quergefälle, das größenordnungsmäßig etwa dem des heutigen Rheins bzw. seiner Niederterrasse entsprach. Wenn sich also gegenwärtig z. B. an der Oberfläche der jüngeren Hauptterrasse weithin — oft über Zehner von Kilometern — morphologisch verfolgbare stufenförmige Niveauabsätze oder kräftige, dem ursprünglichen Gefälle entgegengesetzt gerichtete und dieses im Ausmaß übertreffende Schrägstellungen finden, so kann das, falls sich nicht andere Deutungsmöglichkeiten anbieten, am ehesten durch eine nachträgliche tektonische Verstel-

lung erklärt werden. In weiten Gebietsteilen der Niederrheinischen Bucht stimmt die Oberfläche pleistozäner Flußterrassen mit der derzeitigen Geländeoberfläche überein. Es genügt also oft bereits ein Blick auf das heutige Relief, um über die Grundzüge des quartären Bruchschollenbaues zu unterrichten. Wie eng die Beziehung zwischen Morphologie und „fortlebender“ Tektonik sein können, zeigt Abb. 2. Selbst kleinste Details sind gelegentlich aus den Höhenlinien der Geländeroberfläche abzulesen.

Genauere morphologische Studien waren für die Erforschung der pleistozänen Tektonik darum stets von größter Wichtigkeit. Nur müssen die Ergebnisse kritisch geprüft und mit aller Vorsicht interpretiert werden. Nicht jede einigermaßen geradlinig verlaufende Geländekante spiegelt eine quartäre Verwerfung wieder, ebenso wenig wie jede ungewöhnliche Abdachung eines Geländestreifens sogleich mit Kippschollenbewegungen in Verbindung gebracht werden darf. Exogen bedingte Vorgänge können oftmals zu gleichen oder doch recht ähnlichen morphologischen Bildern führen. Man denke etwa an die Zerschneidung durch junge Erosionsrinnen mit extrem asymmetrischen Talquerschnitt (wie sie am Niederrhein ziemlich häufig sind; vgl. K. KAISER 1958) oder an die Steilränder zwischen unterschiedlich eingetieften und aus ähnlichem Kiesmaterial aufgebauten Flußterrassen. Nicht selten ziehen echte „fortlebende“ Bruchstufen die Oberflächenentwässerung an sich. Die jeweiligen Wasserläufe vermögen die tektonischen Formen dann durch Seiten- und Tiefenerosion stark umzugestalten, sie in ihrer Bedeutung überzubetonen, oder die morphologischen Ränder mehrere hundert Meter weit zurückzuverlegen.

Weiterhin beeinträchtigt die Anwehung äolischer Decksedimente die Zuverlässigkeit der morphologischen Nachweismethode. Kleinere Bruchstufen werden durch einen etwas stärkeren Lössschleier oft gänzlich verhüllt. Eine allmählich ausdünnende Lössdecke im Windschatten einer Steilstufe bewirkte eine flache Abdachung der Geländeroberfläche, die mit tektonischer Schrägstellung nicht das geringste zu tun hat. In Gegenden mit überdurchschnittlich hoher Lössmächtigkeit, z. B. in der Umgebung des Jackerather Horstes, muß die morphologische Methode völlig versagen. Das Gleiche trifft für Gebietsabschnitte zu, in denen ältere, noch von quartärer Tektonik betroffene Terrassenabsätze von jüngeren, ungestörten überlagert werden.

Will man brauchbare Ergebnisse erzielen, so wird man sich nicht darauf beschränken dürfen, nur einen einzigen Bezugshorizont — die Terrassenoberfläche — zu betrachten, sondern möglichst mehrere in der Vertikalen übereinander folgende. Mit jedem weiteren in seinen Lagerungsverhältnissen analysierten Horizont wächst die Sicherheit der tektonischen Aussage. Die Schwierigkeit besteht allerdings darin, inmitten einer eintönigen pleistozänen Schotterfolge genügend weit ausgedehnte und gut wiederzuerkennende Bezugsflächen zu finden. In der Regel wird als ergänzender Horizont nur die *U n t e r k a n t e* des *S c h o t t e r s o c k e l s* in Frage kommen. Die Basisfläche einer Terrassenaufschüttung gehorcht in ihrer primären Lagerung ähnlichen Gesetzmäßigkeiten wie die Schotteroberfläche, nur ist ihr Kleinrelief gewöhnlich bewegter. Dies zeigt sich in jeder Kiesgrube, in der die Liegendfläche fluviatiler Schotter über größere Erstreckung entblößt ist. In stärker eingetieften Rinnen und Auskolkungen reichen die Flußkiese oft fünf und mehr Meter unter das mittlere Niveau der Grenzfläche herab, während an anderen, oft dicht benachbarten Stellen, inselartige Aufragungen des Untergrundes erhebliche Abweichungen nach oben bedingen. Namentlich in solchen Gegenden, wo das Substrat der Terrassenabsätze aus gegen Erosion unterschiedlich widerständigen Gesteinsserien besteht, oder wo die Tiefenerosion vor Ablagerung der Flußschotter besonders heftig war, wird man mit einem ausgeprägten primären Kleinrelief zu rechnen haben. Weniger hingegen in den ausgesprochenen Senkungsfeldern, etwa im Erft-Becken, da hier zwischen den verschiedenen Akkumulationsphasen kaum noch Abtragungen stattgefunden haben.

Soll ein Verwerfungsabsatz an der Unterfläche fluviatiler Schotter auf indirektem Wege, d. h. aus der unterschiedlichen Höhenlage benachbarter Aufschlußpunkte, noch zu-

verlässig nachweisbar sein, so muß seine Höhe einen bestimmten Mindestbetrag überschreiten, denn erst dann hebt sich die tektonisch bedingte Unstetigkeit gegenüber dem primären Kleinrelief genügend deutlich ab. Im allgemeinen wird dieser Mindestwert der Sprunghöhe bei 5—10 m liegen (mit Ausnahmen nach der günstigen und ungünstigen Seite hin). Auf der Isohypsendarstellung der Hauptterrassen-Basis in Taf. III wurde dem primären Kleinrelief des Bezugshorizontes dadurch Rechnung getragen, daß die Isolinien in einem relativ weiten Abstand (10 m) gezeichnet wurden, was örtliche Unebenheiten im Kartenbild in der Regel herausfallen läßt.

Von größter Bedeutung ist die richtige Wahl der Grenzfläche Terrassensediment/Untergrund. Die Abgrenzung bereitet im allgemeinen keine Schwierigkeiten, wenn der fragliche Profilbereich in Tagesaufschlüssen der direkten Beobachtung zugänglich ist. Es liegt aber in der Natur der Sache, daß in weiten Gebietsteilen wegen der Tiefe der Grenzfläche solche direkte Untersuchungsmöglichkeiten fehlen. Man ist dann auf die *Auswertung von Bohrergebnissen* angewiesen. Die genaue stratigraphische Einstufung der durchbohrten Schichten ist hier sehr viel schwieriger. Schon eingangs wurde erwähnt, daß im Westteil der Niederrheinischen Bucht ein ungewöhnlich reiches Material an Bohrungen zur Verfügung steht (insgesamt wohl weit über 3000). Viele davon sind Spülbohrungen, also für unsere Zwecke auf Grund der bekannten Mängel nur bedingt zu verwenden. Gut brauchbar dagegen sind in der Regel die unter Mitführung einer Verrohrung niedergebrachten sog. Trockenbohrungen. Ein weit verzweigtes Netz von „trocken“ niedergebrachten Pegelbrunnen hat nach dem Kriege der Staatliche Landesgrundwasserdienst geschaffen (G. STADERMANN 1959). Von mehreren hundert dieser oft recht tiefen Brunnen existieren auf Siebanalysen gestützte genaue Schichtbeschreibungen. Auch ist das Probenmaterial noch z. T. vorhanden und bei den Wasserwirtschaftsämtern einzusehen: ein außerordentlich wichtiger Umstand. Gaben doch diese durch Bohrprobenserien belegten und vom Verfasser geröllpetrographisch genauer durchgearbeiteten Trockenbohrungen (s. unten) neben den tiefreichenden Tagesaufschlüssen ein gesichertes Gerüst ab, von dem ausgehend die große Zahl der lediglich in Form von Schichtverzeichnissen vorliegenden Bohrergebnisse gedeutet und zu einem detaillierten Gesamtbild zusammengefügt werden konnten.

Auch bei der Lagerung der Unterfläche eiszeitlicher Terrassensedimente kann man sich Unstetigkeiten vorstellen, die auf atektonische Vorgänge zurückgehen, echten tektonischen Lagerungsstörungen unter Umständen aber recht ähnlich sehen können. So wird z. B. ein unter jüngeren Kiesen begrabener Uferrand einer alten Talstufe, wie überhaupt jeder Steilabfall zwischen unterschiedlich eingetieften und aus ähnlichem Kiesmaterial aufgebauten Terrassenniveaus nicht immer leicht von einer Verwerfungslinie zu unterscheiden sein. Folgt die Scheidelinie zwischen zwei im Niveau abweichenden Kieskörpern der allgemeinen Strömungsrichtung des ablagernden Flusses, so wird man stets im Auge behalten müssen, daß hier das Resultat einer Erosion vorliegen kann. Nur wenn die Grenzlinie senkrecht zur Flußrichtung verläuft, liegen die Verhältnisse eindeutiger. Auch die Möglichkeit nachträglicher atektonischer Lageveränderungen der Terrassenkiese durch kryogen-klimatische Beeinflussung (Kryoturbation, Solifluktion, Eisstauchwirkung u. dgl.), Verwitterungs- und Auslaugungserscheinungen im tieferen Untergrund, Begleiterscheinungen der Diagenese (unterschiedliche Setzung) und schließlich durch endogen-magmatische Vorgänge ist stets in Rechnung zu stellen. Für viele der angeführten Möglichkeiten gibt es Beispiele innerhalb des Untersuchungsgebietes. Erwähnt seien die erst in den letzten Jahren als solche erkannten weitflächigen Sackungen, welche die jüngere Hauptterrasse des Kölner Vorgebirges (Ville) durch die unterirdische oxydative Zersetzung der sie unterlagernden Braunkohle erlitten hat (H. BREDDIN 1958). Einmuldungs- und Sackungserscheinungen pleistozäner Terrassensedimente über verkarsteten Kreidekalken beschreibt J. W. R. BRUEREN (1945) aus Süd-Limburg. F. A. JUNGBLUTH (1917)

schließlich teilt Beobachtungen über kraterwärts einfallende Kleinabschiebungen in den Hauptterrassenkiesen am Rande des jungpleistozänen Rodderberg-Vulkanes mit.

Im Normalfalle darf man wohl voraussetzen, daß eine tatsächlich bestehende „fortlebende“ Verwerfung auch die Schichten des präpleistozänen Untergrundes mitversetzt, und zwar zumindest in dem gleichen Maße wie die eiszeitlichen Bildungen. Der an sich denkbare Fall, daß ein ursprünglich vorhandener Tertiärversatz durch eine im entgegengesetzten Sinne erfolgende quartäre Bruchverschiebung gänzlich oder zum größten Teil kompensiert wird, ist wohl nur selten realisiert. Bei den direkt aufgeschlossenen, also sicher bekannten quartären Verwerfungen der Niederrheinischen Bucht beobachtet man im Gegenteil stets einen Tertiärverwurf, der im Verschiebungssinn dem Verwurf der pleistozänen Schichten entspricht und diesen im Ausmaß um ein Vielfaches (gewöhnlich um das 2- bis 5fache) übertrifft. Erst wenn entlang einer bestimmten Linie sowohl die Oberfläche als auch die Basis der pleistozänen Schichten und dazu ergänzend die Gesteine des tieferen Untergrundes einen sprunghaften Höhenunterschied zu erkennen geben, wird man mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit mit dem Vorhandensein einer quartären Verwerfung rechnen dürfen. Aber selbst dann ist eine Täuschung nicht völlig auszuschließen, denn man könnte sich vorstellen, daß ein normaler Terrassenrand mehr oder weniger zufällig mit einer präexistenten Verwerfung zusammenfällt, oder daß die Grenzen unterirdischer Auslaugungs- und Oxydationsfelder durch vorpleistozäne Störungen bestimmt werden.

Die kritischen Betrachtungen in diesem Abschnitt sollen zeigen, daß stets eine Vielzahl von Überlegungen und Untersuchungen nötig ist, um auf indirektem Wege zu einer zuverlässigen Aussage über die Existenz „fortlebender“ Verwerfungen zu kommen.

## II. Einige Bemerkungen zur Anwendung der quantitativen Schotteranalyse

Wie bereits betont, spielt bei unseren Untersuchungen die richtige Abgrenzung der pleistozänen Terrassensedimente gegenüber den liegenden Bildungen des Tertiärs eine besonders wichtige Rolle. Namentlich bei der Bearbeitung von Bohrproben tauchen oftmals Zweifel bei der genauen stratigraphischen Zurechnung auf. In diesen Fällen wurde die quantitative Schotteranalyse nach F. ZEUNER (1933) u. a. zur Anwendung gebracht. Die Methode, welche in der Terrassenforschung des Niederrheingebietes bereits mehrfach mit Erfolg eingesetzt und dabei auch methodisch verfeinert wurde (VAN STRAATEN 1946, G. C. MAARLEVELD 1956, K. KAISER 1956, 1957, G. HERBST 1957, W. MONREAL 1959, R. VINKEN 1959 u. a.), ermöglicht bei uns in der Regel eine recht zuverlässige Abgrenzung von Quartär und Tertiär. Wichtig ist vor allem die sog. „Quarzzahl“, d. h. der prozentuale Anteil der Quarzgerölle am Schotterbestand, da dieser Wert erfahrungsgemäß mit steigendem stratigraphischen Alter zunimmt. Der stärkste Zuwachs ist gewöhnlich an der Grenze Pleistozän/Tertiär festzustellen. Natürlich hängt der Quarzgehalt der Flußkiese nicht ausschließlich von ihrer stratigraphischen (klimazeitlichen) Stellung ab, sondern daneben von vielen anderen Faktoren, z. B. vom Herkunftsgebiet, der Länge des Transportweges, der Korngröße usw. Richtwerte bezüglich des Quarzgehaltes gelten stets nur für ein räumlich begrenztes Gebiet, aber selbst hier können durch Aufarbeitung älteren Materials örtlich erhebliche Abweichungen bestehen.

In Tab. 2 ist als Beispiel die normale Verteilung von Quarzgeröll-Anteil und „Bunt-schottermenge“ für den zentralen Bereich der südlichen Niederrheinischen Bucht zusammengestellt. In anderen Gegenden der Bucht, z. B. im Jülich-Erkelenzer Gebiet, wo die zeitlich entsprechenden Schichten z. T. von der Maas abgelagert wurden, erhält man andere Richtwerte. Praktische Beispiele zur Abgrenzung pleistozäner Terrassenkiese gegenüber den Bildungen des Jungtertiärs bieten die Abb. 3 und 4.

Tabelle 2

Die durchschnittliche Verteilung von Quarzgehalt und „Buntschottermenge“ sowie das Vorkommen einiger bezeichnender Gerölle in den Rheinkiesen der zentralen Niederrheinischen Bucht (Gegend südwestlich von Köln). - Zusammengestellt nach K. KAISER (1956), G. C. MAARLEVELD (1956), R. VINKEN (1959) und eigenen Zählungen.

Ablagerung	Alter	Fraktion 6-20 mm		Lydite, Radiolarite	Quarzite	Grauwacken, Tonschiefer	Porphyre	Kalke
		Quarz- gehalt	Gehalt an Buntschottern					
Niederterrassen	Würm	27-33%	73-67%	○	●	●	⊙	○
Jüngere Mittelterrassen	Riß	32-43%	68-57%	○	●	●	⊙	×
Ältere Mittelterrassen	Mindel	40-45%	60-55%	○	●	●	⊙	—
Jüngere Hauptterrasse	Alt- Pleistozän	48-60%	52-40%	○	●	●	○	—
Ältere Hauptterrasse		60-71%	40-29%	○	○	○	○	—
Kieseloolith-Schichten	Pliozän	83-91%	17- 9%	○	○	×	—	—
Höherer Abschnitt („Oberer Kies)								
Hauptteil („Hauptkies-Serie“)								

Vorkommen vergleichsweise: sehr häufig ●  
häufig ⊙  
weniger häufig ○  
selten bis sehr selten ×  
völlig fehlend —

Zur Untersuchungsmethodik selbst ist zu bemerken, daß der Verfasser in Anpassung an das bei Bohrproben in der Regel mengenmäßig beschränkte Material gewöhnlich nur eine einzige, verhältnismäßig weit gefaßte Korngrößenfraktion ausgezählt hat ( $d = 6-20$  mm). Diese Spanne erweist sich indes als nicht zu groß, wenn man keine übertrieben hohen Ansprüche an die Analysengenauigkeit stellt (vgl. auch G. C. MAARLEVELD 1956). Im allgemeinen reicht die normale Bohrprobenmenge aus, um 200—400 Teilchen auszählen zu können. Auf eine Unterscheidung der verschiedenen Quarzvarietäten wurde verzichtet (Quarz-Gruppe). Daneben bildeten Lydite, Radiolarite, Kieselkalke u. ä. Gesteine eine Zählgruppe; eine andere umfaßte die Feuersteine (unterschieden zwischen eckigen und runden). Die übrigen Zählgruppen bildeten die Quarzite und stark quarziti-schen Sandsteine, dann die Grauwacken, Sandsteine und Tonschiefer und schließlich alle magmatischen Gerölle. Typische Leitgeschiebe wurden in den betreffenden Gruppen mitgezählt, jedoch gesondert vermerkt.

Natürlich hätte man zu entsprechenden Aussagen bezüglich der Grenze Pleistozän/Pliozän durch Untersuchung des Schwermineralgehaltes kommen können. Bei dieser Methode spielt das Verhältnis der stabilen zu den instabilen Mineralien eine ähnliche Rolle wie bei der Kieszählung der Quarzgehalt. Solange mit einer einfachen und äußerst schnellen, an jeder beliebigen Stelle (z. B. am Aufbewahrungsort der Bohrproben) durchzuführenden Methode aber durchwändige Ergebnisse zu erzielen waren, bestand keine Veranlassung, auf die aufwendige Schwermineral-Analyse zurückzugreifen.

Genauere geröllpetrographische Untersuchungen erwiesen sich insbesondere dort als unumgänglich, wo in den Senkungsfeldern der Bucht (z. B. im südöstlichen Erft-Becken) in

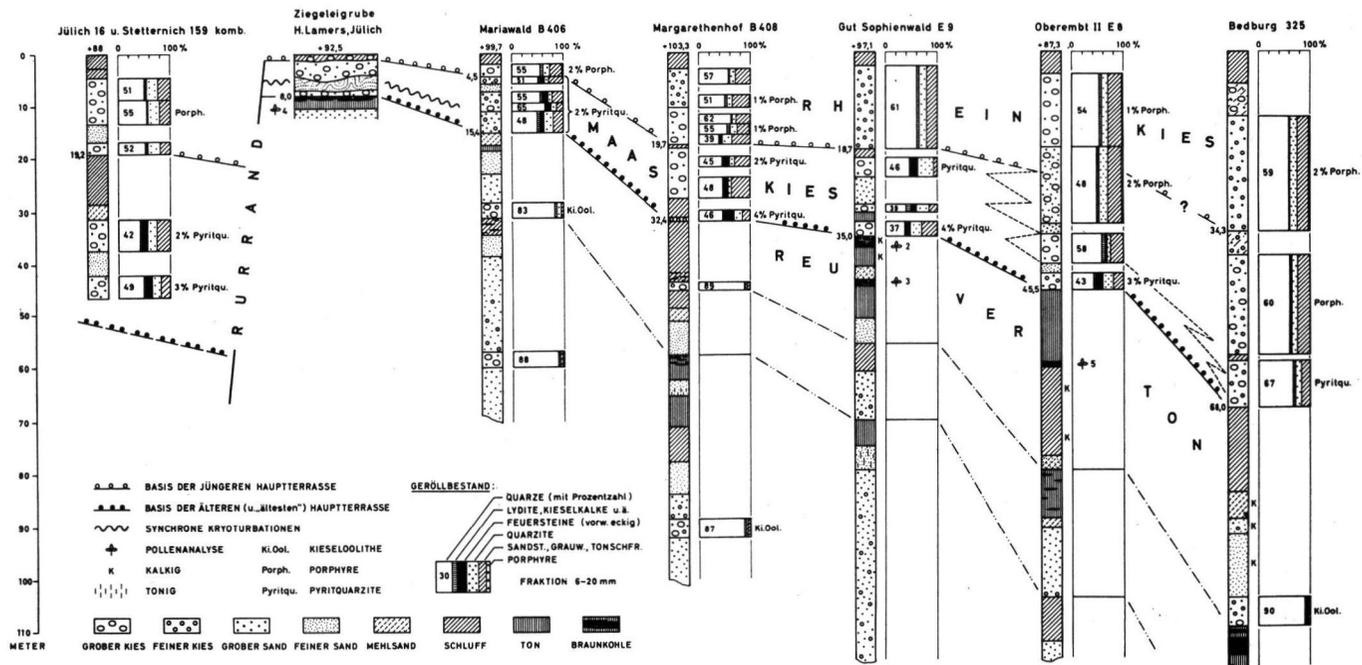


Abb. 3. Querprofil durch den Rurrand-Sprung und den nördlichen Teil der Erft-Scholle entlang der Linie Jülich-Bedburg (SW—NE). Zusammenstellung einiger geröllpetrographisch und pollenanalytisch untersuchter Pegelbohrungen.

Maas-Kiese der Älteren Hauptterrasse sinken mit dem nordöstlichen Einfallen der Erft-Scholle immer tiefer unter die in der gleichen Richtung mächtiger werdende Deckschicht aus Rhein-Kiesen der Jüngeren Hauptterrasse. Etwa bei Oberembt verzahnt sich die Ältere Hauptterrasse der Maas (hoher Feuerstein-Anteil) mit derjenigen des Rheins. - Die durch Klima-Indikatoren (bei Jülich) als kaltzeitlich gekennzeichnete Maas-Kies-Folge wird von einer mächtigen Tonstufe mit oberpliozäner Pollenflora unterteuft (Reuver-Ton). - Abstand der Profilsäulen voneinander nicht maßstäblich. R. SCHÜTRUMPF führte freundlicherweise die Pollenanalysen aus (Zähltabellen bei L. AHORNER 1960).

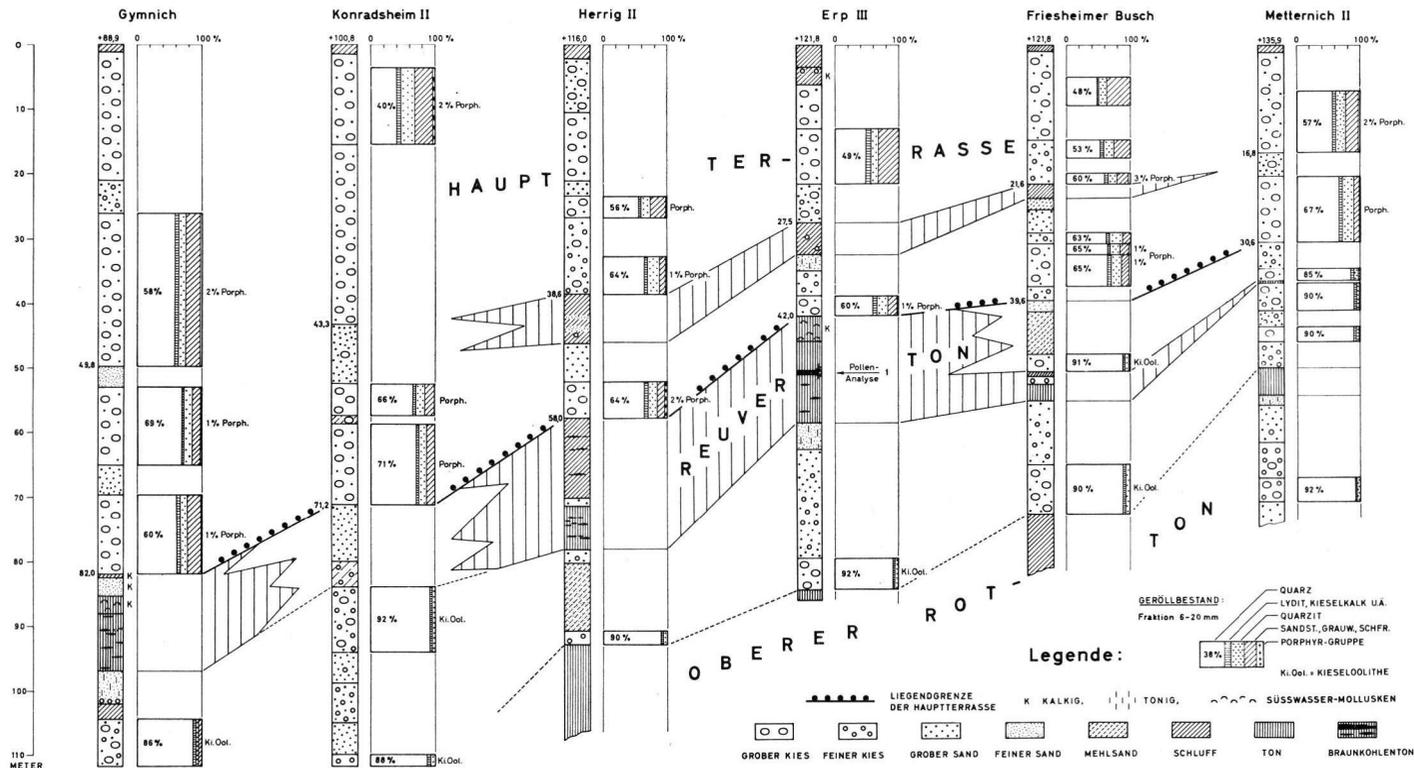


Abb. 4. Längsprofil durch den südlichen Teil der Erft-Scholle entlang der Linie Gymnich-Metternich (NW—SE). Zusammenstellung einiger geröllpetrographisch und pollenanalytisch untersuchter Pegelbohrungen.

Die nach NW zum Schollentiefsten hin stark an Mächtigkeit gewinnende altpleistozäne Kies-Aufschüttung setzt sich aus übereinander gestapelter Älterer und Jüngerer Hauptterrasse des Rheins zusammen. Sie wird von oberpliozänem Reuver-Ton unterteuft, der sich seitlich mit sandig-kiesigen Kieseloolith-Schichten verzahnt. Der Quarzgehalt der Kieseloolith-Kiese ist rund 15-20% höher als der der Älteren Hauptterrasse. Abstand der Profilsäulen voneinander nicht maßstäblich. Bezügl. Pollenanalysen s. Abb. 3.

normaler stratigraphischer Folge grobklastische Serien des höchsten Pliozäns ohne Zwischenschaltung von Tonen sogleich von Schottern der Älteren Hauptterrasse überlagert werden. Die Abweichung in der Geröllzusammensetzung ist hier zu gering (Unterschied im Quarzgehalt nur ca. 15%), als daß bei Durchsicht der Bohrproben lediglich nach dem Augenschein bereits eine zuverlässige Grenze zu ziehen wäre. Selbst in den vom Geologischen Landesamt aus jenem Gebiet durchgearbeiteten Bohrprofilen findet man zwar meist eine sehr eingehende Beschreibung der Korngrößenverhältnisse, aber kaum je eine exakte und von subjektiver Beeinflussung freie Ansprache des petrographischen Geröllbestandes, welche bei dem verbreiteten Fehlen von Fossilien in der Lage wäre, konkrete Hinweise auf die Alterseinstufung zu geben. Die Folge ist, daß die Angaben bezüglich der Grenze Kieselolith-Schichten/Hauptterrasse je nach Bearbeiter innerhalb weiter Grenzen schwanken. Ja, selbst bei ein und demselben Bearbeiter kommt es vor, daß die Basis der quartären Schotter in dicht zusammenliegenden Bohrungen in sehr unterschiedlicher Tiefe vermutet wird, obgleich die tieferen Horizonte glatt durchziehen. Wendet man in solchen Fällen die ZEUNER'sche Methode an, so kommt man meist zu anderen und vernünftigeren Ergebnissen.

## D. Regionale Untersuchungen

### I. Erläuterung der Übersichtskarten

Unter Berücksichtigung der Gesichtspunkte, die in den vorausgehenden Abschnitten dargestellt wurden, hat Verf. nicht nur alle in der bisherigen Literatur bekannt gemachten „fortlebenden“ Verwerfungen, sondern überhaupt jede Eigentümlichkeit in der Geländegestalt und in den Lagerungsverhältnissen der quartären Schichten, soweit sie nicht von vornherein als zweifelsfrei exogen-atektonisch bedingt auszuschneiden waren, kritisch unter die Lupe genommen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in drei Übersichtskarten und einer Profiltafel dargestellt.

#### Tafel II

Geologisch-morphologische Übersichtskarte der Flußterrassen und der nach-hauptterrassen-zeitlichen Verwerfungen im Westteil der Niederrheinischen Bucht

Die Eintragung der verschiedenen Terrassen erfolgte für das deutsche Gebiet nach den amtlichen geologischen Karten unter Berücksichtigung der neueren Ansichten von H. W. QUITZOW (1956), H. BREDDIN (1958), W. MONREAL (1959) u. a., im niederländischen Raum insbesondere nach den Karten von J. W. R. BRUEREN (1945) und J. I. S. ZONNEVELD (1947, 1955, 1956). An Verwerfungen wurden nur solche eingezeichnet, die nachweislich noch nach der Jüngerer Hauptterrassen-Zeit in Bewegung waren. Die seit dieser Zeit (d. h. seit der Günz-Eiszeit) eingetretenen Sprungbeträge (in Metern) sind an den Störungslinien angeschrieben. Sie lassen sich auch unmittelbar aus der Lagerung der Hauptterrassen-Oberfläche ableiten, welche durch die eingeschriebenen Höhenzahlen und Höhenlinien (in Metern über NN) verdeutlicht wird. Alle Höhenangaben beziehen sich auf solche Teilstücke der Terrassenoberfläche, von denen man annehmen kann, daß sie von späterer flächenhafter Abtragung verschont geblieben sind, also der primären Talstufenoberfläche noch weitgehend entsprechen. Die Karte ist abgedeckt; Löß, Gehängebildungen u. dgl. wurden weggelassen. In Gebieten mit großer Lößmächtigkeit erfolgt die Einzeichnung der Hauptterrassen-Oberfläche auf Grund von tiefer reichenden Tagesaufschlüssen und vor allem von Bohrunterlagen. Nach der Abdeckung des Lößschleiers tritt nun auch in den ausgesprochenen Lößgebieten, z. B. in der Umgebung des Jackerather Horstes, der post-hauptterrassen-zeitliche Bruchbau klar hervor. Man vergleiche demgegenüber das recht verwirrende tektonische Bild, das H. W. QUITZOW & VAHLENSIECK (1955) für jenen Bereich lediglich bei Berücksichtigung der Geländegestalt entworfen haben. Auch sonst

lassen sich manche Unterschiede zwischen der in Tafel II gegebenen Verbreitungskarte der „fortlebenden“ Verwerfungen und derjenigen von QUITZOW & VAHLENSIECK auffinden. Abweichungen bestehen zwar im allgemeinen nicht in den Grundzügen des tektonischen Baues, denn diese liegen seit den grundlegenden Arbeiten G. FLIEGEL's fest, aber in zahlreichen Details ergaben sich neue Gesichtspunkte. Schon bei einem flüchtigen Vergleich fällt auf, daß bei QUITZOW & VAHLENSIECK eine viel größere Zahl von — vielfach recht kleinen — Verwerfungen verzeichnet wurde als bei uns. Die meisten dieser Strukturen hielten jedoch einer kritischen Nachprüfung nach den oben dargelegten Grundsätzen nicht stand.

### Tafel III

#### Lagerung und Tektonik der Hauptterrassen-Basis im Westteil der Niederrheinischen Bucht

Die Darstellung gibt das Relief der Basisfläche der altpleistozänen Hauptterrassen-Sedimente (mit anderen Worten der Tertiär-Oberfläche) wieder, so wie es sich auf Grund der Tagesaufschlüsse und der zahlreichen Bohrungen darbietet. Aus dem Verlauf der im Abstand von 10 m gezeichneten Niveaulinien gehen die Strukturen des Bezugshorizontes gut hervor. In Gebieten mit flacher Lagerung und dementsprechend weitem Abstand der Höhenlinien wurden noch zusätzlich Höhenzahlen eingetragen. Die Karte enthält nur solche Verwerfungslinien, welche die Quartärbasis auch noch merklich versetzen oder von denen anderweitig bekannt ist, daß sie noch in quartärer Zeit wirksam waren. Störungen, welche zwar auf Tafel III, nicht aber auf Tafel II in Erscheinung treten, müssen schon im Laufe des Altpleistozäns — noch vor Ausbildung der Oberfläche der jüngeren Hauptterrasse (Günz-Eiszeit) — zur Ruhe gekommen sein. Man findet allerdings nicht sehr viele Bruchlinien, für die das zutrifft. Eines der wenigen Beispiele stellt die Störung von Belfeld dar, welche den Peel-Horst nach E begrenzt (vgl. Abschnitt V b). An fast allen „fortlebenden“ Verwerfungen ist jedoch an der Unterfläche der Hauptterrassen-Aufschüttung ein wesentlich stärkerer Versatz festzustellen als an deren Oberfläche. Auch erweist sich die Schrägstellung und tektonische Verkippung des unteren Bezugshorizontes viel kräftiger. Das zeigt, daß ein großer Teil der quartären Bruchbildung der Niederrheinischen Bucht zeitlich in das ältere Pleistozän — genauer: in die Hauptterrassen-Zeit i. w. S. — zu verlegen ist. Die Darstellung in Tafel IV führt dies noch eindringlicher vor Augen.

### Tafel IV

#### Die Mächtigkeit der Hauptterrassen-Sedimente im Westteil der Niederrheinischen Bucht

Es kam die Mächtigkeit der gesamten Hauptterrassen-Aufschüttung zur Darstellung, in Gebieten mit begrabener Terrassenlagerung also die summierten Einzelbeträge von Jüngerer und Älterer Hauptterrasse (einschließlich der Ältesten Hauptterrasse BREDDIN's). Die Stärke der Kiesfolge, die zwischen wenigen Metern im Minimum und mehr als hundert Metern im Maximum schwankt, zeigt eine deutliche Abhängigkeit vom tektonischen Bau. Schollenbereiche, die sich zur Zeit der Kiesaufschüttung in relativ absinkender Tendenz befanden, treten im Kartenbild als Tröge besonders mächtiger Kiesansammlung hervor. Namentlich der kräftig eingekippte nordöstliche Teil der Erft-Scholle und der Rurtal-Graben stechen ins Auge. Umgekehrt zeichnen sich Schollenstreifen mit stabilem oder aufsteigendem Untergrund, so die Ville, der Jackerather Horst und der Horst von Brüggens-Erkelenz, als Zonen geringmächtiger Kiesablagerung ab. Wo Bereiche mit stark unterschiedlicher Hauptterrassen-Mächtigkeit an Verwerfungslinien aneinander grenzen, deutet dies auf Bruchbewegungen während der Hauptterrassen-Zeit. Der Mächtigkeitsunterschied ist dabei ein Maß für die Intensität dieser Bewegung.

Die Krustenbewegungen der Hauptterrassen-Zeit sind nicht ausschließlich synsedimentärer Art. Zum Teil werden die großen Mächtigkeitsunterschiede dadurch hervorgerufen, daß in den Senkungsfeldern Ältere und Jüngere Hauptterrasse übereinander gestapelt lagern, während in den Hochgebieten gewöhnlich nur die Jüngere Hauptterrasse erhalten ist. Die ältere Kiesstufe wurde hier bereits vor Ablagerung der jüngeren wieder abgetragen; sie befand sich primär ja in einem höheren oder zumindest gleich hohen Niveau wie die jüngere. In den Senkungsfeldern hingegen blieb die ältere Schotterstufe oftmals ganz oder in Teilen bewahrt, da sie sogleich nach ihrer Ablagerung (in der Zeit zwischen Bildung der Älteren und der Jüngeren Hauptterrasse) durch tektonische Vorgänge in eine tiefere Lage versenkt wurde. Es handelt sich dabei ganz offensichtlich um intersedimentäre Krustenbewegungen, denen im Altpleistozän eine nicht minder bedeutsame Rolle zukommt als den echten synsedimentären Schollenverschiebungen.

#### Tafel V

##### Querprofile durch das Hauptterrassengebiet der westlichen Niederrheinischen Bucht.

Die Tafel soll den Stil der Kippschollentektonik voranschaulichen und zugleich die enge Beziehung zwischen dem quartären Bruchbau und der Geländegestalt hervorheben. Die Linienführung der generell SW-NE verlaufenden Profile ergibt sich aus Tafel III. Die Darstellung ist so wenig wie möglich schematisiert; allerdings war eine starke Überhöhung (25-fach) im Interesse einer lesbaren Wiedergabe der Lagerungsverhältnisse des Pleistozäns und der engen Beziehungen zur Geländegestalt nicht zu umgehen.

## II. Zum Vorkommen quartärer Bruchtektonik im Ostteil der Niederrheinischen Bucht

Bei der Betrachtung des Verbreitungskärtchens der „fortlebenden“ Verwerfung in Tafel II fällt auf, daß sich die post-günzezeitlichen Störungen in ihrem Vorkommen fast ganz auf das heutige Hauptterrassen-Areal beschränken. Ausnahmen finden wir zwar im Süd-Limburger Raum und im Peel-Gebiet, doch sind zum Beispiel in den sehr ausgedehnten Mittel- und Niederterrassenflächen, welche den Rhein auf seinem Westufer zwischen Köln und Krefeld begleiten, an keiner Stelle junge Bruchstufen verzeichnet. Weder die Oberfläche der einzelnen Talstufen, die meist tischeben gelagert ist, noch deren Basisfläche — soweit man sie näher kennt (vgl. H. BREDDIN 1958, E. DIESEL 1958) — zeigt irgendwelche Anzeichen einer bruchtektonischen Verstellung. Auch wurden, was besonders wichtig erscheint, aus keiner der zahllosen Kiesgruben des Gebietes bisher kleintektonische Beobachtungen mitgeteilt<sup>5)</sup>.

Die Ursache für das Fehlen junger Verwerfungsstufen in diesem Bereich liegt einerseits wohl darin, daß die östlichen Baueinheiten der Bucht (Kölner Scholle, Hochgebiet von Geldern-Krefeld), welche schon im Tertiär entschieden weniger labil waren als die westlichen, im Quartär nun weitgehend zur Ruhe gekommen sind (vgl. auch H. W. QUITZOW 1956, 1959). Zum anderen dürfte der quartären Bruchtektonik am Niederrhein in ihren Hauptphasen ein prä-eem-zeitliches, vermutlich sogar ein prä-riß-zeitliches Alter zuzusprechen sein, also ein höheres Alter als einem Großteil der jungen Talterrassen.

Gänzlich fehlt freilich auch im Ostteil der Bucht quartäre Bruchtektonik nicht. H. KNUTH (1923) weist auf eine nachträgliche Verstellung der altpleistozänen Siegtterrassen beim Eintritt in die Niederrheinische Bucht hin. Auch K. KAISER (1956, 1957) glaubt Anzeichen für spezielle Bruchbewegungen im Siegburger Raum und für eine schwache tek-

<sup>5)</sup> Einen „tektonischen“ Sprung in Kiesen der Mittelterrasse von einigen Metern Sprunghöhe, den E. ZIMMERMANN (1937, Erl. Blatt Nieukerk, Abb. 1) vom Schaephuysener Höhenzug nordwestlich Krefeld abbildet, wird man wohl richtiger als durch Eisschub entstanden deuten.

tonische „Schrägtreppe“ der Rheinhauptterrasse am Bergischen Höhenrand gefunden zu haben. Weiterhin läßt die Jüngere Hauptterrasse der Ville eine geringe Schrägstellung nach NE erkennen, welche offensichtlich tektonisch bedingt ist. Die Kölner Scholle dürfte danach sowohl im E als auch im W von quartären Schollenverstellungen betroffen worden sein.

Diese Vermutung wird noch durch folgenden Tatbestand gestützt: Am Erosionsrand der Hauptterrasse in der Gegend zwischen Grevenbroich und Viersen streichen große, nachweislich „fortlebende“ Bruchstrukturen in südöstlicher Richtung spitzwinkelig in das Rheintal hinaus und verschwinden unter jungen Talschottern. Es ist kaum anzunehmen, daß sie mit dem Verlassen der Hauptterrassenebene plötzlich endigen. Die entsprechenden tertiären Sprünge setzen sich jedenfalls noch weit im Untergrund des Rheintales fort. Dies gilt namentlich für die Viersener Störung, von welcher G. FLIEGEL (1922, Taf. 1) vermutet, daß sie bis unter das rechtsrheinische Kölner Stadtgebiet durchzieht, wo die Tertiärbasis um einige hundert Meter versetzt wird (G. FLIEGEL 1937, Taf. 1). Man braucht sich hier nicht unbedingt eine auf diese verhältnismäßig weite Entfernung durchstreichende Einzelverwerfung vorstellen, sondern es handelt sich wohl eher, wie auch sonst bei vielen großen Bruchlinien der Niederrheinischen Bucht, um ein ganzes System von einander ablösenden und gegeneinander versetzten Teilsprüngen. Die südlichsten Äste des Störungssystems werden vermutlich von den Abbrüchen im Siegburger Raum und den östlichen Randsprüngen des Siebengebirgs-Grabens (Pleisbachtal-Störung u. a.) dargestellt. Dieses Köln-Viersener Bruchsystem, wie wir das weitaushaltende Sprungbündel einmal bezeichnen wollen, gehört zweifellos zu den bedeutendsten Strukturelementen der Niederrheinischen Bucht. Zwar reichen die Sprunghöhen — wenigstens im SE-Abschnitt — nicht an die gewaltigen Absenkungsbeträge z. B. am Erft-Sprung oder an den Rurrand-Brüchen heran, aber die Bedeutung des Köln-Viersener Bruchsystems wird dadurch besonders hervorgehoben, daß sich östlich davon in unserem Gebiet keine wirklich großen tertiären Verwerfungen mehr auffinden lassen. Obschon die östliche Begrenzung der Bucht gegen die paläozoischen Bergischen Randhöhen an vielen Stellen durch Brüche geprägt wird, erreichen diese im allgemeinen kein stärkeres Ausmaß. Der Tertiärverwurf bleibt durchwegs unter 50—100 m. Die größere Bedeutung bei der Überwindung der Höhenunterschiede kommt vielmehr der beträchtlichen Schichtneigung zu. Auch im N des Tieflandes sind im Hochgebiet von Geldern-Krefeld östlich der Viersener Störung keine bedeutungsvollen tertiären Bruchverstellungen bekannt. Die großen Querstörungen des Ruhrgebietes und des linksrheinischen Steinkohlenbezirkes, welche das karbonische Gebirge und die älteren Deckgebirgsschichten oft um viele hundert Meter verwerfen, sind im Tertiär entweder überhaupt nicht oder nur untergeordnet wieder aufgelegt (vgl. Karten und Profildarstellungen bei K. OBERSTE-BRINK 1942 und P. KUKUK 1938). Tertiäre Versetzungsbeträge von erheblich mehr als 50 m wurden in diesem Gebiet bislang nirgends festgestellt. Verglichen mit dem mehrere hundert Meter (bis max. 500 m) betragenden Tertiärverwurf der Viersener Störung und der anderen großen Verwerfungslinien der westlichen Niederrheinischen Bucht ist dies recht wenig. Es muß als höchst unwahrscheinlich bezeichnet werden, daß eine so wichtige Randstruktur wie das Köln-Viersener Bruchsystem ausschließlich im nördlichen Teil der Niederrheinischen Bucht in quartärer Zeit bewegt gewesen sein soll, wo wir dies auf Grund der Hauptterrassen-Lagerung — mehr oder weniger zufällig — belegen können. Vielmehr dürften sich an der gleichen Linie auch im S beträchtliche „fortlebende“ Schollenverschiebungen ereignet haben<sup>6)</sup>. Diese lassen sich wegen der Überlagerung durch junge, erst nach der Bruchbildung aufgeschüttete Talkiese nur nicht nachweisen.

<sup>6)</sup> Worauf z. B. auch das für die Kölner Scholle in so tiefem Niveau ungewöhnliche Vorkommen von pliozänen Kieseloolith-Schottern in der Wahner Heide bei Spich hindeutet (vgl. H. KÜHN-VELTEN 1957).

### III. Der Westrand der Kölner Scholle

Im eigentlichen Untersuchungsgebiet — der westlichen Niederrheinischen Bucht — wo sich pleistozäne Verwerfungen in reicher Zahl auffinden ließen, zeichnen diese weitgehend das bruchtektonische Bild nach, das uns auch die Lagerung des Tertiärs vermittelt. Sämtliche im Tertiär vorhandenen Hauptstörungen prägen sich, wenn auch meist in abgeschwächtem Maße, noch deutlich im Quartär aus. Auch lassen sich Schollenkippen und Schichtverbiegungen durchverfolgen. Bei der Besprechung der quartären tektonischen Erscheinungen benutzt man zweckmäßigerweise dieselbe regionale Gliederung, wie sie für den tieferen Untergrundbau üblich ist.

Bedeutende quartäre Verwerfungen sind namentlich vom Westrand der Kölner Scholle, d. h. vom Ville-Gebiet und seiner südlichen und nördlichen Fortsetzung (Jackerather Horst) bekannt. Das mehrfach gestaffelte und gegliederte Bruchsystem am Westabfall der Ville weist die höchsten quartären Sprungbeträge auf, die wir in der südlichen Hälfte der Niederrheinischen Bucht kennen. Auf mehr als 50 km streichender Länge geht die Basisfläche der altpleistozänen Hauptterrasse an dieser Linie bis zu 140 m, ihre Oberfläche bis zu 60 m in die Tiefe. Die Verhältnisse am Westrand der Kölner Scholle wurden eingehend in einer früheren Arbeit des Verf. behandelt (L. AHORNER 1960). Nachfolgend soll nur noch einmal das Wichtigste dargestellt werden.

#### a) Das Kippschollenfeld westlich von Bonn

Im SW von Bonn, wo sich die Ablösung der großen Scholleneinheit Kölner Scholle/Ville-Scholle vom alten Gebirge vollzieht, wird der tektonische Bau in der Hauptsache bestimmt durch eine Reihe von Spezialschollen, die entlang vorwiegend NNW-SSE oder W-E streichender Brüche eine kräftige antithetische Einkippung erfahren haben. Während auf den hochgekippten Schollenrändern im S und SW überall noch der Devonsockel zutage tritt oder die Unterlage der Hauptterrassen-Schotter bildet, stellen sich nach N und NE mit fortschreitendem Eintauchen zunächst Verwitterungsbildungen der „alttertiären“ Landoberfläche, dann Schichten der Braunkohlenformation und schließlich jungtertiäre Kieselloolith-Schichten ein.

Das Ausmaß der Einkippung ist unterschiedlich; manche Teilschollen ragen gegenüber ihrer Umgebung horstartig heraus, andere erinnern bei stärkerer Einkippung mehr an grabenähnliche Strukturen. In teilweiser Anlehnung an G. FLIEGEL (1922) lassen sich von SE nach NW unterscheiden: der Horst des Kreuzberges, die Kippscholle von Duisdorf („Duisdorfer Graben“), die Kippscholle von Lüftelberg-Buschhoven, der „Bornheimer Horst“.

Unsere Untersuchungsergebnisse bezüglich der pleistozänen Tektonik jenes Bereiches decken sich im wesentlichen mit denjenigen von H. W. SCHÜNEMANN (1958). Die Begrenzungsstörungen der einzelnen Kippschollen waren fast ausnahmslos auch noch in quartärer Zeit bewegt, ebenso dauerte die Schollenschragstellung fort. So ist z. B. die Schotterdecke der Jüngeren Hauptterrasse auf der Kippscholle von Duisdorf mehr als 20 m nach N eingekippt; genau das gleiche ist an der Kippscholle von Lüftelberg-Buschhoven festzustellen. Am Kreuzberg-Horst zeigt sich keine so deutliche Schragstellung. Wohl finden sich an seinem Nordende altpleistozäne Schottervorkommen (am Kreuzberg selbst und am Venusberg), die erheblich vom durchschnittlichen Niveau der Hauptterrassen-Kiese auf dem übrigen Teil des Horstes abweichen. F. A. JUNGBLUTH (1917) führt den Niveauunterschied auf junge Verwerfungen zurück. Die quartäre Bruchumgrenzung des Kreuzberg-Horstes entspräche in diesem Fall nicht der tertiären. Einfacher ist es aber, die tiefliegenden Schotter als Unterstufe der Hauptterrasse aufzufassen; dabei entfällt die Annahme besonderer tektonischer Bewegungen (vgl. auch D. GURLITT 1949).

Ein völlig gesicherter Hauptterrassen-Verwurf liegt an der westlichen Begrenzungsstörung des Kreuzberg-Horstes vor, an der sogen. Röttgener Störung (Quartär-

Verwurf max. 15 m; von S nach N zunehmend). Auch die Kottenforst-Störung, welche die Kippschollen von Duisdorf und Lüftelberg-Buschhoven voneinander trennt, weist einen ziemlich kräftigen Pleistozän-Verwurf auf (Sprunghöhe an der Basis der jüngeren Hauptterrasse max. 14 m). In der Gegend von Merl-Meckenheim stehen sich an dieser Störungslinie Ältere und Jüngere Hauptterrasse in normaler Hochlage (im E) und in begrabener Lagerung (im W) gegenüber (L. AHORNER 1960). Daraus wird eine bemerkenswerte Bruchaktivität im Zeitraum zwischen der Bildung der beiden Talstufen ersichtlich. Der „Bornheimer Horst“ FLIEGEL's tritt im Quartär nicht als geschlossene tektonische Einheit hervor. Zwar zeichnet sich der südwestliche Randbruch (Römer-Bruch) in der Lagerung der Jüngeren Hauptterrasse gut ab (Basis-Verwurf max. 15 m), aber die Bruchbegrenzung gegen den „Duisdorfer Graben“ ist kaum entwickelt.

Die große Verwerfung am Westrand des Bonner Kippschollenfeldes (Swist-Sprung), welche dieses von der tief versenkten Erft-Scholle trennt, soll erst im nachfolgenden Abschnitt behandelt werden.

**Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen.** Die Bruch- und Kippschollenbewegungen der Gegend südwestlich von Bonn haben sich in der Hauptsache im jüngeren Tertiär, während und nach Ablagerung der Kieseloolith-Schichten ereignet. Ältere Bewegungen sind lokal nachzuweisen (z. B. im Oberoligozän von Witterschlick; vgl. H. W. SCHÜNEMANN 1958), besitzen aber kein größeres Ausmaß. Im Quartär muß man Bewegungsphasen zwischen der Älteren und der Jüngeren Hauptterrassen-Zeit annehmen und vor allem nach Aufschüttung der Jüngeren Hauptterrasse. Während der Akkumulation der jüngeren Kiesstufe gingen keine erwähnenswerten Schollenverschiebungen vor sich, wie aus der Mächtigkeitsverteilung hervorgeht<sup>7)</sup>.

#### b) Die südliche Ville<sup>8)</sup>

Die südliche Ville — etwa bis in die Gegend Türnich-Frechen nach N reichend — unterscheidet sich im tektonischen Bau sowohl von dem eben besprochenen Kippschollenfeld westlich von Bonn als auch von der mittleren Ville. Die allgemeine Schrägstellung und Verkipfung der Schollen ist weniger kräftig als bei Bonn, und die dort so bestimmenden NNW-SSE bzw. W-E Brüche treten stark zurück gegenüber einem NW-SE streichenden Bruchelement, das nun — wie auch sonst vielerorts in der Niederrheinischen Bucht — bei weitem vorherrscht („Niederrheinisches Hauptbruchsystem“).

Während der östliche Teil der südlichen Ville wenig gestört ist, treten im W zwei große Störungszonen auf, die den Gebirgsbau in besonderem Maße beeinflussen. Es sind dies der Swist-Sprung mit seinen Begleitbrüchen und Vorstaffeln (Swist-Sprung-System), und der Erft-Sprung, welcher den ersteren im östlichen Abstand von 2—3 km begleitet und schließlich in seiner Stellung als Ville-Randbruch ablöst. Eng mit dem Erft-Sprung verbunden sind der Donatus-Sprung und die Brüggener Störung (Erft-Sprung-System).

#### Swist-Sprung-System

Die große Abbruchzone scheidet die südliche Ville und das Kippschollenfeld westlich von Bonn von der tief abgesunkenen Erft-Scholle („Erft-Swist-Scholle“). Möglicherweise besteht eine strukturelle Fortsetzung über fiederförmig gestaffelte Störungsäste bei Ringen und Fritzdorf-Leimersdorf bis zum Unterlauf der Ahr (G. FLIEGEL 1912, 1922,

<sup>7)</sup> H. W. SCHÜNEMANN (1958) glaubt im Gegensatz dazu aus dem Ergebnis von Schrägschüttungsmessungen auf synsedimentäre Krustenbewegungen zur Zeit der Jüngeren Hauptterrasse schließen zu können. Bei der geringen Anzahl der untersuchbaren Aufschlüsse erscheint dieser Schluß aber kaum zwingend.

<sup>8)</sup> Wir wollen die Ville als geologisches Gebilde — dem Vorgang G. FLIEGEL's (1922) folgend — am westlichen Bruchrand des „Bornheimer Horstes“ beginnen lassen, da erst hier das Devon endgültig unter die tertiären Schichten untertaucht.

H. W. SCHÜNEMANN 1958). Die tertiären Versetzungsbeträge am Swist-Sprung-System nehmen von S nach N zu, zunächst nur zögernd bis etwa in die Gegend von Metternich, dann aber mit der stärkeren Eintiefung der Erft-Scholle sehr rasch. Am Swisterberg bei Weilerswist wird das Maximum der Dislokation erreicht (Verwurf des Hauptflöz-Horizontes mehr als 200 m; vgl. Tab. 3). Nördlich davon verlagert sich die Absenkbewegung dann zusehends mehr auf das begleitende Erft-Sprung-System und die Bedeutung des Swist-Sprunges geht stark zurück, bis die Verwerfungszone auf der Höhe von Liblar schließlich völlig verklingt.

Tabelle 3  
Zusammenstellung der Verwürfe am Swist-Sprung-System

Gebiet	Sprunghöhen		
	Hauptflöz-Horizont	Hauptterrasse	
		Basis	Basis
Meckenheim	(>100 m)	20-25 m	12 m
Flerzheim-Lüftelberg	(>100 m)	25 m	16 m
Buschhoven	(>110-120 m)	45 m	20 m
Dünstekoven-Heimerzheim	(>120-140 m)	40-45 m	20 m
Metternich	(200 m)	45-48 m	22 m
Hovener Hof	200 m	(65 m)	(30 m)
Swisterberg	230 m	85 m	35 m
SE Bliesheim	190-200 m	65-70 m	25 m
NW Bliesheim (Lauerbusch)	110 m	(40 m)	(15 m)
Liblar-Frauenthal	?	(10 m)	?

Der „fortlebende“ Charakter des Störungssystems läßt sich von Liblar im N mit Sicherheit bis Meckenheim im S erweisen; für die Fortsetzung bis zur Ahr ist er wahrscheinlich. Im Streichen wandelt sich das Ausmaß der quartären Schollenversenkung in ähnlicher Weise wie die tertiäre Sprunghöhe. Der größte Quartärverwurf ist am Swisterberg zu beobachten, wo die Unterfläche der Hauptterrassen-Kiese am Swist-Sprung mehr als 85 m, ihre Oberfläche annähernd 35 m in die Tiefe geht. Bei der Beurteilung des Basisverwurfes ist zu beachten, daß auf der Hochscholle der Störung für gewöhnlich nur die jüngere Hauptterrasse erhalten ist, während auf der Tiefscholle beide Hauptterrassenstufen in begrabener Lagerung übereinander liegen (Abb. 5). Die auf post-hauptterrassenzeitliche Bewegungen zurückgehende morphologische Bruchstufe ist stellenweise markant entwickelt, so z. B. südlich von Buschhoven oder am Swisterberg. An anderen Stellen, insbesondere zwischen Heimerzheim und Weilerswist, hat der Swist-Bach die tektonische Steilstufe durch seitliche Erosion angenagt und oft mehrere hundert Meter zurückverlegt. Der in unregelmäßigen Krümmungen und Schleifen verlaufende Geländeabfall am Westrand der Ville hat in dieser Gegend nichts mehr mit einer morphologischen Bruchkante gemein.

Ein guter Tagesaufschluß des Swist-Sprunges war im Sommer 1957 in der Gemeindekiesgrube der Ortschaft Metternich entblößt (Abb. 6). Die Störung verwirft hier Braunkohlentone und Kiesoolith-Sande gegen Kiese der jüngeren Hauptterrasse. Eine steil nach SW einfallende Hauptgleitbahn war in 50—80 cm Breite von weißlichgrauen, schluffigen Tonen verschmiert. Synthetisch und antithetisch gelagerte Scherflächen beglei-

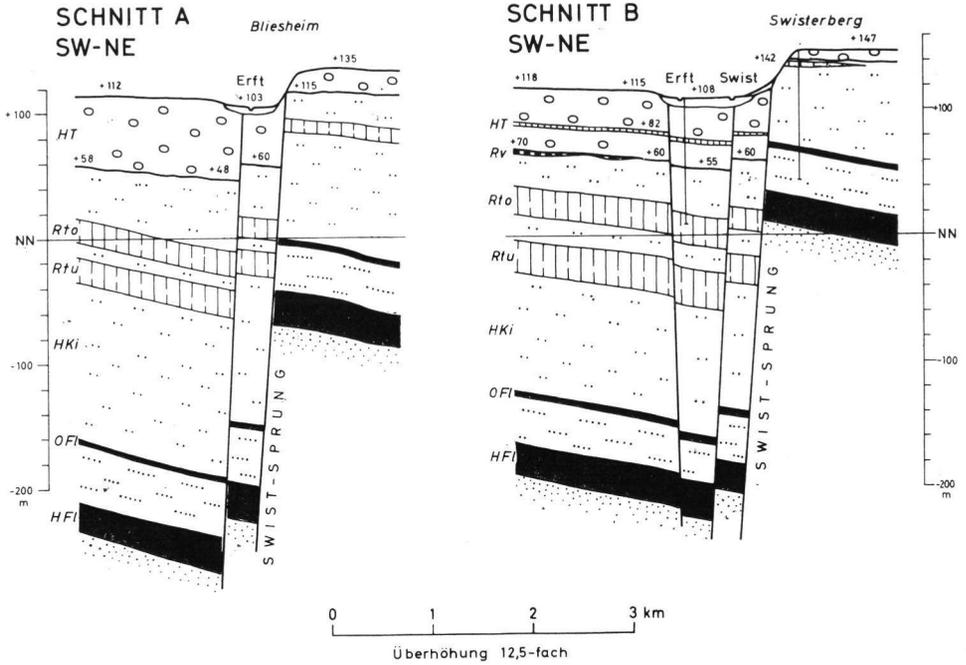


Abb. 5. Querprofile durch das Swist-Sprung-System. Westabfall der Ville in der Gegend von Bliesheim (Schnitt A) und Weilerswist (Schnitt B).

HT = Rhein-Hauptterrasse (Altpleistozän), Rv = Reuver-Ton (Oberpliozän), Rto u. Rtu = Oberer und Unterer Rot-Ton, HKi = Hauptkies-Serie, OFl = Oberflöz (Obermiozän), HFl = Hauptflöz (Mittelmiozän).

teten die große Fuge. Auf der Hochscholle erwies sich ein primäres, symmetrisch zur Schichtung angelegtes Scherflächenpaar durch die spätere Schrägstellung und Schleppung des Schollenrandes rotiert. Auf Seiten der Tiefscholle zeigte sich die an die Hauptbewegungsfläche anschließende 3—4 m breite Zone völlig zerrüttet und durch Fe-Mn-Inkrustierungen verfestigt. Erst jenseits dieser als Härtling herauswitternden Verbackungszone setzte die normale Schichtung der Hauptterrassen-Kiese ein. Der Versetzungsbetrag für die Basis der Schotter ist nach den benachbarten Bohraufschlüssen auf nahezu 50 m zu veranschlagen.

**Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen.** Wie bei fast allen großen Verwerfungslinien der Niederrheinischen Bucht entstand der Gesamtverwurf am Swist-Sprung-System nicht in einem einmaligen Bewegungsakt, sondern er geht auf eine Summierung zahlreicher Einzelphasen zurück. Die verschiedenen stratigraphischen Horizonte zeigen mit zunehmendem Alter immer größere Sprunghöhen. So ist die Basisfläche der altpleistozänen Hauptterrassen-Schotter in der Regel zwei- bis dreimal stärker verworfen als ihre Oberfläche und die tieferen tertiären Horizonte zeigen sogar einen sechs- bis achtmal so starken Versatz (vgl. Abb. 5).

Ungewiß ist das Auftreten und das Ausmaß von prä-hauptflöz-zeitlichen Bruchverschiebungen. Von der Hauptflöz-Zeit selbst wissen wir, daß die Störung nicht intakt war, wenigstens nicht in der Weise, daß sich merkliche Mächtigkeitsunterschiede der Kohle beiderseits der Störung entwickeln konnten. Die ersten weiter verbreiteten, freilich immer noch unbedeutenden Sprungbewegungen zeichnen sich kurz vor und während der Ablagerung der Unteren Fischbach-Schichten („Oberflöz“-Rhythmus) ab. Es entstanden im

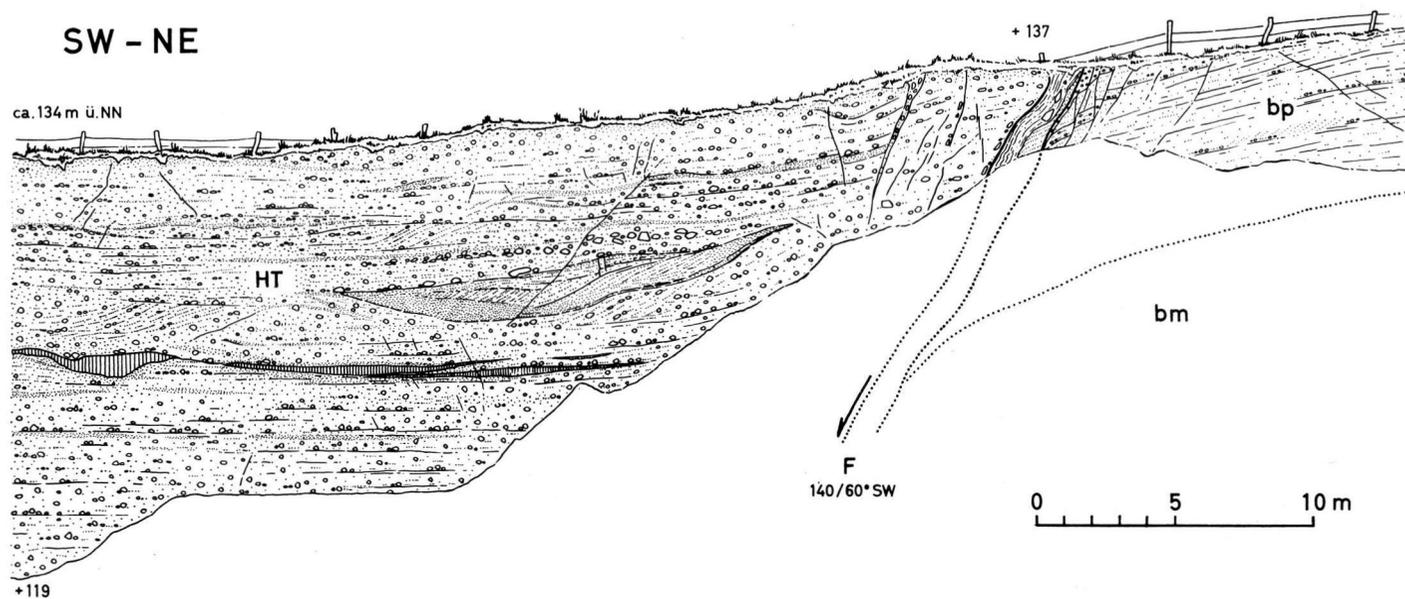


Abb. 6. Tagesausstrich des Swist-Sprunges. NW-Wand der Gemeindekiesgrube in Metternich (M.-Bl. Sechtem, r 6322, h 2250). HT = Hauptterrasse des Rheins, bp = Kieseloolith-Sande und Kiese (Obermiozän oder Pliozän), bm = fetter Ton (Miozän ?). - Der Verwurf der Hauptterrassen-Basis beträgt hier fast 50 m.

Höchstfalls 5% des post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurfes. Der eigentliche Beginn der intensiven Bruchtätigkeit fällt in den Zeitabschnitt nach Bildung des Oberflözes und vor Sedimentation des Rot-Tones (20%). Spätere heftige Verschiebungen ereigneten sich während oder kurz nach Sedimentation der Rot-Ton-Serie sowie im post-rotton-zeitlichen Pliozän vor Absatz der Älteren Hauptterrasse (bis zu 40%). Die Hauptbruchbildung am Swist-Sprung ist also kieseloolith-zeitlich. Im Quartär erfolgen Bewegungen während und nach Aufschüttung der Älteren Hauptterrasse sowie synsedimentär zur Bildung der Jüngeren Hauptterrasse (insgesamt 20%). Auf das Konto der post-hauptterrassen-zeitlichen Tektonik gehen 10—15% des Gesamtverwurfes. Wann diese jüngsten Verschiebungen genau eingetreten sind, läßt sich am Swist-Sprung vorläufig nicht entscheiden.

#### Erft-Sprung-System

Das Erft-Sprung-System gliedert sich in zwei wohl definierte Teilstücke:

Der südliche (Rösberger-) Erft-Sprung-Ast, nach N bis etwa zur Brikettfabrik Donatus bei Liblar reichend, gehört zum festen strukturellen Bestand der Ville, welche er bereits von ihrer Wurzel am „Bornheimer Horst“ ab in zwei ungleiche Teilschollen spaltet. Die nordöstliche Scholle stellt das am stärksten herausgehobene Teilstück der südlichen Ville dar. Kieseloolith-Schichten sind hier in der Regel nicht erhalten; fast überall bilden sogleich Absätze der Braunkohlenformation das Unterlager der Jüngeren Hauptterrasse. Auf der Scholle im SW (Metternicher Zwischenstaffel) hingegen, welche zum Swist-Sprung überleitet, ist das Kieseloolith-Gebirge im Untergrund der Hauptterrasse in großer Mächtigkeit entwickelt. Die Schichten, einschließlich der Altpleistozän-Schotter, sind nach NE gegen den Rösberger Erft-Sprung-Ast eingekippt. Mit dem Verklingen des Swist-Sprunges taucht diese Zwischenstaffel in der Gegend von Bliesheim-Liblar schnell in große Tiefen ab und verschmilzt zuletzt mit der Erft-Scholle.

Die Sprunghöhen des Rösberger Erft-Sprung-Astes sind nicht übermäßig groß und übersteigen — auf das Hauptflöz-Liegende bezogen — an keiner Stelle den Betrag von 160 m (vgl. W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954). Die Hauptterrassenkiese des Rheins sind zwar überall deutlich mitverworfen, aber der Anteil der quartären Bewegung am Gesamtverwurf ist doch auffallend gering; er macht im Durchschnitt nur etwa ein Zehntel aus (vgl. Tab. 4). Der quartäre Verwurf ist vorwiegend post-hauptterrassen-zeitlichen Alters.

Der nördliche (Liblarer-) Erft-Sprung-Ast reißt in Nähe der Brikettfabrik Donatus seitlich neben dem verklingenden südlichen Störungsast auf. Sein Anfangsstück wird wohl auch als Donatus-Sprung bezeichnet (W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954). Mit dem Auskeilen des Swist-Sprunges rückt der Erft-Sprung an den Rand der Ville-Scholle, welche er nun bis über die Ortschaft Mödrath hinaus als westliche Begrenzungsstörung von dem tief abgesunkenen Erft-Becken scheidet.

An der großen Verwerfungslinie stehen sich gegenüber: Auf dem gehobenen Flügel geringmächtige Jüngere Hauptterrasse, welche sogleich von Schichten der Braunkohlenformation und nur örtlich von etwas Kieseloolith-Tertiär unterlagert wird. Auf dem gesunkenen Flügel sehr mächtige Jüngere und Ältere Hauptterrasse, unterteuft von mehreren hundert Metern Kieseloolith-Schichten und dem erst in großer Tiefe anstehenden Braunkohlenflöz. Der Absturz zur Tiefe vollzieht sich stellenweise gestaffelt. Neben dem eigentlichen Erft-Sprung ist vor allem in der Gegend zwischen Kierdorf und Türnich die westlich vorgelagerte Brüggener Störung von Bedeutung. An beiden Sprüngen gemeinsam sinkt die Kohle über weite Strecken mehr als 500 m, die Unterfläche der Hauptterrasse mehr als 130 m und deren Oberfläche annähernd 50 m in die Tiefe (vgl. Tab. 4). Über ein Viertel des post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurfes entstand hier erst in quartärer Zeit.

Durch unterirdische Oxydation des unterlagernden Braunkohlenflözes erlitt die Jüngere Hauptterrasse des Ville-Plateaus östlich des Erft-Sprunges verbreitet atektonische La-

Tabelle 4  
Zusammenstellung der Verwürfe am Erft-Sprung-System

Gebiet	Bezeichnung der Einzelstörung	Sprunghöhen		
		Hauptflöz-Horizont	Hauptterrasse	
		Basis	Basis	Oberfläche
Lückenhof	Südl. Erft-Sprung	(>50-60 m)	(5 m)	3-4 m
Rösberg	Südl. Erft-Sprung	(>80-85 m)	10-12 m	10 m
Dobschleider Hof Tal	Südl. Erft-Sprung	(>130 m)	(12 m)	?
Brühler Landstraße (SW Birkhof)	Südl. Erft-Sprung	160 m	(9 m)	(8 m)
SW Brikettfabrik	Südl. Erft-Sprung	50 m	?	(5 m)
Donatus	Donatus-Sprung	>200 m	?	10-15 m
Oberliblar	Nördl. Erft-Sprung	(300 m)	(60 m)	(25-35 m)
zwischen Liblar und Köttingen	Nördl. Erft-Sprung Brüggener Störung	510-520 m	(70-75 m) (30 m)	(30-35 m) 5-10 m
Brüggen	Nördl. Erft-Sprung Brüggener Störung	520-550 m	90-95 m 45 m	35-40 m 15 m
zwischen Türnich und Mödrath	Nördl. Erft-Sprung Brüggener Störung	350 m 45 m	100 m 15 m	40 m 5 m

gerungsstörungen (H. BREDDIN 1958), welche bei der Ermittlung des tatsächlichen Quar-  
tärverwurfes in Rechnung gestellt werden müssen.

Die post-hauptterrassen-zeitliche Bruchstufe des Erft-Sprunges, welche auf der Strecke  
zwischen Oberliblar und Mödrath den morphologischen Westrand der Ville bildet bzw.  
bildete, gab früher ein in der Landschaft weithin sichtbares, beherrschendes Formelement  
ab. Heute ist davon freilich kaum noch etwas zu bemerken. Die in den südlichen Teilen des  
Braunkohlenreviers der Ville weit fortgeschrittene Auskohlung hatte eine fast vollständige  
Abbaggerung der eindrucksvollen tektonischen Geländestufe zur Folge. Gut sichtbar ist  
allerdings noch die bis zu 15 m hohe morphologische Bruchkante der Brüggener Störung  
(namentlich im Raum Brüggens-Balkhausen).

In der Gegend nördlich von Mödrath verklingt der Erft-Sprung. Sein Verwurf wird  
größtenteils von dem in geringer östlicher Entfernung neu aufreißenden Horremer Sprung  
übernommen (s. unten).

**Tagesaufschlüsse und Lößverwurf.** Im Zuge der Ausweitung des Fre-  
chener Zentraltagebaus bot sich ab Herbst 1958 Gelegenheit, den strukturellen Bau des  
quartären Erft-Sprunges zwischen den Orten Türnich und Mödrath an zahlreichen guten  
Aufschlüssen in ganz unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus zu studieren (Abb. 7-9).  
Überraschend war zunächst die verhältnismäßig geringe querschlägige Ausdehnung  
der Störungszone, welche einschließlich der wichtigsten Begleitfugen im allgemei-  
nen nicht mehr als 3—5 m ausmachte, vielfach jedoch unter 1-2 m blieb. Veränderungen  
traten hierin aber auf engstem Raum ein, sowohl in horizontaler als auch in vertikaler  
Richtung. Mancherorts muß sich der ganze riesige Abschiebungsvorgang an einer einzigen,  
kaum handbreit von plastischem Störungston verschmierten Gleitfläche abgepielt haben,  
denn bereits das dicht benachbarte Nebengestein war in normalem Schichtverband und le-

diglich geringfügig geschleppt erhalten. An anderen Stellen schob sich zwischen die Hauptfuge und das gesunde Gebirge erst noch eine oft mehrere Meter breite Klemmscholle eines gänzlich zerrütteten und der normalen Schichtung weitgehend beraubten Materials ein, so daß die Breitenausdehnung erheblich zunahm. Wir ersehen daraus, daß es bei einem räumlich begrenzten Aufschluß einer quartären Verwerfung in der Regel nicht möglich sein wird, aus Ausbildung und Größe der Störzzone allein bereits auf den annähernden Verwurfsbetrag zu schließen. Die Bewegungsbahn des Sprunges kennzeichnete sich bei genauerer Untersuchung als ein dachziegelartiges Übereinander von flach-fladenförmig ausgewalzten Scherkörpern eines grünlichgelben zähen Tones, welche durch dünne sandige Bestege voneinander geschieden und mit unregelmäßig welliger Oberfläche und deutlicher Harnischstreifung versehen waren. Die Schrammspuren wiesen ganz überwiegend steil nach unten, wir haben es offensichtlich hauptsächlich mit (in der Streichrichtung) vertikalen Bewegungskomponenten zu tun.

Vor dem Sprung am Rande der Tiefscholle zeichnete sich in den Hauptterrassenschichten eine im Streichen aushaltende flache Einmuldung von 100-200 m Breite und bis zu 10 m Tiefe ab. Diese größtenteils post-hauptterrassen-zeitliche Einmuldungszone stellt vermutlich eine oberflächennahe Reaktion auf den Ausgleich unterirdischer, durch Zerrbeanspruchung entstandener Massendefizite dar (vgl. dazu Abschnitt E I). An der Tagesoberfläche tritt besagte Hohlform nicht mehr in Erscheinung. Sie ist hier von einem am Böschungsfuß der Verwerfungsstufe auf stellenweise mehr als 15 m anschwellenden Deckgebirge aus Löß,

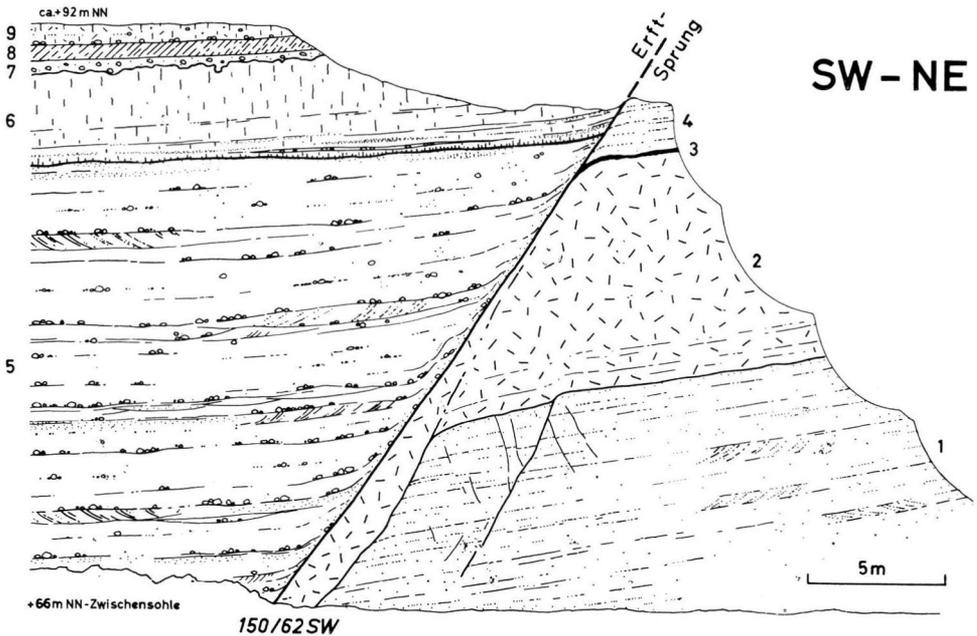


Abb. 7. Anschnitt des Erft-Sprunges. Westrand des Zentraltagebaus zwischen Türnich und Mödrath (M.-Bl. Kerpen, r 5220, h 3780).

Die Störung versetzt Ablagerungen der Hauptterrasse und des jüngeren Pleistozäns gegen fishbachzeitliche Sande und Tone. Quartärer Gesamtverwurf rund 100 m. Der größte Teil der Hochscholle und ein kleinerer der Tiefscholle ist bereits abgebagert. - 7-9 = jungpleistozäne Fließerden und Gehängeschutt, 6 = gänzlich verlehmteter und z. T. umgelagerter älterer Löß (Rißlöß ?), 5 = Rheinkiese der Jüngeren Hauptterrasse, 4 = Sande der Oberen Fishbach-Schichten, 3 = dünne Braunkohlenlage („Oberflöz“-Horizont ?), 2 = fishbach-zeitlicher „Hauptton“, 1 = Sande der Unteren Fishbach-Schichten.

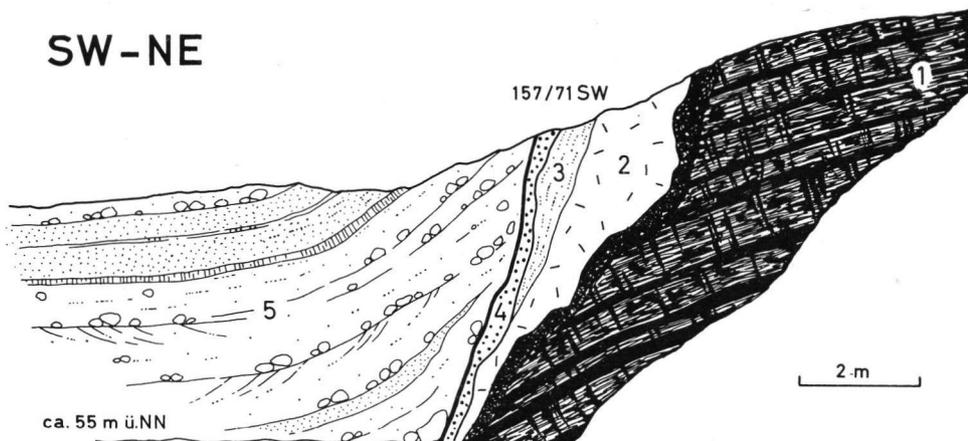


Abb. 8. Die Schleppung der Schichten am Erft-Sprung (Detail-Bild). Westrand des Zentraltagebaus zwischen Türnich und Mödrath, 55-m-Sohle (M.-Bl. Kerpen, r 5240, h 3745).

5 = Rheinkiese der Hauptterrasse, 4 = höhere Kieseloolith-Schichten (Pliozän), 3 = Fischbach-Sande (Obermiozän), 2 = Türnicher Ton, 1 = Hauptbraunkohlenflöz (Mittelmiozän).

Hangschutt und verschiedenen Fließerden verhüllt. Das Profil der jungen Deckschichten stellte sich meist so dar: Über einem unteren, gewöhnlich vollständig entkalkten Lößlehm von 4—8 m Stärke (vermutlich ein teilweise umgelagerter Riß-Löß) folgte mit unregelmäßig-taschenförmiger Grenze ein unterschiedlich mächtiges Paket von Fließerden und Abspülmassen des nahen Verwerfungshanges und darüber ein 1-3 m mächtiger oberer Löß (Würm-Löß), welcher noch deutlich kalkhaltig und bis höchstens 1 m Tiefe verlehmt war.

Wo die Berührung der jungen Deckschichten mit der Verwerfungsfläche genügend genau aufgeschlossen war, konnte man beobachten, wie diese stumpfwinkelig gegen die Bewegungsfläche stießen und dabei glatt abgeschnitten wur-

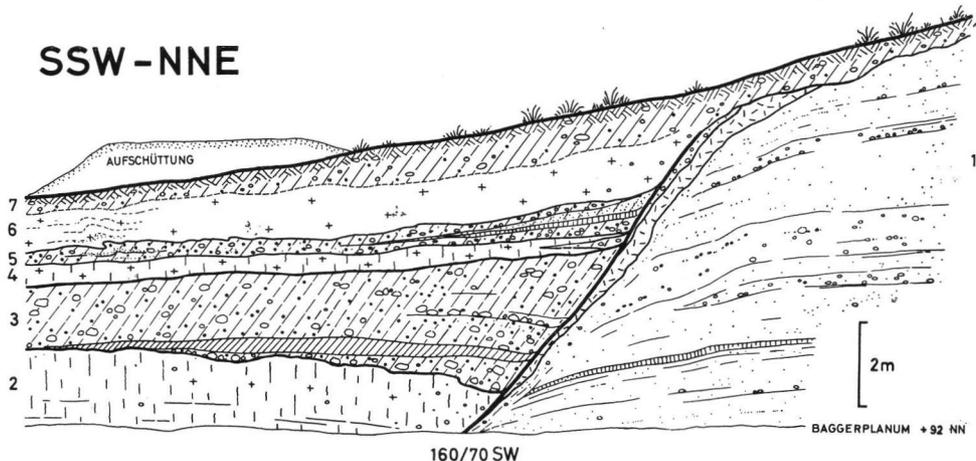


Abb. 9. Tagesausstrich des Erft-Sprunges. Westrand des Zentraltagebaus zwischen Türnich und Mödrath (M.-Bl. Kerpen, r 5210, h 3800).

An der steil einfallenden Verwerfungsfläche werden jungpleistozäne Lössе unvermittelt abgeschnitten. Profilrichtung etwas schräg zum Streichen. Kalkgehalt der Lössе durch Kreuzchen angedeutet. 4-7 = Jüngerer Löß (Würmlöß) mit Fließerdemittel (5) und oberflächlicher Verlehmszone (7), 3 = Hangschutt-Fließerde Horizont, 2 = älterer Löß (Rißlöß?), gänzlich verlehmt, z. T. umgelagert, 1 = Kieseloolith-Schichten (Pliozän).

den (Abb. 7 u. 9). An anderen Stellen verzahnten sich die von der Verwerfungswand ausstrahlenden Fließerdehnen mit dem älteren Löß in einer Weise, wie man es sich nur durch ein gleichzeitiges Nebenher von Sprungbewegung und Sedimentation erklären kann (vgl. L. AHORNER 1960). Offensichtlich war der Erft-Sprung also noch während und nach Ablagerung der jungpleistozänen Deckschichten der Hauptterrasse in Bewegung. Die Basisfläche des älteren Lösses (Riß-Löß) muß auf Grund der Lagerung am Sprung um wenigstens 10-15 m verstellt sein. Beim Würm-Löß kann man nicht so sicher sagen, ob wirklich ein Verwurf vorliegt. Es könnte sich hier auch um eine normale Anlagerung an ein vorgegebenes Relief handeln; ein eventueller Versatz ist keinesfalls auf mehr als höchstens 2-4 m zu beziffern. Der zwischen den beiden Lössen lagernde Hangschutt-Fließerde-Horizont erwies sich dagegen noch deutlich verstellt (um wenigstens 5 m). Da sich andererseits das Material der Fließerden z. T. aus verfrachtetem Tertiär (xylitische Tone und Quarzkiese mit Kieseloolithen) zusammensetzt, muß die an den Randbruch grenzende Hochscholle schon während der Ablagerung der Solifluktionsmassen soweit herausgehoben gewesen sein, daß das Tertiär der Abtragung anheimfiel. Das setzt einen bereits damals bestehenden post-hauptterrassen-zeitlichen Verwurf von wenigstens Hauptterrassen-Mächtigkeit voraus.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen am nördlichen Erft-Sprung - Ast (vgl. Abb. 10). Altersmäßig vorläufig nicht genauer fixierbare, aber ziemlich bedeutende Krustenbewegungen zeichnen sich durch die großen Mächtigkeitsunterschiede zwischen der prä-hauptflöz-zeitlichen Tertiär-Schichtfolge des Erft-Beckens und der Ville ab (G. FLIEGEL 1937). Später während der Hauptflözbildung war die Randstruktur nicht mehr oder doch nur sehr untergeordnet bewegt, wie aus der übereinstimmenden Mächtigkeit der Kohle zu beiden Seiten der Bruchlinie hervorgeht. Erst nach Ablagerung des Türnicher Tones kam es wieder zu Dislokationen schwächeren Ausmaßes, und entsprechende Schollenverstellungen ereigneten sich während und nach Ablagerung der Fischbach-Schichten (vgl. auch W. PRANGE 1958). Insgesamt dürfte jedoch das Hauptflöz nach Abschluß der Fischbach-Zeit am Erft-Sprung an keiner Stelle um mehr als 30-40 m verstellt gewesen sein (d. i. rund 10% des heutigen Hauptflöz-Verwurfes). Die großen Niveau-Unterschiede, welche am Sprung heute zu beobachten sind, stellen ein Werk späterer, in der Hauptsache pliozäner, aber auch pleistozäner Bruchtätigkeit dar.

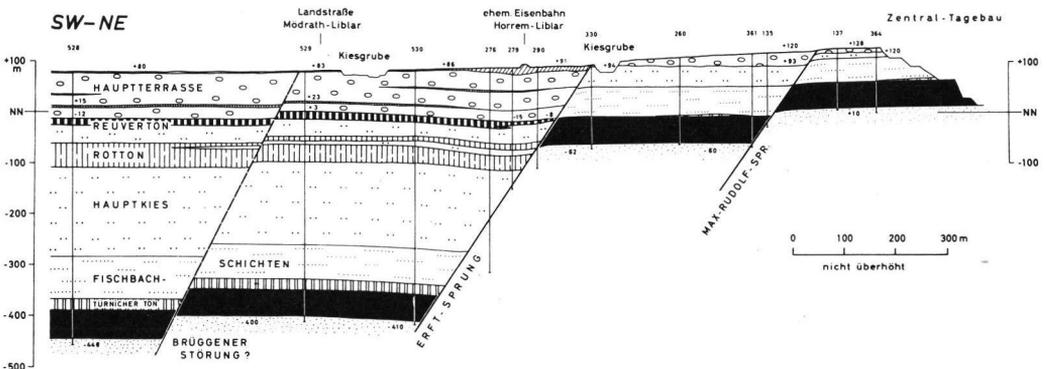


Abb. 10. Querprofil durch den Westrand der Ville in der Gegend südlich von Mödrath (M.-Bl. Kerpen). Nicht überhöht.

Durch den nach W fortschreitenden Zentraltagebau ist das Deckgebirge auf der Hochscholle inzwischen weitgehend abgeräumt. Die in den Abb. 7-9 gezeigten Erft-Sprung-Aufschlüsse liegen in Nähe der Profillinie. - Die Darstellung stützt sich auf Geländebeobachtungen und eine große Anzahl von Tiefbohrungen, deren Ergebnisse von der Rheinischen Braunkohlenwerke A.G. freundlich zur Verfügung gestellt wurden.

Namentlich während und kurz nach Ablagerung der Kieseloolith-Schichten i. e. S. — vor Ausbildung der Hauptterrassen-Unterfläche — muß es zu ausgedehnten und ungewöhnlich kräftigen Schollenverschiebungen gekommen sein, welche fast zwei Drittel (ca. 60%) des post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurfes herbeiführten. Da die Kieseloolith-Folge nur auf der Tiefscholle in voller Entwicklung vorhanden ist, lassen sich die an sie geknüpften Bewegungen zeitlich nicht genauer aufgliedern. Unterstrichen wird das kieseloolith-zeitliche Alter der Hauptbruchbildung durch die kräftige Diskordanz des Altpleistozäns. Im Pleistozän während der Aufschüttung der Hauptterrassen nahm die Bruchverschiebung ihren Fortgang. In diesem verhältnismäßig kurzen Zeitraum entstanden z. B. südlich Mödrath annähernd 60 m Verwurf (15-20% des Gesamtverwurfes). Bei den Bewegungen nach der Hauptterrassen-Zeit (10-15%), deren Spuren sich in der heutigen Geländegestalt abzeichnen, kann man vermutlich zwischen solchen vor der Reiß-Vereisung und solchen während und nach dieser Periode unterscheiden. Ein älterer Löß (Reiß-Löß?) wird, wie wir gesehen haben, durch die tektonischen Verstellungen gewöhnlich noch stark betroffen, der Würm-Löß dagegen nur noch sehr untergeordnet. Auf eine Sprungaktivität in der Gegenwart weisen möglicherweise Erdbeben (M. SCHWARZBACH 1950, 1951, H. BERG 1950) und Veränderungen von Höhenfestpunkten hin (H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK 1955).

#### Brüche auf dem Ville-Plateau östlich des Erft-Sprunges

Die vereinzelt und wenig bedeutenden Sprünge, welche die flache Flöztafel der Ville östlich des Erft-Sprunges beleben (W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954), versetzen nicht mehr die Jüngere Hauptterrasse. Die eiszeitlichen Kiese greifen vielmehr, wie sich in Aufschlüssen stets aufs neue erweist (vgl. z. B. H. W. QUITZOW 1958), gleichförmig und ohne merkliche Beeinflussung über die Störzonen in der Kohle hinweg, ein Zeichen, daß die Krustenbewegungen in diesem Teilstück der Ville schon viel früher zum Stillstand gekommen sind als an deren Westrand.

Der Louise-Sprung, welcher im Tagebau Berrenrath (bei Brüggem) einsetzt und nach NW rasch an Bedeutung gewinnt, beansprucht insofern eine Sonderstellung, als er seiner räumlichen Lage nach zwar schon zum westlichen Ville-Abbruch gehört, sonst aber wichtige Merkmale der Sprünge in E aufweist. Vor allem scheint auch bei ihm, wenigstens in seinem südlichen Teilstück bis zur Scharung mit dem Türnicher Sprung (s. unten), die Hauptterrasse nicht mehr betroffen zu sein. Diese Frage ist jedoch in der Literatur umstritten. Da das fragliche Gebiet inzwischen gänzlich ausgekohlt ist, kann man eine endgültige Klärung kaum noch erwarten. G. FLIEGEL (1922, 1937), J. LOHR (1949), W. PRANGE (1958) sehen den Sprung als „fortlebend“ an, weil die Hauptterrassenkiese östlich der Verwerfung rund 10 m tiefer lagern (bzw. lagerten) als westlich davon. Mit den tertiären Schichten ist es jedoch gerade umgekehrt: Diese sind entlang der Bruchlinie um rund 35 m nach W verworfen. Es müßte hier also ein typischer Umkehrverwurf vorliegen. Ähnliche Bilder kennt man von verschiedenen Störungen der Niederrheinischen Bucht aus dem Zeitabschnitt zwischen der Oberen Kreide und dem Alttertiär, wo die in unserem Gebiet gewöhnlich wirkende Dehnungstektonik vorübergehend von einer Einengungsphase abgelöst wurde (vgl. Abschn. E IV). Im Quartär fehlen aber bislang jegliche Anzeichen einer weiträumigen tektonischen Einengung. Man wird die eigentümliche Lagerung der Hauptterrasse am Louise-Sprung daher zwingender mit H. BREDDIN (1958) als atektonisch entstanden deuten, und zwar durch unterirdische Kohlenoxydation, welche zu einem Nachsacken der Hauptterrassenkiese östlich der Verwerfung führte, während das weit mächtigere Kohle-Deckgebirge auf der Westseite keine Kohlenoxydation zuließ.

#### c) Die mittlere Ville

Der Mittelabschnitt der Ville, welcher von Türnich-Frechen im S bis Bergheim im N reicht, ist gekennzeichnet durch das Aufreißen zahlreicher paralleler Staffelbrüche zum

westlichen Ville-Randbruch (vgl. W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954). Letzterer wird im S zunächst durch den verkleinenden Erft-Sprung, später durch den Horremer Sprung, und schließlich im N durch den Quadrather Sprung dargestellt. Wichtige Staffelbrüche im E sind der Frechener Sprung und der Louise-Sprung.

### Frechener Sprung

Die Scholle östlich des Frechener Sprunges besitzt das höchste tektonische Niveau der mittleren Ville. Das gesamte Hauptflöz wurde hier abgetragen. Kiese der Jüngeren Hauptterrasse ruhen sogleich auf Quarzsanden und Tonen der oberoligozänen Liegendschichten (Schichten der Kölner Unterflöze). Erst westlich der Störung setzt die Kohle ein, aber auch da gewöhnlich nicht in voller Mächtigkeit. Namentlich im S wurde ein beträchtlicher Teil des Flözes noch vor Ablagerung der Hauptterrasse weggeschwemmt. Fischbach-zeitliche Deckgebirgs-Schichten haben sich nur im N erhalten.

Als Begrenzungsstörung der Braunkohle wurde der Frechener Sprung schon frühzeitig erkannt und in seinem Verlauf festgelegt (G. FLIEGEL 1908, 1910). Der tertiäre Verwurf ist bedeutend. Da das Hauptflöz nur einseitig erhalten ist, bereitete die genaue Ermittlung der Sprunghöhe lange Zeit Schwierigkeiten. Heute kennt man geeignete Bezugshorizonte aus den Liegendschichten der Kohle (Weidener Unterflöz-Gruppe), welche nordwestlich von Frechen rund 50 m, an der Bundesbahn Köln—Aachen 70-80 m und am Ostrand des Tagebaus Fortuna 170-180 m verworfen sind. Im weiteren Fortstreichen nach N ermäßigen sich die Sprunghöhen wieder, wobei mit dem Abklingen der Störung ein Übergreifen der Kohle auf die höhere Scholle einhergeht. Die Schichten der Jüngeren Hauptterrasse sind am Frechener Sprung ohne Zweifel mitverworfen, doch sind die Versetzungsbeträge, die in der Hauptsache auf post-hauptterrasse-zeitliche Bewegungen zurückgehen, meist nicht sehr erheblich (im Durchschnitt 8-10 m). In der früheren Literatur findet man gelegentlich viel höhere Werte angegeben. Dies hängt damit zusammen, daß die Pleistozän-Kiese westlich der Verwerfung verbreitet atektonische Sackungs-

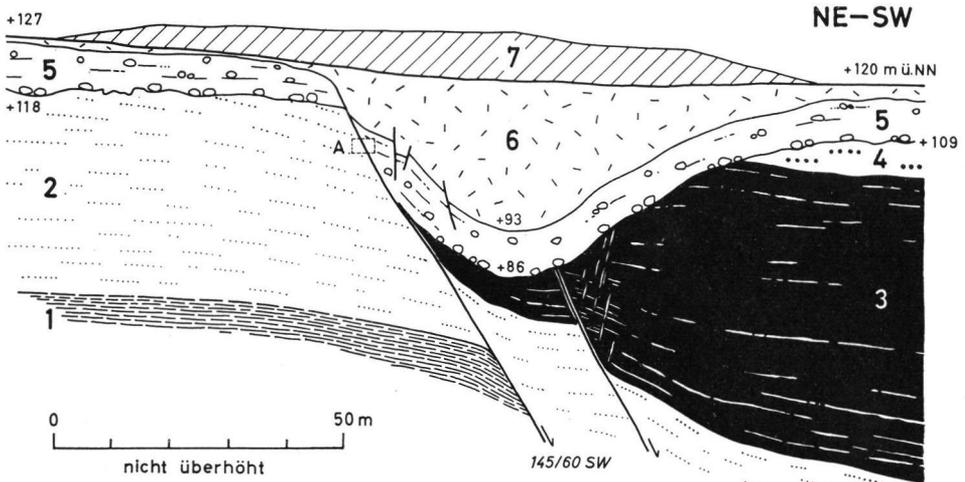


Abb. 11. Tagesaufschluß des Frechener Sprunges. Ostrand der Grube Fortuna. (M.-Bl. Frechen, r 5050, h 4560).

Der Ausstrich der Verwerfung wird von einem nahezu 30 m tiefen „Lehmgraben“ begleitet, welcher hauptsächlich durch gesteigerte unterirdische Kohlenoxydation in der tektonischen Zerrüttungszone entstanden ist (vgl. H. BREDDIN 1958). - 7 = Haldenaufschüttung, 6 = Lößlehm (Jungpleistozän), 5 = Jüngere Hauptterrasse des Rheins (Altpleistozän), 4 = Fischbach-Schichten (Obermiozän), 3 = Hauptbraunkohlenflöz (Mittelmiozän), 2 = Frechener Sande (Oberoligozän), 1 = Ton der Weidener Unterflöz-Gruppe.

erscheinungen infolge unterirdischer Kohlenoxydation erlitten haben, die man erst neuerdings als solche erkannt hat (H. BREDDIN 1958). In diesem Zusammenhang verdient der sog. „Lehmgraben“ Erwähnung, eine 50-80 m breite und bis zu 40 m tiefe rinnenförmige „Einmündung“ von Hauptterrassenkiesen und überlagerndem Lößlehm, welche den Ausstrich des Frechener Sprunges auf kilometerweite Entfernung begleitet (bzw. begleitete, denn leider ist dieses einzigartige Gebilde inzwischen fast ganz dem Braunkohlenbergbau zum Opfer gefallen). Ein letztes Reststück war bis vor kurzem an einem Abbausporn am Ostrand der Grube Fortuna zu studieren (Abb. 11). Verschiedene Beobachtungen lassen hier auf eine nachträgliche tektonische Überprägung einer durch Kohlezersetzung vorgebildeten Hohlform schließen (L. AHORNER 1960).

Louise-Sprung und diagonale Verbindungssprünge zum westlichen Ville-Rand

Der Louise-Sprung, der uns bereits bei der Besprechung der südlichen Ville beschäftigte, erlangt seine Hauptbedeutung im Bereich der mittleren Ville. War der Kohleverwurf im S mit etwa 35 m anzugeben (vgl. Abschn. D III b), so steigert sich dieser Wert bei Grefrath auf 150 m, nördlich von Habelbrath gar auf 240 m. Mit dem Anwachsen der Sprunghöhe geht ein kräftiges nordwestliches Abtauchen der dem Sprung nach SW vorgelegerten Randstufe (Boisdorfer Staffel) einher. Deren Eintiefung wird durch mehrere vom Erft- zum Louise-Sprung in NS-Richtung verlaufende Sprungzonen unterstützt (von E nach W: Türnicher Sprung, Buchholzer Sprung, Max-Rudolf-Sprung). Wir finden die Lagerungsverhältnisse jenes Teilstückes der Ville ausführlich bei W. PRANGE (1958) dargestellt, wo auch auf den zeitlichen Ablauf der Schollenverschiebungen an den einzelnen Verwerfungen eingegangen wird. Sowohl am Max-Rudolf-Sprung als auch am Türnicher Sprung haben in quartärer Zeit Bewegungen stattgefunden (Abb. 10). Die Basis der Hauptterrassen-Schotter ist bei erstgenanntem stellenweise um mehr als 25 m versetzt (bei rund 70 m Kohleverwurf), die Oberfläche um 8-10 m; ein größerer Teil der quartären Verschiebungen muß hauptterrassen-zeitlichen Alters sein. Am Türnicher Sprung läßt sich demgegenüber für das Quartär nur eine post-hauptterrassen-zeitliche Bewegungsphase nachweisen (Verwurf rd. 10 m). Wo der Türnicher Sprung südlich von Grefrath in den Louise-Sprung mündet, erhöht sich dessen Kohleverwurf schlagartig auf mehr als das Dreifache. Auch stellt sich an dieser Störung nun erstmals ein sicherer, nach W weisender Quartärverwurf ein. Man würde den aus der Vereinigung hervorgehenden Sprung also besser als Türnicher Sprung bezeichnen, und nicht — wie es sich nun aber einmal eingebür-

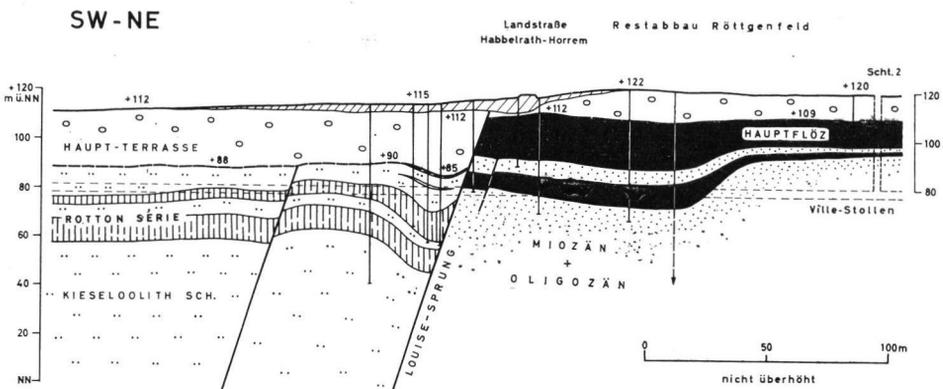


Abb. 12. Querprofil durch den Louise-Sprung. Gegend nördlich von Habelbrath (M.-Bl. Frechen). Gezeichnet nach Bohrungen und Aufschlüssen beim Bau des Ville-Stollens und in der Grube Restabbau Röttgenfeld. Die „Einmündung“ am Rande der Tiefscholle ist tektonischen Ursprungs (vgl. Abschnitt E I).

gert hat — als Louise-Sprung. Die Unterkante der Hauptterrassenkiese ist bei Grefrath ungefähr 15 m verstellt, am Ville-Stollen nördlich von Habelrath 20-25 m (Abb. 12). An der Oberfläche zeichnet sich der Louise-Sprung in diesem Gebiet durch eine 8-12 m hohe Geländekante ab. Durch Sackungerscheinungen der Kiesdecke auf der Hochscholle infolge unterirdischer Kohleoxydation wird vermutlich ein etwas zu geringer Quartärverwurf vorgetäuscht.

Über das Alter der Bewegungen am Louise-Sprung läßt sich wegen der Abwesenheit tertiärer Deckschichten der Kohle auf der Hochscholle nur wenig Bestimmtes sagen. Die Hauptbruchbildung wird wohl während und kurz nach Ablagerung der höheren Kieseloolith-Schichten eingetreten sein, denn letztere sind auf dem gesunkenen Schollenflügel noch in erheblicher Mächtigkeit erhalten. Kräftige Nachbewegungen müssen sich zur Hauptterrassen-Zeit und später ereignet haben. Während die gewöhnlich 8-12 m mächtige Schotterdecke der Hochscholle ausschließlich der Jüngerer Hauptterrasse zuzurechnen ist, baut sich die im Durchschnitt 20 m, örtlich auch bis 30 m mächtige Pleistozän-Aufschüttung der Tiefscholle<sup>9)</sup> (Boisdorfer Staffel) allem Anschein nach aus übereinander getürmter Jüngerer und Älterer Hauptterrasse auf. Pflanzenführende Feinsande und Schluffe, die vielleicht den Tegelen-Schichten entsprechen, konnten in einer Kiesgrube am Pumpwerk Götzkirchen beobachtet werden (L. AHORNER 1960).

Ein ähnlicher tektonischer Bauplan, wie er für das Einsinken der Boisdorfer Staffel im Gebiet südlich von Mödrath maßgebend ist, gilt — allerdings mit spiegelbildlich vertauschten Richtungen — für die Gegend von Horrem, wo sich das Ganze wieder heraushebt (vgl. W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954). Auch hier stellen sich — diesmal WNW—ESE verlaufende — Diagonalbrüche ein, die vom Louise-Sprung zur westlichen Ville-Randstörung (Horremer Sprung) vermitteln. Bekannt ist vor allem der F i s c h b a c h - S ü d s p r u n g. Diesem muß im S noch ein weiterer großer Sprung vorgelagert sein, der auf der Karte von PELTZ & QUITZOW noch nicht verzeichnet ist. Seine Einmündung in den Horremer Sprung erfolgt vermutlich an der Eisenbahn-Brücke nordwestlich von Horrem, wo lange Zeit eine vom Ville-Randsprung spießwinkelig abzweigende Störung entblößt war, welche Kieseloolith-Schichten gegen Hauptterrassen-Schotter abschneidet (Str. 145/70° SW, Quartärverwurf größer als 7 m). Die nördlichen diagonalen Begrenzungssprünge der Boisdorfer Staffel verwerfen genau wie die südlichen noch deutlich die Kiese der Hauptterrasse, welche an zwei auch morphologisch erkennbaren Absätzen um jedesmal fast 10 m herausgehoben wurden.

Mit dem Abspalten der diagonalen Seitenäste verliert der Louise-Sprung rasch an Bedeutung. Er mündet wenige Kilometer weiter nördlich in den Frechener Sprung. Besonders interessant ist, daß die Hauptterrasse am nördlichsten Teilstück des Louise-Sprunges nun wieder genau die gleiche Lagerung erkennen läßt wie schon in der südlichen Ville: die Kiese lagern auf der im Tertiär herausgehobenen östlichen Scholle tiefer als im W. Die Ursache wird wohl die gleiche sein wie im S (Sackung der Hauptterrasse infolge unterirdischer Kohlenoxydation; vgl. Abschn. D III b).

#### Randbrüche der mittleren Ville (Horremer Sprung, Quadrather Sprung)

Der Horremer Sprung, welcher bei Mödrath seitlich neben dem verklingenden Erft-Sprung aufreißt, schwillt rasch zu großer Sprunghöhe an und übernimmt bald die Rolle des beherrschenden Ville-Randbruches. Die Brückenscholle zwischen den gegenein-

<sup>9)</sup> Hauptterrassen-Mächtigkeiten von mehr als 40 m, wie W. PRANGE (1958, Taf. 4) sie mehrfach angibt, sind freilich nirgends vorhanden. Dieser Autor hat die Grenze Kieseloolith-Schichten/Hauptterrasse an die Oberkante einer zweiseitigen Tonfolge (Rot-Ton-Serie?) gelegt, was indes nicht zulässig ist, denn über dem Ton folgen nach Beobachtungen im Ville-Stollen sowie in Grubenaufschlüssen bei Horrem (Quarzkiesgrube Winter) und Gut Boisdorf (Kiesgrube Maubach) noch Sande und Quarzkiese mit mehr als 90% Quarz.

ander absetzenden Enden der großen Verwerfungen überwindet den Niveau-Unterschied zum Erft-Becken durch ein verstärktes Schichteinfallen.

Im Gebiet zwischen Mödrath und Horrem, wo der Horremer Sprung zunächst die verhältnismäßig tief liegende Boisdorfer Randstaffel gegenüber dem Erft-Becken begrenzt, macht sein Hauptflöz-Verwurf knapp 300 m aus (Tab. 5). Nach dem Einmünden des Fischbach-Südsprunges und anderer vom Louise-Sprung abspaltender Diagonalbrüche im Gebiet nördlich von Horrem konzentriert sich aber die ganze Abwärtsbewegung am Rande der Ville auf einige Erstreckung ausschließlich auf die Fuge des Horremer Sprunges, dessen post-hauptflöz-zeitlicher Verwurf hier auf über 500 m anwächst. Erst nachdem sich bei Ichendorf erneut eine Begleitstörung — diesmal auf der Westseite — auftut, geht diese bedeutende Sprunghöhe wieder zurück. Dies geschieht im gleichen Maße wie der neu aufgerissene Quadrather Sprung an Bedeutung gewinnt. Bereits nördlich der Ortschaft Quadrath halten sich die Absenkungsbeträge an den beiden Teilstörungen ungefähr die Waage, und späterhin überwiegt überall deutlich der Verwurf des Quadrather Sprunges. Bis über Bergheim hinaus laufen die Staffelsprünge annähernd parallel nebeneinander her, dann erst vereinigen sie sich.

Tabelle 5  
Zusammenstellung der Verwürfe an den Randstörungen der mittleren Ville  
(Horremer Sprung und Quadrather Sprung)

Gebiet	Bezeichnung der Einzelstörung	Sprunghöhen		
		Hauptflöz-Horizont	Hauptterrasse	
			Basis	Basis
Mödrath	Horremer Sprung	(120 m)	(40 m)	15-20 m
Gut Boisdorf	Horremer Sprung	270 m	90 m	40 m
Horrem- Götzenkirchen	Horremer Sprung	290 m	90-95 m	40 m
südl. Ichendorf	Horremer Sprung	500 m	120 m	50-55 m
Quadrath- Ichendorf	Horremer Sprung	(400 m)	105 m	45 m
	Quadrather Sprung	(50-100 m)	15-20 m	10 m
nordwestl. Schloß Schlenderhahn	Horremer Sprung	280 m	ca. 55 m	20 m
	Quadrather Sprung	(150-200 m) <sup>1)</sup>	(ca. 60 m) <sup>1)</sup>	(30 m) <sup>1)</sup>
zwischen Bergheim u. Kloster Bethlehem	Horremer Sprung	80-100 m	20 m	10 m
	Quadrather Sprung	140 m	75 m	30-35 m
nordöstl. Pfaffendorf	Quadrather Sprung (+Horremer Sprung)	250 m	50-60 m	25 m
nordöstl. Gesch	(Quadrather Sprung)	?	ca. 20 m	10 m

1) Gesamtverwurf der in mehrere Teilstaffeln aufgelösten Sprungzone.

Sowohl der Horremer Sprung als auch der Quadrather Sprung verwerfen das Quartär, und zwar in sehr erheblichem Maße (vgl. Tab. 5). Zwischen Horrem und Ichendorf, wo der Horremer Sprung seinen maximalen Verwurf erreicht, geht die Hauptterrassen-Basis an ihm mehr als 120 m, die Oberfläche 50-55 m in die Tiefe. Es ist dies der größte Quartär-Verwurf, den wir in der südlichen Niederrheinischen Bucht an einer einzelnen Störung feststellen können. Dieser gewaltige Verwurfsbetrag wird am Niederrhein lediglich noch vom Rurrand bzw. Peel-Randbruch abwärts Hückelhoven übertroffen.

Große Mächtigkeits-Gegensätze der Hauptterrassen-Schichten zu beiden Seiten der Randbrüche zeugen von erheblichen intersedimentären und synsedimentären Verschiebungen während der Hauptterrassen-Zeit. Am Horremer Sprung stehen sich in der Gegend zwischen Mödrath und Ichendorf durchwegs etwa 70-80 m Altpleistozän auf der Tiefscholle und 10-30 m auf der Hochscholle gegenüber (Abb. 13).

Der Anteil der quartären Sprunghöhe am post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurf macht gewöhnlich 25-30% aus, stellenweise wächst dieser Wert aber auf nahezu 50% (z. B. am Quadrather Sprung in der Gegend östlich von Bergheim; vgl. Abb. 16). Dieser außerordentlich hohe quartäre Bewegungsanteil erklärt sich wohl dadurch, daß die optimale Abwärtsbewegung innerhalb einer Verwerfungstreppe, wie sie uns am Westrand der mittleren Ville gegenübertritt, in räumlicher sowohl wie in zeitlicher Hinsicht zwischen den einzelnen Teilbewegungsflächen mehrfach hin und her zu pendeln vermag. Bestimmte Staffelsprünge, welche zu einem früheren Zeitpunkt kräftige Schollenverschiebungen erlebten, werden später oft weniger genutzt oder gänzlich stillgelegt, während andere, ursprünglich weniger begünstigte Fugen, unversehens zu Trägern der Hauptbewegung heranreifen.

Die post-hauptterrassen-zeitlichen Bruchstufen der Randverwerfungen der mittleren Ville sind im Gelände noch gut zu studieren (nur im Teilstück zwischen Horrem und Gut Schlenderhan fiel die Geländekante des Horremer Sprunges dem Braunkohlenbergbau zum Opfer). Bis Quadrath-Ichendorf bildet zunächst der Horremer Sprung mit einer markanten Steilstufe den morphologischen Westrand der Ville; dann wird diese Rolle vom Quadrather Sprung übernommen, welcher das Hochplateau bis weit über Bergheim hinaus gegenüber der Erft-Niederung begrenzt. Die Verlagerung der tektonischen Abwärtsbewegung von dem einen auf den anderen Randsprung zeichnet

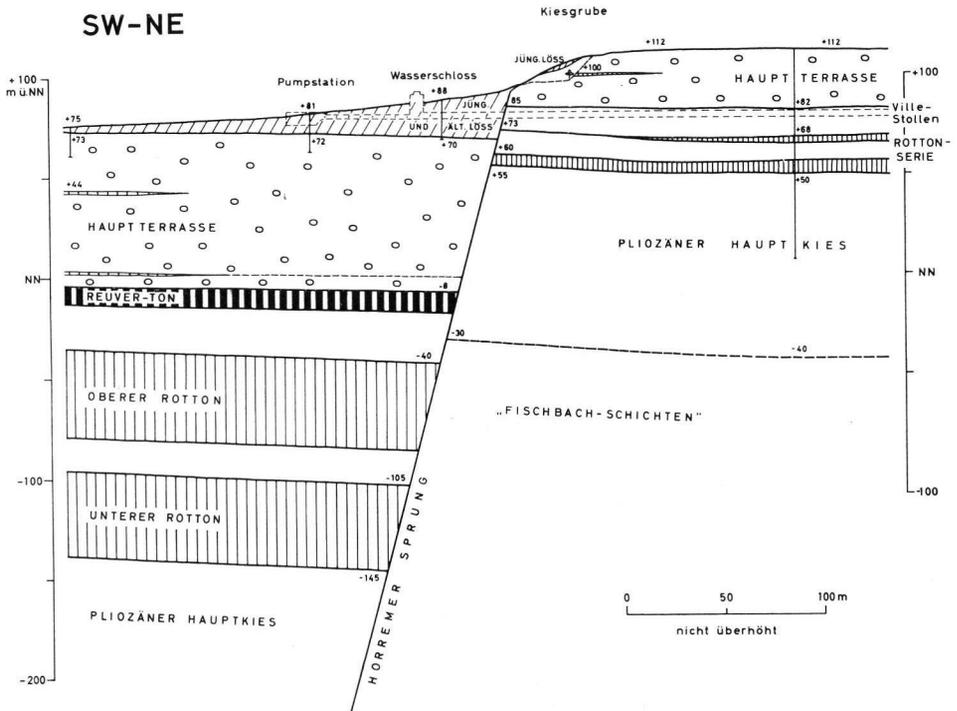


Abb. 13. Querprofil durch den Horremer Sprung. Ville-Stollen bei Götzkenkirchen südlich Horrem (M.-Bl. Frechen). - Gezeichnet nach Bohrungen und Beobachtungen beim Bau des Ville-Stollens.

sich gleichfalls deutlich in der Morphologie ab. Die Gelände-(Hauptterrassen-) Oberfläche der von den beiden Bruchlinien eingeschlossenen Zwischenstufe steigt nach NW mit dem Schwächerwerden des Horremer Sprunges immer weiter empor (um insgesamt etwa 40 m). Auf eine Längsentfernung von 3-4 km ergibt sich hier für die altpleistozäne Talstufe des Rheins eine vollständige Umkehrung der ursprünglichen Gefällsverhältnisse.

**Tagesaufschlüsse und Lößverwurf.** Eine Eigenheit des Horremer- und Quadrather Sprunges besteht in einer keilförmigen Ansammlung von mächtigen Löß- und Fließerdeabsätzen am Böschungsfuß der oberflächlichen Bruchstufe. Diese Lehmlagerungen sind im Streichen der Störungen auf kilometerweite Entfernung zu verfolgen. Ihre Mächtigkeit schwillt in unmittelbarer Nähe der Verwerfung auf 20 und mehr Meter an. Beim Bau des Ville-Stollens und des Pumpwerkes Götzenkirchen wurden sie seinerzeit im Vorfeld des Horremer Sprunges in einer Stärke von rund 20 m erschlossen (Abb. 13). Sie setzten sich in der Hauptsache aus einem vollständig verlehmt und teilweise umgelagerten älteren Löß (Riß-Löß?) zusammen. Der kalkhaltige jüngere Löß (Würm-Löß) bildete nur eine verhältnismäßig dünne Deckschicht. Wo beim Vortrieb des Stollens die Grenzfläche des Lehmes gegen die Bruchstufe durchfahren wurde, erwies sich diese als recht unvermittelt und scharf und ebenso steil gegen SW einfallend wie die Haupt-Bewegungsbahn der Störzone.

Ganz entsprechende Beobachtungen waren an einem Tagesaufschluß des Horremer Sprunges in der NW-Ecke der *Beisselsgrube* bei Ichendorf zu machen. Die an der Grubenwand und in mehreren Schürffgräben auf dem 80 m-Baggerplanum angeschnittene Sprungfläche trennte mit scharfem Schnitt fischbach-zeitliche Quarzsande von mächtigem, vollständig verlehmt älteren Löß (vgl. Abb. 14; weitere Abb. bei L. AHORNER 1960). In nächster Nähe der Störung schwoll die Stärke der Lößlehmschicht auf über 25 m an. Ebenso hoch hätte man sich eine bereits vor der Lößanwehung bestehende oberflächliche Verwerfungswand vorzustellen, wollte man bei der Deutung dieser Lößlehm-Lagerung ohne tektonische Bewegungen auskommen. Eine solche Vorstellung ist jedoch, vor allem im Hinblick auf die Steilheit der Grenzfläche (Einfallen um 70° SW) und die lockere Konsistenz der an sie grenzenden Sedimente, kaum denkbar. So wie die Dinge liegen, kommt als Erklärung wohl nur die Möglichkeit in Frage, daß sehr junge — zur (riß-eiszeitlichen?) Lößanwehung syngedimentäre, für einen kleineren Teil vielleicht auch postsedimentäre — Krustenbewegungen entlang der Verschiebungsfläche des Horremer Sprunges erfolgten, die das Emporsteigen einer oberflächlichen Verwerfungswand in ungefähr der gleichen Geschwindigkeit bewirkten, wie sich das Lößmaterial nach und nach anhäufte. Für eine Beeinflussung der Lößlehm-Absätze durch junge Tektonik spricht auch, daß sich im unteren Teil der Lehmfolge, wo diese gelegentlich durch sandig-kiesige Einschwemmungen und durch Lagen von Solifluktionsschutt zu gliedern ist, kleintektonische Abschiebungen (vgl. Abb. 14, Schürffgraben 5, Profilmeter 4-7), in ihren Richtungen tektonisch vorgezeichnete und postgenetisch überprägte Eiskeile (Graben 3, Profilmeter 7-8), sowie in der Aufbiegungszone zum Sprung auch Winkeldiskordanzen nachweisen ließen.

Die keilförmige Ansammlung von mächtigem älteren Löß am Fuße der oberflächlichen Bruchstufe ist für den Horremer Sprung auch dort charakteristisch, wo er seine Stellung als beherrschender Ville-Randbruch längs eingebüßt hat, beispielsweise am Bethlehemer Wald östlich von Bergheim (Abb. 15). Der Quadrather Sprung zeigt im Vorfeld seiner Bruchstufe ganz entsprechende Lehmsätze, wie sich aus Bohrungen und geoelektrischen Meßergebnissen ergibt (vgl. Abb. 16), doch hat eine genauere Untersuchung hier mangels geeigneter Tagesaufschlüsse noch nicht erfolgen können.<sup>9a)</sup> Es dürfte aber kein Zweifel daran

<sup>9a)</sup> In der seit Abfassung vorliegender Arbeit und der Drucklegung verstrichenen Zeit wurden durch den nach W sich ausweitenden Braunkohlentagebau Fortuna-Nord nun auch vom Quadrather Sprung in der Gegend nördlich von Bergheim (beim Gutshof Bohlendorf) ausgezeichnete Tagesaufschlüsse geschaffen, die bezüglich des Lößverwurfes das oben Gesagte durchaus bestätigen.

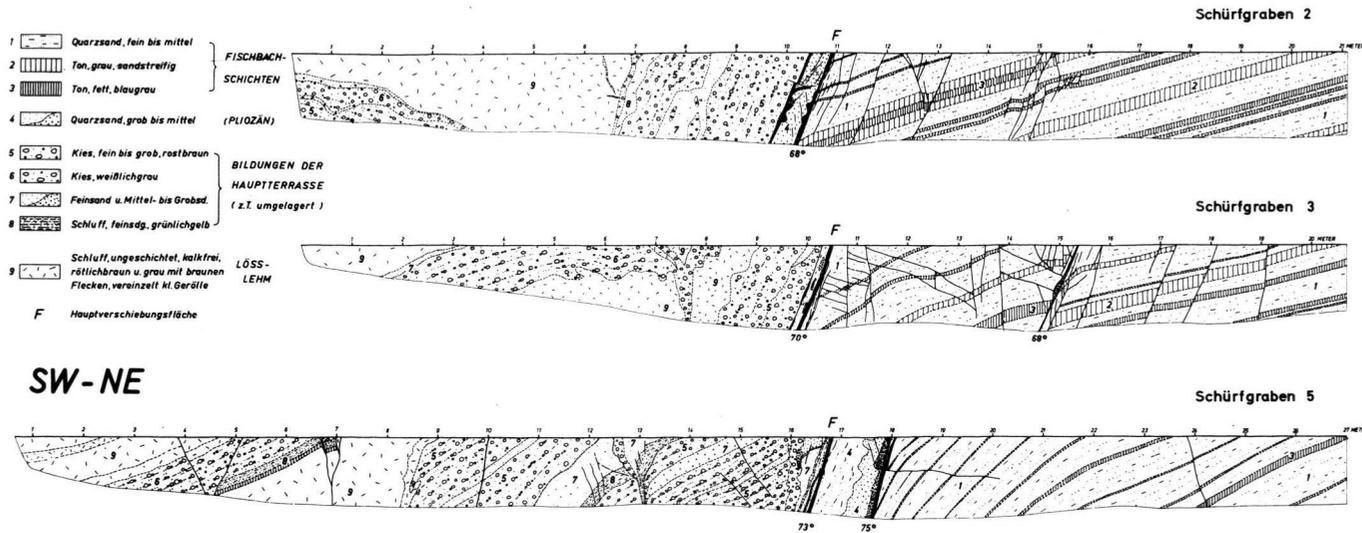


Abb. 14. Feintektonische Aufnahmen am Horremer Sprung. NW-Ecke der Beisselsgrube bei Ichendorf (M.-Bl. Frechen, r 4880, h 4530). Die Schürfgräben wurden auf einem Baggerplanum bei etwa 80 m + NN (25—45 m unter der ehemaligen Geländeoberfläche) angelegt; Abstand zwischen Graben 2 und 3 etwa 25 m, zwischen Graben 3 und 5 etwa 50 m. - Der quartäre Gesamtverwurf der aufgeschlossenen Sprungzone beträgt etwas über 100 m. Auf dem gehobenen Verwerfungsflügel (rechts) lag die Oberfläche der Hauptterrassenkiese des Rheins vor dem Abbau bei 122-125 m + NN, die Basis bei 109-112 m + NN; auf dem gesunkenen Flügel ist die Oberfläche der entsprechenden Kiese nur wenig unterhalb des Niveaus der Schürfgräben anzunehmen, ihre Basis wurde hier bei 5-10 m + NN erhohrt. Weitere Erläuterungen s. Text.

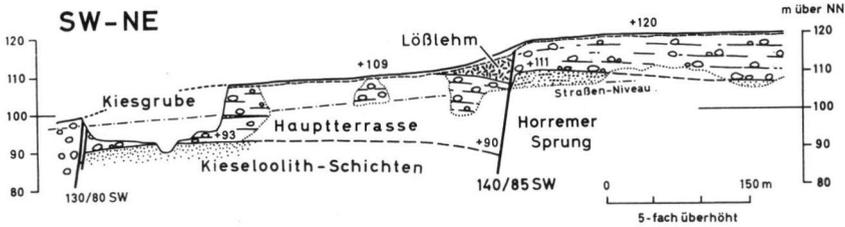


Abb. 15. Querprofil durch den quartären Horremer Sprung in der Gegend nordöstlich Bergheim (Forsthaus Bethlehem). - Gezeichnet auf Grund von Aufschlüssen an der neuen Chaussee Bergheim-Niederaußem.

bestehen, daß sowohl der Horremer Sprung als auch der Quadrather Sprung noch während der Anwehung (oder Umlagerung!) eines älteren Lösses beträchtliche Bruchverschiebungen erlebten, die stellenweise in der Größenordnung von mindestens 10-20 m liegen.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen. Eine zusammenfassende Darstellung ist wegen des z. T. lückenhaften Beobachtungsmaterials schwierig. Auch wirkt erschwerend, daß sich häufig bei ein und derselben Störung im Fortstreichenden Wechsel im Bewegungsablauf feststellen lassen, die auf den vielgestaltigen Bewegungsmechanismus innerhalb der großen Verwerfungstreppe am Westrand der mittleren Ville zurückzuführen sind.

Wie H. HAGER (1957) zeigen konnte, macht sich der Horremer Sprung während der Wachstumszeit des Hauptflözes nicht weiter bemerkbar. Dasselbe ist wohl auch vom Quadrather Sprung anzunehmen. Die ersten sicheren post-hauptflöz-zeitlichen Schollenverschiebungen setzen am Horremer Sprung während und kurz nach Sedimentation der Fischbach-Schichten ein, wo bis zu 50% des heutigen Kohleverwurfes entstanden sein mögen. Der Quadrather Sprung war zum gleichen Zeitraum kaum in Bewegung, wenigstens nicht in der Gegend östlich von Bergheim, wo die Bruchverschiebungen mehr die benachbarten Staffelsprünge berührten (vgl. Abb. 16). An beiden Verwerfungslinien verbreitet sind dann aber recht kräftige Krustenverstellungen, welche sich in den Mächtigkeitsverhältnissen der Hauptkies-Serie abzeichnen (d. h. in den unteren Kieseloolith-Schichten i. e. S.). Diese vor Ablagerung des Rot-Tones eingetretenen Verschiebungen umfassen annähernd ein Drittel des post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurfes. Am Horremer Sprung setzt sich die heftige Bodenunruhe der älteren Kieseloolith-Zeit auch noch in die Sedimen-

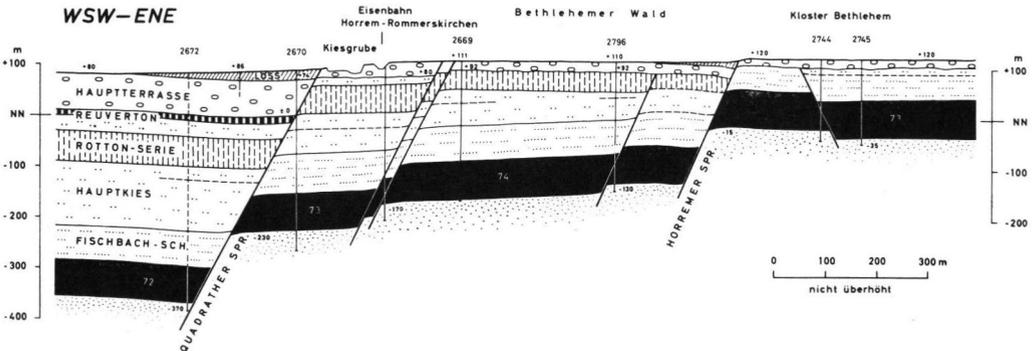


Abb. 16. Querprofil durch den Westrand der Ville in der Gegend östlich Bergheim (M.-Bl. Bergheim). Nicht überhöht.

Das mittelmiozäne Hauptbraunkohlenflöz wird in seiner Mächtigkeit (eingeschriebene Zahlenwerte) nicht durch syndimentäre Bruchbewegungen beeinflusst. - Die Darstellung stützt sich auf Geländebeobachtungen, geoelektrische Messungen und Tiefbohrungen, deren Ergebnisse von der Rheinische Braunkohlenwerke A.G. freundlich zur Verfügung gestellt wurden.

tationszeit der Rot-Ton-Serie hinein fort, wo wiederum etwa ein Drittel des heutigen Gesamtverwurfes aufriß. Daß die Bewegung keineswegs über die gesamte Rot-Ton-Zeit hinweg kontinuierlich verlaufen ist, sondern Perioden schwächerer Bruchtätigkeit und vielleicht sogar Ruhepausen aufgetreten sind, beweist die Mächtigkeitentwicklung des Kiesmittels zwischen den beiden Rot-Tonen bei Götzenkirchen (Abb. 13). Am Quadrather Sprung macht sich die roton-zeitliche Bewegungsphase in der Bergheimer Gegend nur wenig bemerkbar. Vielleicht lag dieser Sprung infolge einer Verlagerung der Abwärtsbewegung auf benachbarte Fugen gänzlich still. Erst im Zeitraum zwischen der Ablagerung der Rot-Ton-Serie und der Älteren Hauptterrasse lebt letzterer bei Bergheim wieder kräftig auf (es entstanden 20% des heutigen Verwurfes), während sich am Horremer Sprung zur gleichen Zeit ein Teilverwurf von rund 10% abzeichnet.

Auf die bedeutsamen synsedimentären und intersedimentären Bruchverschiebungen während der Hauptterrassen-Zeit wurde bereits hingewiesen. Es ist anzunehmen, daß sie sich — mit einigen Unterbrechungen — fast über den ganzen Zeitraum der Hauptterrassen-Entstehung erstreckten, denn beide Schotterstufen (die Ältere und die jüngere Hauptterrasse) sind in ihrer Mächtigkeit beeinflusst. Der Horremer Sprung läßt in seinem südlichen Teilstück (zwischen Mödrath und Ichendorf) hauptterrassen-zeitliche Bewegungsbeträge von 15-20% des heutigen Kohle-Verwurfes erkennen, in seinem nördlichen (am Bethlehemem Wald) nur etwa 5%. Das liegt daran, daß sich die Abwärtsbewegung in diesem nördlichen Gebietsteil nun sehr stark auf den vorgelagerten Quadrather Sprung konzentriert, wo wir hauptterrassen-zeitliche Bewegungsanteile bis zu 30% vorfinden. Die Schollenbewegungen jener Zeit gehören zu den kräftigsten, die den Quadrather Sprung überhaupt jemals heimgesucht haben. Während sich die Verschiebungen nach der Hauptterrassen-Zeit am Horremer Sprung auf 10-15% des Gesamtverwurfes belaufen, stellt man am Quadrather Sprung örtlich bis zu 20% fest. Wann diese jüngsten Verstellungen im einzelnen eingetreten sind, läßt sich schwer sagen. Ein erheblicher Teil — an manchen Stellen mehr als die Hälfte — dürfte erst gleichzeitig mit der Anwehung (oder Umlagerung?) eines älteren Lösses (Riß-Löß?) vor sich gegangen sein. Der Würm-Löß dagegen ist jünger als die Bewegung, da er — wenn überhaupt — nur noch sehr untergeordnet beeinflusst wird. Seine Anwehung fand die Geländekanten der „fortlebenden“ Brüche bereits in ungefähr der heutigen Gestalt vor, also in einem durch längere rückschreitende Erosion stark verflachten und ummodulierten Zustand.

#### Kentener Störung

In der Gegend von Bergheim und nördlich davon ist dem Quadrather Sprung auf seiner Westseite eine schmale Staffel-Scholle vorgelagert, welche bereits so tief liegt, daß man im Zweifel ist, ob man sie noch der Ville oder bereits der Erft-Scholle zurechnen soll. Diese *Bergheimer Randstaffel* — wie sie nachfolgend bezeichnet werden soll — wird vom eigentlichen Erft-Becken durch die Kentener Störung abgegrenzt. Letztere spaltet sich vermutlich in der Gegend von Quadrath vom Quadrather Sprung ab und verläuft über Kenten—Bergheim—Paffendorf auf Glesch zu. Es handelt sich um den gleichen Sprung, der in der Karte von PELTZ & QUITZOW (1954) als „Erft-Sprung“ bezeichnet wird. Diese irreführende Bezeichnung sollte aber vermieden werden, denn ein Zusammenhang mit dem eigentlichen Erft-Sprung im S ist mit ziemlicher Sicherheit auszuschließen.

Der Verwurf der Kentener Störung ist nicht übermäßig groß. Am Wasserwerk Kenten (südl. Bergheim), wo die Störung bei Brunnenbau-Arbeiten gut abgebohrt wurde, erweist sich die Unterkante des Haupt-Rot-Tones um annähernd 55 m, die Hauptterrassen-Basis 10-12 m versetzt (vgl. Taf. V, Profil D-D'). Die Hauptabnahme der Sprunghöhen erfolgt innerhalb der Rot-Ton-Serie und der Oberen Kies-Serie, jedoch nicht im Horizont des Reuver-Tones. Mit dem Höhersteigen der Bergheimer Randstaffel in nordwestlicher Richtung nimmt die Sprunghöhe der Kentener Störung zu. Bei Paffendorf und Glesch ist die Basis der Hauptterrasse um rund 20 m versetzt. Die Oberfläche der altpleistozänen Auf-

schüttung dürfte im Durchschnitt um die Hälfte weniger verworfen sein. Nur ganz im S ist die post-hauptterrassen-zeitliche Bruchstufe am Ort ihrer Entstehung erhalten. Sonst wurde sie überall von der Seitenerosion der Erft erfaßt und z. T. um mehrere hundert Meter nach E zurückverlegt.

#### d) Die nördliche Ville

Das nördlich der Linie Bergheim-Niederaußem liegende Teilstück der Ville unterscheidet sich in seinem tektonischen Bau grundlegend von dem der südlichen Gebiete (vgl. W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954, H. HAGER 1958). Die großen westfallenden Sprünge, bis dahin Hauptträger der Abwärtsbewegung zum Erft-Becken, verklingen nach wenigen Kilometern. An ihre Stelle tritt eine Überwindung der Niveau-Unterschiede durch kräftige südwestwärtige Schollenneigung (im Tertiär bis zu  $22^\circ$ ). Die auch weiterhin wirkende Krustendehnung äußert sich nun in zahlreichen antithetischen Brüchen meist geringer Verwurfshöhe. Das Abtauchen der Schichten zum Erft-Becken betrifft vor allem die tertiären Sedimentserien. Die Jüngere Hauptterrasse macht die Schollenneigung nur in stark abgeschwächtem Maße mit. Sie kappt den tertiären Untergrund und greift nacheinander auf immer ältere Schichtglieder über. In den tiefer versenkten Teilen des Gebietes — namentlich am SW-Rand — schiebt sich unter die Jüngere Hauptterrasse auch noch die Ältere Hauptterrasse ein.

Die Mächtigkeitszunahme des jungtertiären Deckgebirges der Kohle in Richtung des Schollenabtauchens läßt sich nicht allein durch die Diskordanz der Hauptterrasse erklären; denn nicht nur das Jungtertiär als Ganzes gewinnt nach SW an Mächtigkeit, sondern gleichermaßen auch jede gut charakterisierte Einzelschicht. Ja, selbst einzelne Abschnitte des Hauptflözes zeigen deutlich dieses Anwachsen der Mächtigkeit (H. HAGER 1954, 1958). Die Schrägstellung der nördlichen Ville-Scholle setzt danach schon sehr früh ein — zumindestens während der Ablagerung des Hauptflözes — und sie war über sehr lange Zeiträume wirksam, wenn auch sicherlich nicht immer in der gleichen Intensität. Neben syndimentären Bewegungen sind intersedimentäre anzunehmen, die sich in Diskordanzen äußern, etwa in einem Übergreifen der Neurather Sande über tiefere Teile des Hauptflözes (H. HAGER 1958), oder in einer örtlichen Unkonformität zwischen dem Hauptflöz und dem pliozänen Deckgebirge (W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954, dagegen H. BREDDIN 1958).

#### Antithetische Brüche

Der großräumigen Schollendrehung zum Erft-Becken überlagern sich schon sehr früh kleinräumige Absenkungsvorgänge an meist antithetischen Brüchen. Wo immer innerhalb des Gebietes Teilschollen an solchen Brüchen stärker eingebrochen sind, schwillt die Mächtigkeit des gesamten jungtertiären Deckgebirges und seiner einzelnen Glieder sogleich beträchtlich an.

Die bedeutendste antithetische Störung ist der Wiedenfelder Sprung, welcher in der Gegend nördlich von Bergheim vom Horremer Sprung abspaltet und über Buchholz-Winkelheim bis westlich von Morken zu verfolgen ist. Der Tertiär-Verwurf wächst stellenweise auf 100 m an (bezogen auf das Hauptflöz). Die Störung versetzt auch noch die Unterkante der Hauptterrasse (um 10-15 m), und zwar im gleichen Bewegungssinn wie das Tertiär (Ostscholle abgesunken). Auch die Oberfläche der Hauptterrasse mag noch von einer Nachbewegung betroffen sein, denn das Ausgehende der Störung wird von einer bis zu 5 m tiefen lehmgefüllten Rinne begleitet (vgl. H. KARRENBERG & H. W. QUITZOW 1956). In der heutigen Geländegestalt zeichnet sich der Verwurf aber nicht ab. Der Wiedenfelder Sprung war in den letzten Jahren sehr gut im Erft-Tal bei Morken-Harff (Tagebau Frimmersdorf-Süd) aufgeschlossen. Junge Talkiese der Erft (vermutlich aus der Würm-Eiszeit) griffen hier gleichförmig und ungestört über die tertiäre Sprungzone hinweg.

Nach H. HAGER (1954, 1958) war der Wiedenfelder Sprung bereits während der Hauptflöz-Sedimentation — womöglich auch schon etwas früher — deutlich in Bewegung. Auch an einigen anderen antithetischen Bruchlinien läßt sich das beweisen. Hierdurch unterscheiden sich die antithetischen Sprünge der Ville deutlich von den synthetischen, bei denen wir das bisher in gesichertem Maße noch nirgends feststellen konnten.

#### Synthetische Brüche

Es hat überhaupt den Anschein, daß sich im Bereich der nördlichen Ville zwei in ihren Ausdrucksformen verschiedene und zeitlich etwas gegeneinander verschobene Bewegungsvorgänge abgespielt haben. Einerseits die bereits während der Hauptflöz-Zeit einsetzende Kippung der Gesamtscholle gegen das Erft-Becken, die sich eng mit einem ebenso frühzeitig angelegten antithetischen Bruchbau verbindet; zum anderen ein Absinken einzelner Staffelschollen an relativ wenigen, synthetisch zur Gesamtrotation am Rande der Ville aufreißenden Verwerfungsfugen. Der zuletzt erwähnte Vorgang kommt später in Gang und läuft lange Zeit untergeordnet neben dem ersteren her. Erst im jüngsten Abschnitt der tektonischen Entwicklung, im ausgehenden Pliozän und vor allem im Pleistozän, wo sich die großräumige Schollenkipfung verlangsamt und abschwächt, gewinnt die synthetische Bruchzerlegung stärker an Raum und nimmt schließlich sogar überhand (vgl. hierzu auch die Querprofile HAGER's in W. PELTZ & H. W. QUITZOW 1954).

Die aufgezeigte Entwicklungstendenz kommt in den morphologischen Verhältnissen des Gebietes gut zum Ausdruck. Die Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse dacht sich keineswegs gleichmäßig nach SW zur Erft-Niederung hin ab, sondern sie überwindet diesen Niveauunterschied an mehreren treppenförmigen Absätzen, die sich trotz der Lößüberdeckung im Gelände gut verfolgen lassen (der rein erosiv geprägte randliche Steilabfall gegen das Erft-Tal bleibt hier außer Betracht). Es handelt sich um die post-hauptterraszen-zeitlichen Bruchstufen westwärts fallender Verwerfungen, die erst verhältnismäßig spät aufgerissen sind und das Hauptflöz nicht viel mehr verwerfen als die eiszeitlichen Terrassenkiese. Sie machen sich deshalb auf den tektonischen Karten der Kohleoberfläche nur undeutlich bemerkbar und werden vom älteren, antithetischen Bruchbau übertönt. Einer dieser jungen Brüche ist vom Giersberg bei Glesch in westnordwestlicher Richtung bis in die Nähe der Landstraße Bedburg—Wiedenfeld zu verfolgen; ein anderer zweigt in der Nähe von Gut Harfereiche (nordwestlich von Bergheim) vom Quadrather Sprung ab und streicht am Dorfe Wiedenfeld vorbei in Richtung Tannenhof, wo H. HAGER auf seiner Karte (in PELTZ & QUITZOW 1954) ein synthetisches Abschiebungspaar mit 40 bzw. 60 m Hauptflöz-Verwurf verzeichnet hat. Die letztgenannte Störungslinie begrenzt zusammen mit dem entgegengesetzt einfallenden Wiedenfelder Sprung ein schmales quartäres Horstgebiet (Winkelheimer Horst), welches später zwischen den Orten Kaster und Harff das Erft-Tal quert und schließlich im intensiv herausgehobenen Jackerather Horst seine Fortsetzung findet.

Der oben erwähnte Sprung vom Giersberg stellt vermutlich die Fortsetzung des großen Quadrather Sprunges dar, der sich nach der HAGER'schen Karte mit rasch abnehmendem Tertiär-Verwurf noch ein Stück in die nördliche Ville hineinverfolgen läßt.

Von der Kentener Störung glaubten PELTZ & QUITZOW (1954), daß sie im Gebiet von Glesch scharf nach W umbiegt und fortan am Nordrand des Finkelbach-Tales entlangstreicht. Aber weder für das westliche Umlenken, noch für die Existenz einer quartären Verwerfung längs des Finkelbach-Tales erbrachten die Untersuchungen des Verfassers Hinweise. Vielmehr scheint die Kentener Störung unter Beibehaltung ihrer Richtung bis in die Gegend südlich von Bedburg durchzuziehen, wo sie sich in mehrere Teiläste zerschlägt, welche erst jetzt nach W umschwenken.

Auf das nördlichste Teilstück der Ville in der Gegend von Neurath soll erst bei der Besprechung des Venloer Grabens eingegangen werden.

## e) Der Jackerather Horst

Die große Abbiegungs- und Bruchzone am Rande der Ville verläßt in der Gegend nördlich von Bedburg die bis dahin innegehaltene NW—SE-Richtung und schwenkt ziemlich unvermittelt in einen nahezu westlichen Verlauf ein. Sie findet ihre Fortsetzung im Südfall des Jackerather Horstes. Das Einlenken in W. WUNSTORF's (1910) E—W-streichende „Gürtelzone des Erkelenz-Grevenbroicher Schollengebietes“ ist mit einem örtlich erheblich verstärkten Schichtabtauchen und einer intensiven Zerstückelung an fiederförmig absetzenden Brüchen verbunden, was sich besonders in der Gelenkzone bei Kaster bemerkbar macht. Weiter im W in der Umgebung von Kirchherten—Jackerath—Titz nähert sich die Tektonik wieder mehr dem Bild eines normalen gestaffelten Treppenbaues. Auch in den nördlichen Gebietsteilen bei Neurath—Garzweiler—Grevenbroich, welche sich bereits außerhalb der großen Randflexur zum Erft-Becken befinden und zum Venloer Graben überleiten, wird der Gebirgsbau ruhiger. Die Schichten lagern hier größtenteils wieder horizontal oder fallen sanft gegen N oder NW ein.

Mit dem Einschwenken der randlichen Abbiegungszone der nördlichen Ville in die westliche Richtung konzentriert sich der antithetische Bruchbau hauptsächlich auf die nördliche Hälfte dieses mobilen Schollenstreifens, während im S und SW neben dem kräftigen Schichtabtauchen vorwiegend synthetische Brüche zu finden sind. Als Folge davon tritt im mittleren Teil ein schmales Horstgebiet (Winkelheimer Horst) heraus, dessen erste Anfänge wir bereits in der nördlichen Ville kennenlernten, das nun aber bei Oberschlag-Tollhaus viel deutlicher in Erscheinung tritt. Es setzt sich späterhin fort im eigentlichen Jackerather Horst.

## Südliche Bruchbegrenzung

Die Südbegrenzung des Winkelheimer Horstes wird in der Gegend nördlich von Bedburg vor allem durch die Störung von Kaster gebildet, welche sich aus einem der beiden synthetischen Brüche vom Tannenhof entwickelt (s. o.). Auch diese Störung war im Quartär noch deutlich bewegt; die Unterfläche der Hauptterrassen-Kiese geht an ihr um durchschnittlich 10-15 m in die Tiefe. Eine charakteristische Geländestufe von 6 m Höhe ist südwestlich von Winkelheim zu beobachten. Wo die Störung zwischen den Orten Geddenberg und Kaster das Erft-Tal quert, blieb der Lauf dieses Flusses durch die plötzlich auftauchende Barriere anscheinend nicht unbeeinflusst; denn das Tal weicht eben an jener Stelle scharf nach W aus, um erst weiter flußabwärts wieder in die ursprüngliche Richtung zurückzukehren. Im Gebiet westlich der Erft zieht die Störung am Gut Hohenholz vorbei bis in die Nähe von Gut Bettgenhausen, wo sie eine der südlichen Randverwerfungen des Jackerather Horstes i.e.S. abgibt. Die im Vorfeld der Störung eingebrochene Scholle weist eine kräftige Einkippung gegen das Erft-Becken auf. Die Querverkanung macht an der Unterfläche der altpleistozänen Hauptterrasse rund 30 m (auf 2 km Schollenbreite) aus, an deren Oberfläche rund 10 m.

Etwa von Kirchherten an nach W reißen parallel zur Störung von Kaster und dieser im S vorgelagert mehrere Vorstaffelbrüche auf, von denen die Kirchhertener Störung und der Lövenicher Sprung als südliche Randbrüche des Jackerather Horstes große Bedeutung erlangen. Der Lövenicher Sprung ist nach W bis in die Gegend von Baal—Doveren—Hückelhoven zu verfolgen, wo er sich mit dem Rurrandsprung vereinigt<sup>10)</sup>. Er schafft so eine durchgehende E—W-Verbindung zwischen den

<sup>10)</sup> Es handelt sich um dieselbe Störung, die nach W. WUNSTORF (1914, Erl. Bl. Erkelenz) bei Lövenich die Oberkante des Steinkohlengebirges um nahezu 200 m verwirft. Ein guter Tagesaufschluß des Lövenicher Sprunges war im Jahre 1958 in einer kleinen Kiesgrube nahe Doverhahn (M.-Bl. Erkelenz, r 1800, h 5725) entblößt, wo die 135/60° SW streichende Verwerfungsfläche Kieseloolith-Schichten gegen Rheinschotter der jüngeren Hauptterrasse abschneidet. Der in der Grube überblickbare Mindestverwurf der quartären Schichten beträgt 6 m; tatsächlich wird man aber nach der allgemeinen Lagerung mit mehr als 25 m Verwurf der jüngeren Hauptterrasse zu rechnen haben.

Abbruchzonen am Rande der Ville bzw. des Jackerather Horstes und dem Rurrand-System.

Die Schichten der Hauptflöz-Gruppe sind am Südabfall des Jackerather Horstes um mehrere hundert Meter verworfen. Im zentralen Horstbereich war die Heraushebung so stark, daß unter dem fluviatilen Altpleistozän gewöhnlich nur noch die Liegendschichten der Kohle erhalten sind. Der Verwurf der Hauptterrassen-Basis beziffert sich auf insgesamt 50-60 m, der der Oberfläche auf 10-20 m. Annähernd die Hälfte des quartären Versatzes geht auf das Konto der Kirchertener Störung; der Lövenicher Sprung und die Störung von Kaster teilen sich zu etwa gleichen Beträgen in den Rest. Aus der Mächtigkeitsentwicklung der Pleistozän-Schotter ist zu schließen, daß sich die jungen Bruchbewegungen zu einem beträchtlichen Teil während der Hauptterrassen-Zeit vollzogen. Die Schotterdecke der zentralen Horstscholle ist nur etwa 6-13 m mächtig (wohl ausschließlich Jüngere Hauptterrasse), die des angrenzenden Teilstückes der Erft-Scholle 40-50 m (Jüngere und Ältere Hauptterrasse übereinander).

#### Nördliche Bruchbegrenzung

Der Nordabfall des Jackerather Horstes wird in der Gegend nordöstlich von Jackerath hauptsächlich durch eine einzige große Verwerfung bestimmt, an welcher die Liegendgrenze der Hauptflöz-Gruppe um wenigstens 150 m in die Tiefe geht, — sehr wahrscheinlich aber erheblich mehr<sup>11)</sup>. Die Hauptterrassen-Basis ist an der gleichen Stelle annähernd 25 m, ihre Oberfläche 12 m versetzt. Einige schwächere Begleitbrüche der großen Störung machen sich zwar in der Braunkohle, nicht aber in der überlagernden Hauptterrasse bemerkbar. Der einheitliche Randbruch spaltet in westlicher und in östlicher Richtung auf. Stärkere Seitenäste zweigen einmal nach WSW, zum anderen nach SE ab und bewirken so eine eigentümlich länglich ovale Umgrenzung der zentralen Horstscholle. Die Hauptfuge selbst läßt sich mit abnehmender Sprunghöhe bis über Holzweiler hinaus nach W verfolgen.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen am Jackerather Horst. Wie aus dem Gesagten hervorgeht, erweist sich der spezielle Jackerather Horst auf allen Seiten von jungen, noch im Eiszeit-Alter in Bewegung befindlichen Brüchen umgeben. Dabei deckt sich der im Quartär am stärksten emporgestiegene Schollenbereich genau mit jenem, welcher auch schon im Tertiär die kräftigsten Hebungen erlebte.

Bereits im älteren Tertiär müssen sich am Jackerather Horst Krustenbewegungen ereignet haben; denn die prä-hauptflöz-zeitliche tertiäre Schichtfolge ist im Kern des Horstes deutlich geringmächtiger als in seiner nördlichen und südlichen Umgebung (vgl. H. J. DÜRBAUM & W. WOLFF 1958). Späterhin macht sich die Hebungszone während der Bildungszeit der Hauptflöz-Gruppe bemerkbar, u. a. als flache submarine Schwelle, welche die Sedimentation der Neurather Sande beeinflusst (W. HOHOFF & H. KARRENBERG 1958). Es ist allerdings ungewiß, ob die (relative) Aufwärtsbewegung sich bereits damals entlang lokalisierter Einzelflächen abgespielt hat. Vielleicht liegt nur eine weitgespannte Aufwölbung im Zuge der späteren Horstbildung vor. Die heute bekannten großen Randstörungen sind womöglich erst im ausgehenden Miozän aufgerissen (oder besser wiederaufgerissen). An ihnen müssen sich insbesondere während und nach Ablagerung der Kieseloolith-Schichten heftige Schollenverschiebungen ereignet haben, welche im Verein mit bedeutenden hauptterrassen-zeitlichen und schwächeren post-hauptterrassen-zeitlichen Bewegungen dem Horst zu seiner heutigen Gestalt verhalfen.

<sup>11)</sup> H. J. DÜRBAUM & W. WOLFF (1958) rechnen auf Grund geophysikalischer Daten mit einer Sprunghöhe der Tertiär-Basis von rund 300 m.

#### IV. Die Erft-Scholle

Eine sehr wichtige Baueinheit der Niederrheinischen Bucht ist die Erft-Scholle, bedeutungsvoll vor allem durch die ungewöhnlich kräftige nordostwärtige Einkippung, die sie erfahren hat. Das Ausmaß der Querverkantung seit der Hauptflöz-Zeit macht annähernd 400 m aus. Auf den emporgekippten Schollenteilen im SW nehmen die Ablagerungen der Braunkohlen-Formation ein fast ebenso hohes Niveau ein wie auf der Ville, im NE-Teil — dem Zentrum des eigentlichen Erft-Beckens — sind sie außerordentlich tief versenkt. Die Bewegungstendenz ist seit Beginn der Sedimentation wirksam. Das mächtige jungtertiäre Deckgebirge und die sich aus seiner Ausbildung abzuleitenden syndimentären Kippbewegungen im Obermiozän und Pliozän hat H. VOGLER (1959) genauer untersucht. Neben Hinweisen auf eine mehr oder weniger kontinuierlich verlaufende Kippbewegung während des gesamten Jungtertiärs fanden sich „intraformationelle Diskordanzen“, die auf eine Steigerung der Bewegung in vergleichsweise kurzen Zeitspannen hindeuten, z. B. zwischen der Ablagerung der Rot-Ton-Serie und der Reuver-Ton-Serie. Die kräftigste Kipp Tendenz scheint aber an der Wende Pliozän/Pleistozän wirksam gewesen zu sein. An der Basis der Hauptterrasse beobachtet man das stärkste Übergreifen über ältere Schichtglieder (bis herab zur Hauptkies-Serie am südwestlichen Schollenrand).

Auch im Quartär dauert die Kippbewegung der Erft-Scholle an. Die Hauptdiskordanz-Fläche an der Basis der altpleistozänen Schotter wurde nachträglich wiederum erheblich verstellt (um max. 120-130 m auf der Linie Düren-Kerpen). Ein großer Teil dieser Verkantung ist während der Hauptterrassen-Zeit eingetreten (70-80 m), was sich an den beträchtlichen Mächtigkeitsgegensätzen der altpleistozänen Kiesaufschüttung am nordwestlichen Schollenrand einerseits, und am SW-Rand andererseits erweist (vgl. Taf. IV). Auch zeichnet sich eine deutliche Diskordanz zwischen der Jüngeren und der Älteren Hauptterrasse ab. Letztere ist auf den am stärksten emporgekippten Schollenteilen meist nur noch unvollständig erhalten. Das Ausmaß der nach der Hauptterrassen-Aufschüttung eingetretenen Schrägstellung beträgt etwa 50-60 m. Diese erst nach der Günz-Eiszeit vor sich gegangene Verstellung ist unmittelbar am Verlauf der Höhenlinien der Geländeroberfläche abzulesen (vgl. H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK 1955). Daß die Bewegungstendenz auch in der jüngsten geologischen Vergangenheit fortwirkte, zeigen die Gefällsverhältnisse des untersten, in seiner Anlage wohl würem-eiszeitlichen bis post-glazialen Talbodens der Erft (vgl. Abb. 17 und G. FLIEGEL 1937). Wo der Fluß die Randzonen der sich fortwährend stärker eintiefenden Kipp scholle quert, finden sich Abschnitte erhöhten (zwischen Lommersum und Weilerswist) oder erniedrigten Talgefälles (zwischen Bergheim und Frimmersdorf). Ja, selbst an vereinzelt Stellen im Innern des Senkungsfeldes, wo die Hauptterrassen-Lagerung eine lokale Modifikation der tektonischen Abwärtsbewegung erkennen läßt, scheint der jüngste Talboden der Erft diesen Vorgang nachzuzeichnen (etwa die kleine „Aufwölbung“ der Hauptterrassen-Basis abwärts Mödrath).

Vollständig ist die Übereinstimmung freilich nicht. Am nördlichen Rand der Erft-Scholle in der Gegend von Bedburg-Kaster z. B. beobachtet man die stärkste Verflachung denn erst mehrere Kilometer flußabwärts etwa in der Gegend von Frimmersdorf, also weit des Talgefälles nicht im sofortigen Anschluß an die wichtigsten Randverwerfungen, son innerhalb des schmalen Durchbruchstaes durch den Riegel des Vorgebirges. Ob man dies durch nachträgliche erosive Zurückverlegung der tektonischen Gefällsunstetigkeit, oder durch eine Verlagerung der jüngsten Bewegungsimpulse auf mehr rückwärtige — weiter vom Haupt-Abbruch entfernt liegende — Strukturelemente deuten soll, ist vorerst nicht klar zu entscheiden.

Wiederholungs-Nivellements hoher Genauigkeit scheinen ein Fortdauern der Kippbewegung der Erft-Scholle selbst bis in unsere Zeit anzudeuten (H. W. QUITZOW & VAHLENSIECK 1955).

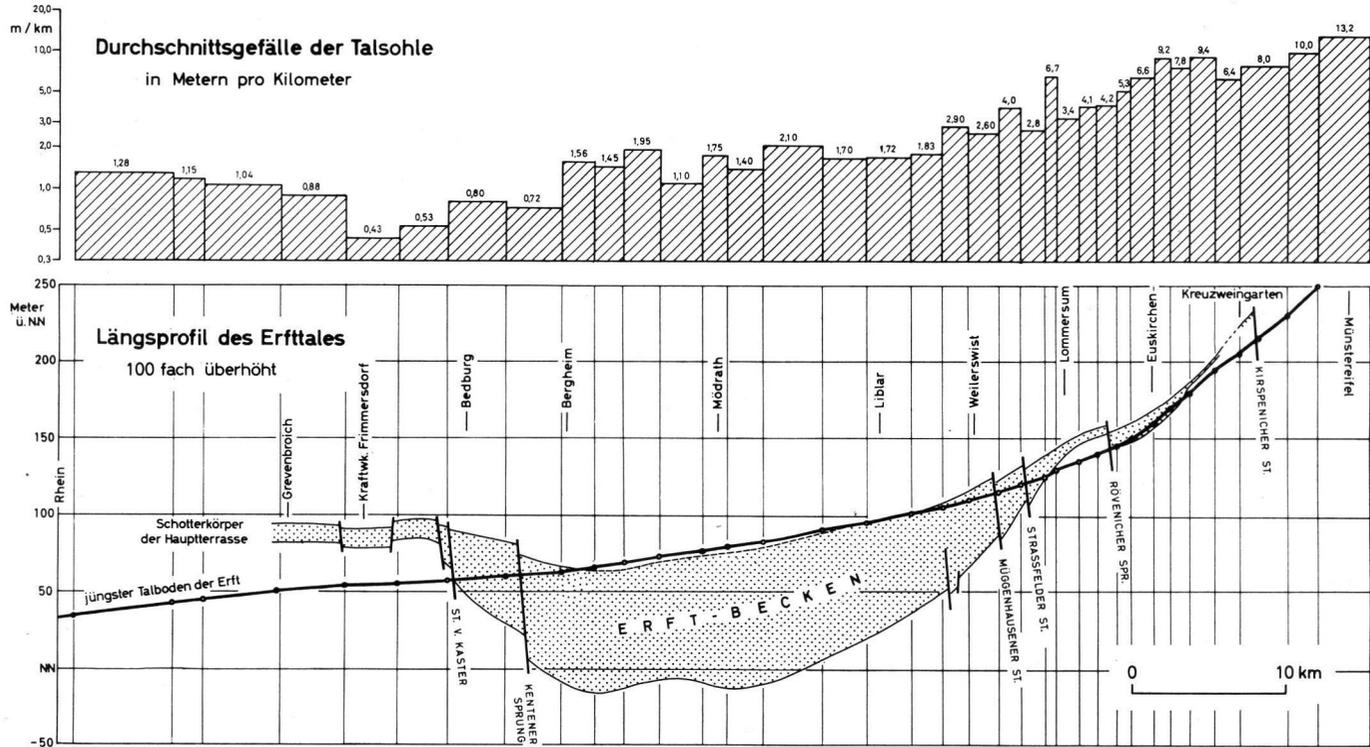


Abb. 17. Die Verstellung des untersten (würm-eiszeitlichen ?) Talbodens der Erft durch junge Krustenbewegungen im Bereich des Erft-Beckens und der angrenzenden Gebiete. Zum Vergleich dient ein Profil der altpleistozänen Hauptterrassen-Aufschüttung mit annähernd der gleichen Linienführung. Weitere Erläuterungen s. Text.

## a) Der Bruchbau der südlichen Erft-Scholle

## Antithetische Störungen im Vorfeld des Swist-Sprunges

Im westlichen Vorfeld des Swist-Sprung-Systems wird die Erft-Scholle von mehreren antithetischen Brüchen durchsetzt, die das auf die Ville zu gerichtete Einfallen der Schichten zum Teil wieder rückgängig machen. Drei Bruchlinien treten besonders hervor: die Morenhovener, Müggenhausener und Straßfelder Störung.

Die Morenhovener Störung reißt in Verlängerung des Lüftelberger Swist-Sprung-Astes auf (vgl. auch H. W. SCHÜNEMANN 1958). Sie verwirft in der Gegend östlich von Miel die Basisfläche der Kieseloolith-Schichten um 25 m, die Oberkante der Jüngeren Hauptterrasse um annähernd 10 m. Der Hauptverwurf ist prä-rotton-zeitlich. Im ganzen oberen Pliozän und im älteren Pleistozän war die Störung unbewegt. Erst nach Ablagerung der Hauptterrasse kam es erneut zu Verschiebungen, die die heute im Gelände gut sichtbare Bruchstufe schufen. Jüngste Verstellungen an der Morenhovener Störung mögen mit Schuld daran sein, daß der Swist-Bach einen alten, an Buschhoven vorbeiführenden Lauf verließ und seinen heutigen Umweg über Morenhoven-Miel einschlug (L. AHORNER 1960).

Auch die Müggenhausener Störung und die Straßfelder Störung verwerfen noch deutlich das Quartär. Ihre oberflächlichen Bruchstufen treten in der Geländegestalt als auffallende Rinnen mit flachem SW-Hang und steilem NE-Hang hervor. Bei der Ausgestaltung war fließendes Wasser wohl nicht ganz unbeteiligt; heute freilich tragen die Hohlformen den Charakter von Trockentälern. Die Straßfelder Störung setzt sich über fiederförmig gestaffelte Äste bis in die Nähe des Bruchrandes von Erp fort.

## Bruchrand von Erp

Der Bruchrand von Erp stellt die einzige bedeutende synthetische Bruchstruktur der Erft-Scholle dar. Das an die Verwerfung nach SW anschließende, ziemlich hoch gelegene Teilstück der Erft-Scholle bezeichnet man als Lommersumer Horst<sup>12)</sup>. Der Bruchrand von Erp setzt in der Gegend östlich von Wichterich ein und zieht in NNW-Richtung über Borr—Erp bis in die Gegend von Pingsheim. Der stärkste Verwurf wird südöstlich von Erp erreicht, wo der Hauptflöz-Horizont 100-110 m verstellt ist, die Rot-Ton-Serie rund 80 m (vgl. H. VOGLER 1959) und die Unterfläche der Hauptterrasse 40 m. Die Sprunghöhe an der Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse macht hier etwas über 15 m aus. Im Fortstreichen nach N und nach S gehen die Verwurfsbeträge zurück. Die oberflächliche Bruchstufe der Störung ist in der Landschaft weithin sichtbar, wenn auch die Schärfe ihrer Form durch eine im Windschatten verstärkt erfolgende Löß-Anwehung gemildert wird.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen. Der Bruchrand von Erp hat wohl schon während oder kurz nach Ablagerung der Fischbach-Schichten Bewegungen erlebt (vgl. H. VOGLER 1959). Später lassen sich etwas stärkere Schollen-Verschiebungen während oder kurz nach Ausbildung der Hauptkies-Serie — vor Beginn der Rot-Ton-Sedimentation — nachweisen. Die Rot-Ton-Zeit selbst ist eine Periode ziemlich schwacher Bruchtätigkeit. Erst im Zeitabschnitt zwischen der Ablagerung der Rot-Ton-Serie und der Reuver-Ton-Serie und dann vor allem vor Beginn der Hauptterrassen-Aufschüttung kam es zu erneuten und diesmal sehr heftigen Bewegungen, die insgesamt etwa 40% des heutigen Hauptflöz-Verwurfes herbeiführten. Im Quartär sind insbesondere jene Verschiebungsphasen bedeutsam, die während der Hauptterrassen-Zeit wirksam waren, da sie für die einschneidenden Mächtigkeitsgegensätze der altpleistozänen Kiesfolge auf dem

<sup>12)</sup> Eine von FLIEGEL eingeführte Bezeichnung, die nicht sehr glücklich ist, denn der Ort Lommersum selbst liegt schon außerhalb des besonders herausgehobenen Schollenstreifens.

Horst (oft nur eine Kiesbestreuung von wenigern Metern Mächtigkeit) und dem östlichen Vorland (mit 20-50 m Älterer und Jüngerer Hauptterrasse) verantwortlich sind. Der Horst von Lommersum war anscheinend zur Zeit der altpleistozänen Kiesaufschüttung in anhaltender langsamer Hebung begriffen, so daß der Rhein überwiegend zur Erosion gezwungen war und wenig Möglichkeit zu einer normalen Akkumulation fand. Wann sich die noch heute an der Tagesoberfläche erkennbaren Schollenverstellungen ereignet haben, läßt sich am Bruchrand von Erp nicht genauer entscheiden. Die Verschiebungen müssen jedoch älter sein als der jüngste Talboden des Roth-Bach-Tales.

#### Wissersheimer Störung

Ziemlich genau in der nördlichen Verlängerung des Bruchrandes von Erp reißt eine entgegengesetzt einfallende Verwerfung auf, die Wissersheimer Störung. Sie ist auf der Strecke zwischen Wissersheim und Kerpen auch morphologisch gut zu erkennen (als östlicher Steilhang der Wissersheimer Trockenrinne). Die Hauptterrassen-Basis ist an ihr um max. 15 m, die Oberfläche um 6 m versetzt. Da die gesamte post-hauptflöz-zeitliche Sprunghöhe nur etwa 20-30 m ausmacht, handelt es sich hier um ein sehr jungdliches Bruchelement, das wohl als antithetische Bruchreaktion auf jene nordostwärtige intensive Schichtabiegung aufzufassen ist, welche die Hauptterrassen-Sedimente in der nördlichen Verlängerung des Bruchrandes von Erp erlitten haben (vgl. die auffallende Abknickung der Höhenlinien der Hauptterrassen-Basis in diesem Gebiet; Taf. III).

#### Neffel-Bach-Störung und Störung von Buir

Die Hochscholle des Lommersumer Horstes wird von einigen kleineren Brüchen durchsetzt, welche zumeist nach W einfallen und z. T. auch noch das Quartär verwerfen. Einer davon geht nach NW in die Störung längs des Neffel-Bach-Tales über (Neffel-Bach-Störung). Bei Blatzheim zweigt davon in annähernd westöstlicher Richtung die Störung von Buir ab. Beide Verwerfungen schließen eine Dreiecks-Scholle ein, die an ihrer stumpfwinkeligen Ostecke bei Blatzheim am stärksten eingesunken ist. Die Hauptterrassen-Basis liegt hier um rund 15-20 m tiefer als in den östlich und nördlich anschließenden Gebiets-teilen. Auch die Schotter-Oberfläche läßt eine Verstellung erkennen; die begrenzenden Brüche treten als Geländekanten heraus. Die Stufe der Neffel-Bach-Störung ist allerdings durch die Erosion des Neffel-Baches stark verändert. Für die von H. VOGLER (1959) innerhalb dieser Dreiecks-Scholle angenommene — vorwiegend fischbach-zeitliche — Quer-störung fanden sich im Quartär keine Hinweise.

#### b) Der Bruchbau der nördlichen Erft-Scholle

H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK (1955) haben auf ihrer Kartenskizze in der nördlichen Hälfte der Erft-Scholle eine Reihe von annähernd WSW—ENE verlaufenden Quer-störungen verzeichnet, die zumeist irgendwelchen Wasserläufen folgen, wie etwa dem Finkel-Bach bei Oberembt-Niederembt. Nach H. W. QUITZOW (1954, Taf. 36) soll die Unterfläche der Hauptterrassen-Schotter noch um einige Meter bis max. 5 m versetzt sein. Ein zuverlässiger Nachweis so geringer Sprungeträge ist unter den gegebenen Umständen aber wohl sehr schwierig, denn man ist in jenem Gebiet mangels geeigneter Tagesauf-schlüsse ausschließlich auf Bohrungen angewiesen, die in der Regel mehrere hundert Meter bis einige Kilometer auseinander liegen. Es ist wohl besser, wenn man sich hier ganz frei macht von dem — durchaus fraglichen — Oberflächenbild und diese Störungen weg läßt<sup>13)</sup>.

<sup>13)</sup> Auch im Tertiär sind in diesem Gebiet keine eindeutigen Verwürfe nachzuweisen, wie die Strukturkarten H. VOGLER'S (1959) zeigen. Dieser Autor hat die Querstörungen QUITZOW'S zwar übernommen, aber die Konstruktion der Tiefenlinien seiner Bezugshorizonte ist in diesem Falle nicht sehr überzeugend. Es ist ohne Schwierigkeiten auch ein Durchverbinden ohne die Annahme solch kleiner Verwerfungen möglich.

### Störung von Steinstraß

Die einzige wirklich bedeutsame Verwerfung der nördlichen Hälfte der Erft-Scholle ist die Störung von Steinstraß, welche von Rödingen im N über Steinstraß bis in die Gegend östlich von Niederzier zu verfolgen ist. Möglicherweise hängt dieses zur Erft-Schollen-Kippung antithetische Bruchsystem auch über einen schwachen südlichen Ausläufer mit dem Rurrand-Bruch in der Gegend von Ellen zusammen. Die stärksten Versetzungsbeträge werden nördlich von Steinstraß erreicht. Hier ist die Oberfläche von Flöz Frimmersdorf nahezu 100 m verworfen, diejenige von Flöz Garzweiler hingegen nur knapp 60 m. Es zeichnen sich also deutlich Bruchbewegungen während der Hauptflöz-Zeit ab. An der Unterfläche der Hauptterrassen-Schichten liegt ein Versatz von 20-25 m vor, an deren Oberfläche ein solcher von rund 10 m. Die post-hauptterrassen-zeitliche Bruchkante ist im Gelände sehr schön zu verfolgen („Rinne von Steinstraß“). Nach S und nach N ermäßigen sich die Sprunghöhen verhältnismäßig rasch. Südlich von Steinstraß scheint von der NNW—SSE verlaufenden Hauptstörung ein südöstlicher Seitenast abzuspalten, der einen Teil des Verwurfes übernimmt.

**Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen.** Die Störung war sowohl während der Hauptflöz-Zeit als auch in der nachfolgenden Fischbach-Zeit (oder kurz hinterher) in Bewegung (vgl. auch H. VOGLER 1959). Dagegen ist in den tieferen Teilen der Kieseloolith-Schichten (Hauptkies-Serie) keine Beeinflussung durch synsedimentäre Krustenverschiebungen nachzuweisen. Bruchbewegungen werden sich wohl erst wieder während und nach Ablagerung der höheren Kieseloolith-Schichten eingestellt haben, wenn gleich die Verhältnisse hier höchst unklar sind, weil geeignete Leithorizonte fehlen<sup>14</sup>). Im Quartär fanden Bewegungen während der Hauptterrassen-Zeit (Verwurf 10-15 m) und hinterher statt. Möglicherweise ist die Struktur auch in der Gegenwart noch nicht zur Ruhe gekommen, wie die in jenem Gebiet gelegentlich auftretenden stärkeren Erdbeben vermuten lassen<sup>15</sup>).

### V. Der Venloer Graben und seine Randgebiete

Der Venloer Graben ist wie viele der großen Baueinheiten der Niederrheinischen Bucht ausgesprochen asymmetrisch gebaut. Am NE-Rand wird die hier am tiefsten eingekippte Grabenscholle von einer großen und sehr bedeutsamen Bruchstruktur abgeschnitten, an welcher die Schichten des tieferen Untergrundes um viele hundert Meter nach oben kommen. Der SW-Rand hingegen ist weniger scharf ausgeprägt; hier genügen Brüche kleineren und mittleren Ausmaßes, um die nicht sehr erheblichen Höhenunterschiede zwischen der emporgekippten Grabenscholle und den angrenzenden Hochgebieten zu überwinden. An manchen Stellen läßt sich auch ein bruchloser Übergang beobachten.

#### a) Die östliche Grabenbegrenzung

##### Viersener Störung

Von Viersen aus nach Norden wird die östliche Bruchbegrenzung des Venloer Grabens durch die Viersener Störung (Grenzstörung) gebildet. Der Verlauf dieser wichtigen Struktur geht in großen Zügen bereits aus der WUNSTORF'schen Übersichtskarte von 1910 hervor. Der Verwerfung tritt im Stadtgebiet von Viersen aus dem Bereich der jüngeren Rhein-Terrassen in das Hauptterrassen-Gebiet ein und verläuft hier, stets dem westlichen Fuß der Viersener Höhen folgend, über Dornbusch—Hinsbeck—Herongen nach NNW bis in

<sup>14</sup>) Die charakteristischen Rot-Tone des zentralen Erft-Beckens sind in der Gegend von Steinstraß nur noch wenig mächtig und sehr lückenhaft entwickelt (vgl. H. VOGLER 1959).

<sup>15</sup>) So lag z. B. das mikroseismisch ermittelte Epizentrum des rheinischen Bebens vom 13. Dezember 1928 nach B. GUTENBERG (1929) dicht südöstlich des Ortes Rödingen, d. h. in unmittelbarer Nähe der Störung von Steinstraß.

die Gegend westlich von Straelen, wo sie wiederum unter jungen Talbildungen, diesmal der Maas, untertaucht und verschwindet. Durch die Störung werden Schollenbereiche getrennt, die sich in ihrem geologischen Bau wesentlich unterscheiden. Im östlichen Hochgebiet von Geldern-Krefeld bildet stets das Oligozän und nur im N etwas marines Mittelmiozän die Unterlage der pleistozänen Schichten (vgl. R. TEICHMÜLLER 1958, Taf. 1). Im W dagegen führt die tief eingesunkene Venloer Graben-Scholle unter dem Pleistozän noch mehr als 200 m Pliozän und Miozän, bevor sich hier das Oligozän einstellt. Der Gesamtverwurf der Viersener Störung (seit Ablagerung des Alttertiärs) ist also bedeutend. In der Gegend nördlich von Viersen bei Schirik-Süchteln erweist sich der Asterigerina-Horizont des Eochatt um nicht weniger als 400-450 m verworfen (Abb. 18).

Daß an dieser großen Verwerfung auch noch in quartärer Zeit Bewegungen vor sich gingen, hat bereits W. WUNSTORF (1910) erkannt. Er deutete die hochliegenden Schotter der Viersener Höhen als tektonisch herausgehobene Jüngere (eigentliche) Hauptterrasse. Auch als A. STEEGER (1928) und H. BREDDIN (1930) auf Grund einer erneuten Untersuchung der Lagerungsverhältnisse der altpleistozänen Terrassen zu einer etwas anderen zeitlichen Einstufung gelangten (Terrasse der Viersener Höhen = Ältere Hauptterrasse bzw. Drüfelterrasse), blieb die Tatsache junger Krustenbewegungen bestehen; denn die Äquivalente der Viersener Höhen Schotter waren nun westlich der Störung in den tief unter der Jüngeren Hauptterrasse begrabenen „Ältesten Diluvialschotter“ (Ältere Hauptterrasse) zu vermuten. Neuerdings hat nun W. MONREAL (1959) die Terrassen-Absätze des Gebietes bearbeitet, und zwar hauptsächlich auf Grund ihrer Schwermineral-Führung. Er kommt zu dem Ergebnis, daß es sich bei den Viersener Höhen Schottern vermutlich doch um Jüngere Hauptterrasse handelt, und daß andererseits die von STEEGER und BREDDIN als Jüngere Hauptterrasse eingestuft Schottervorkommen am Ostabfall des Höhenrückens der Oberen Mittelterrasse gleichzusetzen sind. Die Neu-Einstufung der Viersener Höhen Schotter führt jedoch zu manchen Widersprüchen hinsichtlich der Ter-

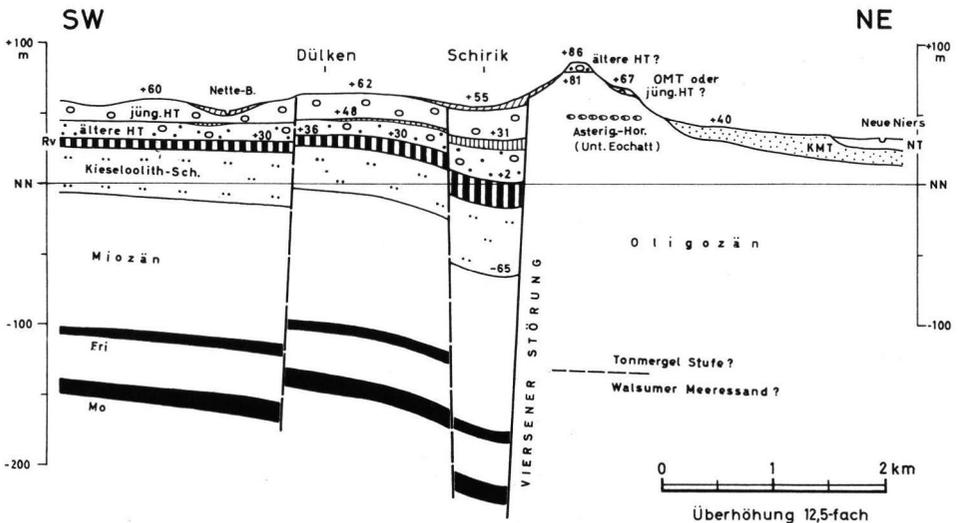


Abb. 18. Querprofil durch die Viersener Störung. Gegend von Schirik nordwestlich Viersen (M.-Bl. Viersen).

Die genaue stratigraphische Zuordnung der Viersener Höhen Terrassen (östlich der Verwerfung) ist noch unsicher (vgl. hierzu Angaben im Text). - NT = Niederterrasse, KMT = Krefelder Mittelterrasse, OMT = Obere Mittelterrasse, HT = Hauptterrassen (Altpleistozän), Rv = Reuver-Ton (Oberpliozän), Fri u. Mo = Teilflöze Frimmersdorf und Morken der Hauptflöz-Gruppe (Mittelmiozän).

rasen-Lagerung, auf die W. MONREAL nicht eingeht<sup>16)</sup>. Man wird daher besser noch weitere Untersuchungen abwarten, bevor man seine Deutung als gesichert hinnimmt.

Da die Zurechnung der Viersener Höhen Schotter zum Altpleistozän bisher noch von keinem Bearbeiter angefochten wurde, läßt sich für die Viersener Störung ungeachtet der oben angeführten Unsicherheiten in der genauen stratigraphischen Eingliederung auf jeden Fall ein quartärer Mindestverwurf seit Beginn der altpleistozänen Aufschotterung angeben. Dieser Wert liegt im Durchschnitt bei 70-80 m, stellenweise macht er auch bis 85 m aus (vgl. Tab. 6 und Abb. 18). Die starke Sprungaktivität zur Hauptterrassen-Zeit hat zur Folge, daß sich die altpleistozänen Talstufen an der Verwerfung in normaler Hochlage und in begrabener Lage gegenüber stehen. Die Angaben über den nach der Hauptterrassen-Zeit eingetretenen Verwurf hängen wesentlich von der jeweiligen Einstufung der altersmäßig umstrittenen Viersener Höhen Terrasse ab. Legt man die Auffassung von STEEGER-BREDDIN zugrunde, so kommt man zu Verschiebungsbeträgen von 10-15 m; nach der Einstufung von MONREAL dagegen zu solchen von 30-35 m (vgl. Tab. 6). Besonders hervorzuheben ist, daß sich an der Viersener Störung auch noch ganz junge, vielleicht erst nach der Würm-Eiszeit eingetretene Schollenverstellungen nachweisen lassen. Dies wurde erstmals von H. BREDDIN (1930) erkannt. Der Talboden des Nette-Tales, der vermutlich der Rhein-Niederterrasse gleichkommt, erweist sich nördlich Hinsbeck um annähernd 3 m verworfen. Durch die Schollenverschiebung wurden im westlichen Vorfeld der Störung die Kriekenbecker Seen aufgestaut. Auch in der Gegend westlich von Straelen zeigt sich in einer jüngeren Maas-Terrasse ein möglicher Versatz.

Tabelle 6  
Zusammenstellung der Verwürfe an der Viersener Störung

Gebiet	Sprunghöhen			
	Ober- oligozän	Pleistozän- Basis	Jüngere Hauptterrasse Oberfläche Terrassen-Einstufung nach	
			BREDDIN- STEEGER 1928/30	MONREAL 1959
Brücken-Dam	?	?	(30 m)	?
Niederdorf-Herongen	?	80-85 m	20 m	35 m
Homborgen-Kriekenbeck	?	70-80 m	10-14 m	35 m
Lobberich-Oberbocholt	?	60-70 m	10-13 m	30 m
Dornbusch	?	?	10-13 m	30 m
Schirik-Süchteln	400-450 m	80 m	10 m	30 m
Viersen	?	40-50 m	?	?

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen. Die Viersener Störung gehört vermutlich zu jenen Bruchstrukturen des Niederrheingebietes, die bereits im ersten (prä-zechstein-zeitlichen) Zerblockungsstadium des Varistischen Gebirges eine bedeutende Rolle gespielt haben. Das auffallende Zurückspringen der Südgrenze des produktiven

<sup>16)</sup> So besitzt z. B. die als Jüngere Hauptterrasse aufgefaßte Viersener Höhen Terrasse ein nahezu 30 m höheres Niveau als das nur etwa 10 km flußabwärts befindliche und gleichfalls als Jüngere Hauptterrasse angesehene Plateau von Walbeck, welches auch östlich der Viersener Störung liegt, so daß eine tektonische Beeinflussung nicht anzunehmen ist.

Karbons von südlich Geldern bis auf die Höhe von Erkelenz Hückelhoven ist wohl zu einem guten Teil auf frühe Bewegungen entlang dieser Bruchlinie zurückzuführen (vgl. G. FLIEGEL 1922). Weitere wichtige Bruchverschiebungen fanden in der Zeit zwischen der Ablagerung des Buntsandsteins und der Oberen Kreide statt, wie sich an der nördlichen Fortsetzung der Viersener Störung zeigen läßt (L. U. DE SITTER 1949). Für den Zeitraum Oberkreide/Eozän rechnet H. BREDDIN (1930) mit einem Stillstand, wenn nicht mit einer Umkehr der Bewegung. Erst nach Ablagerung des Oligozäns, jedoch vor Beginn der mittel-miozänen Sedimentation, kann es zu erneuten starken Schollenverschiebungen im früheren Bewegungssinn. Der in dieser Zeit entstandene Verwurf dürfte bei 50-100 m liegen (vgl. H. BREDDIN 1930). Wann der übrige tertiäre Verwurf eingetreten ist (bei Schirik annähernd 300 m), läßt sich wegen der einseitigen Erhaltung der jungtertiären Schichten nicht entscheiden. Vermutlich spielen aber auch an der Viersener Störung, wie an vielen anderen Verwerfungen der Niederrheinischen Bucht, die pliozänen Bruchbewegungen die größte Rolle. Im Pleistozän fanden kräftige Bewegungen vor allem während der Hauptterrassen-Zeit statt. Die nach dieser Zeit wirksamen Verschiebungen sind im wesentlichen prä-würmeiszeitlich; schwächere Impulse reichen aber noch bis in die letzte Eiszeit — womöglich sogar bis in die Nach-Eiszeit — hinein (E. ZIMMERMANN 1928, H. BREDDIN 1930).

#### Dülkener Störung und Rheindahlener Störung

Südlich Viersen im Gebiet von Rheydt und Mönchen-Gladbach vollzieht sich der Anstieg vom Venloer Graben zum Hochgebiet von Geldern—Krefeld in Form einer breiten Verwerfungstreppe, deren Teilstaffeln antithetisch nach NE gekippt sind. Wichtige Staffelbrüche sind neben der im Untergrund des Rheintales entlang streichenden und vermutlich abgeschwächten Viersener Störung die Dülkener Störung und die Rheindahlener Störung. Beide Verwerfungen machen sich auch im Quartär bemerkbar (vgl. H. BREDDIN 1930).

Die Dülkener Störung begrenzt die Mönchen-Gladbacher Staffel nach W gegen die tiefer liegende Rheydter Staffel. Bei Rasseln (nordwestlich Mönchen-Gladbach) sind die Braunkohlen-Flöze Frimmersdorf und Morken an der Störung rund 70 m, die Basis der Hauptterrasse 30 m, ihre Oberfläche knapp 10 m versetzt. Die post-hauptterrassenzeitliche Bruchstufe prägt sich gut im Gelände aus. Es fanden nur geringe Bewegungen während des Miozäns statt. Die Hauptbruchbildung ist kieseloolith-zeitlich, doch ist der quartäre Bewegungsanteil beträchtlich (bis zu 40% des post-hauptflöz-zeitlichen Gesamtverwurfes). Kräftige Bewegungen erfolgten u. a. während der Hauptterrassen-Zeit.

Die Rheindahlener Störung trennt die Rheydter Staffel von der eigentlichen zentralen Grabenscholle des Venloer Grabens, welche gegen diese Störung stark eingekippt ist. Die größte Verwurfshöhe wird südwestlich von Rheydt erreicht, wo das Flözpaar Frimmersdorf-Morken 110-130 m, die Basis der Hauptterrasse 38 m, und die Oberfläche 12 m in die Tiefe geht. Die tektonische Geländekante ist hier unter einer mächtigen Lößdecke verborgen. Auffallend ist das plötzliche Einschwenken der Struktur in die EW-Richtung auf der Strecke zwischen Odenkirchen und Rheindahlen. Auch bei der Rheindahlener Störung dürfte ein Großteil der Bewegung kieseloolith-zeitlich sein, jedoch zeichnen sich hier deutliche Bruchverschiebungen schon während des Miozäns ab. Ein schwacher nordwestlicher Ausläufer der Störung in der Nähe von Waldniel war zwar während oder kurz nach der Aufschüttung der Älteren Hauptterrasse in Bewegung, aber nicht mehr nach dem Beginn der Tegelen-Zeit. An den übrigen Teilstücken der Verwerfungslinie sind dagegen überall noch kräftige post-hauptterrassenzeitliche Schollenverschiebungen nachweisbar.

Das von Rheindahlener Störung, Wegberger Störung und Jackerather Horst eingeschlossene Teilstück der Venloer Graben-Scholle hebt sich nach SE allmählich heraus und verschmilzt zuletzt mit dem nördlichsten Teil der Ville-Scholle. Nördlich von Neurath und bei Elfgen scheinen sich in der Übergangszone schwache quartäre Sprünge abzuzeichnen.

## b) Die westliche Grabenbegrenzung

## Wegberger Störung

Eine vergleichsweise scharfe westliche Bruchbegrenzung des Venloer Grabens ist in der Gegend von Wegberg—Erkelenz gegeben, wo die Wegberger Störung die Oberkante von Flöz Frimmersdorf maximal 110-120 m verwirft. Die Basisfläche der Kieseloolith-Schichten geht an der gleichen Linie 50-60 m, die Unterfläche der Hauptterrasse rund 25 m, ihre Oberfläche rund 12 m in die Tiefe. Die Geländestufe der Störung tritt wegen der mächtigen Löß-Überdeckung nur wenig deutlich in Erscheinung; erst nach Entfernung der äolischen Hülle wird sie klar kenntlich (vgl. Taf. II). Die quartäre Wegberger Störung läßt sich nach NW mit abnehmender Sprunghöhe nur wenig über Wegberg hinaus, nach S bis in die Gegend von Kückhoven (südöstl. Erkelenz) verfolgen. Eine unmittelbare Verbindung mit der großen Verwerfung am Nordrand des Jackerather Horstes ist nicht gegeben. Westlich der Verwerfung besitzt die Hauptterrasse auf der Horstscholle von Brügggen-Erkelenz eine verhältnismäßig geringe Mächtigkeit (5-12 m), im Venloer Graben dagegen schwellen die altpleistozänen Absätze auf 25 m Stärke und mehr an (vgl. Taf. IV).

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen. Es ist ziemlich sicher, daß die Wegberger Störung bereits während der Hauptflöz-Zeit beträchtliche Schollenverschiebungen erlebte. Die Mächtigkeit des Sand-Ton-Mittels zwischen den Flözen Frimmersdorf und Morken sowie die Mächtigkeit der Kohle ist im Venloer Graben größer als im westlich der Störung gelegenen Hochgebiet (vgl. auch H. BREDDIN 1950, 1952). Beim präkieseloolith-zeitlichen Deckgebirge über Flöz Frimmersdorf (Neurather Sand) stellt man dasselbe fest, obgleich hier natürlich Abtragungen eine Rolle spielen. Es ist aber kaum ein Zweifel darüber möglich, daß bereits vor Ausbildung der Basisfläche der Kieseloolith-Schichten an der Störung ein miozäner Verwurf von örtlich bis zu 70 m bestand; das ist mehr als die Hälfte des heute beobachtbaren Gesamtverwurfes. Während und nach Ablagerung der Kieseloolith-Schichten — vor Ausbildung der Älteren Hauptterrasse — rissen maximal 25—35 m auf, zur Hauptterrassen-Zeit selbst 10-15 m. Die an der Tagesoberfläche abzulesenden post-hauptterrassen-zeitlichen Schollenverschiebungen machen bis zu 12 m aus.

## Störung von Belfeld

In der nördlichen Verlängerung der Wegberger Störung und gegenüber dieser seitlich etwas versetzt reißt die Störung von Belfeld auf. Sie unterscheidet sich von anderen Verwerfungen der Niederrheinischen Bucht dadurch, daß an ihr seit Sedimentation der Tegelen-Schichten kaum noch Bruchbewegungen erfolgten. Lediglich eine weiträumige Verbiegung der Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse scheint sich in der Topographie abzuzeichnen (vgl. Taf. II). Ob diese schwache Schichtabbiegung noch in jüngster geologischer Vergangenheit — nach der Würm-Eiszeit — wirksam war, läßt sich nicht sicher entscheiden<sup>17)</sup>. Die Ältere Hauptterrasse ist an der Störung von Belfeld überall noch deutlich mitverworfen; im Durchschnitt um Beträge von 10-15 m (vgl. auch J. I. S. ZONNEVELD 1947, und R. WOLTERS 1955). Die entsprechende Bruchverschiebung muß vorwiegend prä-tegelen-zeitlich sein.

Begleitende und z. T. vertretende Strukturen zur Störung von Belfeld sind die I c k s - B e r g - S t ö r u n g (13 m Verwurf der Älteren Hauptterrasse) und die besonders in den anschließenden Niederlanden bedeutsame Störung von Tegelen (J. I. S. ZONNEVELD 1947, N. A. DE RIDDER 1959).

## c) Der Bruchbau des nördlichen Venloer Grabens

Der nördliche Venloer Graben wird von verschiedenen Brüchen durchsetzt, die sich auf deutschem Gebiet vor allem an seiner Ostseite im Vorfeld der Viersener Störung in der

<sup>17)</sup> E. ZIMMERMANN (1928) und H. BREDDIN (1930) glauben auf Grund der Verbreitung holozäner Flachmoortorfe im Schwalm-Tal jüngste Bewegungsimpulse am Westrand des Venloer Grabens annehmen zu können.

Gegend von Lobberich-Breyell häufen. Sie prägen sich z. T. auch schwach in der Morphologie aus. Die quartären Verwurfsbeträge sind nicht sehr bedeutend und die Störungen halten im Streichen nur wenig aus. Bei Flothend (südl. Lobberich) wird ein schmaler Spezialgraben eingeschlossen. Hier hat man die Basisfläche der Hauptterrassen-Schichten etwa 10-20 m tiefer erbohrt als in den umgebenden Gebieten (vgl. Taf. V, Profil A-A').

Eine auffallende Depression der Hauptterrassen-Oberfläche besteht in der Gegend westlich von Herongen bei Niederdorf (vgl. Taf. II). Auf Grund der Morphologie entsteht dort der Eindruck, daß die Kiesdecke der Jüngerer Hauptterrasse an einer spitzwinkelig von der Viersener Störung abzweigenden und über Louisenburg-Neuenhof nach NW laufenden Linie um 10-15 m flexurartig gegen NE abgesunken ist. Leider mangelt es in diesem Gebiet an hinreichend tiefen Bohrungen, um den morphologischen Befund zu unterbauen. Für eine tektonische Deutung spricht aber, daß sich in der Verlängerung der Linie Louisenburg-Neuhof auf holländischem Gebiet eine „fortlebende“ Verwerfung nachweisen läßt, deren Verwurf ebenfalls nach NE gerichtet ist (Störung von Velden; vgl. J. I. S. ZONNEVELD 1947, L. U. DE SITTER 1949, N. A. DE RIDDER 1959). Sie soll in der Gegend von Wanssum (nördlich Venlo) noch würm-eiszeitliche Maas-Absätze der Zone von Grubbenvorst in ihrer Lagerung beeinflussen (L. F. ERNST und N. A. DE RIDDER 1960).

## VI. Der Rurrand-Peelrand-Abbruch

Der hochgekippte südwestliche Teil der Erft-Scholle wird durch die Störung des Rurrandes bzw. in deren südöstlicher Verlängerung durch den Rövenicher Sprung abgeschnitten. Nach NW setzt sich dieses Sprungsystem in den Abbrüchen am Westrand des Horstes von Brüggel-Erkelenz und im niederländischen Raum im Peel-Randbruch fort. Es liegt hier das wohl bedeutendste Bruchsystem der Niederrheinischen Bucht vor.

### Rövenicher Sprung

Diese Störung begrenzt mit mehr als 100 m Hauptflöz-Verwurf den Lommersumer Horst auf seiner SW-Seite gegen den sich in südöstlicher Richtung auf Euskirchen zu allmählich heraushebenden Rurtal-Graben. Die Hauptterrassenkiese sind deutlich mitversetzt (die Basis um max. 15 m in der Gegend östlich von Rövenich). Eine oberflächliche Bruchstufe tritt namentlich im Gebiet nördlich von Rövenich hervor (Höhe bis zu 8 m). Der quartäre Rövenicher Sprung läßt sich über fiederförmig gestaffelten Teiläste nach SE bis zum Erft-Tal bei Großbüllesheim verfolgen; nach NW reicht er bis in die Gegend östlich von Kelz.

### Rurrand

Der Rurrand-Sprung macht sich erstmals im Gebiet nordwestlich von Kelz bemerkbar, wo er den verklingenden Rövenicher Sprung ablöst. Von da an ist die Abbruchzone auf mehr als 50 km streichender Länge bis zum Maas-Tal nordöstlich von Vlodrop (Meinweg-Gebiet) zu verfolgen. Es liegt keine durchgehende Einzelfuge vor, sondern ein ganzes System von sich einander ablösenden und gegeneinander versetzten Teilstörungen. Merkwürdige Aufspaltungs- und Versprungszonen bestehen in der Gegend von Ellen-Oberzier (nördlich von Düren) und bei Jülich. Auch im Gebiet von Rurich-Baal-Hückelhoven, wo sich die Struktur mit den WNW-ESE gerichteten Ausläufern der Abbruchzone am Rande der Ville und des Jackerather Horstes (vertreten vor allem durch den Lövenicher Sprung) vereinigt, kommt es zu einer Aufspaltung in mehrere Teilstaffeln und zu einer scharfen Richtungsänderung. Der Tertiär-Verwurf der Rurrand-Störung ist im S zunächst gering (zwischen Kelz und Frauwüllesheim nur wenig mehr als 100 m); im Fortstreichen nach NW wächst die Sprunghöhe aber gleichlaufend mit der zunehmenden Eintiefung der Rur-Scholle rasch an (vgl. Tab. 7). Bei Hambach gehen die älteren Horizonte der Hauptflözgruppe bereits mehr als 300 m in die Tiefe und ein ähnlich hoher

Verstellungsbetrag ist nordwestlich Jülich festzustellen. Mit dem Einmünden der vom Südrand des Jackerather Horstes kommenden Diagonalstrukturen schwillt der Verwurf des Rurrandes nochmals beträchtlich an. An der Spitze des sehr hoch herausgehobenen nasenförmigen Vorsprunges an der Westseite des Horstes von Brüggens-Erkelenz (Wassenberger Spezialhorst) muß die Basis des Tertiärs um wenigstens 1000—1100 m verworfen sein (H. DÜRBAUM & W. WOLFF 1958, G. HERBST 1958).

Tabelle 7

Zusammenstellung der Verwürfe am Rurrand-Peelrand-Abbruch

Gebiet	Sprunghöhen			
	Hauptflöz-Gruppe Basis	Ältere Hauptterrasse Basis	Jüngere Hauptterrasse Basis	Oberfläche
Rövenicher Sprung östlich Rövenich	110-120 m	?	15 m	8 m
Rurrand-Sprung südlich Frauwüllesheim	100-150 m	?	15 m	5 m
westlich Girelsrath	?	30 m	?	(17 m)
östlich Arnoldsweiler	150-200 m	30 m	?	(15 m)
Hambach	>300 m	45 m	?	(20 m)
Jülich	?	(50 m)	(30 m)	(25 m)
Körrenzig	300-400 m	75 m	45 m	(25 m)
Hückelhoven	400-500 m	100 m	50 m	(30 m)
Ratheim	(1000-1100m) <sup>1</sup>	140 m	60 m	(40 m)
östlich Herkenbosch	?	(50 m)	30-35 m	20-25 m
Peel-Randbruch östlich Herkenbosch	?	120-130 m	45 m	?
östlich Roermond	(800-1200m) <sup>1</sup>	170-180 m	80 m	?
südlich Meijel	?	?	(80 m)	(30 m) <sup>2</sup>

<sup>1</sup>) Ungefäher Verwurf der Karbonoberfläche nach geophysikalischen Messungen.

<sup>2</sup>) Verwurf an der Oberkante der früh-riß-eiszeitlichen Zone von Veghel.

Auch für die Lagerung der quartären Schichten spielt der Rurrand eine überaus wichtige Rolle. Von Kelz im S bis zum Meinweg-Gebiet im N läßt sich sein Charakter als „fortlebende“ Bruchzone im Sinne FLIEGEL's vielfältig belegen (Abb. 19). Die Unterfläche der altpleistozänen Hauptterrasse ist im S zunächst nur wenig (annähernd 15 m) versetzt, bei Merzenich östlich von Düren geht sie an der Störung aber schon etwa 30 m in die Tiefe, zwischen Hambach und Stetternich 40-50 m, und nordwestlich von Jülich zwischen Broich und Körrenzig 50-70 m (vgl. Tab. 7). Der größte quartäre Verwurf im deutschen Teilstück der Niederrheinischen Bucht wird aber am Rurrand unterhalb Ratheim erreicht, wo die Basis des Altpleistozäns wenigstens 140 m verworfen ist.

Von beträchtlichen nach-hauptterrassen-zeitlichen Verschiebungen zeugt die als Geländekante hervortretende oberflächliche Bruchstufe. Diese ist auf der Strecke zwischen Kelz und Stetternich ziemlich unversehrt in einer Höhe bis max. 17 m erhalten; es besteht hier ein zuverlässiger morphologischer Anhalt zur Fixierung des genauen Störungsverlaufes.

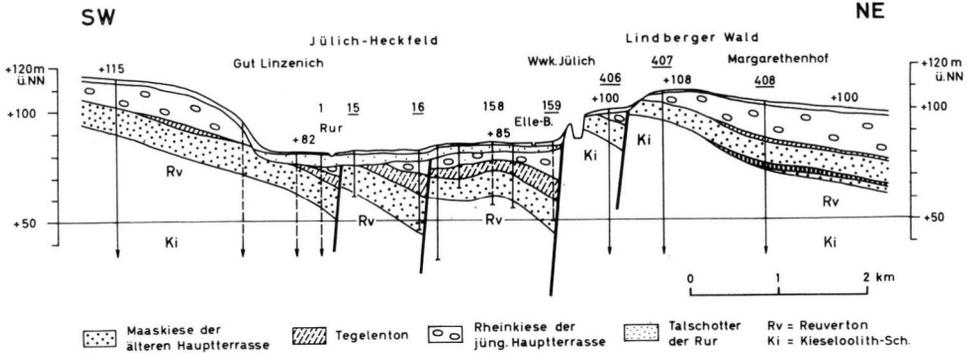


Abb. 19. Querprofil durch den quartären Rurrand bei Jülich (M.-Bl. Jülich).

Die Verwerfungszone ist in eine Reihe von Teilsprüngen aufgelöst, welche stark antithetisch verkippte Staffelschollen einschließen. Syndimentäre Bruchbewegungen während der Tegelen-Zeit drücken sich durch die erhöhte Tonmächtigkeit auf den Tiefschollen aus. - Die Darstellung stützt sich auf Geländebeobachtungen und Bohrungen (zumeist des Landesgrundwasserdienstes). Bohrungen mit unterstrichenen Nummern wurden vom Verf. geröllpetrographisch untersucht (vgl. Abb.3).

Abwärts Jülich hingegen wurde die tektonische Geländestufe von der Seitenerosion der Rur erfaßt und stellenweise mehr als 500 m nach E zurück verlegt<sup>18)</sup>. Der Ausbiß der Verwerfung ist in diesem Gebiet unter offenbar ungestörten Niederterrassen-Ablagerungen der Rur verborgen. Die post-hauptterrassen-zeitliche Bruchstufe des Rurrandes dürfte am Westabfall des Wassenberger Horstes einst zwischen 35 und 40 m hoch gewesen sein. Heute noch am Ort ihrer Entstehung erhalten ist sie in der Gegend nördlich von Birgelen und im Meinweg-Gebiet, wo sie von S nach N abnehmend zwischen 20 und 40 m hoch wird<sup>19)</sup>. Ein Teil des Rurrand-Verwurfes wird in diesem Gebiet bereits von dem im westlichen Vorfeld neu aufreißenden Peel-Randbruch übernommen, in welchen der Rurrand späterhin nach einer scharfen Westwendung mündet.

Sehr augenfällig ist der große Mächtigkeits-Unterschied der altpleistozänen Hauptterrassen-Sedimente zu beiden Seiten der Rurrand-Verwerfung (vgl. Taf. IV). Während auf den hochgekippten Rändern der Erft-Scholle sowie auf dem Horst von Brüggel-Erkelenz selten mehr als 5-10 m Altpleistozän-Kies anzutreffen sind (vornehmlich jüngere Hauptterrasse, Ältere Hauptterrasse nur zwischen Stetternich und Baal in einiger Mächtigkeit erhalten), weist die Rur-Scholle in ihren östlichen Teilen einen ungleich stärkeren Schichtstapel aus Älterer und jüngerer Hauptterrasse auf, der von 20 m im S auf über 120 m Mächtigkeit im N anschwillt. Es zeichnen sich am Rurrand also erhebliche Schollenverstellungen während der Hauptterrassen-Zeit ab. Da die beiden Hauptterrassen-Stufen an der unteren Rur verhältnismäßig gut auseinander zu halten sind (die ältere wurde von der Maas, die jüngere vom Rhein abgelagert), läßt sich der zeitliche und räumliche Ablauf dieser Bewegungen im einzelnen verfolgen.

**Tagesaufschlüsse.** Ein direkter Anschnitt der Rurrand-Verwerfung über Tage besteht zur Zeit offenbar nicht<sup>20)</sup>. Frühere Aufschlüsse wurden von E. HOLZAPFEL (1910) aus der Gegend südöstlich Niederzier, W. WUNSTORF (1921) aus dem Gebiet von Birgelen, und H. WORIES (1942) aus dem Meinweg-Gebiet beschrieben.

<sup>18)</sup> Ein Umstand, der von H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK (1955, Taf. 1) beim Entwurf ihrer Karte nicht gebührend berücksichtigt wurde.

<sup>19)</sup> Der verklingende Rurrand-Sprung wird in der niederländischen Literatur auch als Störung von Meinweg bezeichnet.

<sup>20)</sup> Wenigstens konnte Verf. trotz eingehender Geländeuntersuchungen nichts dergleichen entdecken.

Östliche Begleitbrüche des Rurrandes. In der Gegend nördlich von Birgelen spaltet vom Rurrand ein östlicher Vorstaffelbruch ab, die sog. Z a n d b e r g - S t ö r u n g (J. I. S. ZONNEVELD 1947, L. U. DE SITTER 1949), welche die Basisfläche der Hauptterrassen-Kiese max. 17 m verwirft. Auch nach der Hauptterrassen-Zeit sind an diesem Sprung noch Bewegungen vor sich gegangen, wie eine vor allem im Elmpter Wald gut zu erkennende Geländestufe von 8-9 m Höhe beweist.

Gleichfalls im Zusammenhang mit dem Rurrand soll die Klein-Gladbacher Störung erwähnt werden. Sie begrenzt den Wassenberger Spezialhorst gegen den nach E anschließenden Hauptteil des Horstes von Brüggen-Erkelenz. Die Störung wurde im tieferen Untergrund durch den Bergbau der Steinkohlenzeche „Sophia Jacoba“ und durch eine Reihe von gut untersuchten Tiefbohrungen bekannt (G. KNETSCH 1955, G. HERBST 1954, 1958). An der Tagesoberfläche zeichnet sich eine deutliche Bruchstufe ab, an der die Hauptterrassen-Kiese in östlicher Richtung 5-7 m in die Tiefe gehen.

#### Peel-Randbruch

Die Abbruchzone am Westrand des Peel-Horstes gehört zum gleichen Sprungsystem wie der Rurrand. Eine Abtrennung von diesem und eine besondere Namensgebung ist eigentlich nicht gerechtfertigt. Man kann aber, um der nun einmal gebräuchlichen unterschiedlichen Bezeichnungsweise nachzugeben, mit einiger Berechtigung einen etwa von Wassenberg an westlich vor dem Rurrand-Sprung neu aufreißenden Störungsgast als Peel-Randbruch bezeichnen. Vom Rurrand der deutschen Gebietsteile unterscheidet sich dieser Störungsgast dadurch, daß er wegen der Überdeckung durch jungpleistozäne Absätze morphologisch i. allg. nicht oder nur unbedeutend in Erscheinung tritt. Eine stärkere Vorstaffelstörung des Peel-Randbruches ist die Störung von Veghel (J. I. S. ZONNEVELD 1947).

Über die genaue tertiäre Sprunghöhe des Peel-Randbruches lassen sich bislang nur Vermutungen anstellen, denn die außerordentlich mächtige Tertiär-Schichtfolge des Holländischen Zentralgrabens ist an dessen tiefster Stelle noch von keiner Bohrung durchteuft worden (L. U. DE SITTER 1947). Es dürfte aber kaum Zweifel darüber geben, daß es sich dabei um Verschiebungsbeträge handelt, die ähnlich hoch — wenn auch wohl nicht ganz so hoch — wie die des Rurrandes am Wassenberger Horst sind<sup>21)</sup>.

Auch über die Höhe des seit Beginn der Quartär-Zeit eingetretenen Verwurfes wissen wir wenig Bescheid. Die entsprechenden Ablagerungen stehen im Holländischen Zentralgraben in großer Tiefe an und sind in ihren Lagerungsverhältnissen (z. T. auch in ihrer Stratigraphie) noch nicht genau genug erforscht. Östlich von Roermond dürfte der Grenzhorizont Pliozän/Pleistozän (Meinweg-Ton; vgl. W. H. ZAGWIJN 1959) am Peel-Randbruch aber zwischen 170 und 180 m versetzt sein. Weiter im NW liegen die Verwurfsbeträge vermutlich in etwa der gleichen Größenordnung; zuverlässige Zahlenangaben lassen sich aber nicht machen. Aus der Lagerung der einigermaßen gut abgebohrten Serie von Sterksel, die zeitlich dem oberen (Haupt-)Teil der Jüngeren Hauptterrasse entspricht, geht gleichfalls hervor, daß die quartäre Bedeutung des Peel-Randbruches der des Rurrandes abwärts Hückelhoven zumindestens gleichkommt. Während der Verwurf der Basisfläche der Jüngeren Hauptterrasse am Rurrand bei Ratheim auf annähernd 60 m zu beziffern ist, findet man für die Unterkante der Serie von Sterksel am südlichen Peel-Randbruch (Gegend zwischen Roermond und Meijel) einen Versetzungsbetrag von nahezu 80 m<sup>22)</sup>.

<sup>21)</sup> L. U. DE SITTER (1949) rechnet nach dem Ergebnis von gravimetrischen Untersuchungen beim Peel-Randbruch mit einem Verwurf der Karbon-Oberfläche von 800—1200 m.

<sup>22)</sup> Die Serie von Sterksel ist in diesem Gebiet gewöhnlich nur auf der Tiefscholle erhalten; auf der Hochscholle unmittelbar östlich der Randverwerfung fiel sie der Ausräumung vor Sedimentation der Zone von Veghel (= ungefähr Untere Mittelterrasse des Rheins) zum Opfer. Man kann ihre einstige Höhenlage aber auf Grund der Lagerung der Hauptterrasse am östlichen Maas-Tal-Rand abschätzen.

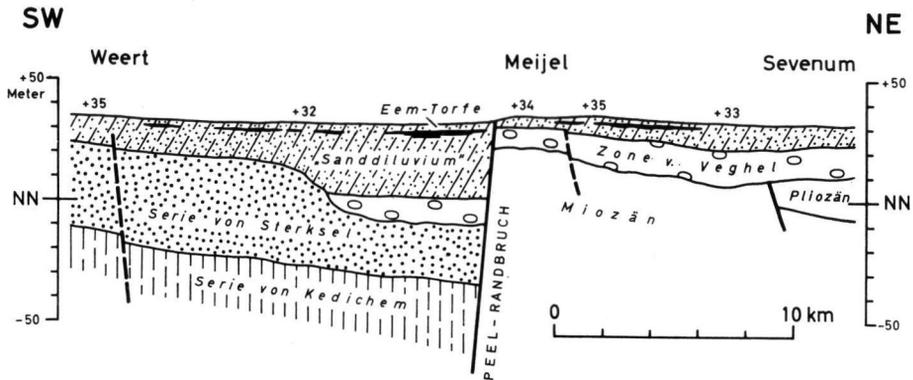


Abb. 20. Jungpleistozäne Bewegungen am Peel-Randbruch. Querprofil in der Gegend von Meijel (nordwestl. Roermond). Schematisch in Anlehnung an J. I. S. ZONNEVELD (1947, 1956), H. D. M. BURCK (1957), N. A. DE RIDDER (1959).

Eine (früh-) riß-eiszeitliche Maas-Terrasse (Zone von Veghel) ist an der Störung ca. 30 m verstellt, die überlagernden Eem-Torfe (Riß/Würm-Interglazial) dagegen nur noch sehr untergeordnet.

Aber nicht nur das Altpleistozän ist am Peel-Randbruch versetzt, sondern in ziemlich erheblichen Maße auch noch das Jungpleistozän. Namentlich für die (früh-)riß-eiszeitliche Zone von Veghel trifft dies zu. Sie wurde im Anschluß an ihre Aufschüttung stellenweise — etwa zwischen Neer und Meijel — bis zu 30 m verworfen (vgl. Abb. 20, ferner die Höhenzahlen für die Oberkante dieser Talstufe in Taf. II; sowie ZONNEVELD 1947, DE RIDDER 1959). Sehr beachtenswert ist, daß der Peel-Randbruch während der Sedimentation der Veghel-Kiese nachweislich in Ruhe war, denn weder die Schottermächtigkeit noch der damalige Lauf der Maas zeigen eine Beeinflussung. Auf der anderen Seite erweisen sich eem-interglaziale Torfe, welche dem die Bruchstufe überdeckenden „Sanddiluvium“ zwischengeschaltet sind, durch die jungpleistozäne Schollenverstellung nur noch sehr untergeordnet betroffen (nach H. D. M. BURCK 1957 in der Gegend von Meijel im Höchstfalle 3-4 m; vgl. Abb. 20). Das gleiche gilt für die Talschotter der Zone von Horn, die vermutlich würm-eiszeitlich sind. Wir sind am Peel-Randbruch somit in der Lage, eine *k r ä f t i g e* jungpleistozäne Bruchphase zeitlich ziemlich genau festlegen zu können: Die Bewegung, welche den 30 m Verwurf der Veghel-Kiese herbei geführt hat, muß sich in der Hauptsache in einem jüngeren Abschnitt der Riß-Eiszeit ereignet haben. Diese Datierung stimmt gut mit Beobachtungen überein, welche wir an den großen Randbrüchen am Westabfall der Ville, beispielsweise am Erft-Sprung und am Horremer Sprung, machen konnten, wo ein vermutlich riß-eiszeitlicher älterer Löß gewöhnlich noch kräftig durch z. T. syndimentäre Bruchbewegungen beeinflusst wird, während der hangende Würm-Löß weitgehend ungestört bleibt.

Das Vorkommen stärkerer riß-eiszeitlicher Schollenverschiebungen am Peel-Randbruch läßt vermuten, daß sich zeitlich entsprechende Bewegungen auch am Rurrand-Sprung ereignet haben. Sie lassen sich jedoch hier vorläufig noch nirgends sicher belegen.

#### Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen am Rurrand-Peelrand-System

Es soll nur der Zeitabschnitt von der oberen Kreide an behandelt werden, da für die älteren Bruchphasen zu wenig gesichertes Material vorliegt.

Wie namentlich G. HERBST (1954, 1958) betont, müssen sich am Rurrand bei Hückelhoven zur Zeit der Ablagerung von Oberkreide, Paleozän und unter Umständen Unteroligozän beträchtliche Schollenverschiebungen ereignet haben, die denen der späteren Zeiten gerade entgegengesetzt gerichtet waren. Der heute hoch herausragende Wassenberger Horst ging damals im Verhältnis zu den Nachbarschollen in die Tiefe. Erst mit dem

Mitteloligozän setzt ein Wandel in der Bewegungstendenz ein. Nun plötzlich beginnt der heutige Rurtal-Graben (wie vielleicht schon früher bei der jungkimmerischen Bruchbildungsperiode; vgl. L. U. DE SITTER 1949) gegenüber den östlichen Gebieten stärker abzusinken (G. HERBST 1958)<sup>23</sup>). Insbesondere im Oberen Oligozän oder unmittelbar danach dürfte die Abwärtsbewegung einen ersten Höhepunkt erreicht haben, wie die bedeutend größere Mächtigkeit der entsprechenden Schichten im Rurtal-Graben beweist (H. J. FABIAN 1958). Im Miozän ging die normal gerichtete Schollenverschiebung am Rurrand weiter. Besonders hervorzuheben ist, daß das Bruchsystem (im Gegensatz zu den Abbrüchen am Rande der Ville) auch während der Bildungszeit der Hauptflöz-Gruppe kräftige Bewegungen erlebte. Je stärker die Tiefscholle abwärts kippte, desto häufiger wurde die Flözbildung hier von Sand- und Ton-Sedimentation unterbrochen — desto mehr spalteten die Teilflöze auf (F. PERSCH 1956, R. TEICHMÜLLER 1958). So kommt es, daß der gesamte Schichtenkomplex der Hauptflöz-Gruppe auf der Tiefscholle um das Zwei- bis Dreifache mächtiger ist als auf der Hochscholle. Weiterhin ereigneten sich heftige Bruchverschiebungen während und im Anschluß an die Kieseloolith-Zeit. Dieser Zeitabschnitt ist am Niederrhein ja allgemein als die Periode der bedeutsamsten Bruchtätigkeit anzusprechen. Die genaue zeitliche Analyse der pliozänen Bewegungen stößt beim Rurrand allerdings auf Schwierigkeiten, weil sich die einzelnen Horizonte der Kieseloolith-Schichten beiderseits der Verwerfung bislang noch nicht genügend zuverlässig parallelisieren lassen.

Im Pleistozän fanden stärkere Krustenverschiebungen während und sogleich nach Ablagerung der Älteren Hauptterrasse statt; 40-50% des quartären Gesamtverwurfes mögen in diesem Zeitraum entstanden sein. Syntedimentäre Verschiebungen während der Tegelen-Zeit zeichnen sich z. B. bei Jülich ab (Abb. 19). Erheblich durch Bruchtektonik beeinflußt wird auch die Sedimentation der Jüngeren Hauptterrasse. 20-30% des quartären Gesamtverwurfes sind gleichzeitig mit ihrer Aufschotterung entstanden. Bei den nach der Jüngeren Hauptterrassen-Zeit (Günz-Eiszeit) erfolgten Bewegungen (20-30%) ist ein Teil vor-riß-eiszeitlich, ein anderer Teil hingegen — wie sich vor allem am Peel-Randbruch erweisen läßt — erst in einem jüngeren Abschnitt der Riß-Eiszeit wirksam geworden. Die Bruchtätigkeit nach der Würm-Eiszeit scheint nicht mehr sehr beträchtlich gewesen zu sein, zumindestens lassen sich bisher keine eindeutigen Spuren hiervon auffinden.

Für die historische Zeit und für die Gegenwart ist möglicherweise mit einem schwachen Weiterwirken oder einem Wiederaufleben der Bruchverschiebungen zu rechnen, wie Erdbeben (M. SCHWARZBACH 1951, J. W. VISSER 1942)<sup>24</sup>) und geodätische Messungen (T. EDELMANN 1954) zeigen.

## VII. Die Rur-Scholle

Die Rur-Scholle bzw. der Rurtal-Graben hat in känozoischer Zeit eine ähnlich kräftige Einkippung gegen NE erfahren wie die Erft-Scholle. Die Kippbewegung macht sich erstmals deutlich im Mittel-Oligozän bemerkbar; von da an ist sie an fast allen Schichtgliedern des Tertiärs und Altpleistozäns nachzuweisen. Auf der Linie Eschweiler—Hambach (nördl. Düren) beläuft sich die Schrägstellung seit Beginn der Hauptflöz-Zeit auf annähernd 550 m, seit dem Ende derselben auf 350 m; die Grenzfläche Kieseloolith-Schichten/Hauptterrasse ist noch 80-90 m verstellt, die Oberfläche des fluviatilen Altplei-

<sup>23</sup>) Eine oberkretazisch-paleozäne „Ur-Anlage“ des Rurtal-Grabens, wie H. PFLUG (1958) sie auf Grund der Verbreitung von Oberkreide, Paleozän und tiefem Eozän ableitet, dürfte wohl eher als eine epigene Eindellung aufzufassen sein, welche ganz allgemein die westliche Hälfte der Niederrheinischen Bucht erfaßt, ohne daß sich eine spezielle Beschränkung auf den Rurtal-Graben in seiner späteren Bruchumgrenzung erkennen ließe.

<sup>24</sup>) Der Rurrand östlich Düren z. B. soll nach A. SIEBERG (1926) Ausgangspunkt eines der schwersten, wenn nicht überhaupt des schwersten, jemals auf deutschem Boden in historischer Zeit gespürten Erdbebens vom 18. Februar 1756 gewesen sein.

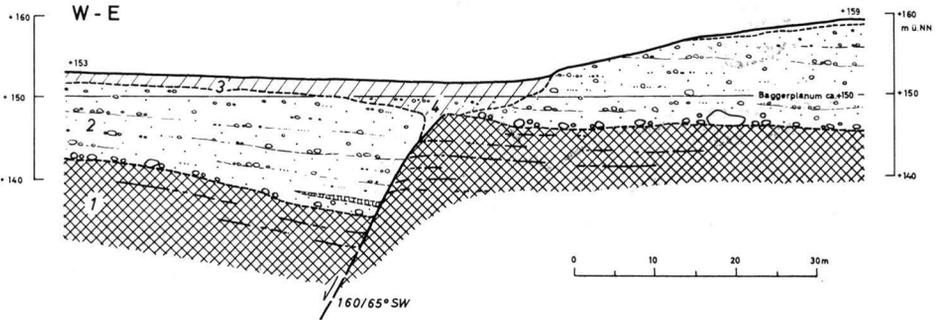


Abb. 21. Tagesaufschluß der Hirschberg-Störung. NE-Teil des Braunkohlen-Tagebaus Zukunft-West zwischen Dürwiß und Kinzweiler (M.-Bl. Eschweiler, r 1818, h 3438).

3 = Schwemmlöß und Tallem (greift bei 4 an der Verwerfungsfläche keilförmig nach unten), 2 = Maas-Schotter der Älteren Hauptterrasse (Altpleistozän), 1 = Braunkohle der Hauptflöz-Gruppe (Mittelmiozän). - Sprunghöhe an der Basisfläche der Schotter 13 m; an der Unterkante der Kohle 35 m.

stozäns 60-70 m<sup>25</sup>). Durch synsedimentäre und intersedimentäre Schollenkippen wird die Mächtigkeit der Hauptterrassen-Aufschüttungen in erheblichem Maße beeinflusst (vgl. Taf. IV).

Neben der Schrägstellung der Rur-Scholle in der Quer-Richtung existiert eine deutliche Abdachung in der Längsachse, die rurabwärts zu einem immer stärkeren Anschwellen der Schichtstärken führt. Im SE läßt sich ein Rurtal-Graben erstmals in der Gegend von Euskirchen von der Erft-Scholle (Lommersumer Horst) abscheiden. Weiter südostwärts gehen beiden Einheiten ohne eine klare Grenze ineinander über. Von Euskirchen bis Roermond auf rund 80 km Entfernung sinkt in der Längsrichtung des Rurtal-Grabens die Basisfläche des fluvialen Altpleistozäns um fast 300 m ab<sup>26</sup>).

#### a) Der Bruchbau der südlichen Rur-Scholle

Die Bruchzerlegung der Rur-Scholle ist ebenso wie die der Erft-Scholle (s. o.) vorwiegend antithetischer Art. Namentlich in der südlichen Schollenhälfte findet man zahlreiche Verwerfungen kleineren bis mittleren Ausmaßes, die dem nordostwärtigen Schichtabtauchen entgegenwirken und es stellenweise fast völlig aufheben. Gut ist der antithetische Bruchbau aus dem Braunkohlenfeld „Victor“ bei Zülpich bekannt (G. SCHULTZ 1961). Einige der Sprünge versetzen hier noch deutlich das Altpleistozän, manche sogar den Löß (vgl. W. PRANGE 1958, Abb. 20). Auch das in der Gegend von Jakobwüllesheim zwischen Stockheimer Störung und Rurrand gelegene Teilstück der Rurscholle wird von „fortlebenden“ antithetischen Brüchen durchzogen, die sich trotz der geringen Sprunghöhe (weniger als 5 m) vorzüglich in der Topographie abzeichnen (Abb. 2).

Eine auffallende Häufung von westfallenden Verwerfungen beobachtet man schließlich im Raum zwischen Düren, Eschweiler, Siersdorf und Jülich. Vermutlich hängt diese intensive Bruchzerstückelung mit der gerade dort sehr kräftigen Quereinkippung der Rur-Scholle zusammen (s. oben). Im östlichen Vorfeld der Sandgewand verwirft die Hirschberg-Störung die Maas-Kiese der Älteren Hauptterrasse bis zu 14 m (Abb. 21); die Bewegung ist zum größten Teil post-sedimentär. Weiterhin haben sich am westlichen Randbruch des Weisweiler Horstes (Weisweiler Störung) beträchtliche junger-

<sup>25</sup>) Der Einfluß des der Schichtneigung entgegenwirkenden antithetischen Bruchbaues blieb bei diesen Zahlenwerten unberücksichtigt.

<sup>26</sup>) Das Gefälle des gegenwärtigen Rheins macht auf einer entsprechend langen Strecke nur etwa 20 m aus. Demnach dürfte die nachträgliche tektonische Überhöhung des Längsgefälles beim Rurtal-Graben seit Beginn des Quartärs schätzungsweise 250—300 m betragen.

tiäre und quartäre Schollenverschiebungen ereignet. Die morphologische Bruchstufe läßt sich im Flachland bis in die Gegend nördlich Fronhoven verfolgen. Zwischen Dürwiß und Pützlohn ist die Tertiär-Basis an der Störung annähernd 150 m versetzt, die Unterkante von Flöz Frimmersdorf 100-110 m, die Basisfläche der Älteren Hauptterrasse 20 m und deren Oberfläche 8-9 m. Der östliche Randbruch des Weisweiler Horstes prägt sich dagegen im Tertiär nur schwach und im Quartär überhaupt nicht aus. Beim Siersdorfer Horst, welcher im Steinkohlengebirge durch die Grubenbaue der Zeche „Emil Mayrisch“ erschlossen wurde, ist es ähnlich. Auch hier nimmt die westliche Begrenzungsstörung (Siersdorfer Störung) im jungtertiär-quartären Bewegungszyklus die bei weitem wichtigere Rolle ein. Die Basis der Älteren Hauptterrasse ist an ihr 15-20 m, die Oberfläche rund 7 m verworfen. Ein seiner Ausgestaltung nach ziemlich junges antithetisches Bruchelement tritt uns in der Frauenrather Störung (im Gebiet nördlich Aldenhoven) entgegen, bei welcher der quartäre Anteil am känozoischen Gesamtverwurf 40—50% ausmacht (Sprunghöhe bei Frauenrath an der Basis des Tertiärs 65 m, an der Basis der Älteren Hauptterrasse 29 m). Die bis zu 5 m hohe Bruchkante an der Oberfläche der jüngeren Hauptterrasse wird von einer mächtigen Lößdecke verhüllt.

Einige andere noch im Eiszeit-Alter wirksam gewordene antithetische Brüche hat man in der Gegend von Inden und im Untergrund des Rurtales östlich Schophoven und bei Jülich erbohrt.

#### b) Der Bruchbau der nördlichen Rur-Scholle

Die Bruchzerlegung der nördlichen Schollenhälfte der Rur-Scholle ist weniger intensiv; auch treten hier neben den antithetischen wichtige synthetische Bruchelemente auf. Bedeutsam sind im deutschen Anteil des nördlichen Rurtal-Grabens die Störungen von Gangelt und Heinsberg-Montfort, da sie inmitten der Grabenzone eine flache Horst-Scholle einschließen.

Die Störung von Gangelt durchstreicht auf der Linie Gangelt—Höngen—Havert das Selfkant-Gebiet und begrenzt den Horst auf seiner Westseite<sup>27</sup>). Mittelmiozäne Braunkohlenflöze (nach H. BREDDIN 1952 das Flözpaar Frimmersdorf-Morken) gehen an der Verwerfung um wenigstens 200 m in die Tiefe, der oberpliozäne Brunsum-Ton 50-70 m (W. H. ZAGWIJN 1959) und die Unterkante der jüngeren Hauptterrasse 15-20 m<sup>28</sup>). Der post-hauptterrassen-zeitliche Sprungetrag ist auf annähernd 10 m zu veranschlagen.

Bei der Störung von Heinsberg-Montfort, der östlichen Begrenzung des Spezialhorstes, ist es nicht ganz sicher, ob es sich tatsächlich um eine echte Bruchstruktur handelt, oder ob nur eine kräftige flexurartige Abbiegung der Schichten zum Tiefsten des Rurtal-Grabens vorliegt. In der Gegend von Heinsberg begleitet die Struktur auf längere Erstreckung den morphologisch stark hervortretenden Erosionsrand der Hauptterrasse gegen das Rur-Tal, welcher hier zweifellos tektonisch vorgezeichnet ist. Auf holländischem Boden konnte die Störung unter der Überdeckung von jungen Talschottern der Zone von Veghel bis über Montfort hinaus nach W verfolgt werden (N. A. DE RIDDER 1959), wobei sich kein eindeutiger Hinweis auf eine tektonische Beeinflussung dieser frühriß-eiszeitlichen Deckschichten ergab. Die jüngere Hauptterrasse (Sterksel-Serie) ist dagegen überall noch deutlich verworfen bzw. verbogen; nördlich von Heinsberg erscheint ihre Basisfläche rund 20 m versetzt, an der Landesgrenze bei Haaren mehr als 30 m und in der

<sup>27</sup>) Die Bruchlinie steht womöglich jenseits der Maas auf belgischem Gebiet mit der von A. GROSJEAN (1937) angegebenen „Faille de Ven“ in Verbindung (vgl. auch L. U. DE SITTER 1949). Ein nordwestlicher Abzweig auf holländischem Gebiet wurde von N. A. DE RIDDER (1959) als Störung von Koningsbosch bezeichnet.

<sup>28</sup>) Für die Unterfläche der Älteren Hauptterrasse (Prätiglien) kann vorerst noch kein Verwurfsbetrag genannt werden; denn die exakte Festlegung dieser Grenze ist im Selfkant-Gebiet mit großen Schwierigkeiten verbunden.

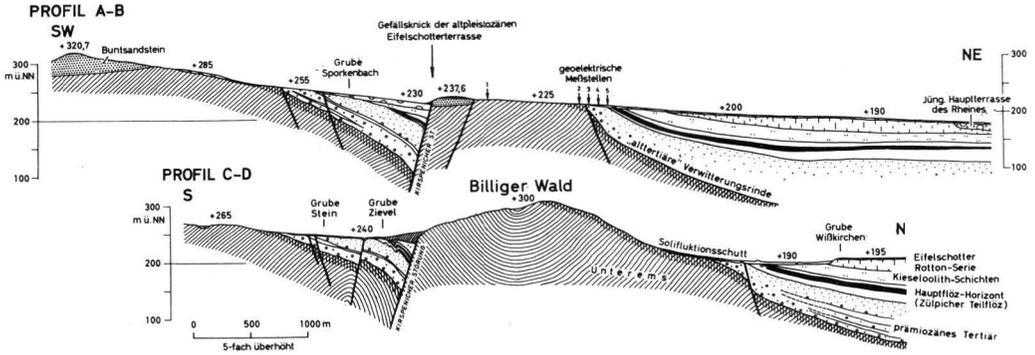


Abb. 22. Zwei Querprofile durch die Tertiärsenke von Antweiler und den nach NE anschließenden Devon-„Horst“ des Billiger Waldes.

In der Gegend nordöstlich von Satzvey (oberes Profil) erweist sich die Devon-Aufragung durch eine Verebnungsfläche gekappt, welche gegen Ende der jüngeren Hauptterrassen-Zeit (Günz) durch Eifelbäche überschottert wurde. „Fortlebende“ Bruchverschiebungen entlang der Kirspenicher Störung haben diese Terrassenfläche nachträglich um 10—15 m verstellt.

Gegend von Montfort 15 m. Die Unterkante der Älteren Hauptterrasse geht noch weit stärker in die Tiefe.

Von J. I. S. ZONNEVELD (1947) u. a. wird im östlichen Vorfeld der Störung von Heinsberg-Montfort noch eine weitere synthetische Bruchstruktur vermutet: die Störung von Beegden. Der Nachweis dieser Verwerfung, welcher sich lediglich auf geringe Unterschiede in der Höhenlage der Zone von Veghel gründet, ist m. E. aber wenig zwingend.

### VIII. Der Eifelrand

Der Abfall des alten Gebirges von der Eifel zur Erft-Scholle und zum Rurtal-Graben vollzieht sich auf der Strecke zwischen Rheinbach und Zülpich entgegen früherer Ansichten nicht so sehr längs großer Staffelbrüche, sondern vielmehr in der Hauptsache bruchlos in Form eines kräftigen Schichtabtauchens (vgl. auch H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK 1955). Namentlich in der Randzone der Bucht zeigen die tertiären Schichtserien sowie die altpleistozänen Flußterrassen ein ungewöhnlich starkes Einfallen, so daß man hier fast von einer Randflexur sprechen kann. Wo aber eine Zerbrechung des Schichtverbandes vorliegt, handelt es sich meist um antithetische Verwerfungen.

#### Kirspenicher Störung

Die bekannteste dieser dem Schichteinfallen entgegen wirkenden Bruchstrukturen ist die Kirspenicher Störung<sup>29</sup>; sie begrenzt die tertiärerfüllte Senke von Antweiler („Antweiler Graben“) gegen das im NE noch einmal bis zur Tagesoberfläche durchstoßende Devon des Billiger Waldes („Billiger Horst“) (Abb. 22; vgl. auch W. MÜLLER 1949). Von Arloff-Kirspenich im SE läßt sich die Verwerfungslinie über Obergartzen-Enzen bis in die Gegend westlich Zülpich verfolgen. Der Tertiär-Verwurf ist am Südfall des Billiger Waldes auf 100-150 m zu beziffern. Durch die tektonische Verstellung werden vor allem Schichten des Alttertiärs, der Braunkohlen-Formation und des Pliozäns betroffen<sup>30</sup>. Aber

<sup>29</sup> Die Bezeichnung Kirspenicher Störung stammt von H. QUIRING (1913); sie ist eindeutiger als einige später vorgeschlagene Benennungen, wie z. B. „Billiger Wald Verwerfung“ (W. MÜLLER 1949).

<sup>30</sup> Ein guter Tagesaufschluß der Kirspenicher Störung befindet sich seit langem am südlichen Ausgang des Dorfes Kreuzweingarten in einer der dortigen Kies- bzw. Tongruben (M.-Bl. Euskirchen, r 5565, h 0827). Die tertiären Schichten fallen mit 20—30° gegen die aus mitteldevonischen Mergelschiefern und Kalken aufgebaute Verwerfungswand (Streichen 115/60° SW) ein, wobei die Verkippung der älteren tertiären Horizonte deutlich stärker ist als die der jüngeren. Es hat den Anschein, daß auch ein pleistozäner Hangschutt mit 8—10° gegen die Störung gekippt ist.

auch in quartärer Zeit müssen sich noch Schollenverschiebungen ereignet haben. In der Tongrube Zievel (bei Lessenich) sind altpleistozäne Eifelschotter deutlich gegen die unmittelbar östlich der Grube vorbeiziehende Kirspenicher Störung eingekippt. Nördlich von Satzvey erweist sich eine alte Talverebnung des Vey-(Blei-?)Baches, welche im Altpleistozän (Günz-Eiszeit) überschottert wurde und ursprünglich glatt über die tertiäre Verwerfungsstufe hinweggriff, in späterer Zeit um wenigstens 10-15 m verstellt (Abb. 22, oberes Profil). Ähnliche Beobachtungen lassen sich am Schievels-Berg bei Enzen (Verstellungsbetrag ungefähr 8 m) und in der Gegend südwestlich Zülpich (3 m) machen. Möglicherweise hängt sogar die Entstehung des Kalkarer Bruches, eines ausgedehnten Flachmoor-Komplexes im Raum südwestlich von Kreuzweingarten, mit jüngsten, bis in die Nach-Eiszeit hineinreichenden Bewegungsimpulsen an der Kirspenicher Störung zusammen. Daß solche vorhanden sind, scheinen ja auch die Euskirchener Erdbeben der Jahre 1950, 1951, 1957 anzudeuten (vgl. M. SCHWARZBACH 1951, F. ROBEL & L. AHORNER 1958).

#### Stockheimer Störung

Etwa vom Neffel-Bach-Tal (bei Zülpich) an nach N bildet sich auf der Westseite des Rurtal-Grabens eine synthetische Bruchbegrenzung aus. Der Abstieg vom alten Gebirge zur Bucht vollzieht sich nun gestaffelt. Dabei werden die einzelnen schräg gestellten Treppenschollen in demselben Maße, wie sie nach NW untertauchen, von benachbarten, am Eifelrand neu einbrechenden Teilstaffeln ersetzt.

Südlich von Düren in der Gegend von Froitzheim—Soller—Stockheim ist als hauptsächlicher Randbruch zunächst die Stockheimer Störung bestimmend, welche die Staffelscholle von Stockheim gegenüber dem Rurtal-Graben begrenzt. Die Störung ruft namentlich in ihrem südlichen Teilstück einen beträchtlichen Pleistozän-Verwurf hervor, der als post-hauptterrassen-zeitliche Bruchstufe im Gelände ausgezeichnet sichtbar ist. Ob allerdings der gesamte Höhenunterschied längs dieser Geländekante tektonischer Entstehung ist, erscheint zweifelhaft, denn die von der altpleistozänen Rur abgesetzte Schotterdecke der Stockheimer Scholle dürfte an deren Südrand ein höheres stratigraphisches Alter aufweisen und ein dementsprechend höheres primäres Niveau als die nach E und N angrenzenden Schotterflächen<sup>31)</sup>.

#### Randbruch von Birgel und Abbruch von Merode

Nach NW hin wird die Stockheimer Störung abgelöst vom Randbruch von Birgel („Rur-Sprung“) und vom Abbruch von Merode. An beiden Sprüngen zusammen sinkt das prä-tertiäre Gebirge um mehrere hundert Meter in die Tiefe (am Randbruch von Birgel südlich Lendersdorf um wenigstens 250 m). Die altpleistozänen Rurterrassen sind vermutlich schwach mitverworfen (vgl. auch H. W. QUITZOW 1956; dagegen R. STICKEL 1922); in der Gegend von Birgel dürfte der quartäre Verwurf im Maximum 15-20 m ausmachen.

Der Randbruch von Birgel setzt sich nicht etwa, wie G. FLIEGEL (1922) u. a. es vermutet haben, als sog. „Rur-Sprung“ weit ins nördliche Flachland hinaus fort, sondern er verklingt, ebenso wie der Abbruch von Merode, im wesentlichen bereits in der Nähe des Ortes Langerwehe noch vor Durchquerung des Inde-Tales. Eine dem „Rur-Sprung“ FLIEGEL's entsprechende große Störung ließ sich im Flachland, wenigstens im jüngeren Tertiär und im Quartär, nicht auffinden.

### IX. Die Westlichen Randstaffeln

Mit dem Verklingen der großen synthetischen Sprünge in der Gegend von Langerwehe verlagert sich der Bruchrand des Rurtal-Grabens auf die Westlichen Randstaffeln FLIEGEL's (1922), einer breit angelegten Verwerfungstreppe, die vom Gebirgsrand bei Eschweiler-

<sup>31)</sup> Eine Feststellung, die sich bei einer genauen Verfolgung der altpleistozänen Terrassen der Rur aus dem Gebirgsental ins Vorland hinaus ergibt.

Stolberg-Aachen bis weit nach Belgien hinein die eigentliche tektonische Westbegrenzung der Niederrheinischen Bucht bildet. Die wichtigsten Staffelsprünge sind die Sandgewand, der Feldbiß und die Heerlerheide bzw. Richtericher Störung.

### Sandgewand

Der Verlauf dieser bedeutsamen Bruchstruktur ist seit langem bekannt (vgl. u. a. H. JACOB 1902), ebenso ihr „fortlebender“ Charakter (E. HOLZAPFEL 1904). Im S gibt sie sich erstmals bei Gressenich zu erkennen; von da an nimmt ihr känozoischer Verwurf außerordentlich rasch zu. Bereits südlich von Eschweiler macht die Sprunghöhe an der Basis des Tertiärs mehr als 200 m aus, bei Hehlrath (nördlich Eschweiler) 250 m, und bei Höngen-Mariadorf gar 300-350 m. Von Höngen an spaltet die große Störung auf. Ein schwächerer Ast, der Beggendorfer Sprung, ist mit rund 60 m Tertiär-Verwurf bis in die Gegend westlich von Geilenkirchen zu verfolgen. Der stärkere Teilsprung jedoch schwenkt im Raume Schaufenberg-Alsdorf scharf nach W um und erreicht bei Übach-Palenberg das Wurm-Tal, wo er die Tertiärbasis annähernd 200 m verwirft. Jenseits der Wurm auf holländischem Gebiet geht die Sprunghöhe schnell zurück, und bei Waubach verklingt die Sandgewand. Das fluviatile Altleistozän besteht im Bereich der Sandgewand, wie auch sonst im Aachener Raum, in der Hauptsache aus Maas-Kiesen der Älteren Hauptterrasse<sup>32</sup>). Bei Hehlrath sind diese Schichten an der Störung 25-30 m, bei Höngen 30-35 m, bei Übach 20 m und westlich der Wurm 10 m verworfen<sup>33</sup>). Während der Kiesaufschüttung (Brüggen-Kaltzeit) war die Sandgewand nicht oder nur unwesentlich bewegt. Der heute feststellbare Pleistozän-Verwurf, der in einer mächtigen Geländestufe auch morphologisch augenfällig zum Ausdruck kommt, ist ganz überwiegend post-sedimentärer Entstehung. Wann die quartären Schollenverschiebungen im einzelnen eingetreten sind, läßt sich an der Sandgewand nicht genauer entscheiden. Sie müssen jedenfalls älter sein als der jüngste (würmeiszeitliche?) Talboden von Inde und Wurm, welcher glatt über die Bruchstufe hinwegzieht. Das schließt nicht aus, daß schwächere Bewegungsimpulse noch bis in die Jetztzeit hinreichen, wie geodätische Messungen anzudeuten scheinen (K. HAUSSMANN 1910, H. PAUS 1932)<sup>34</sup>).

Der Beggendorfer Sprung versetzt gleichfalls noch deutlich das Quartär. Die Basisfläche der Älteren Hauptterrasse geht an ihm um durchschnittlich 10 m, die Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse um 7-9 m in die Tiefe. Ein mächtiger Lössschleier verhüllt die post-hauptterrassenzeitliche Bruchstufe und läßt sie morphologisch nur verschwommen in Erscheinung treten.

Die zwischen der Sandgewand und dem Feldbiß gelegene Staffel wird durch die Westliche Hauptstörung und in deren südöstlicher Verlängerung durch die Ewige Wand zweigeteilt. Beide Teilschollen, welche auf die Karbon-Oberfläche bezogen einen Höhenunterschied von 50-100 m aufweisen, haben sich noch nach der Älteren Hauptterrassen-Zeit um rund 6-10 m gegeneinander verschoben. Der Bewegungssinn war der gleiche wie im Tertiär, d. h. das westliche Schollenstück (Stolberger- bzw. Herzogenrather Graben) sank gegenüber dem östlichen (Alsdorfer Horst) ab.

<sup>32</sup>) Die Jüngere Hauptterrasse, welche vom Rhein abgesetzt wurde, meidet das Gebiet. Ihr südwestlicher Außenrand verläuft etwa entlang der Linie Inden—Aldenhoven—Geilenkirchen (vgl. H. BREDDIN 1955 b, H. W. QUITZOW 1956).

<sup>33</sup>) Ein direkter Anschnitt der quartären Sandgewand über Tage besteht z. Zt. offenbar nicht. Der Braunkohlen-Tagebau Zukunft-West bei Eschweiler reicht allerdings mit einem Ausläufer südlich Hehlrath bis auf wenige Meter an die Störungslinie heran. Im Frühjahr 1958 war dort gut zu beobachten, daß die altleistozänen Maaskiese der Tiefscholle in Nähe der Bewegungszone kräftig (mit etwa 15°) gegen dieselbe eingekippt sind.

<sup>34</sup>) Verschiedentlich wurde gegen diese Messungen der Einwand vorgebracht, daß sich die Möglichkeit einer bergbaulichen Beeinflussung nicht ganz ausschließen ließe.

### Feldbiß

Eine fast noch wichtigere Rolle als die Sandgewand spielt im Aachener Raum die Störung des Feldbiß. Diese Verwerfung gibt auf mehr als 30 km streichende Erstreckung die hauptsächlich westliche Bruchbegrenzung der Niederrheinischen Bucht an. Im SE greift das Bruchsystem über einen seitlich etwas versetzten Teilast (Münstergewand) weit ins Schiefergebirge hinein; nach NW setzt es sich über die Maas hinweg bis nach Belgien fort. Der Verwurf nimmt vom Gebirge nach dem Vorland zu. In der Gegend von Herzogenrath macht die Sprunghöhe bezogen auf die Basis des Tertiärs rund 150 m aus, bei Eygelshoven 130 m, bei Brunssum 300 m, und bei Sittard mehr als 400 m. Weiter im NW ermäßigen sich die Sprungeträge wieder. Die Absenkbewegung am Rande des Rurtal-Grabens verlagert sich nun mehr auf begleitende Bruchstrukturen (Geleen-Störung und Heerlerheide Störung; vgl. L. U. DE SITTER 1942, 1949).

Auch beim Feldbiß wurde das Bestehen eines Quartär-Verwurfes seinerzeit bereits von E. HOLZAPFEL (1904) erkannt. Im Gebiet südöstlich des terrassenfreien Pliozän-Rückens vom Ubagsberg (bei Heerlen) läßt sich überall ein deutlicher Versatz der hier weit verbreiteten Maas-Kiese der Älteren Hauptterrasse feststellen. Bei Würselen und Bardenberg gehen diese Kiese am Feldbiß 20-25 m, nordwestlich Herzogenrath 30 m, und bei Eygelshoven nach J. W. R. BRUEREN (1945) knapp 20 m in die Tiefe. Die Mächtigkeit der altpleistozänen Kiesaufschüttung erweist sich, genau wie an der Sandgewand (s. o.), durch die quartäre Schollenverschiebung nicht beeinflusst; die Bewegung ist eindeutig post-sedimentär. Nordwestlich des Pliozän-Rückens vom Ubagsberg sind etwas jüngere Maas-Kiese des Talniveaus von St. Geertruid (etwa der Jüngeren Hauptterrasse entsprechend) am Feldbiß bei Bingelrade-Hillensberg 30-40 m verstellt. Bildungen der Älteren Hauptterrasse kennt man in diesem Gebiet auf dem gehobenen Verwerfungsflügel nicht; auf dem gesunkenen Flügel kommen aber wahrscheinlich Schichten vom Alter des Praetiglien (Brüggen-Kaltzeit) im Untergrund der Jüngeren Hauptterrasse vor (H. BREDIN 1955 b, W. H. ZAGWIJN 1959). Das älteste Pleistozän dürfte demnach erheblich stärker verworfen sein als das Niveau von St. Geertruid. Westlich von Sittard, wo der Feldbiß in das jungpleistozäne Tal der Maas eintritt, kann man nach J. I. S. ZONNEVELD (1949) längs der Verwerfungslinie eine tektonische Terrassenkreuzung zwischen den Maas-Niveaus von Caberg-Lutterade (entspricht etwa Zone von Veghel) und Gronsveld-Amby (Zone von Horn) beobachten, welche auf ein spät-riß-eiszeitliches oder eem-interglaziales Absinken der Nordscholle um maximal 15 m hinweist.

Daß der Feldbiß zu den noch in jüngster Zeit in Bewegung befindlichen Bruchstrukturen der Niederrheinischen Bucht gehört, muß man aus dem Auftreten der beiden Herzogenrather Erdbeben vom Jahre 1873 und 1877 schließen, die ihren Herd nach A. V. LASAULX (1874, 1878), F. NENNSTIEL (1930) u. a. ziemlich eindeutig an dieser großen Verwerfung hatten.

#### Heerlerheide (Richtericher) Störung

Im SW ist dem Feldbiß im Abstand von 3-5 km ein wichtiger Parallelbruch vorgelegt, den man im Aachener Raum als Richtericher (auch Horbacher) Störung, in Süd-Limburg als Störung von Heerlerheide bezeichnet. Die Struktur erlangt besonders im Untergrund des Maas-Tales und westlich davon große Bedeutung, wo sie den Verwurf des hier auskeilenden Feldbiß übernimmt. Im belgischen Gebiet trägt die Verwerfung den Namen „Faille de Rothem“ (A. GROSJEAN 1937).

Seit langem beachtet und in zahlreichen Veröffentlichungen diskutiert (z. B. bei J. E. MULLER 1945, L. U. DE SITTER 1942) wurde die besondere Rolle, welche die Heerlerheide Störung für die Lagerung und Verbreitung der Oberen Kreide und des ältesten Tertiärs im Aachener Gebiet und in Süd-Limburg spielt. Sie stellt für diese Formationen eine bedeutsame Begrenzungsstörung dar: Bildungen des Senons, Paleozäns und z. T. auch Unter-

Oligozäns sind lediglich auf dem heute hochliegenden südwestlichen Verwerfungsflügel in größerer Mächtigkeit vorhanden; auf dem tiefliegenden nordöstlichen Flügel fehlen sie oder erreichen nur eine höchst unbedeutende Stärke. Eine befriedigende Erklärung dieses Tatbestandes ist nur dann möglich, wenn man für die Zeit der Oberen Kreide und des älteren Tertiärs an der Heerlerheide Störung Aufschiebungs-Bewegungen annimmt, die ein (relatives) Aufsteigen der heutigen Tiefscholle (im NE) bzw. ein Absinken der heutigen Hochscholle (im SW) um 100-150 m mit sich brachten, also einen typischen „Umkehrverwurf“. Erst mit dem Mittleren und insbesondere dem Oberen Oligozän kommt es zu „normal“ gerichteten Abschiebungs-Bewegungen, welche in der Folgezeit, örtlich bis ins Quartär hinein, andauerten und mit einem stetigen Absinken der dem Rurtal-Graben zugewandten nordöstlichen Scholle das heute gewohnte Bild schufen. Die gegenwärtige Sprunghöhe an der Basis des Oligozäns macht bei Horbach mindestens 60 m aus, bei Heerlen 70-100 m, und bei Oirsbeek-Amstenrade 170-190 m (vgl. J. E. MULLER 1945).

Im Vergleich zu dem beträchtlichen Tertiär-Verwurf ist der Quartär-Verwurf der Heerlerheide Störung nicht sehr bedeutend. Nordwestlich von Aachen bei Richterich und Horbach erweisen sich die Maas-Kiese der Älteren Hauptterrasse durch post-sedimentäre Bruchbewegungen um 10-15 m verstellt, im anschließenden niederländischen Gebiet bei Heerlerbaan (südöstlich Heerlen) maximal 18 m (vgl. J. W. R. BRUEREN 1945). Jenseits des terrassenfreien Pliozän-Rückens vom Ubagsberg, im Raume Oirsbeek-Amsterade, wo die tertiäre Heerlerheide Störung ihren größten Verwurf erreicht (s. o.), sind die Maas-Kiese des Niveaus von St. Geertruid (Jüngere Hauptterrasse) merkwürdigerweise überhaupt nicht oder nur wenige Meter versetzt. Die quartäre Krustenbewegung muß sich hier weitgehend auf benachbarte Sprünge, vor allem wohl auf den Feldbiß, verlagert haben. Im weiteren Fortstreichen nach NW kehrt die Bewegung allerdings wieder auf die ursprüngliche Fuge zurück; denn im Maas-Tal ist längs der Heerlerheide Störung nach J. I. S. ZONEVELD (1949) ein undeutlicher Verwurf des riß-eiszeitlichen Schotterniveaus von Caberg zu erkennen (max. 7 m) und auf belgischem Gebiet bedingt die „Faille de Rothem“ überall einen ganz erheblichen Versatz des Altpleistozäns (A. GROSJEAN 1942).

Mit dem Feldbiß und der Heerlerheide Störung ist die westliche Begrenzung des känozoischen Hauptsenkungsfeldes der Niederrheinischen Bucht erreicht. Bezeichnenderweise findet man jenseits dieses wichtigen Randbruch-Systems in Süd-Limburg nur noch höchst unbedeutende und meist auf den lokalen Rahmen beschränkte quartäre Schollenzerbrechungen. Die Sprunghöhen der vereinzelt auftretenden „fortlebenden“ Verwerfungen übersteigen an keiner Stelle den Betrag von 5-10 m, wie vor allem die Untersuchungen J. W. R. BRUEREN's (1945) zeigen. In der Regel erweisen sich besonders die Schotterterrassen des Altpleistozäns von der Bruchstellung betroffen. Nach Beobachtungen BRUEREN's dürften einige dieser Brüche syndimentär während der Kiesaufschüttung entstanden sein.

Zeitlicher Ablauf der Bruchbewegungen an den Westlichen Randstapeln. Die großen Querstörungen des Aachener und Süd-Limburger Steinkohlengebietes waren schon sehr früh bewegt, vermutlich bereits im ersten, unmittelbar auf die asturische Faltung folgenden Zerblockungsstadium. Vielleicht reichen lokale Bewegungsimpulse an den Sprüngen auch noch weiter zurück, denn schon die Schüttung unternamurischer Konglomerate erfolgte nach C. HAHNE & G. SEIDEL (1937) bevorzugt in solche Gebiete, die später als Grabenzonen hervortraten.

Genauer weiß man freilich erst über die post-varistische Bruchtektonik. Vor allem in Süd-Limburg wurden hierüber eingehende Untersuchungen angestellt, besonders von L. U. DE SITTER (1942) und J. E. MULLER (1945). Am Feldbiß und an der Heerlerheide Störung läßt sich in der Gegend von Sittard und westlich davon ein Verwurf von einigen hundert Metern Höhe feststellen, der während und nach Ablagerung der Trias und des Lias, aber vor Ausbildung der Oberkreide eingetreten sein muß, d. h. vermutlich im Zusammenhang mit der jung-kimmerischen Gebirgsbildung STILLE's. Man

darf annehmen, daß sich zeitlich entsprechende Schollenverschiebungen auch in anderen Teilbereichen der Westlichen Randstaffeln ereignet haben, so z. B. im Aachener Gebiet; wegen des Fehlens der triassischen Deckschichten lassen sie sich dort aber nicht sicher belegen. Die jungkimmerischen Bewegungen brachten an den Staffelstörungen allgemein ein Absinken der nordöstlichen Schollen mit sich und damit ein treppenförmiges Absteigen des Gebirges zum Rurtal-Graben in ähnlicher Weise, wie wir es vom heutigen tektonischen Bild gewöhnt sind.

Im auffallenden Gegensatz hierzu kam es im Zeitraum der Oberen Kreide und des ältesten Tertiärs (Untersenon bis Eozän) während der laramischen Gebirgsbildung zu einer völligen Umkehr der Bewegungstendenz: In dieser Epoche stieg der Rurtal-Graben im Verhältnis zu seinen südöstlichen Randgebieten empor. Längs den präexistierenden Störungsflächen bildeten sich Aufschiebungen von teilweise beträchtlicher Sprunghöhe aus, insbesondere an der Heerlerheide Störung (s. o.) und an der Störung von Benzenrade. Am Feldbiß sind aus jener Zeit keine größeren Deckgebirgsverwürfe nachzuweisen, aber im Karbon findet man in der Sprunzzone kleintektonische Aufschiebungen und Schleppungserscheinungen (F. HEYBROEK 1947), die auch hier auf eine zeitweilige Aufwärtsbewegung der heutigen Tiefscholle infolge NE-SW gerichteter Druckbeanspruchung schließen lassen.

Die laramischen Bewegungen werden von einer bruchtektonisch verhältnismäßig ruhigen Periode gefolgt, welche nach J. E. MULLER (1945) bis in das Untere und wahrscheinlich auch noch bis in das Mittlere Oligozän reicht.

Erst im Oberen Oligozän und ganz besonders an der Wende zum Miozän stellen sich erneut kräftige Verschiebungen an den Sprüngen ein, welche jetzt wieder den alten, kimmerischen Bewegungssinn aufweisen. Am Feldbiß ging der nordwestliche Verwerfungsflügel auf der Strecke zwischen Brunssum und Sittard noch vor Ablagerung des Miozäns um rund 200 m in die Tiefe, an der Heerlerheide Störung um mindestens 50 m.

Im Miozän setzt sich die Bewegung im gleichen Stil fort, wenn auch in stark abgeschwächtem Maße, denn der in dieser Zeitspanne aufgerissene Verwurf dürfte am Feldbiß nicht den Betrag von 50 m überschreiten. Vermutlich ist die Verschiebung vor allem im höheren Miozän erfolgt. Zwei Braunkohlenflöze im unteren Teil der miozänen Schichtfolge (nach H. BREDDIN 1950, 1952 und W. H. ZAGWIJN 1959 die Teilflöze Frimmersdorf und Morken der Hauptflözgruppe) zeigen zu beiden Seiten der Verwerfung ungefähr den gleichen Abstand und die gleiche Mächtigkeit, so daß während ihrer Ablagerung kaum Bruchverschiebungen anzunehmen sind.

Erst das Pliozän bringt eine wesentliche Aktivierung der Bruchtätigkeit. Da die pliozäne Kieseloolith-Formation nur auf den stärker abgesunkenen Schollenteilen nordöstlich von Feldbiß und Sandgewand in einiger Vollständigkeit erhalten ist, lassen sich die an sie geknüpften Bruchbewegungen hinsichtlich ihrer Stärke und Zeitlichkeit nur abschätzen. Am Feldbiß dürfte der während und sogleich nach Ablagerung der Kieseloolith-Schichten eingetretene Verwurf stellenweise mehr als 100-150 m betragen.

Die pleistozänen Bruchverschiebungen entsprechen im Bewegungssinn den jungtertiären. Zeiten tektonischer Ruhe wechseln mit solchen erheblich gesteigerter Bruchtätigkeit. Besonders hervorzuheben ist, daß die Westlichen Randstörungen im Gegensatz zu anderen „fortlebenden“ Verwerfungen der Niederrheinischen Bucht während der Aufschüttung der Älteren und Jüngeren Hauptterrasse (genauer der Maas-Niveaus von Noorbeek-Margraten und St. Geertruid-Pietersberg) keine stärkeren Bewegungen erlebten. Die Schollenverschiebungen vollzogen sich vielmehr in der Hauptsache intersedimentär zwischen den beiden altpleistozänen Akkumulationsphasen<sup>35)</sup> und post-

<sup>35)</sup> Vermutlich sind die hier angeführten intersedimentären Schollenverstellungen mit Schuld daran, daß die Maas in der Zeit zwischen der Aufschotterung der Älteren und der Jüngeren Hauptterrasse ihren alten, südöstlich am Ubagsberg bei Heerlen vorbeiführenden Lauf verließ und den auch heute noch beibehaltenen nördlichen Weg einschlug.

sedimentär nach Bildung der jüngeren (günz-eiszeitlichen) Kiesstufe. Die letzteren Bewegungen besitzen wohl größtenteils ein prä-riß-eiszeitliches Alter, jedoch sind am Feldbiß und an der Heerlerheide Störung auch noch Verstellungen von riß-eiszeitlichen Maas-Terrassen nachzuweisen.

Geodätische Messungen, etwa die von H. PAUS (1932) an der Sandgewand ausgeführten Nivellements, und Erdbeben deuten an, daß die Verschiebungen an den Westlichen Randschaffeln auch in der Gegenwart noch nicht voll zur Ruhe gekommen sind.

## E. Allgemeines tektonisches Bild

### I. Der Formenschatz der jungen Tektonik

Die im Quartär „fortlebende“ germanotype Gebirgsbildung der Niederrheinischen Bucht hinterließ tektonische Bauformen, die in genetischer Hinsicht enge Beziehungen aufweisen, deren äußeres Bild aber unter Umständen erheblich voneinander abweicht. Einerseits finden wir weiträumige Schichtverbiegungen, Schollenschragstellungen und trogförmige Einmündungen, die überwiegend bruchlos vor sich gingen; zum anderen räumlich eng begrenzte, an einer oder mehreren lokalisierten Einzelflächen sich abspielende Bruchverschiebungen.

Vor allem die letzteren, die Schichtzerbrechungen, sollen uns hier beschäftigen. Schon jetzt sei vorausgeschickt, daß es sich bei den echten (endogen-tektonischen) quartären Brüchen unseres Gebietes ausnahmslos<sup>36)</sup> um normale Verwerfungen (Sprünge) mit vertikaler oder sehr steil abschiebender Komponente, d. h. um Elemente einer Ausweitungstektonik handelt.

Wo der Bau der Sprungzone in Tagesaufschlüssen genauer zu beobachten ist, stellt sich diese gewöhnlich als ein scharfer Schnitt mit eng begrenztem Salband und deutlich erkennbarer Bewegungsfläche dar. Die Gleitbahn fällt steil in Richtung der abgesunkenen Scholle ein, zumeist mit 60-70°<sup>37)</sup>, also kaum anders als die Sprungflächen im älteren, vorquartären Gebirge auch (vgl. H. G. J. SAX 1946, A. PILGER 1956, W. PRANGE 1958). Weiter ausgedehnte Schleppungszonen oder flexurartig ausgebildete Bewegungsformen kommen verhältnismäßig selten vor, was wohl z. T. auf die Materialzusammensetzung der quartären Sedimente (vorherrschend grobe Sande und Kiese) zurückzuführen ist. Bei größeren Sprüngen ist die Bewegungsbahn oftmals mit plastischem Störungston verschmiert. Der Abschiebungsvorgang wird dadurch erleichtert und das Nebengestein weniger in Leidenschaft gezogen. Auf den Ablösungsflächen des Störungstones finden sich nicht selten Harnischbildungen. Die Art der Riefung zeigt in allen bisher beobachteten Fällen ein eindeutiges Vorherrschen der vertikalen Bewegungskomponente an. In Nachbarschaft der Störzone sind die Sedimente gelegentlich durch Brauneisen-Inkrustationen verfestigt. Größere Gerölle lassen eine Einregelung in die Bewegungsrichtung erkennen. Sowohl auf der Liegend- als auch auf der Hangenseite wird die Hauptfuge von Kleinverwerfungen und Klüften begleitet. Auf seiten der abgesunkenen Scholle sind die Begleitflächen meist antithetisch angeordnet (in Form von sog. „Böschungssprüngen“). Es wird dadurch die Herausbildung schmaler asymmetrischer Muldenrinnen (Adventiv-Gräben) begünstigt, welche die Verwerfungsstufen oft auf kilometerweite Entfernung begleiten. Solche „Einmündungszonen“ auf den Rändern der Tiefschollen sind für die großen quartären Sprünge der Niederrheinischen Bucht besonders kennzeichnend (vgl. Abb. 12 u. 15). Ihre Genese ist

<sup>36)</sup> Vom kleintektonischen Bereich sei hier abgesehen, denn durch besondere Umstände wird es auch in einem Gebiet mit regional dehnender Krustenbeanspruchung örtlich zu mancherlei Pressungserscheinungen kommen, welche sich im Bild der Kleintektonik niederschlagen.

<sup>37)</sup> Insgesamt 37 vom Verf. im Übertageaufschluß beobachtete größere quartäre Sprünge ordnen sich nach der Steilheit ihres Einfallens wie folgt: 0-57° = 0, 58-62° = 8, 63-67° = 10, 68-72° = 10, 73-77° = 4, 78-82° = 3, 83-90° = 2.

eng mit der Entstehung der Sprünge als tektonische Ausweitungsformen verknüpft. Offene Spalten und Hohlräume, welche an den Bruchflächen bei einem Stocken des Abschiebungsvorganges infolge der anhaltenden tangentialen Dehnungsbeanspruchung aufreißen, vermögen sich im Lockergebirge nicht zu halten, sondern sie werden im selben Maße, wie sie entstehen, durch ein Nachsacken der Hangendschichten geschlossen (vgl. auch W. PRANGE 1958). Die „Einmuldungszonen“ auf den Rändern der Tiefschollen sind nichts anderes als die Reaktion der überlagernden Gesteinsserien auf den unterirdischen Ausgleich solcher tektonisch bedingter Massendefizite. Man kann sie somit als einen Indikator für besonders lebhaft Krustendehnung auffassen.

Das Ausmaß der quartären Schollenverstellung ist recht unterschiedlich. Dies gilt sowohl für einen Vergleich der verschiedenen Verwerfungslinien untereinander als auch für ein und dieselbe Sprungzone, bei welcher sich der quartäre Verschiebungsbetrag im Streichen schnell ändern kann. Die größten quartären Sprunghöhen beobachtet man an den Störungen am Westabfall der Ville gegen das Erft-Becken (Horremer Sprung in der Gegend südlich Ichendorf: bis zu 120 m) und am Bruchrand des Horstes von Brüggens-Erkelenz (Peel-Horst) gegen den Rurtal-Graben (südlicher Peel-Randbruch in der Gegend von Roermond: mehr als 175 m). Daneben finden sich Verwerfungen aller Zwischengrößen bis zu Meterbeträgen herab und darunter. Ebenso uneinheitlich wie die Höhe des Verwurfes ist die streichende Ausdehnung der jungen Störungen. Manche, besonders die stärker verwerfenden, lassen sich auf Zehner von Kilometern verfolgen, andere hingegen heben sich bereits nach kurzer Wegstrecke wieder heraus. Bei den länger aushaltenden Verwerfungslinien ergibt die genauere Untersuchung vielfach, daß es sich hier nicht um eine durchgehende Einzelstörung handelt, sondern um ein System von sich einander ablösenden und gegeneinander fiederförmig versetzten Teilästen.

Im Streichen folgen die „fortlebenden“ Störungen des Niederrheingebietes immer wieder bestimmten Richtungen, die man nach der Reihenfolge ihrer Bedeutung zu nachstehenden Richtungssystemen ordnen kann:

System 1	NW-SE	(125-155°)	„niederrheinisch“
System 2	NNW-SSE	(165-175°)	„eggisch“
System 3	WNW-ESE	( 95-120°)	„herzynisch“
System 4	NNE-SSW	( 5-15° )	„rheinisch“
System 5	SW-NE	( 50-80° )	„erzgebirgisch“

Die fünf Bruchsysteme sind zeitlich im wesentlichen gleichwertig; ein gegenseitiges Versetzen konnte bisher nicht beobachtet werden. Es handelt sich um dieselben Störungsrichtungen, die auch im Tertiär und Prätertiär eine wichtige Rolle spielen (vgl. G. SEIDEL 1938, H. G. J. SAX 1946, A. PILGER 1956, u. a.). Ganz offensichtlich liegt eine Vorzeichnung zugrunde. Wie Mauerrisse in ihrem zackigen Verlauf die unter Putz verborgene Backsteinstruktur zu erkennen geben, so schimmert in den Richtungen des jungen Verwerfungsnetzes der Gefügeplan des tieferen Untergrundes durch.

Das NW-SE System ist bei weitem am stärksten verbreitet („Niederrheinisches Hauptbruchsystem“). Es geht in seiner ersten Anlage wohl auf die Querrichtung (Reißfugen-Richtung) des varistischen Gebirges zurück (vgl. A. PILGER 1956), denn das maximale Streichen dieser Störungen liegt mit rund 140° ziemlich genau senkrecht auf der Richtung der varistischen Faltenzüge. Gelegentlich treten zwei oder mehr Nebenmaxima auf, die sich im spitzen Winkel schneiden.

Nur gebietsweise häufig sind dagegen das NNW-SSE System und das WNW-ESE System, z. B. in der Gegend westlich von Bonn oder im Erkelenz-Grevenbroicher Schollengebiet. In anderen Teilbereichen der Bucht machen sich beide Systeme dadurch bemerkbar, daß Sprünge des Hauptbruchsystems oft recht unvermittelt und meist nur auf kürzere Erstreckung in eine „herzynische“ oder „eggische“ Streichrichtung einlenken. Be-

sonders deutlich beobachtet man dies am Rurrand-Peelrand-Bruch. Im varistischen Gefügeplan kommt den oben genannten Richtungen die Rolle des diagonalen Scherflächenpaares (MOHR'sches Flächenpaar) zu, an dessen großtektonischer Ausgestaltung sich im Ruhrkarbon vor allem die Blattverschiebungen beteiligen (A. PILGER 1956). Manche Autoren, so G. SEIDEL (1938), führen das gebietsweise häufigere Vorkommen von WNW-ESE Störungen in der Niederrheinischen Bucht auch auf eine Vorzeichnung durch Strukturen des kaledonisch konsolidierten Untergrundes zurück. Wo letzterer näher an die Oberfläche kommt, soll das „herzynische“ Richtungselement besonders ausgeprägt sein. Man schließt aus der auffallenden Häufung der WNW-ESE Störungen im Erkelenz-Grevenbroicher Schollengebiet auf einen östlichen Ausläufer des Brabanter Massivs, welcher als unterirdische Schwelle bis in die Gegend von Düsseldorf durchzieht<sup>38)</sup>.

Unerwartet schwach vertreten ist im Untersuchungsgebiet das NNE-SSW System. Namentlich im Kreuzungsbereich der Bucht mit der alten NS-Senke der Eifel sollte man eigentlich einen stärkeren Einfluß dieser „rheinischen“ Richtung i.e.S.<sup>39)</sup> erwarten. Wie ein Blick auf die beigefügte Übersichtskarte zeigt, beschränken sich die NNE-SSW gerichteten Bruchelemente jedoch hauptsächlich auf kurze Verbindungsstücke zwischen den großen NW-SE streichenden Staffelsprüngen, so etwa am Westabfall der südlichen und mittleren Ville. Entsprechendes gilt für das SW-NE System, welches in seiner ersten Anlage auf die streichende Störungsrichtung (hOl-Flächen nach SANDER) des varistischen Gebirges zurückgeht. Die beiden letztgenannten Richtungssysteme sind in der Feintektonik der tertiären und quartären Grabenfüllung der Niederrheinischen Bucht stellenweise ziemlich häufig (vgl. W. PRANGE 1958). Wenn eine Ausgestaltung zu größeren Brüchen trotzdem selten erfolgt ist, so kann das nur daran liegen, daß der allgemeine Beanspruchungsplan der jungen Gebirgsbildung hierfür wenig Möglichkeit bot (s. unten).

Wie bereits angedeutet, halten sich die einzelnen Verwerfungen nicht streng an eine bestimmte Hauptrichtung, sondern sie pendeln um dieselbe oder schwenken z. T. mehrfach hintereinander in ein neues Richtungssystem ein. Es entsteht dadurch ein geschlängelter Verlauf durch das Gebirge, oder, falls das Einlenken sehr plötzlich vor sich geht, ein Knick bzw. ein Hacken im Verlauf des Sprunges, der manchmal fast einen rechten Winkel einschließt. Für das Ruhrgebiet konnte A. PILGER (1956) zeigen, daß die Hackenbildung von Sprüngen oft in Nähe eines Sattelkernes oder einer anderen intensiv verfalteten varistischen Struktur auftritt. Auch das Aufsplintern oder Versetzen großer Querstörungen fällt häufig mit solchen Faltenstrukturen zusammen. Vielleicht darf man etwas Ähnliches bei den nach oben durchgepausten Bruchzonen der Niederrheinischen Bucht vermuten. Auffallend ist z. B., daß zwei wichtige Aufsplitterungszonen des Rurrandes (bei Oberzier-Niederzier und Jülich) genau in Verlängerung der Venn-Überschiebung und der Aachener Überschiebung liegen (vgl. hierzu die Karte G. FLIEGEL's 1922 vom Untergrund der Niederrheinischen Bucht).

## II. Der quartäre Beanspruchungsplan

Der Formenschatz der quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht deutet in seiner Gesamtheit auf eine regional deh nende Krustenbeanspruchung, wobei die größte Krustenausweitung in SW-NE Richtung (50°) anzunehmen ist, quer zum maximalen Störungstreichen (140°). Eine Abschätzung der Größenordnung dieser

<sup>38)</sup> Hierfür spricht z. B. auch das Vorkommen kambrosilurischer Gerölle in mitteldevonischen Konglomeraten des Schwarzbach-Tales östlich Düsseldorf (vgl. K. ROTHAUSEN 1958, R. TEICHMÜLLER 1956) sowie die kräftige positive Anomalie des erdmagnetischen Feldes im Raume südwestlich Erkelenz (vgl. H. REICH 1926).

<sup>39)</sup> Man hat in der Niederrheinischen Bucht vielfach das NNW-SSE und das NNE-SSW System zu einer „rheinischen“ Richtung i.w.S. zusammengefaßt, was hier jedoch nicht geschehen soll; denn es handelt sich tatsächlich um etwas Verschiedenes.

Ausweitung nach den Lagerungsverhältnissen der Hauptterrassen-Schichten (entsprechend den Tafeln II-V) und bei Zugrundelegung eines mittleren Einfallwinkels der Sprünge von  $65^\circ$  (s. oben) führt zu nachstehenden Werten<sup>39a)</sup>:

Endpunkte und Länge des betrachteten Krustenstreifens	Krusten-Ausweitung		
	seit Beginn der HT-Zeit	seit Ende der HT-Zeit	während der HT-Zeit
Maastricht—Viersen (67 km)	180 m	80 m	100 m
Aachen—Köln (65 km)	150 m	80 m	70 m
Nideggen—Sechtem (36 km)	90 m	50 m	40 m

Wenn man einen kontinuierlichen Ablauf des Ausweitungsvorganges voraussetzt (wofür allerdings wenig Anhaltspunkte bestehen), wären das umgerechnet etwa 0,1-0,3 mm pro Jahr, um welche die „Grabenschultern“ des Senkungsfeldes im Eiszeitalter auseinander wichen<sup>40)</sup>. Es bedarf also — selbst wenn man längere Ruhepausen in Rechnung stellt — keiner ungewöhnlich hohen tangentialen Bewegungsbeträge, um das tektonische Geschehen zu erklären.

Neben der Krustenausweitung in SW-NE Richtung, die sich in ihren Wirkungen speziell auf das Einbruchsgebiet der Niederrheinischen Bucht konzentriert, war in quartärer Zeit im gesamten westdeutschen Raum eine kräftige epirogene Heraushebung wirksam. Diese Hebung erweist sich am stärksten im zentralen Bereich des Rheinischen Schiefergebirges. Nach NW zum Vorland hin schwächt sie sich ab und in den Niederlanden und im nordwestdeutschen Küstenbereich steht der Landhebung eine verbreitete Landsenkung gegenüber. Es resultiert daraus eine allgemeine Schrägstellung der „Westdeutschen Großscholle“ nach NW (H. QUIRING 1926), welche in erster Linie für die nachträgliche starke Überhöhung des Längsgefälles aller älteren Terrassen der quer zur Hebungsachse strömenden Flußläufe verantwortlich zu machen ist. Am Mittel- und Niederrhein (bis zur Mündung) beläuft sich das vertikale Ausmaß der quartären Verstellung insgesamt auf fast 800 m (H. W. QUITZOW 1959). Wie aus dem Längsprofil der Rheinterrassen hervorgeht, muß die großräumige Schollenkipfung ihren Höhepunkt in der Mindel-Eiszeit und im Mindel/Riß-Interglazial erreicht haben, vor Ablagerung der Unteren Mittelterrasse (vgl. K. KAISER 1956, 1957, 1961, H. W. QUITZOW 1959).

Im Einbruchsgebiet der Niederrheinischen Bucht entwickelt sich im Zusammenhang mit der nach NW einkippenden Bucht-Großscholle eine zusätzliche NW-SE gerichtete Dehnungsbewegung, der die vor allem in der Feintektonik hervortretenden 50-80° streichenden Zugbrüche ihre Entstehung bzw. ihr Wiederaufleben verdanken. Diese zusätzliche Krustenausweitung steht jedoch der vorerwähnten Hauptausweitung in SW-NE Richtung im Ausmaß beträchtlich nach.

Für eine weiträumige Krusteneinengung finden sich im Quartär des untersuchten Gebietes keinerlei Hinweise. Auch die neuerdings von N. A. DE RIDDER & G. J. LENSEN (1960) geäußerte Ansicht, daß ein bedeutsamer Teil der Schollentektonik des Niederrheingebietes — insbesondere des Peel-Gebietes — auf horizontale Verschiebungen längs der Störungsflächen zurückgeht, findet in den Geländebeobachtungen keine Stütze. Gegen eine derartige Auffassung der „fortlebenden“ Brüche als Blattverschiebungen spricht schon ihr unregelmäßig-hackenförmiger Verlauf, noch eindeutiger aber die in den Störungsaufschlüssen immer wieder zu beobachtende  $\pm$  vertikale Richtung der Harnischstriemung.

<sup>39a)</sup> Bei den angegebenen Zahlenwerten handelt es sich um Mindestbeträge; denn man muß wohl annehmen, daß ein Teil der regionalen Krustendehnung schon innerhalb des Schichtverbandes durch eine allgemeine Lockerung des Sedimentgefüges aufgefangen wird.

<sup>40)</sup> Es wurde dabei ein Alter der jüngeren Hauptterrasse von rund 390 000 Jahren zugrunde gelegt (vgl. J. FRECHEN 1959, S. 364).

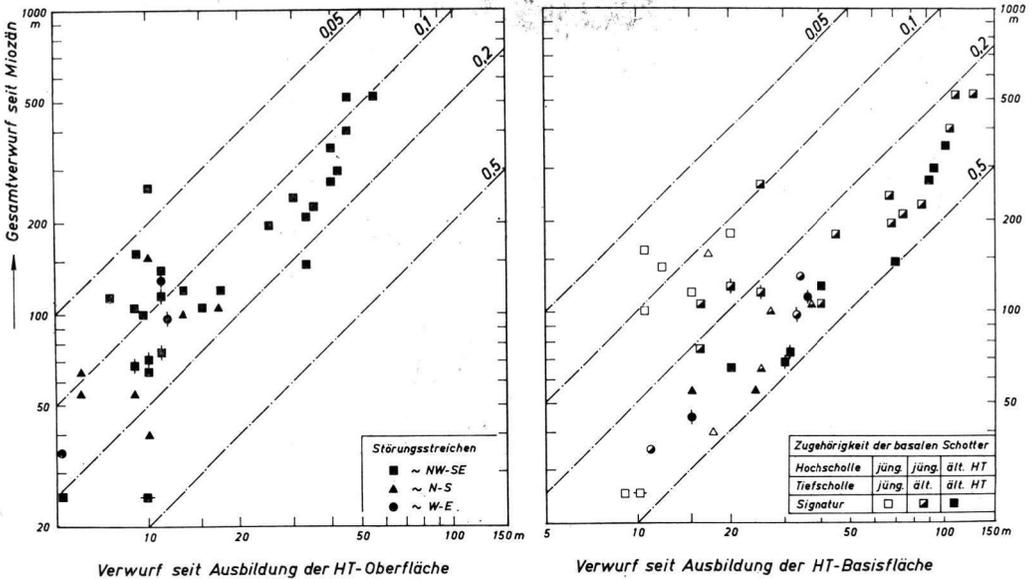


Abb. 23. Die Beziehung zwischen der quartären Sprunghöhe „fortlebender“ Verwerfungen und ihrem post-mittelmiozänen Gesamtverwurf. Störungen nach ihrer Streichrichtung und der stratigraphischen Zugehörigkeit der verworfenen Schotter aufgegliedert. (HT = Hauptterrasse).

Der quartäre Bewegungsanteil steigt mit dem Alter der verworfenen Bezugsfläche an und liegt i. allg. zwischen einem Zwanzigstel (0,05) und der Hälfte (0,5) des Gesamtverwurfes. Keine Abhängigkeit von der Störungsrichtung erkennbar.

Mit der Kenntnis der Kinematik der quartären Bruchbildung erhebt sich die Frage nach der Natur der Kräfte, die eine solche Spannungsverteilung herbeizuführen in der Lage waren. H. CLOOS (1939) hat den aufsteigenden Großraum als „Rheinischen Schild“ dargestellt, der sich zu einem weitgespannten Gewölbe aufbog und in seinem First infolge der hier wirksamen Zerrung die Niederrheinische Bucht einbrechen ließ. Demgegenüber hat H. QUIRING (1926) die Bucht als Zerrungsgelenk auf der Naht zweier Teilschollen der „Westdeutschen Großscholle“ mit etwas voneinander abweichenden Einzelbewegungen aufgefaßt. Welcher der beiden Deutungen der Vorzug zu geben ist, soll hier nicht entschieden werden.

Der oben skizzierte Beanspruchungsplan der quartären Bruchbildung stimmt in großen Zügen mit dem bereits während des Jungtertiärs am Niederrhein herrschenden Spannungszustand überein. Wie vielerorts festzustellen ist, zeichnet die „fortlebende“ Tektonik lediglich den in der Tiefe vorhandenen, zumeist wesentlich schärfer ausgeprägten Bruchbau des Jungtertiärs nach. Hierbei bleibt der generelle Baustil stets — manchmal sogar in allen Einzelheiten — gewahrt. Die quartären Bruchverschiebungen vollziehen sich im gleichen relativen Richtungssinn wie die tertiären und bedienen sich fast ausnahmslos bereits bestehender Gleitfugen. Auf diese Weise summiert sich an den Störungen der quartäre Verwurf zum schon vorhandenen tertiären Verschiebungsbetrag. Das Verhältnis beider kann als ein Maß für die Jugendlichkeit einer Verwerfung angesehen werden. Wie die Zusammenstellung in Abb. 23 zeigt, liegt der quartäre Bewegungsanteil in der Regel zwischen einem Zwanzigstel und der Hälfte des post-mittelmiozänen Gesamtverwurfes. Störungen, bei denen der quartäre Verwurfsbetrag mehr als die Hälfte des Gesamtverwurfes ausmacht, findet man verhältnismäßig selten; solche, bei denen gar der gesamte Verwurf erst in quartärer Zeit aufgerissen wäre, praktisch überhaupt nicht<sup>41)</sup>. Entgegen früheren Ansch-

41) Die Abschiebungen im kleintektonischen Bereich bleiben hier außer Betracht.

ten (vgl. z. B. G. FLIEGEL 1922) zeigt die quartäre Bruchtektonik im Vergleich zur tertiären auch keine Bevorzugung eines bestimmten Richtungssystems (vgl. Abb. 23).

Man ist nach allem also nicht berechtigt, am Niederrhein von einer selbständigen quartären Gebirgsbildung zu sprechen. Die jungtertiären und quartären Bruchbewegungen gehören kinematisch gesehen demselben einheitlichen Vorgang an. Auch in zeitlicher Hinsicht ist eine Trennung nicht so eindeutig durchzuführen, wie es bei einer flüchtigen Betrachtung zunächst den Anschein haben könnte (vgl. Abschnitt E IV). Man faßt beide darum am besten zu einem jungtertiär-quartären Bruchbildungszyklus zusammen. Diesem post-mittelmiozänen tektonischen Zyklus stehen in unserem Gebiet eine Reihe von älteren Bruchbildungszyklen gegenüber, denen teils ein ähnlicher, teils ein vom vorerwähnten stark abweichender Beanspruchungsplan zugrunde liegt. Wir werden auf sie in einem späteren Abschnitt (E IV) noch näher zu sprechen kommen.

### III. Zur regionalen Verbreitung der „fortlebenden“ Verwerfungen im weiteren Niederrheingebiet

Die quartären Sprünge zeigen in ihrer regionalen Verbreitung eine auffallende Häufung im mittleren und westlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. Namentlich jener langgestreckte Krustenabschnitt, der im W vom Feldbiß und der Heerlerheide Störung, im E von der Viersener Störung und deren struktureller Verlängerung im Kölner und Siegburger Raum („Köln-Viersener Bruchsystem“; vgl. Abschnitt D II) begrenzt wird, birgt praktisch alle wichtigen „fortlebenden“ Verwerfungen. Außerhalb dieser Zone findet man im weiteren Niederrheingebiet nur höchst unbedeutende und meist auf den lokalen Bereich beschränkte quartäre Schollenzerbrechungen. Man könnte die NW-SE streichende und offenbar recht labile Krustenzone als *Niederrheinische Hauptbruchfurche* bezeichnen. Sie macht sich nicht nur im Quartär bemerkbar. Auch alle größeren Verwerfungen der Tertiärzeit (mit Sprungbeträgen über 100-150 m) und die hauptsächlich känozoischen Senkungsfelder fallen in das so gekennzeichnete Gebiet (vgl. Abb. 1). Ferner stellt die Furchenzone in historischer Zeit ein Häufungsgebiet von für deutsche Verhältnisse vergleichsweise kräftigen Erdbeben (maximal bis zum Stärkegrad VIII der MERCALLI-SIEBERG-Skala) dar, wie aus den Verbreitungskärtchen bekannter oder vermuteter Epizentren bei A. SIEBERG (1926) und M. SCHWARZBACH (1951) sowie aus eigenen Zusammenstellungen hervorgeht. Der Zusammenhang zwischen der Seismizität und der jungen Tektonik ist am Ostrand der Niederrheinischen Hauptbruchfurche schön zu belegen. Kein gesichertes Beben der Stärke VI oder darüber hat sich in geschichtlicher Zeit in unserem Gebiet östlich der Linie Viersen—Köln—Siegburg ereignet<sup>42</sup>). Am westlichen Furchenrand sind die Verhältnisse nicht so eindeutig. Hier müssen die kräftigen belgischen Beben (z. B. der Gegend von Tongern und Bilsen) vermutlich auf andere, mehr westöstlich gerichtete Strukturzonen zurückgeführt werden. Diese Frage bedarf noch einer genaueren Untersuchung.

Dagegen darf man aus der erhöhten Seismizität fast des gesamten Mittelrhein-Tales zwischen Bonn und Bingen schließen, daß sich die Niederrheinische Hauptbruchfurche, wenn auch stark abgeschwächt und verflacht, längs des Rheines über das nachweislich noch jung bewegte Neuwieder Becken (vgl. H. W. QUITZOW 1959, K. KAISER 1961 u. a.) bis zum Oberrheintal-Graben fortsetzt. Wenn aus dem Zwischengebiet bisher nur wenig quartäre Bruchtektonik bekannt wurde, so mag das z. T. an der Ungunst der Verhältnisse liegen (geringe Ausdehnung der altpleistozänen Terrassen im Engtal des Rheins), zum anderen aber daran, daß die Bruchverstellungen am Mittelrhein sicherlich weit weniger kräftig waren als in der Niederrheinischen Bucht.

<sup>42</sup>) Die einzige Ausnahme bildet ein bei A. SIEBERG (1940) angeführtes fragliches Erdbeben vom Jahre 1348, durch welches Kirche und Abtei Altenberg im Bergischen Land Schaden erlitten haben sollen.

#### IV. Die zeitliche Entwicklung des Bruchschollenbaues

Durch die quartären Bruchbewegungen erweisen sich in der Niederrheinischen Bucht vor allem die altpleistozänen und in geringerem Maße die mittelpleistozänen Ablagerungen betroffen, während man an jungpleistozänen Bildungen gewöhnlich nur in Ausnahmefällen und dann in viel schwächerem Maße als bei den älteren Sedimenten tektonische Lagerungsstörungen feststellt. Das zeigt, daß der „fortlebenden“ Bruchtektonik hauptsächlich ein alt- bis mittelpleistozänes Alter zukommt. Für eine genauere zeitliche Analyse erscheint es zweckmäßig, die quartären Bewegungsvorgänge nicht isoliert zu betrachten, sondern im Zusammenhang mit den kräftigen jungtertiären Schollenverschiebungen, zu denen enge Beziehungen bestehen (vgl. Abschnitt E II).

Vorher sei der jungtertiär-quartäre Bruchbildungszyklus jedoch einigen älteren Bruchphasen gegenübergestellt, die sich in unserem Gebiet an der Zerblockung des varistischen Faltengebirges beteiligen. In Anlehnung an H. BREDDIN (1931), L. U. DE SITTER (1942, 1949), J. E. MULLER (1945), A. PILGER (1956) u. a. lassen sich unterscheiden:

- 1) „Spätvaristische“ Bruchbildungsperiode: prä-zechstein-zeitlich, sogleich im Anschluß an die asturische Faltung; Krustenausweitung in SW-NE Richtung. Erstes Aufreißen der großen Querstörungen. Im Ruhrgebiet greift dieses frühe Zerblockungsstadium zeitlich noch etwas in das Faltungsstadium hinein (A. PILGER 1956).
- 2) „Jungkimmerische“ Bruchbildungsperiode: post-liassisch, prä-cenoman; Krustenausweitung in SW-NE Richtung. Kräftige Schollenverschiebungen an prä-existenten Störflächen im alten („spätvaristischen“) Bewegungssinne. Aufreißen neuer Bruchstrukturen im Zuge der Eifeler NS-Zone.
- 3) „Laramische“ Bruchbildungsperiode: post-oberkretazisch, prä-mittelo-oligozän; Krusteneinengung in SSW-NNE Richtung. Aufhebungen an vorhandenen Sprungflächen, d. h. völlige Umkehr der früheren Bewegungsrichtung. Aufstieg des Krefelder Gewölbes.
- 4) „Savische“ Bruchbildungsperiode: oberoligozän und post-oligozän, prä-mittelmiozän; Krustenausweitung in SW-NE Richtung. Schollenverschiebungen wieder im ursprünglichen Bewegungssinne (wie unter 1 u. 2). Beginn des Einbruches der Niederrheinischen Bucht in ihrer heutigen Umgrenzung.
- 5) Jungtertiär-quartäre Bruchbildungsperiode: post-mittelmiozän, bis ins Pleistozän (stellenweise bis zur Gegenwart) andauernd; Krustenausweitung in SW-NE Richtung. Schollenverschiebung im gleichen Sinne wie unter 1, 2 u. 4. Höhepunkt und Vollendung des Einbruches der Niederrheinischen Bucht.

Zwischen der vorletzten und der letzten, d. h. der „savischen“ und der jungtertiär-quartären Bruchbildungsperiode ist manchmal kein scharfer zeitlicher Trennungsstrich zu ziehen; denn die Schollenverschiebungen setzen sich an bestimmten Störungen auch während des Mittelmiozäns in kaum verminderter Stärke fort. An den meisten Verwerfungen beobachtet man jedoch im Mittelmiozän eine deutliche Verzögerung, wenn nicht einen völligen Stillstand der Bruchbewegung. Ein gutes Beispiel bietet hier die zentrale südliche Niederrheinische Bucht, wo während der mittelmiozänen Hauptflöz-Zeit in einer sich stetig eintiefenden flachen Delle maximale Kohlemächtigkeiten zur Ablagerung kamen (vgl. R. TEICHMÜLLER 1958). Die antithetisch zu den Flanken dieser Flözdele angeordneten Sprünge (im E etwa der Wiedenfelder Sprung, im W die Störung von Steinstraß und der Rurrand) zeigen deutliche Spuren einer synsedimentären Bewegung zur Zeit der Flöz-bildung, die großen synthetischen Randsprünge am Westabfall der Ville (Horremer Sprung, Quadrather Sprung) dagegen nicht.

Im einzelnen stellt sich der zeitliche Ablauf der jungtertiär-quartären Bruchbildung wie folgt dar: Nach einer Periode verhältnismäßiger Ruhe

im Mittelmiozän (Hauptflöz-Zeit) kam es an vielen Verwerfungen erstmals wieder im höheren Miozän (vor, während und kurz nach Ablagerung der Fischbach-Schichten) zu nicht sehr kräftigen, aber verbreiteten Schollenverschiebungen. Dieselben verstärkten sich im Verlauf des Pliozäns noch während der Sedimentationszeit der Kieseloolith-Schichten und erreichen gegen deren Ende große Heftigkeit. Zieht man zu diesen synsedimentären und intersedimentären Bruchbewegungen der höheren Kieseloolith-Zeit die kräftigen postsedimentären Bewegungen an der Wende Pliozän/Pleistozän hinzu, so kann man hier mit gewissem Recht von der känozoischen Hauptbruchbildung der Niederrheinischen Bucht sprechen (vgl. auch H. W. QUIZOW & O. VAHLENSIECK 1955, W. PRANGE 1958); denn in dem genannten Zeitraum entstand an vielen Verwerfungen tatsächlich der Hauptanteil (mehr als die Hälfte) des heute zu beobachtenden känozoischen Gesamtverwurfes. Die Bruchtätigkeit an der Wende Pliozän/Pleistozän war verknüpft mit einer gesteigerten allgemeinen Heraushebung des Gebietes. Überall lagert in den tektonisch gestörten Gegenden das älteste Pleistozän mit kräftiger Diskordanz auf dem prä-quartären Untergrund.

Vielleicht nach einer kurzen Bewegungspause setzt sich dann im Altpleistozän die Differenzierung des Bruchschollenbaues im gleichen Stil wie früher fort. Die Bruchbewegungen dürften von ihrer Heftigkeit zunächst nicht viel eingebüßt haben. Im Gegenteil, wenn man die in der verhältnismäßig kurzen Zeitspanne des Altpleistozäns aufgerissenen Verwerfungsbeträge mit denen der früheren Epochen vergleicht, so gewinnt man sogar den Eindruck, daß bestimmte Teilschollen der Niederrheinischen Bucht ihre optimale Beweglichkeit überhaupt erst im frühen Eiszeitalter erreicht haben<sup>43</sup>). Das vertikale Ausmaß der prä-mindel-eiszeitlichen quartären Schollenverstellung beziffert sich bei größeren Störungslinien — etwa am Erft-Sprung oder am Rurand abwärts Hückelhoven — auf maximal 80—110 m. Hiervon ist ein großer Teil während der Bildungszeit der Älteren Hauptterrasse (Brügger-Kaltzeit) eingetreten. Andere wichtige Schollenbewegungen müssen sich kurz vor, schwächere während und vielleicht kurz nach Ablagerung der Tegelen-Schichten (Tegelen-Warmzeit) ereignet haben. Schließlich ist auch noch die Akkumulationszeit der Jüngeren Hauptterrasse (im wesentlichen die Günz-Eiszeit) eine Periode sehr lebhafter Bruchtätigkeit.

Mit dem Ende der Jüngeren Hauptterrassen-Zeit scheint sich das bruchtektonische Geschehen vorübergehend etwas beruhigt zu haben. Andernfalls wäre es nur schwer verständlich, warum der Rhein sich bei der mit dem Mittelpleistozän beginnenden allgemeinen Talvertiefung ausgerechnet im tektonisch hoch gelegenen östlichen Buchtteil einschneidet. Auch die Maas wählte ihr künftiges Bett recht unabhängig von strukturellen Bau. Doch schon bald darauf, vermutlich erstmalig während der Mindel-Eiszeit, kam es wiederum zu deutlichen Bruchbewegungen. Sie dürften ihr Maximum gegen Ende der Mindel-Eiszeit und im Mindel/Riß-Interglazial erreicht haben, wo auch die regionale Kippbewegung der „WestdeutschenGroßscholle“ ihren Höhepunkt aufweist (vgl. Abschn. E II). Die vorerwähnten, erst nach der Hauptterrassen-Zeit erfolgten, d. h. post-günz-eiszeitlichen Bruchverschiebungen, welche die meisten der in der heutigen Geländegestalt erkennbaren Formen schufen, kann man ausgehend von der Lagerungsbeeinflussung der während des Drenthe-Stadiums der Riß-Eiszeit gebildeten Sedimente (Untere Mittelterrasse bzw. Zone

43) Es wird hier deutlich, wie schwierig es mitunter sein kann, sich zeitlich auf eine bestimmte Hauptbruchbildung festzulegen. Betrachtet man lediglich den Meterbetrag des während einer bestimmten geologischen Epoche gebildeten Verwurfes ohne Berücksichtigung der absoluten Zeitdauer, die für sein Aufreißen zur Verfügung stand, so wird man die känozoische Hauptbruchbildung der Niederrheinischen Bucht mit Fug und Recht in das Obere Pliozän und die Wende Pliozän/Pleistozän einordnen können, wie das oben geschehen ist und auch von den meisten anderen Autoren so gehandhabt wird. Nimmt man dagegen die Geschwindigkeit der Schollenbewegung als Maß, d. h. rechnet man die Höhe des Verwurfes auf die Zahl der vermutlich zur Verfügung stehenden Jahre um, so ist der Höhepunkt der bruchtektonischen Aktivität eher im älteren Pleistozän zu suchen.

von Veghel, Älterer Löß) in einen prä-riß-eiszeitlichen, einen drenthe-zeitlichen und einen spät- oder post-riß-eiszeitlichen Anteil auflösen. Hiervon sind die beiden älteren Teilbewegungsphasen in der Regel die stärkeren.

Mit dem Beginn des Riß/Würm-Interglazials ist ein deutliches Abklingen der Bruch-  
tätigkeit festzustellen. Bildungen des höheren Jungpleistozäns sind an den  
großen Sprüngen, so am Peel-Randbruch oder an den westlichen Randstörungen der Ville,  
gewöhnlich nur noch sehr untergeordnet verworfen (meist nur einige wenige Meter).

Möglicherweise gehören die sich hier abzeichnenden Bewegungsimpulse zeitlich zum  
Teil sogar schon in die Nacheiszeit, wo verschiedene Anzeichen auf ein — wenn  
auch vielleicht nur unbedeutendes — Wiederaufleben der Bruchtektonik hinweisen. An der  
Viersener Störung zum Beispiel läßt sich eine schwache, aber gut belegbare spät- oder post-  
würm-eiszeitliche Bewegungsphase nachweisen, an anderen großen Verwerfungen ist eine  
solche zu vermuten. Auch die enge Verknüpfung rezenter Erdbeben mit „fortlebenden“  
Bruchstrukturen und die Ergebnisse von Feinnivellements sprechen für ein Fortbestehen  
der tektonischen Bodenunruhe bis in unsere Zeit.

Wie aus der obigen Zusammenstellung hervorgeht, hat es am Niederrhein seit dem  
höheren Miozän kaum je einen längeren Zeitraum mit völliger tektonischer Ruhe gegeben.  
Bei der Vielzahl der an den einzelnen Verwerfungen auftretenden Dislokationsphasen  
könnte man sogar den Eindruck gewinnen, daß es sich bei den jungtertiär-quartären Bruch-  
bewegungen um einen über lange geologische Zeiträume hinweg mehr oder weniger stetig  
verlaufenden Vorgang handelt. Diese Vorstellung ist jedoch vermutlich nicht richtig; zu-  
mindest dann nicht, wenn man nur eine bestimmte Einzelverwerfung betrachtet und nicht  
die Niederrheinische Bucht als Ganzes. Bei jeder Einzelverwerfung liegt m. E. ein viel-  
fältiger Wechsel zwischen durchschnittlich lebhafter, mehr gesteigerter und erlahmender  
Bruchaktivität vor. Der gegenwärtige Stand der Erforschung erlaubt es uns noch nicht, dieses  
Wechselspiel in allen seinen Details zu erfassen. In Einzelfällen läßt sich aber mehrfach er-  
weisen, daß an bestimmten Bruchlinien zu bestimmten Zeiten des Pliozäns und Pleistozäns  
tatsächlich keinerlei merkliche Bewegungen vor sich gingen, obgleich kurz vorher und auch  
nachher sehr heftige Dislokationen zu verzeichnen sind. Es erscheint besonders bemerkens-  
wert, daß die verschiedenen Einzelrucke bzw. die dazwischen liegenden Stillstandsphasen  
an den einzelnen Störungen zeitlich nicht immer übereinstimmen.

In diesem Zusammenhang erhebt sich die Frage, ob man am Niederrhein bei den jungen  
Krustenbewegungen zwischen epirogenen und orogenen Vorgängen unterschei-  
den kann bzw. soll. H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK (1955) haben eine solche Unter-  
scheidung getroffen. Sie fassen die Perioden lebhaft gesteigerter Bruch-  
tätigkeit und kräftiger allgemeiner Heraushebung als „kurzfristige Paroxysmen“ einer echten, zeitlich scharf  
abzugrenzenden orogenen Gebirgsbildung auf, von der sie die „zum großen Teil konti-  
nuierlich während der langen Sedimentationszeiten“ sich vollziehenden epirogenen Bewe-  
gungsvorgänge abtrennen. Der Verfasser vorliegender Zeilen ist aber in Anlehnung an  
J. E. MULLER (1945) eher geneigt, dem augenscheinlich aufs engste mit der lange anhalten-  
den, wenn auch wechselnd lebhaften epirogenen Heraushebung des Westdeutschen Groß-  
raumes verknüpften bruchtektonischen Geschehen insgesamt nur den Charakter eines Be-  
gleitvorganges dieser Epirogenese zuzuerkennen.

Überlegungen kann man schließlich auch darüber anstellen, ob den tektonischen Erd-  
beben der maximalen Stärke VIII MERCALLI-SIEBERG, welche in der Gegenwart in der  
Niederrheinischen Bucht nicht allzu selten sind, in früheren Zeiten der Erdgeschichte — so  
im älteren und mittleren Eiszeitalter, wo sich bei uns der größte Teil der quartären Bruch-  
bildung vollzog — wesentlich stärkere seismische Erschütterungen vorausgingen. Oder mit  
anderen Worten, ob die Seismizität der Rheinlande im Eiszeitalter viel höher war  
als heute. Eine Aussage hierüber ist natürlich schwierig. Es erscheint aber jedenfalls keines-  
wegs gewiß, daß sich die pleistozänen Bruchbewegungen mit erheblich höherer Geschwin-

digkeit vollzogen haben als jene Bodenbewegungen, die wir in der Nacheiszeit und in der Gegenwart in der Niederrheinischen Bucht feststellen können. In unserem Jahrhundert wurden gesicherte vertikale Verschiebungsraten von größenordnungsmäßig etwa 1,0 bis 1,5 mm pro Jahr gemessen (über einen Zeitraum von 20 bzw. 30 Jahren; vgl. H. W. QUITZOW & O. VAHLENSIECK 1955). Aufschlußreich ist nun die Gegenüberstellung dieser Werte mit möglichen jährlichen Verschiebungsraten an Verwerfungen des Eiszeitalters. Wir wählen als Beispiel die Viersener Störung in der Gegend der Kriekenbecker Seen (vgl. Abschn. D V a). Dort standen für die Ausbildung des spät- bis post-glazialen 3 m-Verwurfes im Maximum rund 10 000 Jahre zur Verfügung (was einer theoretisch möglichen Verschiebungsrate von ca. 0,3 mm pro Jahr entspricht), für die Ausbildung des post-hauptterrassen-zeitlichen 35 m-Verwurfes im Maximum rund 400 000 Jahre (ca. 0,1 mm pro Jahr), und für die Entstehung des 70-80 m ausmachenden gesamten Quartärverwurfes im Maximum rund 1 Million Jahre (weniger als 0,1 mm pro Jahr)<sup>44</sup>). Natürlich darf man den errechneten jährlichen Verschiebungsraten kein zu großes Gewicht beimessen, denn es ist noch weitgehend ungeklärt, in welcher Weise sich der Bewegungsvorgang über die gesamte, theoretisch zur Verfügung stehende Zeit verteilt. Ein stetiger Ablauf der Bewegung ist wenig wahrscheinlich. Vielmehr muß man neben Perioden gesteigerter Bruchaktivität mit solchen geringerer tektonischer Bewegung und sogar mit Ruhephasen rechnen. Aber selbst wenn man das Verhältnis der Dauer dieser Ruhezeiten zu den tatsächlichen Bewegungsphasen mit 10 : 1 sehr extrem ansetzt und dadurch in unserem Rechenbeispiel zu zehnmal höheren Verschiebungsbeträgen pro Jahr kommt als oben angegeben, überschreiten diese nicht wesentlich die für die Gegenwart geodätisch nachgewiesenen Verschiebungsraten. Das zeigt uns, daß der Einbruch der Niederrheinischen Bucht im Eiszeitalter nicht unbedingt ein „katastrophaler“ Vorgang verbunden mit zerstörenden Erdbeben gewesen sein muß. Denkbare menschliche Zeugen dieses wichtigen Ereignisses haben davon vielleicht nicht viel mehr bemerkt als wir von der tektonischen Bodenunruhe der Gegenwart.

### F. Dank

Die Anregung zur Bearbeitung des Themas geht auf meinen Lehrer, Prof. Dr. M. SCHWARZBACH, Köln, zurück, dem ich zugleich für wertvolle Hinweise und das rege Interesse danke, das er meiner Arbeit entgegenbrachte. Ferner danke ich Prof. Dr. H. MURAWSKI, Prof. Dr. U. JUX und Dr. K. KAISER, alle in Köln, sowie Oberlandesgeologen Dr. H. W. QUITZOW, Krefeld, die mir in fruchtbaren Diskussionen manche Anregung gaben und mannigfache Unterstützung gewährten. Dr. R. SCHÜTRUMPF, Köln, besorgte dankenswerterweise die Auszählung von Pollenproben.

Die Beschaffung des umfangreichen Grundlagenmaterials wäre kaum möglich gewesen ohne die zuvorkommende Unterstützung von zahlreichen Behörden, Firmen und Privatpersonen. Ihnen allen schulde ich großen Dank. Ausdrücklich erwähnt sei das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen in Krefeld, wo mir auf Veranlassung seines damaligen Direktors Prof. Dr. W. AHRENS bereitwillig Einblick in das zentrale Bohrchiv gewährt wurde; ferner die Wasserwirtschaftsbehörden, speziell die Staatliche Wasserwirtschaftsstelle Erft beim Wasserwirtschaftsamt Bonn (Leitung Regierungsbaudirektor G. STADERMANN) sowie die Rheinische Braunkohlenwerke A.G. in Köln (Markscheider Dr. WILKE).

Der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Köln bin ich dankbar für die Gewährung eines namhaften Druckkostenzuschusses, welcher die Hereinnahme der vielen Tafeln und Abbildungen ermöglichte.

<sup>44</sup>) Unser Rechenbeispiel dient lediglich der Abschätzung der Größenordnung der möglichen jährlichen Verschiebungsraten; eine genaue absolute Altersangabe der einzelnen Bezugshorizonte, die zur Zeit noch erhebliche Schwierigkeiten bereitet, ist deshalb gar nicht erforderlich. Für das Alter der jüngeren Hauptterrasse wurde der auf Grund der K-Ar-Methode ermittelte Wert von rund 390 000 Jahren benutzt (vgl. J. FRECHEN 1959).

## G. Literatur

Nicht alle in der Arbeit erwähnten Veröffentlichungen konnten in das nachfolgende Schriftenverzeichnis aufgenommen werden. Man findet die fehlenden, meist älteren Arbeiten jedoch in den als Schlüssel-literatur (mit \*) gekennzeichneten Schriften zitiert.

- AHORNER, L.: Untersuchungen über die quartäre Bruchtektonik im Westteil der Niederrheinischen Bucht (bei spezieller Berücksichtigung der Abbrüche am Rande der Ville und des Jackerather Horstes). - Diplomarbeit Univ. Köln 1960, 253 S. (unveröffentlicht).
- BREDDIN, H.: Über Flußterrassen, diluviale und alluviale Bodenbewegungen im westlichen Nieder-rheingebiet. - Jb. preuß. geol. L.-A. 50, S. 806-845, Berlin 1930. - - Ein neuartiges hydro-geologisches Kartenwerk für die südliche Niederrheinische Bucht. - Z. deutsch. geol. Ges. 106, S. 94-112, Hannover 1955 [1955a]. - - Die Gliederung der altdiluvialen Hauptterrasse von Rhein und Maas in der Niederrheinischen Bucht. - Der Niederrhein 22, S. 76-79, Krefeld 1955 [1955b]. - - Die unterirdische Oxydation der Braunkohle im Kölner Revier während der Pleistozänzeit. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 683-720, Krefeld 1958.
- VON DER BRELIE, G.: Zur pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 27-54, Krefeld 1959 [1959a]. - - \* Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 371-388, Krefeld 1959 [1959b].
- \* BRUEREN, J. W. R.: Het terrassenlandschap van Zuid-Limburg. - Meded. geol. Sticht., Ser. C, VI, 1, S. 1-93, Maastricht 1945.
- BURCK, H. D. M.: Het Jong-Kwartair op de Peelhorst en in de westelijk van de horst gelegen Grote Slenk. - Meded. geol. Sticht., N. S., 10, S. 44-81, Maastricht 1957.
- CLOOS, H.: Hebung - Spaltung - Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Großformen. - Geol. Rdsch. 30, S. 401-527, Bonn 1939.
- DIESEL, E.: Das Grundwasser der Talkiese des Rheines im linksrheinischen Kölner Wasserwirtschaftsraum. - Decheniana 111, S. 49-57, Bonn 1958.
- DÜRBAUM, H. J. & WOLFF, W.: Das Schwerebild des südlichen Teiles der Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 387-407, Krefeld 1958.
- EDELMANN, T.: Tectonic movements as resulting from the comparison of two precision levellings. - Geol. en Mijnb., N.S. 16, S. 209-221, 's-Gravenhage 1954.
- ERNST, L. F. & DE RIDDER, N. A.: High resistance to horizontal ground-water flow in coarse sedi-ments due to faulting. - Geol. en Mijnb., N.S. 22, S. 66-85, 's-Gravenhage 1960.
- FLIEGEL, G.: Zum Gebirgsbau der Eifel. - Verh. Naturhist. Ver. Rheinld. Westf. 68, S. 489-504, Bonn 1912. - - \* Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. - Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. 92, S. 1-155, Berlin 1922. - - Das alte Gebirge im Untergrund der Niederrheinischen Bucht. - Jb. preuß. geol. L.-A. 53, S. 397-407, Berlin 1932. - - \* Erläuterungen zu den Blättern Frechen, Köln, Kerpen, Brühl der Geologischen Spezialkarte. - S. 1-132, Berlin 1937.
- \* FRECHEN, J.: Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 363-370, Krefeld 1959.
- GROSJEAN, A.: Sur un prétendu schème d'ensemble du réseau de failles du Limburg. - Ann. Soc. géol. Belg. 60, S. 333-348, Liège 1937.
- \* GURLITT, D.: Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. - Forsch. z. deutsch. Landeskunde 46, S. 1-159, Stuttgart 1949.
- GUTENBERG, B.: Das Rheinlandbeben vom 13. Dezember 1928. - Gerlands Beitr. Geophysik 23, S. 22-34, Leipzig 1929.
- HAGER, H.: Der Nachweis synsedimentärer Schollenkippen in Braunkohlenfeldern der nördlichen Ville mittels elektrischer Bohrlochmessungen. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 633-640, Krefeld 1958.
- HAUSSMANN, K.: Messung einer rezenten Bodenbewegung. - Sber. niederrhein. geol. Ver. f. 1909, S. 68, Bonn 1910.
- HERBST, G.: Zur Entstehung des Erkelenzer Horstes. Ergebnisse neuerer Aufschlüsse. - Geol. Jb. 69, S. 349-360, Hannover 1954. - - Geröllzählungen in pliozänen und pleistozänen Kiesen am SW-Rand der Niederrheinischen Bucht bei Geilenkirchen. - N. Jb. f. Geol., Mh. f. 1956, S. 164-173, Stuttgart 1957. - - Das Alter der Bewegungen am Rurrand bei Hückelhoven. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 641-643, Krefeld 1958.
- HOLZAPFEL, E.: Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen. - Jb. preuß. geol. L.-A. 24, S. 483-502, Berlin 1904. - - Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Düren. - Lieferung 141, S. 1-87, Berlin 1910.

- HOHOFF, W. & KARREBERG, H.: Mächtigkeit und Faziesentwicklung des Mittels zwischen den Flözen Garzweiler und Frimmersdorf. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 1, S. 143-150, Krefeld 1958.
- \* JUNGBLUTH, F. A.: Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn. - Verh. naturhist. Ver. Rheinld. Westf. 73, S. 1-103, Bonn 1917.
- \* KAISER, K.: Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. - Sonderveröff. geol. Inst. Köln 1, S. 1-67, Köln 1956. - - Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. - Sonderveröff. geol. Inst. Köln 2, S. 1-39, Köln 1957. - - Die Talasymmetrien des Erftbeckens (Rheinland) als Zeugen des jungpleistozänen Periglazialklimas. - Decheniana 111, S. 33-48, Bonn 1958. - - \* Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. - In: Köln und die Rheinlande (Festschr. z. XXXIII. Deutsch. Geographentag 1961 in Köln), S. 236-278, Wiesbaden 1961.
- KARREBERG, H. & QUITZOW, H. W.: Über Hohlraumbildungen und Einstürze in Lößböden als Folge unterirdischer Materialwegführung. - Geol. Jb. 71, S. 631-642, Hannover 1956.
- KNETSCH, G.: Untersuchungen über die Tektonik im Grubenfeld von „Sophia Jacoba“ (Hückelhoven, Kr. Erkelenz) und ihre Beziehung zur weiteren Umgebung. - Geol. Jb. 69, S. 611-624, Hannover 1955.
- KNUTH, H.: Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. - Beitr. Landeskunde d. Rheinlande 4, S. 1-112, Leipzig 1923.
- KÜHN-VELTEN, H.: Zur Geologie der Wahner Heide bei Köln. - Geol. Jb. 73, S. 561-574, Hannover 1957.
- \* KUKUK, P.: Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. 706 S., Springer-Verlag, Berlin 1938.
- KURTZ, E.: Die Verbreitung der diluvialen Hauptterrassenschotter von Rhein und Maas in der Niederrheinischen Bucht. - Verh. naturhist. Ver. Rheinld. Westf. 70, S. 87-108, Bonn 1914.
- LIPPKE, M.: Zur Frage tektonischer Bewegungen in der Gegenwart am Mittel- und Niederrhein. - Z. f. prakt. Geol. 44, S. 123-130, Halle a. d. S. 1936.
- LOHR, J.: Die Schüttungsrichtung jungtertiärer Flüsse in der Niederrheinischen Bucht. - Diss. Univ. Bonn 1949 (unveröffentlicht).
- MAARLEVELD, G. C.: Ergebnisse von Kies-Analysen im Niederrheingebiet. - Geol. en Mijnb., N.S. 18, S. 411-415, 's-Gravenhage 1956. - - \* Grindhoudende Midden-Pleistocene Sedimenten. - Meded. Sticht. Bodemkart., Bodemkd. Studies 1, S. 1-105, Maastricht 1956.
- MAASKANT, A.: Een kwartaire beweging langs de Feldbiss in Zuid-Limburg'sche mijng gebied. - Geol. en Mijnb., N.S. 5, S. 74, 's-Gravenhage 1943.
- MONREAL, W.: Die sedimentpetrographische Gliederung der Terrassen im Venloer Graben und am Viersener Höhenrücken. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 171-177, Krefeld 1959.
- \* MULLER, J. E.: De post-carbonische tectoniek van het Zuid-Limburgse mijng gebied. - Meded. Geol. Sticht., Ser. C-1-1-Nr. 2, S. 1-32, Maastricht 1945.
- MÜLLER, W.: Der Tertiärgraben von Antweiler am Nordabfall der Eifel. - Diss. Univ. Bonn 1949 (unveröffentlicht).
- \* OBERSTE-BRINK, K.: Das niederrheinisch-westfälische Gebiet. - In: Der deutsche Steinkohlenbergbau, S. 9-98, Essen 1942.
- PAUS, H.: Messungen an der Aachener Sandgewand. - Diss. Techn. Hochsch. Aachen, 48 S., Leipzig 1932. - - Leitnivelementen im Rheinischen Braunkohlen-Tiefbaug ebiet. - Braunkohle, Wärme und Energie 2, S. 389, Düsseldorf 1950.
- PELTZ, W. & QUITZOW, H. W.: Die Bruchtektonik des Braunkohleng ebietes der Ville nach neueren Bohrergebnissen. - Geol. Jb. 69, S. 293-302, Hannover 1954.
- PFLUG, H. D.: Anlage und Entwicklung der Niederrheinischen Bucht in der Oberkreide und im Alttertiär auf Grund sporenpaläontologischer Altersdatierungen. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 409-418, Krefeld 1958.
- PILGER, A.: Die tektonischen Richtungen des Ruhrkarbons und ihre Beziehungen zur Faltung. - Z. deutsch. geol. Ges. 107, S. 206-229, Hannover 1956.
- PRANGE, W.: Tektonik und Sedimentation der Deckschichten des Niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes in der Ville (mit Bemerkungen zur Feintektonik der Niederrheinischen Bucht). - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 651-682, Krefeld 1958.
- \* QUIRING, H.: Die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. - Jb. preuß. geol. L.-A. 47, S. 486-558, Berlin 1926.

- QUITZOW, H. W.: Tektonik und Grundwasserstockwerke im Erftbecken. - Geol. Jb. 69, S. 455-464, Hannover 1954. - - \* Die Terrassengliederung im Niederrheinischen Tieflande. - Geol. en. Mijnb., N.S. 18, S. 557-573, 's-Gravenhage 1956. - - \*Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 389-400, Krefeld 1959.
- \* QUITZOW, H. W. & VAHLENSIECK, O.: Über pleistozäne Gebirgsbildung und rezente Krustenbewegungen in der Niederrheinischen Bucht. - Geol. Rdsch. 43, S. 56-67, Stuttgart 1955.
- DE RIDDER, N. A.: De kwartaire en jongtertiaire tektoniek van Midden-Limburg en zuidoostelijk Noord-Brabant. - Geol. en Mijnb., N.S. 21, S. 1-24, 's-Gravenhage 1959.
- DE RIDDER, N. A. & LENSEN, G. J.: Indirect evidence for transcurrent faulting and some examples from New Zealand and the Netherlands. - Techn. Bull. Inst. f. Land and Water Management Research 15, S. 1-13, Wageningen 1960.
- ROBEL, F. & AHORNER, L.: Das Euskirchener Erdbeben vom 5. August 1957. - Sonderveröff. geol. Inst. Köln 4, S. 11-15, Köln 1958.
- ROTHAUSEN, K.: Die stratigraphische und paläogeographische Stellung der Mitteldevonkonglomerate des Schwarzbachtales (Rheinisches Schiefergebirge). - Geol. Jb. 75, S. 47-78, Hannover 1958.
- \* SAX, H. G. J.: De tektoniek van het Carboon in het Zuid-Limburgsche mijng gebied. - Meded. Geol. Sticht., Ser. C-I-1-Nr. 3, S. 1-77, Maastricht 1946.
- SCHRÖDER, E., SCHMIDT, W., & QUITZOW, H. W.: Geologische Heimatkunde des Dürener Landes. - Beitr. Gesch. Dürener Landes 6, 161 S., Düren 1956.
- SCHULTZ, G.: Zur Geologie der Braunkohlen bei Zülpich (Niederrheinische Bucht). - Diss. Univ. Köln 1961 (im Druck).
- SCHÜNEMANN, M.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 457-472, Krefeld 1958.
- \* SCHWARZBACH, M.: Die Erdbeben des Rheinlandes. - Kölner geol. Hefte 1, S. 1-28, Köln 1951. - - Das Klima der Vorzeit. - 2. Auflage, 275 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart 1961.
- SEIDEL, G.: Die Schollentektonik des Wurmgebietes bei Aachen. - Z. deutsch. geol. Ges. 90, S. 241-260, Berlin 1938.
- SIEBERG, A.: Zur Geologie der Erdbeben im Rheinland. - Z. Geophys. 2, S. 278-286, Braunschweig 1926.
- DE SITTER, L. U.: The Alpine Geological History of the Northern Border of the South-Limburg Coal district. - Meded. Jaarverslag Geol. Sticht. over 1940 en 1941, S. 5-25, Maastricht 1942. - - \* Regionale geologie van de Kempen tot het Ruhrgebied. - Meded. Geol. Sticht., Ser. C-I-3-Nr. 1, S. 15-31, Maastricht 1949.
- STADERMANN, G.: Die Grundwasserabsenkung im Erftgebiet. - Deutsch. Gewässerkundl. Mitt. 2, S. 55-68, Koblenz 1959.
- STICKEL, R.: Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht. - Beitr. Landesk. Rheinld. S. 1-96, Leipzig 1922.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U.: Grindonderzoek in Zuid-Limburg. - Meded. Geol. Sticht., Ser. C-4-Nr. 2, S. 1-85, Maastricht 1946.
- \* TEICHMÜLLER, R.: Die Niederrheinische Braunkohlenformation. Stand der Untersuchungen und offene Fragen. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 721-750, Krefeld 1958.
- \* VINKEN, R.: Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 127-170, Krefeld 1959.
- VISSER, J. W.: Aardbevingen in Nederland. - Tijdschr. kon. ned. aadr. Genoot. 59, S. 494-516, Leiden 1942.
- VOGLER, H.: Die synsedimentäre Kippung der Erft-Scholle im Obermiozän und Pliozän. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 69-79, Krefeld 1959.
- WEISSNER, J.: Der Nachweis jüngster tektonischer Bodenbewegungen in Rheinland und Westfalen. - Diss. Univ. Köln, 49 S., Essen 1929.
- WOLTERS, R.: Ausbildung und Lagerung der pliozän/pleistozänen Grenzsichten im niederrheinischen Grenzgebiet von Niederkrüchten/Brüggen. - Geol. Jb. 69, S. 339-348, Hannover 1954.
- WORIES, H.: Verslag van een geologisch veldonderzoek in het terrein ten Noorden van Vlodrop en ten Oosten van Herkenbosch. - Meded. Jaarversl. Geol. Sticht. over 1940 en 1941, S. 109-122, Maastricht 1942.

- WUNSTORF, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Erkelenz. - Lieferung 166, S. 1-101, Berlin 1914. - - Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Birgelen. - Lieferung 195, S. 1-79, Berlin 1921.
- WUNSTORF, W. & FLIEGEL, G.: Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. - Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. 67, 172 S., Berlin 1910.
- ZAGWIJN, W.: Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, S. 5-26, Krefeld 1959.
- ZIMMERMANN, E.: Alluviale Senkungen am Niederrhein, abgeleitet aus der Verbreitung der Flachmoore. - Jb. preuß. geol. L.-A. 49, S. 279-303, Berlin 1928. - - Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Nieukerk. - Lieferung 280, S. 1-37, Berlin 1937.
- \* ZONNEVELD, J. I. S.: Het Kwartair van het Peel-gebied en de naaste omgeving. (Een sediment-petrologische studie). - Meded. Geol. Sticht., Ser. C-VI-Nr. 3, S. 1-223, Maastricht 1947. - - Zand-petrologische onderzoekingen in de terrassen van Zuid-Limburg. - Meded. Geol. Sticht., N. S. 3, S. 103-123, Haarlem/Heerlen 1949. - - \* Das Quartär der südöstlichen Niederlande. - Geol. en Mijnb., N. S. 18, S. 379-385, 's-Gravenhaage 1956. - - \* Lithostratigraphische eenheden in het Nederlandse Pleistoceen. - Meded. Geol. Sticht., N. S. 12, S. 31-64, Maastricht 1959.

Manusk. eingeg. 27. 9. 1961.

Anschrift des Verf.: Dipl.-Geologe Dr. L. Ahorner, Geolog. Institut der Univ. Köln, Abt. für Erdbebengeologie, 506 Bensberg bei Köln, Erdbebenstation