

COMPUTERGESTÜTZTE AUSWERTUNG,  
MODELLIERUNG UND VISUALISIERUNG DER QUARTÄREN  
MITTELERRASSEN UND NIEDERRASSEN  
IN DER SÜDLICHEN NIEDERRHEINISCHEN BUCHT  
DURCH PROGRAMMIERUNG VON ARCVIEW

Inaugural-Dissertation

Zur  
Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Universität zu Köln

Vorgelegt von

Dipl.-Geol. Young Yoo

Aus Milyang, Südkorea

Köln

2008

Berichterstatter: Prof. Dr. W. Boenigk  
Prof. Dr. M. Melles

Tag der mündlichen Prüfung: 14. 2. 2008

## Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung .....	7
Abstract .....	8
Abkürzungsverzeichnis .....	9
1. Einleitung .....	11
1.1. Aufgabenstellung .....	11
1.2. Geographischer und geomorphologischer Überblick .....	12
2. Geologie des Arbeitsgebietes .....	20
2.1. Regionalgeologischer Überblick .....	20
2.1.1. Tektonische Struktur und Gliederung der Niederrheinischen Bucht im Überblick .....	20
2.1.2. Zeitlicher Ablauf der tektonischen Bewegungen der Niederrheinischen Bucht im Überblick .....	22
2.1.3. Paläogeographische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht und Übersicht der Schichtenfolge .....	24
2.1.4. Flussgeschichtliche Entwicklung .....	32
2.1.5. Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges .....	35
2.1.6. Vulkanische Aktivität .....	37
2.2. Geologische Schichtenfolge im Arbeitsgebiet .....	37
2.2.1. Devon .....	37
2.2.2. Tertiär .....	38
2.2.3. Quartär .....	45
2.2.3.1. Pleistozän .....	45
2.2.3.1.1. Altpleistozän .....	45
2.2.3.1.2. Mittelpleistozän .....	53
2.2.3.1.3. Jungpleistozän .....	65
2.2.3.2. Holozän .....	74
2.3. Tektonik des Arbeitsgebietes .....	77
2.3.1. Tektonische Gliederung und tektonischer Formenschatz .....	77
2.3.2. Zeitlicher Ablauf der tektonischen Bewegungen .....	79
3. Datengrundlage .....	81
3.1. Die Bohrdaten .....	81
3.2. Das digitale Geländemodell .....	84

3.3.	Die digitale geologische Karte .....	86
3.4.	Sonstige Daten .....	87
4.	Arbeitsmethode .....	87
4.1.	Die Notwendigkeit einer computergestützten Datenverarbeitung .	87
4.2.	Auswahl der Programme .....	88
4.3.	Programmierung für spezielle Funktionen und hergestellte Programme .....	89
5.	Kontrolle, Analyse und Modellierung der Bohrdaten .....	90
5.1.	Kontrolle der Bohrdaten .....	91
5.2.	Analyse der Bohrdaten .....	93
5.2.1.	Auswahl der Bohrdaten .....	93
5.2.1.1.	Auswahl der Bohrdaten zur Ermittlung der Quartärbasis .....	94
5.2.1.2.	Auswahl der Bohrdaten zur Ermittlung der Deckschichten .....	95
5.2.2.	Profilschnitte der Bohrungen, Gefälle und Abschätzung der Terrassen .....	96
5.2.3.	Stratigraphische Korrelation der Bohrdaten .....	114
5.3.	Herstellung des geologischen Flächen- und Schichtenmodells ....	121
5.3.1.	Aufbau des Flächenmodells .....	121
5.3.2.	Modellierung der Flächen durch Interpolation und Herstellung des Flächenmodells für das gesamte Gebiet .....	123
5.3.2.1.	Die Deckschichten abgedeckte Fläche (Unterkante der Deckschichten) .....	124
5.3.2.2.	Quartärbasis .....	125
5.3.2.3.	Die Niederterrassen abgedeckte Fläche .....	125
5.3.3.	Kontrolle und Verbesserung des Flächenmodells .....	129
5.3.3.1.	Kontrolle und Verbesserung des Flächenmodells im Teilgebiet A .....	129
5.3.3.2.	Kontrolle und Verbesserung des Flächenmodells im gesamten Gebiet .....	146
5.3.3.2.1.	Kontrolle der Bohrungen .....	146
5.3.3.2.2.	Zusammensetzen des Flächenmodells des Teilgebietes A mit dem des gesamten Gebietes .....	147

5.3.3.2.3. Herstellung der Querprofilschnitte des Flächenmodells .....	149
5.3.3.2.4. Zeichnung der Bohrungen auf Querprofilschnitte zum Vergleich .....	150
5.3.3.2.5. Zeichnung der digitalen geologischen Karte als Querprofilschnitte zum Vergleich .....	153
5.3.3.2.6. Verbesserung des Flächenmodells .....	155
5.3.3.2.7. Rinnenkorrektur .....	167
5.4. Herstellung des Schichtenmodells .....	172
5.5. Herstellung des Schichtenmodells der interglazialen Schichten im Nordosten des Arbeitsgebietes und Zeichnung in einem Querprofilschnitt .....	175
6. Einige Beispiele der Anwendung des geologischen Flächen- bzw. Schichtenmodells für weitere graphische Darstellungen .....	177
6.1. Zweidimensionale Darstellung .....	177
6.1.1. Tiefenlinienpläne .....	177
6.1.2. Isopachenkarte .....	181
6.1.3. Zeichnung eines beliebigen Zweidimensionalen Profilschnittes .....	184
6.1.3.1. Herstellung einer Profillinie für einen beliebigen Profilschnitt .....	184
6.1.3.2. Herstellung der Punkte auf einer Profillinie .....	185
6.1.3.3. Herstellung eines beliebigen Profilschnittes als Linien und Punkte .....	186
6.1.3.4. Korrektur eines beliebigen Profilschnittes .....	187
6.1.3.5. Zeichnung der Schichten als Polygone auf einem beliebigen Profilschnitt .....	188
6.1.3.6. Zeichnung der Deckschichten aus der digitalen geologischen Karte .....	189
6.1.3.7. Zeichnung des Frimmersdorf Interglazials auf einem beliebigen Profilschnitt .....	191
6.1.3.8. Zeichnung der Bohrungen auf einem beliebigen Profilschnitt .....	192
6.1.4. Zeichnung einer hypothetischen Bohrung an einer beliebigen	

Stelle .....	194
6.1.5. Herstellung eines horizontalen Schnittes in einer beliebigen Höhe .....	195
6.2. Dreidimensionale Darstellung .....	197
6.2.1. Dreidimensionale Modellkörper der Schichten .....	197
6.2.1.1. Niederterrassen .....	197
6.2.1.2. Mittelterrassen .....	200
6.2.1.3. Zusammenzeichnung der Niederterrassen mit den Mittelterrassen .....	201
6.2.2. Dreidimensionale Zeichnung der Profilschnitte .....	202
6.2.3. Dreidimensionale Zeichnung der Bohrungen .....	204
7. Geologische Auswertung .....	205
7.1. Bestimmung des Gefälles mit dem interpolierten Geländemodell .	205
7.2. Berechnung des Volumens und der Verbreitungsfläche der Schichten .....	211
7.3. Differenzierung sowie Gliederung der Schichten nach Höhenlagen .....	212
7.4. Abschätzung des geologischen Werdeganges .....	226
8. Zusammenfassung .....	234
9. Diskussion .....	245
10. Dank .....	248
11. Verzeichnis der Schriften und Karten .....	248
12. Anhang: Die vom Verfasser erstellten Avenueprogramme .....	273

Anlage: Die vom Verfasser erstellten Avenueprogramme und ausgewählte Ab-  
bildungen in CD

## Kurzfassung

In der südlichen Niederrheinischen Bucht wurden die quartären Mittelterrassen und Niederterrassen hinsichtlich ihrer Verbreitung und Höhenlage (Unter- und Oberkante) untersucht, um deren Ausbildung, Lagerungsverhältnisse und stratigraphische Zuordnung zu revidieren. Dafür wurden hauptsächlich Bohrdaten benutzt, die im Arbeitsgebiet zahlreich und flächendeckend vorhanden sind.

Die geologischen Schichten wurden durch Zeichnungen der Bohrdaten im Profilschnitt oder durch Erstellung eines digitalen Flächen- bzw. Schichtenmodells analysiert. Dabei wurden die digitale geologische Karte, das digitale Geländemodell, topographische Karten und geomorphologische bzw. geologische Kenntnisse des Gebietes berücksichtigt. Die zahlreichen zwei- bzw. dreidimensionalen Zeichnungen in dieser Arbeit ermöglichen eine effektive Analyse und Visualisierung der geologischen Schichten.

Alle unterschiedlich raumbezogene Daten wurden in GIS ArcView integriert und weiter bearbeitet. Für diese Arbeit wurden zahlreiche Avenueprogramme (die Programmiersprache von ArcView) vom Verfasser erstellt und im Anhang zur Verfügung gestellt, durch die die Behandlungen der aufgeworfenen Fragestellungen im Hinblick auf Schnelligkeiten und Genauigkeiten nicht nur effektiver, sondern zum großen Teil überhaupt erst möglich wurden.

Durch diese Arbeit stellte sich heraus, dass sich die MT im Untersuchungsgebiet eher in der Gestalt einer Terrassentreppe (MT I – MT IV, BRUNNACKER et al. 1978a) vorliegt, als in der Gliederung in Obere, der Mittlere und der Untere MT. Als Ergebnis der Untersuchung zur Ausbildungen und Lagerungsverhältnissen der MT wurden in dieser Arbeit die MT des Untersuchungsgebietes zunächst in MT II, MT IIIa, Frimmersdorf Interglazial, MT IIIb, MT IVa, Kempen-Krefelder Schichten und MT IVb untergliedert. Nach dem neuesten Stand der Terrassengliederung von BOENIGK & FRECHEN (2006) wurden dann die MT IIIa, das Frimmersdorf Interglazial und die MT IIIb als MT5 zusammengefasst (vgl. Kap. 7. 3.). Die MT IVa, die Kempen-Krefelder Schichten und die MT IVb

sind als MT6 bezeichnet worden. Die MT II des Arbeitsgebietes entspricht der MT2.

Der obere Abschnitt der rechtsrheinischen MT5 weist aufgrund der höheren Lage ein höheres Alter als der obere Abschnitt der linksrheinischen MT6 auf. Deshalb ist die bisherige Auffassung in der Literatur, dass diese beiden Terrassen gleichaltrig seien (z. B. uMT bei QUITZOW 1956, KAISER & SCHÜTRUMPF 1960, KAISER 1961, uMT 2 bei KLOSTERMANN 1992), abzulehnen.

### **Abstract**

Geological investigations of quaternary fluvial Middle Terraces and Lower Terraces were carried out in the southern Lower Rhinish Embayment with regard to their distribution and height of the lower erosion surface and the upper border of the gravel surface of the terrace deposits to study their terrace geometry, morphology and stratigraphy. The data of borings which exists in abundance in this area were used as main data source.

The terraces were analysed and visualized by means of drawing the data in profiles and creating surface models and models of the terraces from the data source. Other geological and geographical informations, such as digital geological maps, digital models of terrains, topographic maps, geomorphological and geological knowledge, were also integrated in GIS ArcView and were applied to terrace analysis. A large number of 2D or 3D drawing produced in this work enables analysing and visualization of the terraces.

Numerous computer programs in Avenue (programming language for ArcView) were written by the author for specific tasks of this work and were made available in the appendix for readers. They enable not only quick and precise carrying out of many tasks, but also make it only possible to solve many tasks at all.



It turned out that the Middle Terraces in the southern Lower Rheinisch Embayment consist of a terrace flight MT I – MT IV (BRUNNACKER et al. 1978a) rather than a forming of the alluvial middle terraces in the Lower Middle Rhine Valley. According to its geometric form, morphology, surface and base elevations the middle terraces of this area are subdivided into further stratigraphic subdivisions: From the topographically highest terrace to the topographically lowest terrace the Upper Middle Terrace MT II, MT IIIa, Frimmersdorf Interglacial, MT IIIb, MT IVa, Kempen-Krefeld-Beds and MT IVb. According to the newly published stratigraphic subdivisions by BOENIGK & FRECHEN (2006) the MT IIIa, the Frimmersdorf Interglacial and the MT IIIb have been combined in MT5 as well as the MT IVa, the Kempen-Krefelder-Beds and the MT IVb have been done in MT6. The MT II corresponds to the MT2 in this area.

The upper stratigraphic unit of the Middle Terrace MT5 on the right side of the river Rhine exhibits a higher position of surface elevation than that MT6 on the left Rhine side in the terrace flight and therefore has an older age. The previous view in the literature, that the two terraces MT 5 and MT 6 are of same terraces and of the same age (e. g. uMT bei QUITZOW 1956, KAISER & SCHÜT-RUMPF 1960, KAISER 1961, uMT 2 bei KLOSTERMANN 1992), has to be rejected.

### **Abkürzungsverzeichnis**

äNT =	Ältere Niederterrasse
D =	Deckschichten
DGK 5 =	Deutsche Grundkarte 1:5000
DGM =	Digitales Geländemodell
DV=	Devon
f =	Ablagerungen in Bach- und Flusstälern
GIS =	Geoinformationssystem
GK =	Geologische Karte
GLA =	Geologisches Landesamt

H =	Hochwert
HT =	Hauptterrasse, -n; Main Terrace
jNT =	Jüngere Niederterrasse, -n
Lf =	Auenlehm
Lfh/N =	Hochflutlehm über Niederterrassen
Lö =	Löß
Lö/Mj=	Löß über Jüngere Mittelterrasse, -n
LUA NRW =	Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen
Ma =	Millionen Jahre
Md. =	Milliarde, -n
Mio. =	Million, -en
Mj =	Jüngere Mittelterrasse, -n
mMT =	Mittlere Mittelterrasse, -n; Middle Middle Terrace
MT =	Mittelterrasse, -n; Middle Terrace
MT – l, n =	linksrheinische Mittelterrasse im Norden
MT – l, s =	linksrheinische Mittelterrasse im Süden
MT – r, m =	rechtsrheinische Mittelterrasse in der Mitte
MT – r, n =	rechtsrheinische Mittelterrasse im Norden
MT – r, s1 =	erste rechtsrheinische Mittelterrasse im Süden
MT – r, s2 =	zweite rechtsrheinische Mittelterrasse im Süden
NT =	Niederterrasse, -n; Lower Terrace
oMT =	Obere Mittelterrasse, -n; Upper Middle Terrace
prä=	Schichten, die älter als MT sind
präq =	Präquartäre Schichten
R =	Rechtswert
Sf =	Auensand
Sfh/N =	Hochflutsand über Niederterrassen
TIN =	triangulated irregular networks
TK =	Topographische Karte
TOC =	Table of Contents
TOK=	Terrassenoberkante
TR=	Tertiär
uMT =	Untere Mittelterrasse, -n; Lower Middle Terrace

## **1. Einleitung**

### **1.1. Aufgabenstellung**

In der südlichen Niederrheinischen Bucht wurde die Stratigraphie der quartärgeologischen Schichten bis jetzt durch geomorphologische, petrographische, palynologische, paläontologische und geomagnetische Untersuchungen weitgehend aufgeklärt. Trotzdem gibt es immer noch einige unterschiedliche, nicht einheitliche Auffassungen im Bezug auf Bezeichnungen, Ausbildungen, Lagerungsverhältnisse und stratigraphische Zuordnungen der quartärgeologischen Schichten. In der Literatur wurde z. B. die stratigraphische Gliederung im Bereich des Unteren Mittelrheins für die stratigraphische Gliederung des südlichen Niederrheins angewandt, obwohl die einzelnen Terrassenkörper am Niederrhein infolge zwischengelagerter Interglazialbildungen und infolge Erosionsphasen auf einen komplizierteren Aufbau als auf den am Mittelrhein hinweisen (vgl. BRUNNACKER et al. 1978 a).

Die Verbreitung, die Ausbildung und die Lagerungsverhältnisse der geologischen Schichten sind auch meistens unbekannt, da die meisten geologischen Untersuchungen an den einzelnen Aufschlüssen oder an den Bohrungen eher punktuell durchgeführt wurden und die Ausbildung und die Lagerungsverhältnisse der geologischen Schichten eher schematisch dargestellt wurden. Aufgrund der tektonisch nicht gefalteten, flachen Lagerungen und der mächtigen Deckschichten sind die Verbreitung, die Lagerungsverhältnisse und die Ausbildung der quartärgeologischen Schichten auf der geologischen Karte in vielen Fällen nicht deutlich zu erkennen.

Deshalb soll durch diese Arbeit versucht werden, die Verbreitung, die Ausbildung, die Lagerungsverhältnisse und stratigraphische Zuordnung der quartärgeologischen Schichten in der südlichen Niederrheinischen Bucht durch flächendeckende geologische Informationen zu revidieren und aufzuklären. Die Untersuchung wird aufgrund des Arbeitsumfanges auf Mittelterrassen und Niederterrassen beschränkt. Andere geologische Schichten werden aufgrund ihrer eng zusammenhängenden Lagerungsverhältnisse auch berücksichtigt.

Um die flächendeckenden geologischen Information zu erhalten, sollen die in diesem Gebiet zahlreich vorhandenen Bohrdaten untersucht werden. Die Bohrdaten haben aufgrund des unterschiedlichen Bohrverfahrens unterschiedliche Qualität. Deshalb sollen die Bohrdaten sorgfältig überprüft werden und möglichst nur die relativ sicheren Informationen, z. B. Höhenlage der Terrassenoberkante oder Grenze zwischen den kiesenthaltenden quartären Terrassen und den kiesfreien tertiären Schichten, sollen ausgewählt und ausgewertet werden. Andere Daten, z. B. digitales Geländemodell, digitale geologische Karte, topographische Karte, geomorphologische und geologische Kenntnisse aus der Literatur sind auch zu berücksichtigen und zu integrieren.

Die Arbeit soll durch EDV durchgeführt werden, da eine computergestützte Datenverarbeitung für eine effektive Herstellung kartographischer Abbildungen und deren geoinformationssystematische Analyse mittlerweile unentbehrlich ist (vgl. DICKMANN & ZEHNER 1999). Dabei wird das Programm GIS verwendet, welches aufgrund seiner verschiedenen GIS-Funktionen und Programmiermöglichkeiten für eine effektive Bearbeitung der raumbezogenen Daten geeignet ist. Für diese Untersuchung sind eigene Computerprogramme zu erstellen, da nur mit den bei der Lieferung vom GIS gegebenen Standard-Funktionen viele speziellen Aufgaben z. T. nicht effektiv oder z. T. überhaupt nicht zu behandeln sind.

## **1.2. Geographischer und geomorphologischer Überblick**

Das Arbeitsgebiet befindet sich im südlichen Teil des Niederrheins zwischen Köln und Bonn im Süden (Abb. 1). Es besteht aus vier Messtischblättern (topographischen Karten 1:25000) 5107 Brühl, 5108 Köln-Porz, 5207 Bornheim und 5208 Bonn.

Naturräumlich gehört das Arbeitsgebiet zum großen Teil der Niederrheinischen Bucht an, die im Tertiär als ein tektonischer Absenkungsraum von Nordwesten her in das Rheinische Schiefergebirge eingedrungen ist und weiter in Köln-Bonner Rheinebene, die Ville, Zülpicher Börde und Bergische Heideterrassen ge-

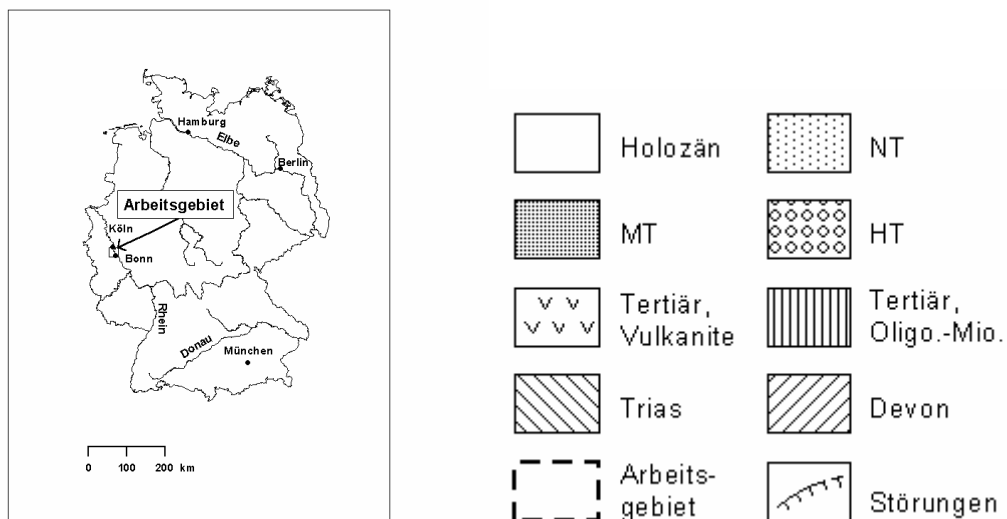
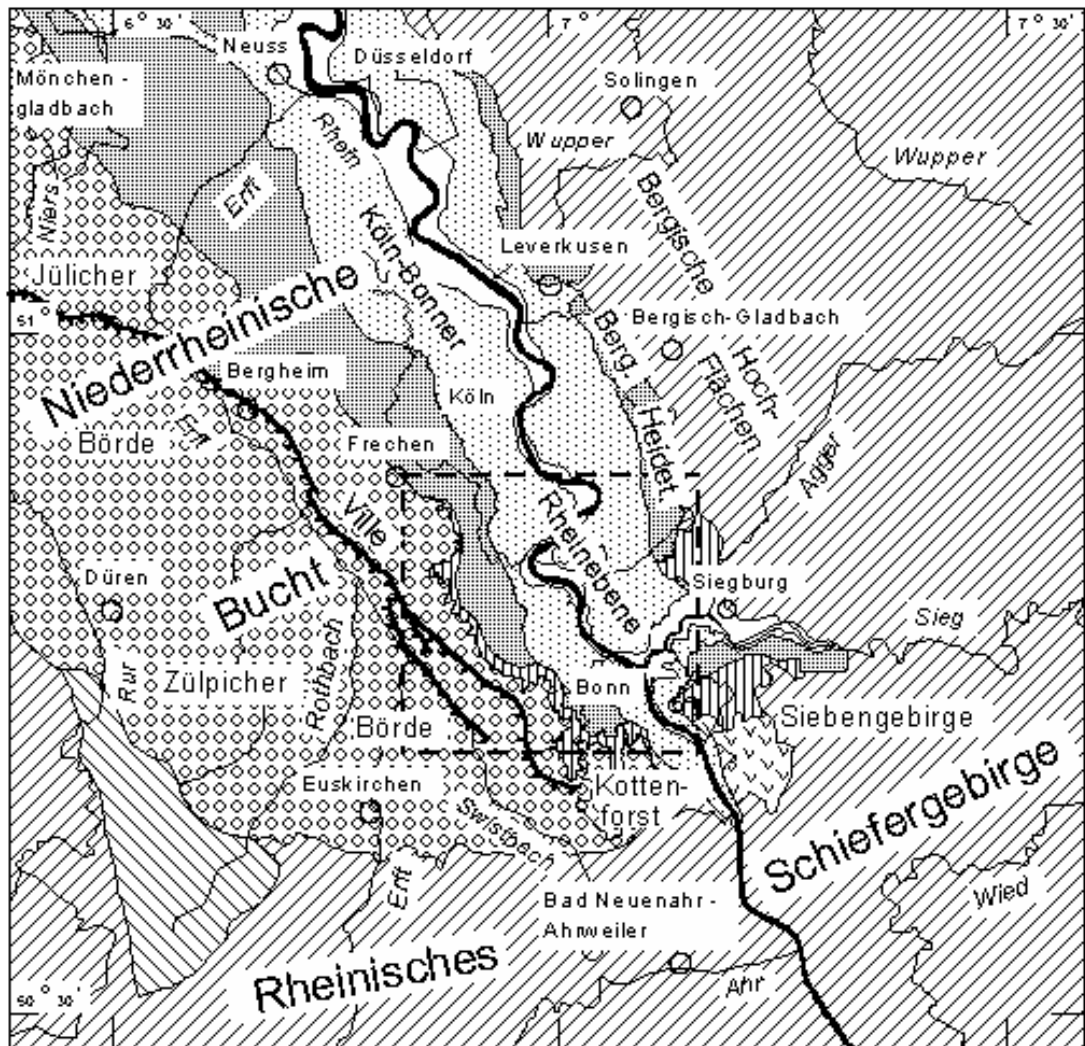


Abb. 1 Lage des Arbeitsgebietes (zusammengestellt aus geologischen Karten, BRUNNACKER et al. 1978a, KLOSTERMANN 1992, KlimaAtlas 1960, HERMES & MÜLLERMINY 1974, GLÄSSER 1978, SCHAAKE 1983 und Ergebnis dieser Arbeit, und vereinfacht)

gliedert wird (SCHAAKE 1983). Die Ville, die Köln-Bonner Rheinebene und die Bergischen Heideterrassen werden als Kölner Bucht bezeichnet (HERMES & MÜLLERMINY 1974), obwohl im Klimaatlas (1960) nur die Köln-Bonner Rheinebene zur Kölner Bucht gezählt wird.

Die Ville befindet sich im Westen des Arbeitsgebietes als eine von Südosten nach Nordwesten ziehende schmale, horstartige Hochfläche zwischen der Köln-Bonner Rheinebene und der Zülpicher Börde. Die Oberfläche der Ville wird hauptsächlich von Hauptterrassen geprägt und nur auf kleineren Flächen von Löß bedeckt. Der östliche Abhang der Ville, das sog. Vorgebirge, der „durch rückschreitende Erosion kaltzeitlicher und rezenter Bäche außerordentlich stark aufgelöst und zerlappt ist“ (FRÄNZLE 1969), wird der Ville zugerechnet.

Der südwestliche Teil des Arbeitsgebietes gehört zur Zülpicher Börde, die aus einem Teil der Erft-Scholle besteht und durch die steile, westliche Flanke der Ville zum Swistbach an den tiefgreifenden Randstörungen von der Ville begrenzt wird. Die Landschaft wird hauptsächlich von den Hauptterrassen mit bis zu sechs Meter mächtigen Deckschichten von Löß geprägt.

Die Köln-Bonner Rheinebene nimmt den größten Teil des Arbeitsgebietes ein. Sie lässt sich weiter in folgende Untereinheiten gliedern: Linksniederrheinische Lößterrassenplatten, linksniederrheinische Niederterrasse, Rheinaue, Rechtsrheinische Niederterrasse, Siegburger Bucht und Godesberger Bucht (SCHAAKE 1983). Die linksrheinischen Lößterrassenplatten bestehen aus den linksrheinischen Mittelterrassen. Diese sind durch dicke Lößdeckschichten charakterisiert, die wie auf dem östlichen Abhang der Ville im Windschatten der Ville abgelagert worden sind. Die linksrheinischen und rechtsrheinischen Niederterrassen sind meistens durch Hochflutlehm und Hochflutsand bedeckt und bilden nach Norden leicht geneigte flache Ebenen, die zahlreiche von 2,5 bis 5 m Tiefe in ihre Oberfläche eingesenkte Spuren der ehemaligen Stromrinnen tragen (HERMES & MÜLLERMINY 1974). Zu den tiefsten Stellen des Arbeitsgebietes rechnet man die Köln-Bonner Rheinaue, die aus dem Hochflutbett des Rheins besteht und noch die Inselterrassen und die Stromrinne umfasst. Das Wesseling-Hochgestade wird auch dazu gezählt (HERMES & MÜLLERMINY 1974).

Die Siegburger Bucht befindet sich in der Siegniederung und bildet ca. 10 m tiefere Stellen als die in der Umgebung liegenden Oberflächen der Niederterrassen und Mittelterrassen. Das Landschaftsbild der rechtsrheinischen Niederterrassen und der Bergischen Heidenterrassen wird durch sie unterbrochen. Die Godesberger Bucht, die noch zur Niederrheinischen Bucht gezählt und ab Rolandswerth nach Norden gerechnet wird, befindet sich in dem noch schmalen Rheintal mit den Niederterrassen.

Das Arbeitsgebiet greift im Osten auf die Bergischen Heidenterrassen über und nähert sich mit allmählichen Anhebungen der Höhen an den markanten Rand des Bergischen Höhenlandes und bildet die Grenze an die Bergischen Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges. Die Bergischen Heidenterrassen des Arbeitsgebietes werden nördlich der Sieg in Wahner Heidenterrasse und Paffrath-Altenrather Heidenterrasse untergliedert (HERMES & MÜLLERMINY 1974) und verbreiten sich südlich der Sieg von Hennef-Geistingen bis zur Hangelarer Heide (SCHAAKE 1983). Die Wahner Heidenterrasse nimmt im großen Teil das Gebiet der rechtsrheinischen Mittelterrasse nördlich von der Sieg ein. Der aus mittelpleistozänen fluviatilen Sedimenten des Rheins aufgebaute Terrassenkörper und die meistens aus Flugsand und Dünen bestehenden Deckschichten der Wahner Terrasse bilden mit dem bis zu 10 m hohen Steilrand über die Niederterrassen eine stufenförmig erhobene Platte (HERMES & MÜLLERMINY 1974), die von etwa 70 bis 80 m NN im Süden auf 60 bis 80 m NN im Norden geneigt ist. Flache Bachmulden, Wald und Heide prägen das charakteristische Landschaftsbild der Region (HERMES & MÜLLERMINY 1974).

Nach Osten geht die Wahner Heidenterrasse in die Paffrath-Altenrather Heidenterrasse über, die am Fuß des Bergischen Berglandes des Rheinischen Schiefergebirges liegt und geomorphologisch zur Niederrheinischen Bucht gezählt wird (GLÄSSER 1978). Ihr höchster Punkt im Arbeitsgebiet liegt im Süden auf dem Telegraphenberg östlich von Spich bei 134,5 m NN, während die höchste Höhe im Norden auf 104 m NN östlich des Köln-Bonner Flughafens sinkt. Der zum Teil von Flugsand bedeckte Untergrund besteht z.T. aus zutage tretenden gefalteten Devongesteinen und flachliegenden, z.T. tonigen Tertiärschichten und stellt eine durch ein System von Randverwerfungen gegen die Niederrhei-

nische Bucht abgesunkene, schmale Staffel des Grundgebirges dar (HERMES & MÜLLERMINY 1974).

Im Südosten werden die Gebiete an den beiden Seiten der Godesberger Bucht naturräumlich nicht einheitlich bezeichnet. Während bei naturräumlicher Gliederung im Klimaatlas (1960) das linksrheinische Gebiet noch als die Ville und das rechtsrheinische als Vorderwesterwälder Hochflächen und Rhein-Westerwald des Westerwaldes bezeichnet wird, wird das gleiche linksrheinische Gebiet nach der naturräumlichen Gliederung im Rhein-Sieg-Kreis (SCHAAKE 1983) zu den Rhein-Ahr-Terrassen und das gleiche rechtsrheinische zu dem Pleiser Hügelland und dem Siebengebirge des Unteren Mittelrheingebietes gezählt. Die Rhein-Ahr-Terrassen bestehen im Norden aus dem Kottenforst und im Süden aus dem Drachenfels Ländchen und stellen einen Übergangsraum zwischen der Niederrheinischen Bucht und der östlichen Eifel dar. Das Pleiser Hügelland besteht zum großen Teil aus dem tertiären, sandigen, tonigen und tuffigen Untergrund mit Lößdeckschichten und enthält noch kleine Flächen von Rhein- und Siegterrassen (KNUTH 1922, 1923). Es wird als ein Übergangsraum zwischen der Niederrheinischen Bucht und dem devonischen Gebirge dargestellt. Die Landschaft des Siebengebirges wird durch die zahlreichen, charakteristischen Vulkankuppen aus Laven und Tuffen geprägt.

Von der linksrheinischen hohen Lage der Ville im Westen mit dem höchsten Punkt im Süden bei 169 m NN und mit dem höchsten Punkt im Nordwesten westlich von Hürth bei 120 m NN, und von der rechtsrheinischen hohen Lage im Osten mit dem höchsten Punkt im Südosten östlich von Bonn-Beuel bei 151 m NN und dem höchsten Punkt im Nordosten östlich des Köln-Bonner Flughafens bei 104 m NN greift das Arbeitsgebiet zum großen Teil stufenförmig über mehrere, unterschiedliche Verebnungsflächen der Terrassen in die in der Mitte liegende Köln-Bonner Rheinaue hinab, deren Höhe im Süden ca. bei 52 m NN und im Norden auf dem Weißer Bogen bei 45 m NN liegt. Die unterschiedlichen Terrassen bewirken aufgrund der einheitlich hebenden tektonischen Bewegungen der Kölner Bucht mit dem umgebenden Rheinischen Schiefergebirge seit der Schaffung der Mittelterrassentreppe (BOENIGK 1995) die charakteristische morphologische Ausbildung der Terrassentreppe mit deren im großen Teil



mehr oder weniger flachen Oberflächen, während einige Hauptterrassen auf der Ville und an ihrer westlichen Seite und die Mittleren Mittelterrasse im Arbeitsgebiet aufgrund anderer Sedimentationsfaktoren, z.B. der andauernd absinkenden tektonischen Bewegungen (QUITZOW 1956) oder der Schwankungen des Meeresspiegels der Nordsee (KLOSTERMANN 1992), in überlagerten Stellungen liegen. Trotz der morphologischen Oberflächengestalten, die mit dem Terrassenbau im Untergrund im engen Zusammenhang stehen, weichen die Geländeoberflächen in vielen Stellen von den Oberflächen der Terrassen sehr stark ab, was z.T. auf die unterschiedlichen Mächtigkeiten und Aufbau der Deckschichten, wie z.B. Löß, z.T. auf die Morphologie verändernde Wirkung kleiner Bäche oder z.T. auf anthropogene Aktivitäten, wie z.B. Ackerbau, Werkbau, Straßen- bzw. Häuserbau, zurückzuführen ist (vgl. BRUNNACKER et al. 1978a).

### **Gewässernetz**

Der Rhein bildet das große Zentrum des Gewässernetzes, in das alle oberirdisch bzw. unterirdisch abfließende Wassermengen des Arbeitsgebietes direkt oder indirekt zuströmen. Er tritt beim Rheinkilometer 649 in das Arbeitsgebiet ein und verläßt das Arbeitsgebiet beim Rheinkilometer 683. Damit beträgt die Länge der Laufstrecke des Rheins im Arbeitsgebiet 34 Stromkilometer. Er weist im Bereich des Zentrums der Stadt Bonn bei Rheinkilometer 655 eine Höhe von 46 m NN (mittlere Wasserspiegelhöhe) und beim Verlassen des Arbeitsgebietes bei Rheinkilometer 683 eine Höhe von 39,5 m NN auf. Die Abschnitte des Rheins sind von Süden des Arbeitsgebietes bis zur Siegmündung als vorherrschend unverzweigter, gestreckter, kiesgeprägter Strom des Tieflandes, und von der Siegmündung bis zum Nordrand des Arbeitsgebietes als vorherrschend unverzweigter, schwach gewundener, kiesgeprägter Strom des Tieflandes bezeichnet (LUA NRW 2003). Diese Stromabschnittstypen stellen charakteristische Eigenschaften des Rheins dar in Bezug auf gewässermorphologische, -hydrologische und -ökologische Grundlagendaten, z.B. Anzahl der Gerinne, Windungsgrad, Talform, Längs- bzw. Querprofil, Sohlsubstrat, Sohlen- bzw. Uferstruktur, Abflussverhalten und Großlandschaft. Der Rhein behält noch bis zur Mitte des Arbeitsgebietes im wesentlichen die Fließrichtung und Laufform im

Bezug auf den Lauftyp und den Windungsgrad vom Unteren Mittelrhein. Stromabwärts sind die Veränderungen des Rheins deutlich zu erkennen.

Zu den größeren Nebenflüssen und -bächen werden die Sieg, die Erft und der Swistbach gezählt. Die Sieg tritt im Osten dem variszischen Streichen folgend in das Arbeitsgebiet ein und fließt dem Vorfluter Rhein zu. Der Swistbach, der im Südwesten des Arbeitsgebietes die Bruchlinie zwischen der Erft-Scholle und der Ville und den steilen westlichen Abhang der Ville entlang auf der Erft-Scholle fließt, mündet noch im Arbeitsgebiet in die Erft. Die ebenfalls an der westlichen Seite der Ville die Bruchlinie entlang fließende Erft berührt noch den südwestlichen Teil des Arbeitsgebietes.

Zahlreiche kleine Bäche sind besondere Merkmale des Arbeitsgebietes. Sie stammen teils aus den in Osten, Süden und Westen an den drei Seiten umgebenden Hochflächen oder entspringen teils im östlichen Hang des Arbeitsgebietes auf der Paffrath-Altenrather Heideterrasse und teils auf dem östlichen Abhang der Ville. Sie fließen der örtlichen Neigung des Reliefs folgend zum Rhein periodisch oder dauernd. Sie versickern meistens auf den Niederterrassen, z.T. auch auf den umliegenden Mittelterrassen aufgrund der porösen Eigenschaften der Deckschichten aus Flugsand, Dünen, Hochflutlehm oder –sand und des Terrassenuntergrundes aus Kies und Sand und des im allgemein tiefen Grundwasserspiegels in Niederterrassen. Nur einige Bäche erreichen den Rhein oberirdisch. Dazu gehören linksrheinisch der Rheindorfer Bach und rechtsrheinisch der Vilicher Bach im Gebiet der Stadt Bonn.

### **Klima**

Das Arbeitsgebiet liegt in der ständig feuchten, gemäßigten Klimazone nach der globalen Klimagliederung CREUTZBURGS (in: BLÜTHGEN & WEISCHET 1980) und gehört nach der klimaräumlichen Einteilung zum großen Teil zum Klimabezirk Niederrheinische Bucht (Klimaatlas 1960). Diese wird mit dem ausgeprägten maritimen Charakter, z.B. der verhältnismäßig geringen jährlichen Temperaturschwankungen, zur ozeanischen Klimazone gezählt (LOEWEN 1974). In der Niederrheinischen Bucht beträgt der Temperaturunterschied zwischen dem

wärmsten und dem kältesten Monat  $16^{\circ}\text{C}$ , was sich aus dem durchschnittlichen Monatsmittel der Lufttemperatur im Juli bei  $17,0$  bis  $18,0^{\circ}\text{C}$  und im Januar bei  $1,0$  bis  $2,0^{\circ}\text{C}$  ergibt (Klimaatlas 1960). Mit einer mittleren Jahrestemperatur von  $9,5^{\circ}\text{C}$  gehört die Niederrheinische Bucht zu den wärmsten Gebieten Westdeutschlands (SCHAAKE 1983). In der Niederrheinischen Bucht liegen die mittleren Jahressummen des Niederschlags zwischen  $550$  und  $900$  mm pro Jahr (Klimaatlas 1960).

Die Zülpicher Börde wird als Wind- und Regenschatten der Nordeifel mit einem Wert von  $550$  bis  $700$  mm pro Jahr zu dem regenarmen Voreifelgebiet gezählt (SCHAAKE 1983), während die Ville und die Köln-Bonner Rheinebene mit einem Wert von  $600$  bis  $700$  mm etwas höhere mittlere jährliche Niederschläge aufweisen. Die Bergischen Heideterrassen zeigen aufgrund der stetig zunehmenden Höhe nach Osten in die Bergischen Hochflächen und der dadurch bedingten Stauwirkung der hauptsächlich durch den Westwind von Atlantik nach Deutschland einströmenden Luftmassen mit einem mittleren jährlichen Niederschlag von  $700$  bis  $900$  mm pro Jahr einen deutlichen Übergangscharakter von der Niederrheinischen Bucht zu den Bergischen Hochflächen (Klimaatlas 1960).

Linksrheinisch weisen im Süden des Arbeitsgebietes Rhein-Ahr-Terrassen aufgrund der klimatischen Auswirkung der Lage im Lee der Eifel einen niedrigen mittleren Niederschlag zwischen  $550$  bis  $650$  mm pro Jahr auf (SCHAAKE 1983), während rechtsrheinisch südlich der Sieg das Pleiser Hügelland als der nördliche Teil der Vorderwesterwälder Hochflächen etwas höhere mittlere Niederschläge zwischen  $750$  bis  $800$  mm pro Jahr aufweisen (Klimaatlas 1960). Als ein Übergangsraum zwischen der Niederrheinischen Bucht und dem devonischen Gebirge zeigt das Pleiser Hügelland ein charakteristisches mildes Klima (SCHAAKE 1983).

## **2. Geologie des Arbeitsgebietes**

### **2.1. Regionalgeologischer Überblick**

#### **2.1.1. Tektonische Struktur und Gliederung der Niederrheinischen Bucht im Überblick**

Das Arbeitsgebiet befindet sich zum größten Teil in der südlichen Niederrheinischen Bucht (Abb. 1). Nur ein kleiner Teil im Südosten nimmt das Mittelrheingebiet ein. Die Niederrheinische Bucht ist ein im Tertiär und Quartär tektonisch abgesunkenes Gebiet (FLIEGEL 1922, QUIRING 1926, QUITZOW 1954, 1959, 1966, QUITZOW & VAHLENSIECK 1955, AHORNER 1962, TEICHMÜLLER 1958, 1974, VINKEN 1988). In der südlichen Niederrheinischen Bucht, deren nördliche Grenze durch die Linie Aachen – Jülich – Grevenbroich – Dormagen markiert wird (GLIESE 1971), ist das Rheinische Schiefergebirge als eine keilförmige Bucht tektonisch abgesunken und liegt unter mächtigen tertiären und quartären Sedimenten begraben. Die Niederrheinische Bucht wird im Südwesten durch die westlichen Randstaffeln von der Eifel begrenzt (FLIEGEL 1922). Der Ostrand wird durch Randverwerfungen am Bergischen Land gebildet, durch die das devonische Grundgebirge als eine schmale Staffel gegen die Niederrheinische Bucht abgesunken ist (FLIEGEL 1922, SCHNEIDER 1969, PASCALY 1975). Die nördliche Niederrheinische Bucht mit deren nördlichen Grenzlinie Roermond – Krefeld – Duisburg (GLIESE 1971) geht nach Norden in das niederrheinisch-niederländische Tiefland über. Die Absenkung der Niederrheinischen Bucht wird über den Niederländischen Zentralgraben in den zentralen Nordsee-Graben fortgesetzt. Die Niederrheinische Bucht gehört damit zu einem Teilgebiet der Mittelmeer-Mjösen-Zone (STILLE 1925) bzw. des Mittelmeer-Rhein-Nordsee-Grabens (AHORNER 1970, TEICHMÜLLER 1974, ORTLAM 1981, ILLIES & BAUMANN 1982, ZIEGLER 1994), der als eine überregionale Rift-Struktur mit dem zentralen Riftsystem des nördlichen Atlantischen Ozeans verbunden ist. Die Entwicklung des Mittelmeer-Rhein-Nordsee-Grabens wird als das europäische känozoische Riftsystem durch die Wechselwirkung zwischen der Eurasiatischen und Afrikanisch-Arabischen Platte gesteuert (ZIEGLER 1994). Die tektonischen Bewegungen des Niederrheins wurden und werden noch heute durch eine Nord-west-Südost gerichtete Kompressionsbeanspru-

chung aktiviert (AHORNER 1970, 1975). Der tertiäre und quartäre Beanspruchungsplan wird von der Öffnung der mittelatlantischen Spalte seit dem Eozän (sea floor spreading) in der Norwegen-Grönland-See und der Alpenfaltung beeinflusst (KLOSTERMANN 1983).

Die Niederrheinische Bucht ist von überwiegend NW – SE streichenden, zum Teil heute noch aktiven großen Bruchlinien, die ausschließlich aus Abschiebungen bestehen, in verschiedene leistenförmige Bruchschollen zerteilt. Diese bestehen aus Kölner, Erft-, Rur-, Krefelder und Venloer Scholle. Die Erft-Scholle liegt zentral in der südlichen Niederreinhischen Bucht. Die durch den antithetischen Schrägschollenbau gekennzeichnete Erft-Scholle weist eine Kippung nach NE auf (VOGLER 1959, DÜRO et al. 1977). Aufgrund der Kippung ist die Unterfläche der tertiärzeitlichen Schichtenfolge am Ostrand der Erft-Scholle bis zu 1200 m unter dem Meeresspiegel abgesunken (HAGER & PRÜFERT 1988). Das Senkungszentrum liegt dort, wo die Eifeler Nord-Süd-Zone und das NW-SE verlaufende Senkungsgebiet der Niederrheinischen Bucht zusammentreffen (TEICHMÜLLER 1974). Die Erft-Scholle wird im Norden durch eine tektonische Hochzone abgeschlossen, die eine von E nach W verlaufende Querschwelle in der Mitte der Niederrheinschen Bucht darstellt und in deren Zentralpartie der Horst von Jackerath liegt (QUITZOW 1966). Sie stellt die nordwestliche Fortsetzung der Hochfläche der Ville dar und geht über den Wassenberger und Brüggen-Erkelenzer Horst ins Peelgebiet (ehem. Peelhorst) über (QUITZOW & VAHLENSIECK 1955).

Die ebenfalls antithetisch nach NE geneigte Rur-Scholle wird in Süden durch den Rövenicher Sprung und Rur-Randsprung von der Erft-Scholle und im Nordwesten durch den Peel-Randbruch von dem Peelgebiet der Venloer Scholle getrennt (QUITZOW & VAHLENSIECK 1955, GELUK et al. 1994, VAN DEN BERG 1994). Sie geht in den Niederländischen Zentralgraben über (Roer Valley Graben, QUITZOW 1966, ZIEGLER 1994).

Im Gegensatz zu den westlichen Schollen sind die östlichen Schollen (Kölner und Krefelder Scholle) durch einen überwiegend synthetischen und gering geneigten Schollenbau charakterisiert (HAGER 1981). Sie sind weniger stark ab-

gesunken und deshalb flachgründig (TEICHMÜLLER 1958, HOYER 1971, 1978). Sie stellen eine Hochscholle dar und zeigen eine Kippung nach Norden (QUIRING 1926). Die Kölner Scholle ist in der Südlichen Niederrheinischen Bucht durch das Erft-Sprung-System und das Swist-Sprung-System (QUITZOW 1954, AHORNER 1962) von der Erft-Scholle getrennt. Die Kölner Scholle lässt sich in den westlichen Höhenrücken der Ville und die Kölner Bucht gliedern, die hauptsächlich infolge der fluviatilen Abtragungen eine morphologisch tiefere Oberfläche als die der Ville bildet (FLIEGEL 1922). Die Kölner Scholle wird durch zahlreiche Sprünge in weitere kleine Schollen und Horste zerlegt (FLIEGEL 1931a, 1931b, DIESEL & GROSSSTEINBECK 1962, PASCALY 1975). Die Krefelder Scholle bildet die nördliche Fortsetzung der Kölner Scholle und ist durch das Krefelder Gewölbe des variszischen Unterbaus gekennzeichnet, in dem die Faltenachsen des variszischen Gebirges deutlich ansteigen (HOYER 1971, 1978, WREDE & HILDEN 1988). Durch das Krefelder Gewölbe wurden die junge Bruchschollentektonik der Niederrheinischen Bucht und der Lauf des Niederrheins wesentlich beeinflusst (TEICHMÜLLER 1974). Die Venloer Scholle ist durch das Viersener Sprungsystem von der Krefelder Scholle getrennt und bildet das Zwischenstück zwischen dem Niederländischen Zentralgraben und der Krefelder Scholle, das antithetisch nach E hin eingekippt ist (KLOSTERMANN 1983). Der Bauplan und die Bewegung der Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht stehen mit dem variszischen Unterbau im engen Zusammenhang (AHORNER 1962, TEICHMÜLLER 1974, GLIESE & HAGER 1978, HAGER 1981).

### **2.1.2. Zeitlicher Ablauf der tektonischen Bewegungen der Niederrheinischen Bucht im Überblick**

Das europäische känozoische Riftsystem begann sich während des Mittel- und Obereozäns am Vorland der Alpen zu entwickeln und setzte sich während des Oligozäns nordwärts und südwärts fort (ZIEGLER 1994). Im Mittel- und Oberoligozän erreichte das Riftsystem den Niederländischen Zentralgraben (Roer Valley Graben) (ZAGWIJN 1989, GELUK 1990). Die Niederrheinische Bucht begann im Oligozän einzubrechen und bildet ein Schollenbruchgebiet innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges (FLIEGEL 1922, AHORNER 1962).

Erste Hinweise auf Horizontalbewegungen von Teilschollen innerhalb der Niederrheinischen Bucht traten in Rupelium des Peelgebietes und damit früher als der Beginn der bruchtektonischen Absenkung der Niederrheinischen Bucht in Chattium auf (KLOSTERMANN 1983). Verstärkte tektonische Absenkungen werden im Oberoligozän (Chattium) am Westrand der Venloer Scholle und im Ostteil des Niederländischen Zentralgrabens am Peelrandbruch beobachtet (KLOSTERMANN 1983). Auf der Erft-Scholle fanden die ersten tektonischen Bewegungen im Oberoligozän statt (ZAGWIJN 1989).

Während der Hauptflözbildung im Miozän ließ die tektonische Absenkung der Niederrheinischen Bucht nach (GLIESE & HAGER 1978, HAGER 1981). Die Relativ schnelle Absenkung des Roer Valley Grabens während des Oligozäns wurde auch während des Miozäns langsamer (ZIJERVELD et al. 1992). Nach der Hauptflözbildung sank die Erft-Scholle schneller ab. Die Ausdehnung der Erdkruste verursachte auch die Kippung der einzelnen Schollen (TEICHMÜLLER 1974). Die Hauptbewegungen der Kippung der Erft-Scholle nach NE fanden sich im Obermiozän und Oberpliozän und setzten sich im Pleistozän fort (VOGLER 1959).

Ab der Wende Obermiozän/Plioizän ist eine Bruchtektonik mit einer relativen Hebung der Kölner Scholle nachzuweisen (DOLEZALEK 1966, 1968, GLIESE 1977). Die geringe Absenkung bzw. relative Hebung der Kölner Scholle ist auf die tektonische Wirkung des Krefelder Gewölbes der Krefelder Scholle im Norden zurückzuführen (HOYER 1971, 1978).

Während des Plioizäns steigerte sich die tektonische Aktivität der Venloer Scholle, was vermutlich auf ein Anwachsen der Aktivität der mittelatlantischen Spalte zurückzuführen ist (KLOSTERMANN 1983). Die Absenkungsrate des Roer Valley Grabens beschleunigte sich während des Plioizäns und des Pleistozäns (ZIJERVELD et al. 1992). Aufgrund der nebeneinander aufgetretenen Horizontal- und Vertikalbewegungen erreichte die tertiäre tektonische Aktivität im Plioizän ihren Höhepunkt (KLOSTERMANN & KREMERS & RÖDER 1998, KLETT 2000). An der Wende Plioizän/Pleistozän fand wieder eine recht kräftige Bruchbewegung an den schon bestehenden Störungslinien statt, die mit einer

erheblichen synorogenen Hebung des Gesamtgebietes verbunden ist (QUITZOW & VAHLENSIECK 1955).

Während des Quartärs setzten sich die tektonischen Bewegungen fort. Verstärkte Bewegungen während der unteren Mittelterrassenzeit am Peelrandbruch und die Fortsetzung der Kippung der Teilschollen des Viersener Sprungsystems in östlicher Richtung während der Tegelenzeit wurden beobachtet (KLOSTERMANN 1983). Die Verwerfungen am Ostrand der Niederrheinischen Bucht zeigen keine eindeutige Merkmale junger Bewegung mehr und weisen auf das Ende ihrer Ausbildung vor Abtragung der Hauptterrasse hin (QUITZOW & VAHLENSIECK 1955). Die bedeutendsten Sprungsysteme wie Erft- und Rurandsprung im Süden der Niederrheinischen Bucht und der Viersener und der Peelrandsprung im Norden werden als fortlebende Verwerfungen bezeichnet, an denen im Quartär Bruchschollenbewegungen stattgefunden haben (FLIEGEL 1922, BREDDIN 1929, 1930, QUITZOW & VAHLENSIECK 1955, AHORNER 1962, HOYER 1971, 1978, KLOSTERMANN & KREMERS & RÖDER 1998). Rezente tektonische Bewegungen an den Verwerfungen sind durch die aktive Erdbebenstätigkeit zu bemerken (AHORNER 1968, 1970, 1983, 1992, AHORNER & BAIER & BONJER 1983, GELUK 1990).

### **2.1.3. Paläogeographische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht und Übersicht der Schichtenfolge**

Die Nordsee war im Tertiär mehrmals von Norden her in das niederrheinisch-niederländische Gebiet eingedrungen. Die Küstenlinien verlagerten sich durch neun große Zyklen von Transgressionen und Regressionen (GRAMANN & KOCKEL 1988). Durch unterschiedliche Verschiebungen der Küstenlinien entstanden im Norden vollständig marine Faziesbereiche und im Süden kontinentale (VON DECHEN 1884, ZAGWIJN & DOPPERT 1978). Die mittleren Bereiche sind durch Verzahnungen der beiden Faziesbereiche gekennzeichnet. Die Sedimentausbildung wurde im Tertiär im wesentlichen durch tektonische Entwicklungen, Meeresspiegel- und Wassertemperaturschwankungen gesteuert (HAGER & PRÜFERT 1988).



Im Unterpaläozän (Dan) wurde das Gebiet im Norden überflutet (GRAMANN & KOCKEL 1988, HAGER & PRÜFERT 1988) und die kalkigen Ablagerungen wurden letztmalig im Gebiet abgelagert (Schichten von Houthem, Hückelhovener Schichten, HAGER 1988, HAGER & PRÜFERT 1988). Seit dem Oberpaläozän (Thanet) wurden die Sedimente des niederrheinischen Tertiärs (Brückerheide-Schichten, Sand von Heers, Ton von Landen, Antweiler Schichten) durch unverfestigte Sande und Tone charakterisiert (HAGER & PRÜFERT 1988).

Während des Eozäns erreichte die Transgression der Nordsee maximal die Ausdehnung des Meeres im Paläozän aber beschränkte sich im großen Teil im zentralen Bereich des NW europäischen Beckens in den Niederlanden und am Rande der heutigen niederländischen Küsten (GRAMANN & KOCKEL 1988, ZAGWIJN 1989). Das Niederrheingebiet blieb größtenteils Festland und wurde durch Schichtlücken (HAGER 1988) und tiefgründige Verwitterung charakterisiert (HAGER & PRÜFERT 1988).

Während des Unteroligozäns erreichte der Vertiefungsvorgang der Nordsee, der sich seit dem Paläozän entwickelte, das Niederrheingebiet und dieses entwickelte sich von diesem Zeitpunkt zu einem Senkungsraum (HAGER & PRÜFERT 1988). Die Absenkungsschemata seit dem Oligozän unterscheiden sich sehr von den früheren Zeiten und zunächst wurde ein großes, flaches Becken geformt, das sich über die vorherigen hohen Gebiete der zentralen Niederlande verbreitete und in die Niederrheinische Bucht vordrang (ZAGWIJN 1989). Die tektonischen Verwerfungen spielten noch keine Rolle (ZAGWIJN 1989). Durch diese Transgression wurde eine Meeres-Verbindung zwischen der Nordsee und dem Oberrheingraben zum erstenmal im Tertiär durch die Hessische Senke bzw. den Leine-Graben und östliche Seite des Rheinischen Schiefergebirges hergestellt (GRAMANN & KOCKEL 1988, ZIEGLER 1994). In dieser Zeit wurden die marinen Ratheimer Schichten und die Gereonsweiler Schichten der Tongeren-Formation auf der nordwestlichen Rur-Scholle abgelagert (HAGER 1988). Diese unteroligozänen Sedimente wurden während der anschließenden Regressionsphase im großen Teil des Gebietes zum Teil oder vollständig durch Abtragungen ausgeräumt (GRAMANN & KOCKEL 1988).

Während des Mitteloligozäns und frühesten Oberoligozäns (Rupel/Eochatt) stieg der Meeresspiegel weltweit und zum zweiten Mal wurde die Meeresverbindung zwischen der Nordsee und dem Oberrheingraben durch die Hessische Senke hergestellt (GRAMANN & KOCKEL 1988), die durch den Rhone-Graben das Mittelmeer erreichte (MURAWSKI et al. 1983). Während dieser Transgression lagerten zunächst Sand von Berg in den Niederlanden ab und bei der syn-genetischen Formung der Niederrheinischen Bucht ingredierte das Rupelische Meer südostwärts bis in die Gegend von Köln und Bonn (GRAMANN & KOCKEL 1988, ZAGWIJN 1989, QUITZOW 1971, 1978b). In der Niederrheinischen Bucht kamen Walsumer Meeressande, der Ratinger Ton und die mit Ton von Boom in den Niederlanden und Belgien vergleichbaren Lintforter Schichten der Rupelformation zur Ablagerung (HAGER 1988, BREDDIN 1931, TEICHMÜLLER 1958). Im Oberoligozän (Chatt) sank der globale Meeresspiegel abrupt (VAIL & HARDENBOL 1979, VAIL & MITCHUM & THOMPSON 1977), so dass die Periode des seit der Kreidezeit andauernden hohen Meeresspiegel-niveaus beendet worden war und in der Folgezeit kurzfristige Meeresspiegel-schwankungen erfolgten (HAGER & PRÜFERT 1988). Ab dem Oberoligozän (Chatt) lagerten die marinen Grafenberger Sande über die Lintforter Schichten im nordwestlichen Teil der Rur-Scholle, welche nach Südosten allmählich durch die nicht marinen Kölner Schichten (Unterflözgruppe) abgelöst werden (HAGER 1988, TEICHMÜLLER 1958). Während des Oberoligozäns (Chatt) und des Unter-miozäns (Aquitän und Burdigal) lagerten die Kölner Schichten in der Erft-, Rur- und Kölner Scholle, als Marinen- und Deltaabsätze mit eingelagerten Braunkohlenflözen (Flöze IV – I, Kerpen und Morken II) ab, die nach Südosten von nicht marinen Tonen abgelöst werden (HAGER 1988). Im Süden der Niederrheinischen Bucht bestehen marine Küstensande aus Braunkohlensanden, deren Quarzkörner oft von kolloidalen Humusstoffen umhüllt und daher braun gefärbt sind (TEICHMÜLLER 1958). Ein Vorläufer der Sieg aus Südosten lagerte feinkörnig zersetzten Verwitterungsschutt aus dem sich langsam hebenden Rheinischen Schiefergebirge in die absinkende Niederrheinische Bucht in Form eines Deltas ab (HAGER & PRÜFERT 1988). Die Kölner Schichten werden gegen Nordwesten der niederländischen Zentralgraben durch den marinen Ton der Veldhoven-Schichten des Oberoligozäns und marine Schichten von Breda-Formation des Unter-miozäns abgelöst (HAGER 1988, UTESCHER & MOS-

BRUGGER & ASHRAF 2002). Die äquivalenten Grafenberger Schichten und die Schichten von Veldhoven stellen eine küstenfernere Fazies dar (HAGER & PRÜFERT 1988). Gegen Ende des Oligozäns dehnte sich die Nordsee am weitesten nach Süden aus (GLIESE 1971: Schicht Sand 2, HAGER & PRÜFERT 1988). Diese maximale Transgression mit der randlichen Überflutung des umgebenden paläozoischen Untergrundes entspricht höchst wahrscheinlich dem globalen Anstieg des Meeresspiegels im Oberoligozän (Chatt 3, 26,5 Ma) mit dem gleichzeitigen globalen Anstieg der Temperatur (UTESCHER & MOSBRUGGER & ASHRAF 2002).

Während des Miozäns lagen die Küstenlinien in der Mitte der Niederrheinischen Bucht (QUITZOW 1971, 1978b). In der Zeit des Unter- zum Mittelmiozäns fand eine Regression statt und die Küstenlinien verlagerten sich nach Westen (ZAGWIJN 1989). Die vom küstennahen Tiefland besetzten Gebiete vergrößerten sich beträchtlich, insbesondere während des frühen und des mittleren Abschnitts des Obermiozäns (ZAGWIJN 1989). Während der Zeit entstanden Sumpfwälder und Waldmoore in weitflächigen, küstennahen flachen Seen und verlandenden Lagunen in der Niederrheinischen Bucht, was über lange Zeiträume zu Ansammlungen der Torfe und schließlich zur Entstehung des großen Braunkohlenvorkommens führte (HAGER & PRÜFERT 1988). Die Torfbildungen fanden hauptsächlich im paläogeographischen Faziesbereich statt, welcher von den terrestrischen Delta-Ablagerungen und den marinen Sedimenten geschützt worden war (TEICHMÜLLER 1958, HAGER & KOTHEN & SPANN 1981). Für Akkumulationen von Torfen spielte auch ein Grundwasseranstieg eine große Rolle (WÖLK 1934, HAGER 1981, HAGER & KOTHEN & SPANN 1981). Während des Unter-, Mittel- und Obermiozäns (der Stufe von Hemmoor, Reinbek und Langenfeld) kamen die Ville-Schichten (Hauptflözgruppe) zur Ablagerung, die im Nordwesten aus marinen Küstensanden bis Sanden des Deltas mit eingelagerten Braunkohlenflözen (Morken I, Frimmersdorf a, Frimmersdorf b, Garzweiler) bestehen (HAGER 1988, UTESCHER & MOSBRUGGER & ASHRAF 2002). Im Zentrum der Niederrheinischen Bucht enthält das Hauptflöz geringe oder keine nicht-kohlige Zwischenmittel. Auf der östlichen Erft-Scholle erreicht das Hauptflöz eine Mächtigkeit von bis zu 100 m (AHRENS & KARRENBERG 1951, GLIESE & HAGER 1978, HAGER 1986). Es wird nach Süd-

osten allmählich durch nicht marinen Ton abgelöst (HAGER 1988). Nach Nordwesten wird es durch marine Zwischenmittel Frimmersdorfer Sand und Neuraather Sand in oben erwähnten Teilflözen aufgespalten (AHRENS 1942, BRED-DIN 1950, 1952). Die miozäne warme Periode entspricht dem hohen Stand des globalen Meeresspiegels von dem späten Burdigal bis zum frühen Serravall (dem späten Hemmoor bis zum frühen Langenfeld, UTESCHER & MOSBRUGGER & ASHRAF 2002). Die Ville-Schichten befinden sich auf der Rur-, Erft-, Venloer und Kölner Scholle und verzahnen sich nach Nordwesten im zentralen Niederländischen Graben mit der marinen Breda-Formation und der nicht marinen Hexenberg-Formation (HAGER 1988). Während des Mittel- bis Obermiozäns wird angenommen, dass eine Meeresverbindung zwischen der Niederrheinischen Bucht und dem Oberrheingraben durch das Rheinische Schiefergebirge vorhanden war (GRAMANN & KOCKEL 1988). Während des späten Mittelmiozäns verlagerte sich die Küstenlinie weit nach Osten und am Ende der selben Periode fand die Regression statt (ZAGWIJN 1989).

Oberhalb der Ville-Schichten folgen die Indener Schichten (Oberflözgruppe), die während des Obermiozäns zur Ablagerung kamen (HAGER 1988). Im Nordwesten und im zentralen Teil der Niederrheinischen Bucht bestehen die Indener Schichten aus Küsten-, Delta- bis zu brackischen Sanden und Konglomeraten mit eingelagerten nicht marinen Tonen, während sie im Westen auf der Rur-Scholle aus Oberflözen (Flözen Friesheim, Kirchberg und Schophoven) mit eingelagerten nicht marinen Sanden und Tonen bestehen (HAGER 1968, 1988). Die westliche Verlagerung der Torfbildung auf die Rur-Scholle und die Beendigung der Bildung des Hauptflözes im zentralen Bereich der Niederrheinischen Bucht sind auf Setzungen des Hauptflöztorfes und Verlagerungen des damaligen Flusses vom Westrand der Bucht zum Hauptflözgebiet zurückzuführen, der verstärkte, klastische fluviatile Sedimente (Kies, Sand und Ton) auf der Moorfläche belastete und die klastische Fazies der Indener Schichten bildete (GLIESE 1977, HAGER 1968, 1981, 1986, GLIESE & HAGER 1978, HAGER & KOTHEN & SPANN 1981, HAGER & PRÜFERT 1988). Ferner ist es auch von tektonischen Bewegungen beeinflusst, wurde aber nicht von klimatischen Schwankungen ausgelöst (UTESCHER & MOSBRUGGER & ASHRAF 2002). Während des Obermiozäns verschob sich die Grenze zwischen den fluviatilen

und den marinen Ablagerungsgebieten nach NW (ZAGWIJN & DOPPERT 1978).

Die letzte tertiäre Transgression in das Nordseegebiet und in die Umgebung kann annähernd als Unterpliozän datiert werden und dadurch wurde das Gebiet im Norden überflutet (GRAMANN & KOCKEL 1988, ZAGWIJN 1989). Außerhalb dieses Gebietes befinden sich alle bekannten pliozänen Sedimente in nicht mariner Fazies der Kieseloolith-Formation, die aus Kiesen, fluviatilen Sanden, roten Sedimenten und Braunkohlen besteht (GRAMANN & KOCKEL 1988). Die pliozänen fluviatilen Ablagerungen verzahnen sich mit einer Serie von marinen Ablagerungen der Oosterhout-Formation in den Niederlanden (ZAGWIJN & DOPPERT 1978). Während des Pliozäns setzte sich die geologische Entwicklung der vorangehenden Periode in der südöstlichen Region der Niederrheinischen Bucht so fort, dass sich das Delta des Urrheins vergrößerte und das Ablagerungszentrum des niederländischen Zentralgrabensystems nach Nordwesten verschoben wurde (ZAGWIJN 1989). Alle tertiären Deckschichten der Braunkohle weisen auf einen Küstennahen-Ablagerungsraum hin, während Küstensedimente im Tagebau Fortuna in der höheren Rotton-Serie (Schicht 9B-C) erschlossen sind (BOENIGK 1978d, 1981), was auf eine kurzfristige Verlagerung der Küstenlinie der Nordsee in die innere Niederrheinische Bucht zurückzuführen ist (HAGER 1981). Im Gegensatz dazu war die Küste zur Zeit der Hauptkies-Serie und des Kiespaketes der unteren Reuver-Serie weiter nach Norden verschoben (BOENIGK 1978d). Deshalb ist für das Miozän und das Pliozän ein Küstenverlauf in der Niederrheinischen Bucht anzunehmen (BOENIGK 1981). Über den Indener Schichten liegen die Übergangsschichten zwischen Schicht 7 und 8 nach der Schichtenbezeichnung von SCHNEIDER & THIELE (1965) in der Ville, welche nach den petrographischen Merkmalen deutlich auf den Übergangscharakter der Schichten hinweisen (BOENIGK 1978d). Darüber folgt die Hauptkies-Serie (VOGLER 1959), die als Ablagerungen eines verwilderten Flusssystemes (BOENIGK 1978d, ABRAHAM 1994) einen deutlich verstärkten fluviatilen Charakter der Sedimentation aufweisen. Die schroffe fazielle Änderung an der Basis der Hauptkies-Serie ist auf Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen, aber nicht von klimatischen Änderungen kontrolliert (UTESCHER & MOSBRUGGER & ASHRAF 2002). In der Mitte der

Hauptkies-Serie wurde die Grenze zwischen dem Miozän und dem Pliozän bestimmt (HAGER 1981). Die Tonschichten (9A, 9C nach SCHNEIDER & THIELE 1965, HAGER 1977, 1981) der Rotton-Serie weisen als lakustrine Ablagerungen auf eine lagunäre Fazies hin, während die Schichten aus Kiesen und Sanden (9B) fluviatil abgelagert sind (BOENIGK 1978d, HAGER 1981). Der kiesige untere Abschnitt der Reuver-Serie (10) kam fluviatil zur Ablagerung und der den hangenden Abschluss der tertiären Braunkohlendeckschichten bildende obere tonige Abschnitt (11) weist auf eine lagunäre und Küstensumpf-Fazies hin (BOENIGK 1978d).

### **Grenze zwischen Tertiär und Quartär**

Die Grenze zwischen Tertiär und Quartär wird nach Beschluss des Internationalen Geologenkongresses (London 1948) durch geologische Ablagerungen des Quartärs im Profil Vrica-Calabrien in Süditalien definiert, die von glazialen Klima geprägt sind und durch starke Klima-Verschlechterungen auf der Nordhalbkugel der Erde veränderte Floren- und Faunengemeinschaften enthalten. Am Niederrhein entspricht diese international festgelegte Tertiär-/Quartär-Grenze dem jüngsten Teil des Tiglium-Komplexes (Tiglian) und ist daher für eine Grenzziehung in diesem Gebiet nicht gut geeignet (BOENIGK 1989). Die Tertiär-/Quartär-Grenze ist je nach Gebiet (z. B. in den Niederlanden oder in den osteuropäischen Ländern) oder je nach Autor nicht einheitlich definiert (VAN KOLFSCHOTEN & GIBBARD 1998, KEMNA 2005).

Am Niederrhein ist das Reuverium als jüngstes Pliozän aufgrund des pollenanalytischen, paläomagnetischen und Mollusken-faunistischen Übergang an der Grenze zwischen Reuverium C und dem Pleistozän und aufgrund des markanten petrographischen Wechsels und des Kleinsäuger-faunistischen Übergang im Reuverium B für eine regionale Grenzziehung gut geeignet (BOENIGK 1989). Als Typregion des Reuverium sind die Brüggen-Tegelen-Region, die Tagebaue Frechen und Fortuna der Ville-Region und der Tagebau Hambach im westlichen und mittleren Bereich der Erftscholle zu bezeichnen (VAN DER VLERK & FLORSCHÜTZ 1950, ZAGWIJN 1960, 1974a, 1998, BOENIGK 1989, WESTERHOFF & CLEVERINGA 1996, WESTERHOFF et al. 1998, HEUMANN &

LITT 2002, KEMNA 2005). Der jüngere Teil des Reuverium B von Schicht 11 (nach SCHNEIDER & THIELE 1965, HAGER 1981), der durch pleistozäne, instabile Schwerminerale Granat, Epidot-Gruppe und grüne Hornblende gekennzeichnet ist und daher der Tegelen-Formation zugerechnet wird, wird aufgrund der pliozänen Floren- und Faunengemeinschaften als Oebel-Schichten bezeichnet und als höchste pliozäne stratigraphische Einheit definiert (BOENIGK & FRECHEN 2006). Das Typprofil liegt in einer Tongrube in der Nähe von Brügg-Oebel und die Oebel-Schichten entsprechen dem Ton II (BOENIGK 1970) der Brügg-Reuver-Region, dem Ton A2 (BOENIGK & KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972) der Ville-Region und dem Ton III (BOENIGK 1970) in der Belfeld-Region (BOENIGK & FRECHEN 2006). Die Grenze zwischen Tertiär und Quartär liegt damit an der oberen Grenze des Reuverium mit einem paläomagnetisch bestimmten Alter von 2,4 Ma BP (BOENIGK & FRECHEN 2006), das etwas jünger als die Gauss/Matuyama-Grenze von 2,44 Ma BP ist (BOENIGK et al. 1974, BRUNNACKER & BOENIGK 1976, BOENIGK & KOČI & BRUNNACKER 1979) bzw. 2,58 Ma BP (CANDE & KENT 1995).

### Quartär

Im Quartär zog sich die Nordsee aufgrund deren allmählichen Einengung des südlichen Teils bis zur völligen Regression des Meeres aus dem Festland im frühen Mittelpleistozän zurück, was auf die epirogenetische Hebung oder Kippung des zentraleuropäischen Hinterlandes, die dadurch bedingte große Zunahme der Sedimentlieferung durch die Flüsse aus dem zentraleuropäischen Hinterland und durch ein veränderndes Schema der Senkungsgebiete zurückzuführen ist (ZAGWIJN 1974b, ZAGWIJN & DOPPERT 1978).

Im Quartär setzten sich die tektonische Bewegungen des Rheinischen Schiefergebirges und der Niederrheinischen Bucht fort, die im Tertiär eingesetzt hatten (QUITZOW 1956). Die unterschiedlichen Schollen der Niederrheinischen Bucht wurden durch die grenzbildenden Bruchlinien weiter versetzt (AHORNER 1962) und das Rheinische Schiefergebirge hob sich während des gesamten Quartärs allmählich zu seiner heutigen Höhenlage. Unter diesen tektonischen Bedingungen wurden in der Niederrheinischen Bucht die charakteristischen, quartärzeit-

lichen Landschaftsformen herausgebildet, die z.B. aus verschiedenen Flussterrassen von Rhein und Maas, glaziären Ablagerungen (z.B. Grundmoräne, Stauchmoräne, Sanderablagerungen und Beckenschluff) am nördlichen Niederrhein und den äolischen Ablagerungen (z.B. Löß und Flugsand) bestehen. Die Gestaltung der Landschaft wurde auch stark von den sich wiederholenden Veränderungen des kalten und warmen Klimas und den klimatisch bedingten Meeresspiegelschwankungen der Nordsee gesteuert. Aufgrund der unterschiedlichen tektonischen Bewegungen der einzelnen Schollen lagerten sich quartäre Sedimente in stark variierenden Mächtigkeiten ab und es bildeten sich die Flussterrassen in den unterschiedlichen Lagerungsverhältnissen. Während die Flussterrassen in der Kölner und Krefelder Scholle im Osten der Niederrheinischen Bucht überwiegend Terrassentreppen bildeten, liegen sie in der Erft-, Rur- und Venloer Scholle im Westen in überdeckten Stellungen. Außerdem befinden sich die jüngeren Flussterrassen des Rheins ab Hauptterrasse 4 ausschließlich auf der östlichen Seite der Niederrheinischen Bucht (BOENIGK 1995).

#### **2.1.4. Flussgeschichtliche Entwicklung**

Die bekannte älteste tertiäre fluviatile Sedimentation in der Niederrheinischen Bucht geht auf das Vallendarer Flusssystem zurück. Das Vallendarer Becken war zum Teil an der westlichen Seite des jetzigen Rheins durch die oligozäne Transgression bedeckt und die Ablagerungen des Vallendarer Flusssystems, die während des Obereozäns und des Unteroligozäns abgelagert worden waren (LÖHNERTZ 1978), sind im Südwesten und Norden der Eifel, im Neuwieder Becken und in der Umgebung weit verbreitet (MORDZIOL 1908, 1936, WILCKENS 1927, RICHTER 1934, PFLUG 1959, QUITZOW 1978a, MEYER et al. 1983). Die Sedimente des Vallendarer Flusses müssen „nach Alter und Herkunft nicht völlig einheitlich sein“ (QUITZOW 1978a).

Während des späten Oligozäns wurde feinkörnig zersetzter terrestrischer Verwitterungsschutt (Tone und Schluffe) aus dem Rheinischen Schiefergebirge von einem Fluss, einer Vorläuferin der Sieg, transportiert, und wurde im Südteil der Niederrheinischen Bucht in der damaligen südlichen Küste der Nordsee als Del-



tasedimente abgelagert, die sich in den Kölner Schichten (der Unterflözgruppe) mit marinen Sanden verzahnen und z. T. Braunkohle führen (HAGER & PRÜFERT 1988). Ein erster Rhein, der während des Oberoligozäns von der Wasserscheide bei Brohl zur Küste der Niederrheinischen Bucht im Raum Bonn entwässert haben muss, wird von SCHIRMER (1990) als Brohler Rhein bezeichnet. Die zahlreichen Reste von Arenberger Fazies auf den unteren Mittelrheintalhöhen sind auf diesen Rhein zurückzuführen (PFLUG 1959).

Während des Miozäns und des Pliozäns lag die Meeresküste der Nordsee etwa nördlich des Jackerather Horstes und die Niederrheinische Bucht wurde als Deltabereich zunehmend in den Bereich einer fluviatil-limnischen Fazies verwandelt und von einer Flusslandschaft geprägt, deren Entwicklung bis heute andauert (BOENIGK 1978a). Ein Urrhein, der etwa vom Kaiserstuhl bis in die Niederrheinische Bucht auf einer tektonisch vorgezeichneten Bahn floss (RICHTER 1934, QUITZOW 1974, 1977), bestand schon im Mittelmiozän als ein ausgedehntes Flusssystem (BOENIGK 1982, QUITZOW 1974, 1976, MEYER et al. 1983). Dieser Rhein wird von SCHIRMER (1990) als Kaiserstühler Rhein bezeichnet. Das schnellere tektonische Absinken der Erft-Scholle nach der Hauptflözbildung und die Setzung der Hauptflöze verursachten die Verlagerung des Hauptentwässerungssystems der Niederrheinischen Bucht in ihre relativ am stärksten sinkende Mitte (HAGER 1968, 1981, 1986, GLIESE & HAGER 1978, HAGER & KOTHEN & SPANN 1981). Im Rheinischen Schiefergebirge ist ein Flusslauf über morphologische Terrassen, die mit Sedimenten (Kieseloolithschotter, KAISER 1903, 1907, BIBUS 1980) bedeckt sind, im Pliozän zum erstenmal in der Entwicklung des Rheinsystem zu erfassen (KAISER 1907, BOENIGK 1982). Dieser Rhein wird von SCHIRMER (1990) aufgrund der Kieseloolithe aus Muschelkalk und Jura von Lothringen als Lothringischer Rhein bezeichnet. Petrographische Zusammensetzungen der Sedimente lassen die Herkunftsgebiete erkennen. Danach stammt die Kiesfraktion sowohl im Liegenden des untermiozänen Hauptbraunkohlenflözes als auch in den Indener Schichten aus der Umrandung der Niederrheinischen Bucht durch kleine Flüsse aus Osten und dem Urrhein, während die Sandfraktion auf eine Zulieferung aus dem Oberrheingraben durch den Urrhein hindeutet (BOENIGK 1976, 1978a).

In der Hauptkies-Serie, dem Haupttrotton und dem grobklastischen Abschnitt der unteren Reuver-Serie (Schicht 10 nach SCHNEIDER & THIELE 1965, HAGER 1981) ist ein verstärkter Einfluss des Moselgebietes zu erkennen (BOENIGK 1978a). In der Hauptkies-Serie und der Schicht 10 ist die Maas im Westen der Niederrheinischen Bucht an der Sedimentlieferung beteiligt (BOENIGK 1978a). Ein markanter Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung der pliozänen Sedimente im Reuerton in der Niederrheinischen Bucht lässt eine Ausweitung des Rhein-Einzugsgebietes bis in den Bereich der Elsässischen Molasse nachweisen (BOENIGK 1976). Diese Erweiterung des Abflusssystems ist mit einem tektonischen Ereignis im südlichen Teil des Oberrheingrabens verbunden und weist auf den ersten Zustrom des Alpenmaterials in die Niederrheinischen Bucht (BOENIGK 2002) hin. Nach KEMNA (2005) muss der Rhein aufgrund eines klaren Einflusses instabiler Schwermineral-Spektren der Kieseloolith-Formation bereits im frühen Pliozän einen Zugang zum Alpenen System gehabt haben. Dieser Rhein wird von SCHIRMER (1990) als Alpenvorlandrhein bezeichnet.

Im frühen Altquartär (Ältestpleistozän I) wurden grobklastische Sedimente im Bereich der Erft-Scholle und des Venlo-Grabens in der Fazies der vom Rhein geprägten Tegelen-Formation abgelagert (BOENIGK 1978a), während sie im Bereich der Rur-Scholle aus den von der Maas angelieferten Jülicher-Schichten (BREDDIN 1955) bestehen. In der folgenden Warmzeit (Fortuna-Warmzeit) war die Niederrheinische Bucht ein küstennahes Sumpfgebiet mit mäandrierenden Flüssen (BOENIGK 1978a).

Im Ältestpleistozän II durchquerte die Maas von Südwesten nach Nordosten die mittlere Niederrheinische Bucht (BOENIGK 1978c) und drängte den Rhein weit nach Osten ab (BOENIGK 1978a). Dort wurde die Tegelen-Formation der Sedimente des Rheins von der Holzweiler-Formation der Maas überlagert, die aus groben Kiesen und Sanden mit Tonlinsen besteht (BOENIGK 1978c, 2002).

Bei dem Wechsel vom Ältestpleistozän II zur Hauptterrassenfolge wurde die Maas aufgrund einer erneuten Umgestaltung des Entwässerungssystems in der Niederrheinischen Bucht durch eine tektonische Phase endgültig aus der Nie-

derrheinischen Bucht abgedrängt (BOENIGK 1978a). Die Ablagerungen der Hauptterrasse I beschränkten sich nur auf den starken Absenkungsräumen im Erft-Becken und in der Venloer Scholle (BOENIGK 2002). Während der Sedimentation der Hauptterrassen-Folge II wurde die gesamte Niederrheinische Bucht von den Bergischen Randhöhen im Osten bis an die Eifel im Südwesten von dem Rhein als einem verwilderten kaltzeitlichen Flusssystem beherrscht (BOENIGK 1978a). Etwa an der Wende Matuyama/Brunhes-Epoche bei 700 000 Jahren kam die Hauptterrasse III aufgrund einer erneuten tektonischen Phase nicht mehr in der gesamten Niederrheinischen Bucht zur Ablagerung, sondern nur in den Senkungsgebieten (BOENIGK 1978a, 2002).

Seit der Einschneidung zur Hauptterrasse 4 verließ der Rhein aufgrund des Beginns der Hebung der südlichen Niederrheinischen Bucht die westliche Niederrheinische Bucht und fließt seit Beginn der Mittelterrassen-Zeit bis heute ausschließlich östlich der Ville, während die Entwässerung der westlichen Niederrheinischen Bucht seitdem durch kleine Bäche wie Erft, Rur und Nette erfolgte (BOENIGK 1978a, 1995, 2002). Im Mittelpleistozän erreichte der Rhein die innere Region der Alpen (ZAGWIJN & DOPPERT 1978). Dieser Rhein wird von SCHIRMER (1990) als Alpenrhein bezeichnet.

### **2.1.5. Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges**

Das Rheinische Schiefergebirge wurde vorwiegend aus devonischen, karbonischen und untergeordnet aus älteren Gesteinen aufgebaut, die zum großen Teil im devonischen und unterkarbonischen Meer (400 – 325 Ma vor heute) als Schelfsedimente in küstennahen, landfernen Meeresräumen oder zum Teil auch in Flussdeltas abgelagert waren, und durch die variszischen Gebirgsbildungen im Karbon gefaltet wurden (HOYER 1971, 1978, ZIEGLER 1978, MURAWSKI et al. 1983, BRUNOTTE & IMMENDORF & SCHLIMM 1994, DROZDZEWSKI et al. 1998).

Nach der variszischen Gebirgsbildung wurde das Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges zu einem Festland. Das variszische Gebirge wurde allmählich eingeebnet, und bereits zur Perm-Zeit eingerumpft (WREDE & HILDEN 1988).

Durch weitere epirogenetische und klimatische Prozesse während Kreide und Tertiär entstanden die Rumpfflächen, die auch Altflächen genannt werden (HERMANNNS 1992). Im Mesozoikum wurde das Rheinische Schiefergebirge im zentralen Teil in der Umgebung der Eifeler Nord-Süd-Senkungszone im Unteren Jura (Lias) und in den nördlichen Rändern in der Oberkreide (Oberes Santon, Campan und Maastricht) durch Transgressionen der Nordsee überflutet und marine Sedimente wurden abgelagert (MURAWSKI et al. 1983). Das Rheinische Schiefergebirge war sonst im Mesozoikum und Alttertiär ein ständiger, kontinentaler Abtragungsraum im Gegensatz zu dem nördlichen Niederrheingebiet und tiefgründig verwittert (HERMANNNS 1992), wobei sich die tiefgründig verwitterten Böden im Rheinischen Schiefergebirge hauptsächlich durch tertiäre Klimaeinwirkungen bildeten (FEY 1974). Die Sedimente der Unteren und Oberen Trias (Buntsandstein und Keuper) in der Eifeler Nord-Süd-Senkungszone sind terrestrische Ablagerungen (MURAWSKI et al. 1983).

Während des frühen Tertiärs lag die Oberfläche des Rheinischen Schiefergebirges trotz der ersten Hebung des nordwestlichen Teils am Ende der Kreide und im frühen Tertiärs nicht viel höher als der damalige Meeresspiegel und der große westliche Teil des Rheinischen Schiefergebirges (vermutlich die gesamte Eifel-Region) wurde durch Anstieg des Meeresspiegels und Ingression der Nordsee im Mittel- und Oberoligozän (Rupel und Chatt) überflutet (QUITZOW 1971, 1978b, MEYER et al. 1983). Während des frühen Miozäns (Hemmoor) scheint eine brackische oder marine Verbindung zwischen dem Niederrheinischen Becken und dem Oberrheingraben durch das Rheinische Schiefergebirge existiert zu haben (MEYER et al. 1983). Die aktive Hebung des Rheinischen Schiefergebirges begann am Ende des Oligozäns und dauert bis heute an (MEYER et al. 1983). Gegen Ende des Miozäns beschleunigte sich die Hebung (MEYER et al. 1983). In der letzten ca. 800000 Jahren, in denen das mittelpleistozäne Engtal entsteht und sich entwickelt, hat das Rheinische Schiefergebirge eine besonders starke Hebung erfahren (MEYER & STETS 1998, 2002). Die Hebung des Rheinischen Schiefergebirges kann durch fortschreitende, mechanische und thermische Verdünnung der Lithosphäre erklärt werden (ZIEGLER 1994).

### **2.1.6. Vulkanische Aktivität**

Der Beginn der tektonischen Einbrüche der Niederrheinischen Bucht wurde etwa vor 30 Millionen Jahren im Oligozän im Südosten von dem Siebengebirgsvulkanismus begleitet, der in vier unterschiedlichen Eruptionsphasen Trachyttuffe, Trachyte, Latite und Alkalibasalte förderte, und bis zum unteren Miozän andauerte (WILCKENS 1927, RICHTER 1934, SCHAAKE 1983, TEICHMÜLLER 1974, VIETEN 1983). Die quartären Vulkangebiete im westlichen zentralen Teil des Rheinischen Schiefergebirges (West- und Osteifel) entstanden während der quartären aktiven Hebungsphasen des Rheinischen Schiefergebirges seit ca. 700 000 Jahren und die aktive Hebung steht mit dem Vulkanismus über den Aufstieg des heißen Materials aus dem Mantel in einem engen Zusammenhang (SCHMINCKE & LORENZ & SECK 1983).

## **2.2. Geologische Schichtenfolge im Arbeitsgebiet**

### **2.2.1. Devon**

Im Arbeitsgebiet beschränken sich die zutage tretenden devonischen Schichten auf die Oberen Siegener Schichten auf der Paffrath-Altenrather Heideterrasse im Osten und auf der linksrheinischen Seite der Godesberger Bucht am Nord- und Osthang des Venusberges neben dem Kottenforst im Südosten (Geologische Karten von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000: Blatt Wahn, Blatt Bonn, Geologische Karten von Nordrhein-Westfalen 1:100 000: C 5106 Köln, C 5506 Bonn, Ingenieurgeologische Karte 1:25 000: 5208 Bonn). Es handelt sich dort um einen zutage tretenden Devonsockel der hochgekippten Schollenränder des Kippschollenfeldes (AHORNER 1962).

Die gleichen Schichten liegen auch in der Paffrath-Altenrather Heideterrasse im Osten z.T. unter geringmächtigen Deckschichten tertiärer Sedimente, vulkanischer Tuffe und Flugsande und unter unterschiedlich mächtigen Verwitterungsdecken, wie sie im Roisdorf- und im Kreuzberg-Horst (FRECHEN 1976) an der linksrheinischen Seite unter den äolischen Sedimenten anzutreffen sind. Im üb-

rigen Arbeitsgebiet befinden sie sich unter den unterschiedlich mächtigen, tertiären und quartären Sedimenten, deren Mächtigkeit in der Kölner Scholle bis zu 400 m betragen kann (PASCALY 1975).

Die Faltenzüge des variszischen Gebirges lassen sich im Niederrheingebiet aus den Verhältnissen im umliegenden Bergland und durch Tiefbohrungen erschließen (WREDE & HILDEN 1988). Danach besteht das Rheinische Schiefergebirge in der Niederrheinischen Bucht im Arbeitsgebiet zum Großteil aus unterdevonischen, und ein kleiner Teil im Nordwesten aus ober- und mitteldevonischen Schichten. Diese wurden durch Bohrdaten im Gebiet von Rodenkirchen festgestellt (PASCALY 1975).

Bei den Oberen Siegener Schichten handelt es sich um vorwiegend graue und grüngraue, teilweise bändrige, geschieferte Tonsteine und schräg geschichtete Sandsteine (Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000: C 5106 Köln). Die Faltungen weisen eine Westsüdwest-Ostnordost-Streichrichtung und eine Nordvergenz auf (Ingenieurgeologische Karte 1:25 000: 5208 Bonn). Die Oberen Siegener Schichten wurden in marginal-marinen Akkumulationsräumen (KRÄUSEL & WEYLAND 1930) in der Nähe des Strandes und der Flussmündungsgebiete (JUX 1982) abgelagert und werden zur Rheinischen Magnafazies gezählt (JUX 1971).

### **2.2.2. Tertiär**

In der Südlichen Niederrheinischen Bucht liegen tertiäre Schichten direkt über unter- und mitteldevonischen (HELAL 1958, DIESEL & GROSSSTEINBECK 1962, SCHNEIDER 1969, PASCALY 1975). Die ältesten Tertiärschichten bestehen aus den Bildungen der alttertiären Landoberfläche (FLIEGEL 1922). Sie sind fossile Reliktböden, die auf die langanhaltende, tiefgründige chemische In-Situ-Verwitterung zurückgehen. Die devonischen Gesteine sind in weiße, hellgelbe oder hellgraue schluffige Tone, Schluffe oder tonig-schluffige Sande zersetzt. Als älteste, tertiäre Ablagerung ist Ton 01 nach dem Kurzzeichen von SCHNEIDER & THIELE (1965) in Bohrungen zwischen Fischenich und der Südgrenze von Brühl bis zum Rhein im Gebiet zwischen Rodenkirchen und

Sürth erfasst (PASCALY 1975). Als nächst älteste, tertiäre Ablagerungen des Arbeitsgebietes kommen die Vallendar-Schichten des Unteroligozäns und des unteren Mitteloligozäns vor (MORDZIOL 1936, SINDOWSKI 1939, WEYLAND 1940, PASCALY 1975). Die nach dem Kurzzeichen von SCHNEIDER & THIELE (1965) als 02 bezeichneten Schichten bestehen hauptsächlich aus fluviatilen Sanden und Kiesen der Vorläuferin der Sieg (HAGER & PRÜFERT 1988) und konnten auch punktuell durch einzelne Bohrungen im Blattgebiet TK 5108 Köln-Porz (PASCALY 1975) und im Blattgebiet TK 5208 Bonn (HEUSER 1998) nachgewiesen werden. In den Vallendar-Schichten sind Gerölle aus Quarzen (Milchquarz, Stengelquarz), Kieselschiefern, Quarziten, Kieselgallen zusammengesetzt und kommen auch Tone mit Pflanzen (Vallendar) neben Sanden und Schottern lokal vor (SINDOWSKI 1939). Die Vallendar-Schichten sind durch stabile Mineralien wie Turmalin, Zirkon und Rutil gekennzeichnet (KAISER 1897, SINDOWSKI 1939).

Als nächst jüngere Schichten folgt der mitteloligozäne Ratinger Ton (03) in der Südlichen Niederrheinischen Bucht (DIESEL & GROSSSTEINBECK 1962, SCHNEIDER 1969, PASCALY 1975), der aus marinen Tonsedimenten besteht und in seinem unteren Teil Kohlenreste enthalten kann (PASCALY 1975). Er ist kalkig und mit Schwefelkies und Kalkgeoden durchsetzt (DIESEL & GROSSSTEINBECK 1962). Dunkle Tone mit Braunkohlenlinsen, Quarzschottern und groben Quarzsanden liegen am Bergischen Rand unter dem oberoligozänen Meeressand und stellen mitteloligozäne terrestrische Sedimente dar (HELAL 1958). Das Oberoligozän (Chatt-Stufe) setzt mit marinen Glaukonitsanden mit Sideritsandsteinen (Sand 04 nach SCHNEIDER & THIELE 1965) ein (HELAL 1958, ANDERSON 1962, GLIESE 1971, PASCALY 1975). Die Schichten von den Vallendar-Schichten (Schichten 02) bis zu dem Sand 04 (Schichten 04 bzw. unterem Abschnitt der rein marinen Grafenberg-Schichten im Norden) können als Bergisch-Gladbach-Schichten zusammengefasst werden (QUITZOW 1971, 1978b, SCHÄFER & UTESCHER & VON DER HOCH 1997).

Es folgen die Kölner Schichten des späten Oligozäns (Chatt) und des frühen Miozäns (Vierland) (FLIEGEL 1916, 1922, BREDDIN 1932, 1952, SINDOWSKI 1939, JUX & PFLUG 1958, HELAL 1958, TEICHMÜLLER 1958, DIESEL &

GROSSSTEINBECK 1962, ANDERSON 1962, 1966, PFLUG 1966a, 1966b, VON DER BRELIE 1968, SCHNEIDER 1969, GLIESE 1971, PASCALY 1975, SCHÄFER & UTESCHER & VON DER HOCH 1997). Die Kölner Schichten werden als Unterflözgruppe bezeichnet (DIESEL & GROSSSTEINBECK 1962, GLIESE 1971). Die Kölner Schichten entstanden in einem weitgehend einheitlich einsinkenden marinen Sedimentationsraum (GLIESE 1971). Aufgrund der ungleichmäßig schnellen Senkung des Sedimentationsraumes und der Hebung des Hinterlandes der Niederrheinischen Bucht wurden die marinen Schichten mit den terrestrischen (Tonen, Schluffen, z. T. Braunkohlen) rhythmisch wechselgelagert (GLIESE 1971, 1977, PASCALY 1975, KLETT 2000). So bestehen die Kölner Schichten aus sechs Sedimentationsrhythmen von Unterflözrhythmus I bis V und Rhythmus H (DIESEL & GROSSSTEINBECK 1962, GLIESE 1971). Nach den Kurzzeichen von SCHNEIDER & THIELE (1965) bestehen die Kölner Schichten aus den Schichten 05 (den Braunkohlensanden) bis zu den Schichten 5 (Liegendton: Tone, Schluffe, Sande mit Braunkohlen). Im Arbeitsgebiet wird der obere Abschnitt des Tertiärs der Kölner Bucht östlich der Ville ausschließlich aus den Kölner Schichten gebildet und dort liegen die folgenden quartären Schichten über der Schichtenlücke, die auf die Erosionstätigkeit des Rheins während des Quartärs zurückzuführen ist (vgl. GLIESE 1971, PASCALY 1975, HEUSER & THIELMANN 1986, HEUSER 1998). Die Kölner Schichten treten im Osten des Arbeitsgebietes südlich der Wahner Heideterrasse großflächig zutage oder liegen unter den Deckschichten von Flugsanden begraben (FLIEGEL 1923, Geologische Karten von Nordrhein-Westfalen 1:100 000: C 5106 Köln). Im Süden sind Trachyttuffe des Siebengebirges den Kölner Schichten eingelagert (KAISER 1897, WILCKENS 1927, JUX & PFLUG 1958, RICHTER 1934, TEICHMÜLLER 1958, HAGER 1977, 1981, HAGER & PRÜFERT 1988, LEDOUX 1987).

Im Arbeitsgebiet folgen Ville-Schichten in der Ville der Kölner Scholle und in der Erft-Scholle (FLIEGEL 1910b, 1922, 1931a, 1931b, BREDDIN 1932, 1950, 1952, PASCALY 1975, SCHÄFER & UTESCHER & VON DER HOCH 1997). Es handelt sich um sandige und tonige Abfolgen der Hauptflözgruppe, in denen das maximal 100 m mächtige Hauptbraunkohlenflöz enthalten ist (AHRENS & KARRENBERG 1951, Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000:



C 5106 Köln). Die Hauptflözgruppe wird durch Zwischenmittel in drei Teilflöze (Flöz Morken, Flöz Frimmersdorf, Flöz Garzweiler) unterteilt, die stellenweise durch die Einschaltung weiterer Zwischenmittel noch weiter aufgespalten werden (BREDDIN 1950, 1952, HAGER 1966, 1968, 1981, GLIESE & HAGER 1978). Die Zwischenmittel bestehen aus marinen Sanden (PETZELBERGER 1994) oder limnisch-fluviatilen Tonen und Schluffen (HERMANNNS 1992). Im Arbeitsgebiet nimmt das Hauptflöz von Süden nach Norden an Mächtigkeit beständig zu und das einheitliche Hauptflöz erreichte im Braunkohlentagebau Vereinigten Ville eine Mächtigkeit von 45 m (BREDDIN 1950) bzw. 58,45 m (WÖLK 1934). Die Hauptflözgruppe entstand in einem Zeitraum von der Hemmoor-Stufe des Untermiozäns (= Burdigal) bis zur Sylt-Stufe des Obermiozäns (= Torton) (BREDDIN 1952, TEICHMÜLLER 1958, ANDERSON 1962, 1966, HAGER 1966, 1981, HAGER & PRÜFERT 1988, HERMANNNS 1992, UTESCHER & MOSBRUGGER & ASHRAF 2002) unter günstigen klimatischen, tektonischen und paläogeographischen Bedingungen und wird nach dem Kurzzeichen von SCHNEIDER & THIELE (1965) als 6a - 6e bezeichnet. Das Hauptflöz weist auf ein subtropisches-feuchtes Klima hin (WEYLAND 1934, TEICHMÜLLER 1958, SCHWARZBACH 1968).

Im Südosten des Arbeitsgebiets kommen Basalte am Finkenberg vor (Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000: Blatt Bonn, WILCKENS 1927, FRECHEN 1942), die vor rd. 18 Ma im Miozän am Nordwestende einer ausgeprägten, in Südsüdost-Nordnordwest-Richtung orientierten Störungslinie aufdrangen (SCHAAKE 1983). Sie werden zum Nordwestteil des Siebengebirgsvulkanismus gezählt (BURGHARDT 1979).

Im Hangenden der Ville-Schichten kommen im Arbeitsgebiet die obermiozänen Indener Schichten auf der Ville und der Erft-Scholle vor (HAGER 1966, BOENIGK 1978d, 1981), die nach dem Kurzzeichen von SCHNEIDER & THIELE (1965) und HAGER (1977, 1981) als Schichten 7a – 7f bezeichnet werden und die terrestrisch-klastischen Äquivalente der Indener Schichten (Oberflözgruppe) im Bereich der Rur-Scholle darstellen (ANDERSON 1966, HAGER 1966, 1968, 1981). Die Schichten wurden vorher auch als Fischbachschichten bezeichnet (PHILIPP & WEYLAND 1934, WEYLAND 1934, KAHMANN 1937, SINDOWSKI

1939, AHRENS & KARRENBURG 1951, BREDDIN 1952, TEICHMÜLLER 1958, ANDERSON 1966, SCHÄFER & UTESCHER & VON DER HOCH 1997). Die rhythmisch ausgebildeten Indener Schichten treten überall auf der Ville über dem Hauptflöz auf (SINDOWSKI 1939) und bestehen im Bereich der Ville aus einer Wechsellagerung von grobklastischen Sedimenten und mächtigen reinen Tonen (BOENIGK 1981). Als Feinkies-Gerölle treten im Braunkohlentagebau Frechen vereinzelt graue, dunkelgraue Quarze, Lydite, Kieseloolithe, verkieselte Fossilien und Quarzite auf (BOENIGK 1978d). Das bunte Schwermineralspektrum ist durch eine Dominanz von Zirkon und Turmalin und auch durch hohe Prozentsätze an instabilen Mineralen von Granat und Apatit gekennzeichnet (BOENIGK 1978d). Die Indener Schichten waren von in einem Flachland (Küsten- bis Deltaebene) mäandrierenden Flusssystemen, deren Überflutungsbecken und einigen Seebildungen geprägt (BOERSMA et al. 1981, ABRAHAM 1994, KLETT 2000).

Zwischen den Schichten 7 (Fischbachschichten, Indener Schichten) und 8 (Hauptkies-Serie) sind die obermiozänen Übergangsschichten 7/8 eingeschaltet (BOENIGK 1978d, BOENIGK & KOČI & BRUNNACKER 1979). Sie bestehen im wesentlichen aus Sanden des Ästuars oder eines Deltas im Gezeitenbereich und ihre Sandfraktion gleicht sehr den liegenden Indener Schichten außer dem Fehlen von Siderit und Apatit, während die zum Hangenden an dem Kiesanteil zunehmende und gröber werdende Kiesfraktion den Übergang zur Hauptkies-Serie andeutet (BOENIGK 1978d, 1981).

Die darüber folgende Hauptkies-Serie (VOGLER 1959, Schichten 8 nach SCHNEIDER & THIELE 1965) besteht aus gebankten, groben weißen Quarzkiesen und Sanden in einer Wechsellagerung von völlig ungeschichteten und unsortierten Paketen und relativ gut aufgearbeiteten geschichteten Sedimentlagen (BOENIGK 1978d). Die zum Hangenden gröber werdenden Kiese sind durch 85 – 90 % Quarzgerölle gekennzeichnet, während der Rest der Gerölle aus Quarzit, Lydit und schwarzen Verkieselungen mit den typischen Kieseloolithen besteht (BOENIGK 1978d, BRUNNACKER 1975). Die Sedimentation der Hauptkies-Serie wurde von verzweigten Flusssystemen geprägt (ABRAHAM 1994). Nach den paläomagnetischen Daten ist die Hauptkies-Serie zum größ-

ten Teil in die umgekehrt magnetisierte Gilbert-Epoche (3,32 – 5,2 Ma) zu stellen (BOENIGK 1981). In der Mitte der Hauptkies-Serie wurde die Grenze zwischen dem Miozän und Pliozän gelegt (HAGER 1981).

Die pliozäne Rotton-Serie (Schichten 9 nach SCHNEIDER & THIELE 1965, HAGER 1977, 1981) besteht aus Kies- (9B) und Tonbänken (9A, 9C). Im Tagebau Frechen ist sie mit ca. 10 m nur geringmächtig und unvollständig ausgebildet (BOENIGK 1978d). Dort sind einzelne Kiesbänke fast sandfrei und die gut gerundete und hellfarbige Kiesfraktion ist durch den höheren Gehalt an Quarzgeröllen von über 90 %, die restlichen Anteile von vorwiegend Quarzit und nicht häufigen Lyditen, Kieseloolithen und Verkieselungen gekennzeichnet (BOENIGK 1978d). Das Schwermineralspektrum ist durch Zirkon, Rutil-Anatas und Turmalin gekennzeichnet (BOENIGK 1978d). Nach den paläomagnetischen Daten gehört die Rotton-Serie nach der Umpolung des Erdmagnetfeldes im Haupt-Rotton (Schichten 9A) der normal magnetisierten Gauss-Epoche (ab 3,32 Ma) an (BOENIGK 1981). Der jüngere Abschnitt der Rotton-Serie (9 B-C, der Brunsum-Stufe) weist nach der Pflanzengesellschaft auf ein feuchtes temperiertes Klima hin (VON DER BRELIE 1959, ZAGWIJN 1960, SCHWARZBACH 1968).

Die Reuver-Serie besteht aus einem Kiespaket (Schicht 10) und dem Reuver-Ton (Schicht 11) und bildet den hangenden Abschluss der tertiären Braunkohlendeckschichten (BOENIGK 1978d, HAGER 1981). Die zum Teil sehr groben Kiese sind gebankt und im Tagebau Frechen durch einen hohen Gehalt an Quarzgeröllen von 80 – 95 % in der groben Fraktion und durch „ein relativ buntes Aussehen durch zahlreiche unverwitterte plattige Gerölle aus devonischen Sandsteinen und Schiefen“ gekennzeichnet (BOENIGK 1978d). In dem Schwermineralspektrum kommen neben den prägenden Mineralen von Zirkon, Turmalin und Rutil-Anatas und den relativ häufigen von Staurolith, Sillimanit und Andalusit auch helle Glimmer, Monazit Epidot, Hornblende, Granat, Pyroxene Karbonate und vermutlich Siderit vor (BOENIGK 1978d). Aufgrund eines markanten Wechsels im Schwermineralspektrum im tieferen Teil der Schichten 11 (= Tonhorizont A) werden die stabilen Minerale völlig zurückgedrängt und die Schwermineralassoziation wird durch Granat, Epidot und grüne Hornblende bestimmt (BOENIGK et al. 1974). „Der Wechsel in der Schwermineralassoziation

wird auf eine Änderung des fluviatilen Liefergebietes zurückgeführt“ (BOENIGK 1978b) und lässt eine Ausweitung des Rhein-Einzugsgebietes bis in den Bereich der Elsässischen Molasse nachweisen (BOENIGK 1976, vgl. Kapt. 2.1.4.). Nach den paläomagnetischen Daten gehört die Reuver-Serie bis zum Wechsel von der Gauss- zur Matuyama-Epoche (2,44 Ma) in den Schichten 11 (Tonhorizont A) zum größten Teil der normal magnetisierten Gauss-Epoche an (KOČI in BOENIGK et al. 1974, BOENIGK 1981). Für die Reuvertone-Serie ist nach den vorkommenden Florengemeinschaften ein feuchtes Klima anzunehmen, das im allgemeinen wärmere Temperaturen als das Heutige in Mitteleuropa aufweist (ZAGWIJN 1960). Der jüngere Teil des Reuver-Tones mit den charakteristischen pleistozänen, instabilen Schwermineralen von Granat, Epidot-Gruppen und grünen Hornblenden wird als Oebel-Schichten bezeichnet und als höchste pliozäne stratigraphische Einheit definiert (BOENIGK & FRECHEN 2006). Die Schwermineralassoziation gehört der Tegelen-Formation an, während die Floren- und Faunengemeinschaften pliozänes Alter aufweisen (VON DER BRELIE in BOENIGK et al. 1974, URBAN 1978b).

Die Schichten von der Hauptkies-Serie (Schichten 8) bis zu dem unteren Teil der Reuver-Serie (Schichten 10) können als Kieseloolith-Formation zusammengefasst werden (BOENIGK 1974, 1978d), die auch als Kieseloolith-Schichten bezeichnet worden ist (z. B. POHLIG 1883, KAISER 1907, FLIEGEL 1907, 1910a, 1922, MORDZIOL 1907, BREDDIN 1932, KAHMANN 1937, SINDOWSKI 1939, AHRENS & KARRENBURG 1951, KLOSTERMANN 1992). Sie ist auf dem Hardberg und der Hardhöhe unter der Hauptterrasse als Schotter des Rheins erbohrt worden (HEUSER 1998). Im Westen der Ville, die durch die Erft-Verwerfung in zwei ungleiche Schollen zerspalten ist, findet die Kieseloolith-Formation unter den Hauptterrassen eine weite Verbreitung, während im Nordosten die braunkohlenführenden miozänen Schichten unter den Hauptterrassen lagern (FLIEGEL 1922). Die Kieseloolithschichten, die in der Nähe des Westrandes der Ville besonders mächtig entwickelt sind, sind in Bergbaugebieten nicht selten in einer Mächtigkeit von 20 bis 40 m und mehr über dem Hauptflöz aufgeschlossen. Sie zeigen eine weit mächtigere Entwicklung im Gebiet der Erftniederung, z. B. im östlichen Teil der Erft-Scholle mit einer Mächtigkeit von 300 bis 400 m über dem Hauptflöz (BREDDIN 1932). Diese Mächtigkeit enthält

noch die obermiozänen Indener Schichten (Fischbachschichten) im unteren Abschnitt.

### **2.2.3. Quartär**

#### **2.2.3.1. Pleistozän**

Das Pleistozän begann mit einer Klimaverschlechterung am Ende des Tertiärs und lässt sich in die drei großen, zeitlichen Teilabschnitte: Alt-, Mittel- und Jungpleistozän untergliedern (SCHNÜTGEN 1974, URBAN 1979, ZAGWIJN 1963, 1985, 1989, BOENIGK & FRECHEN 2006). Das Altpleistozän umfasst den Zeitraum vom Beginn des Pleistozäns bis zur paläomagnetischen Brunhes/Matuyama-Grenze. Danach beginnt das Mittelpleistozän und dauert bis zur Untergrenze der Sauerstoffisotopenstufe 5e (SHACKLETON & OPDYKE 1976), die der Saale-Kaltzeit/Eem-Warmzeit-Grenze entspricht. Das Jungpleistozän beinhaltet die Eem-Warmzeit und Weichsel-Kaltzeit.

##### **2.2.3.1.1. Altpleistozän**

Der sedimentologisch bestimmbare und klimatisch definierte Beginn des Altpleistozäns ist im Arbeitsgebiet ein wenig jünger (2,4 Ma BP, BOENIGK & FRECHEN 2006) als die paläomagnetische Gauss/Matuyama-Grenze von 2,44 Ma BP (BOENIGK et al. 1974, BRUNNACKER & BOENIGK 1976, BOENIGK & KOČI & BRUNNACKER 1979). Damit umfasst das Altpleistozän fast die gesamte umgekehrt magnetisierte Matuyama-Epoche und dauert mit der Brunhes/Matuyama-Grenze von 690 000 Jahre (SCHNÜTGEN 1974, URBAN 1979) ca. 1,74 Ma, die ca. 72 % der gesamten Zeitdauer des Quartärs umfasst. Die altpleistozänen fluviatilen Ablagerungen, z.B. ab dem Ältestpleistozän I bis zur Hauptterrasse 1, sind im Arbeitsgebiet nur in der Erft-Scholle unter den jüngeren Schichten überlagert überliefert (KOWALCZYK 1969, BOENIGK & KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972, BOENIGK et al. 1974).

## Ältestpleistozän I

Die älteste Schichtenfolge des Quartärs wird als Ältestpleistozän I bezeichnet (BOENIGK 1978c). Ihre Untergrenze wird nach Gesteinsfazies und Flora durch jungpliozäne Sedimente gebildet (KOWALCZYK 1969, BOENIGK & KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972), die entweder den Reuver-Tonen oder den Kieseloolith-Schichten des Tertiärs angehören. Z. B. wird die Grenze zum Quartär im Braunkohlentagebau Frechen im Erft-Becken durch den Tonhorizont A (Horizont 11 nach SCHNEIDER & THIELE 1965) markiert, der pollenanalytisch dem Reuver B – C angehört und mit seinen liegenden Partien im Gegensatz zu den revers magnetisierten hangenden Teilen normal magnetisiert ist (BOENIGK et al. 1974). Da diese Grenze der Gauss/Matuyama-Epoche mit der Umkehr des magnetischen Feldes und mit dem Alter von 2,43 Ma mitten in diesem Tonhorizont A des jüngsten Pliozäns liegt, muss die Pliozän/Pleistozän-Grenze ein wenig jünger als 2,43 Ma sein (BOENIGK et al. 1974). Im höheren Abschnitt des Tonhorizontes A setzt das pleistozäne rheinische Schwermineral-Spektrum ein, das durch Granat, Epidot und grüne Hornblende gekennzeichnet ist (BOENIGK 1978c). Das Schwermineral-Spektrum von pleistozänem Typ setzt allgemein mitten in einem als Reuver B eingestuften Tonhorizont ein (BOENIGK et al. 1974). Dieser Wechsel des Schwermineralspektrums von der stabilen Mineralassoziation der Kieseloolith-Formation zur pleistozänen Rheinfazies im Reuver B, der ein wenig älter als die Grenze Gauss/Matuyama-Epoche (2,43 Ma) angesetzt wird, ist auf die erste markante Erweiterung des Rhein-Einzugsgebietes zurückzuführen, wobei der Rhein sein Einzugsgebiet bis in die Gegend von Basel ausgedehnt hatte, da die Schwerminerale Granat, Epidot und grüne Hornblende aus der Elsäßischen Molasse stammen, wie sich auch der hohe absolute Gehalt an Schwermineralen im Sediment und die begleitenden hohen Anteile an Feldspat, Glimmer und Calciumcarbonat an der Herkunft des Sedimentes erkennen lassen (BOENIGK 1978c, 1982).

Das Ältestpleistozän I besteht aus drei Schichtenfolgen, dem Schotter b1, dem Ton B1 und dem Schotter b2 (BOENIGK et al. 1974). Der liegende Schotter b1 besteht aus Sand mit untergeordneten, dünnen Kiesschnüren pliozänen Typs (BOENIGK 1978c). Durch die für den Schotter b1 typischen intensiven, wahr-

scheinlich kryogenen Schichtverwürgungen und die insgesamt deutliche Zunahme der Buntanteile gegenüber älteren Schichten wird der Schotter b1 als quartärzeitliche Fazies charakterisiert (KLOSTERMANN 1992). In Ablagerungen (Schichten 12 nach SCHNEIDER & THIELE 1965 im Tagebau Fortuna-Garsdorf), die dem Schotter b1 äquivalent sind, wurde ein pleistozänes Florenspektrum anhand des Holzinhaltes gefunden (VAN DER BURGH 1978). Der zwischen dem Schotter b1 und dem Schotter b2 eingeschaltete Tonhorizont Ton B1 (Tonhorizont B nach KOWALCZYK 1969, Horizont 13 nach SCHNEIDER & THIELE 1965), ist im Erft-Becken sehr mächtig entwickelt und weist mit der starken Verwitterung von Granat und Hornblende in den altquartären Sedimenten auf eine erheblich langdauernde Warmzeit im Altquartär hin (BOENIGK 1978c). Der Ton B1 besteht aus einem grauen bis graugrünen Ton mit einem deutlichen Kalkgehalt (KLOSTERMANN 1992). Im Ton B1 bildet Pinus den dominanten Anteil des Pollenspektrums und weist auf ein pleistozänes Pollenspektrum auf (URBAN 1978a, 1979). Der Tonhorizont ist nach der Lokalität des Vorkommens als Fortuna-Oszillation bezeichnet worden und stellt möglicherweise ein im Hangenden gekapptes Interglazial dar (URBAN 1979). Der untere Abschnitt des Tonhorizontes ist normal magnetisiert (BOENIGK 1978c, URBAN 1979), so dass er möglicherweise zu dem Reunion-I-Ereignis gehört (KLOSTERMANN 1992). Der Schotter b2 enthält Grob- und Feinkies mit auffallend niedrigem Quarzgehalt (KLOSTERMANN 1992), die als die ersten Kiese pleistozänen Typs bezeichnet werden (BOENIGK 1978c), wobei die Quarzzahl im Braunkohlentagebau Frechen 56 % beträgt.

Das Ältestpleistozän I lagerte in den älteren Kalt- und Warmzeiten vor dem Tegelen-Komplex ab (KLOSTERMANN 1992) und wird auch als ältere Hauptterrassen (QUIRING 1926), Prätegelen-Schichten (VAN DER VLERK & FLORSCHÜTZ 1950) oder Prätiglium (ZAGWIJN 1963, URBAN 1979) bezeichnet. Jülicher Schichten (BREDDIN 1931) und Älteste Diluvialschotter (WUNSTORF & FLIEGEL 1910) entsprechen dem Ältestpleistozän I. Dieses wird noch mit der Hösel-Terrasse des Bergischen Landes (BREDDIN 1928) und mit der Oberterrasse JUNGBLUTH (1918) im Mittelrheintal verknüpft (KLOSTERMANN 1992).

## Ältestpleistozän II

Eine Schotterfolge mit eingeschalteten Tonhorizonten, die im Braunkohlentagebau Frechen diskordant auf der sandigen Fazies des Ältestpleistozän I liegt, und deshalb den nächst jüngeren Abschnitt bildet, wird als Ältestpleistozän II bezeichnet (BOENIGK 1978c). Das Ältestpleistozän II besteht in der Erft-Scholle vom liegenden, ältesten Abschnitt bis zum hangenden, jüngsten aus dem Ton B2, dem Schotter c, dem Ton C, dem Schotter d und den Ton D in der Reihenfolge (KOWALCZYK 1969, BOENIGK & KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972, BOENIGK et al. 1974, BOENIGK 1978c). Aufgrund des Auftretens von *Azolla tegliensis* FLORSCHÜTZ können die Tonhorizonte B2 – D dem Tegelen zugeordnet werden (BOENIGK 1978c), obwohl diese fossile Flora bereits in den Schichten des Reuvers C angetroffen wird (BOENIGK & KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972). Diese warmzeitlichen Tonhorizonte werden als Frechen-Interglazial benannt und zwar Tonhorizont B2 als Frechen-Interglazial I, Tonhorizont C als Frechen-Interglazial II und Tonhorizont D als Frechen-Interglazial III (BOENIGK 1978c). In den Tonhorizonten treten zahlreiche Molluskenfaunen (V. LOŽEK in BOENIGK & KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972) und fossile Floren (URBAN 1978a, b, 1979) auf, die für die Tegelen-Schichten typisch sind. Der Tonhorizont B2 konnte aufgrund des palynologischen Befundes mit dem Belfeld-Ton (VAN DER VLERK & FLORSCHÜTZ 1953) parallelisiert werden (URBAN 1979).

Der Ton B2 (Tonhorizont B nach KOWALCZYK 1969, BOENIGK 1978b) besteht aus einem grüngrauen bis dunkelgrauen schluffigen Ton mit Einlagerungen dunkelgrauer Feinsande (KLOSTERMANN 1992). Der Ton B2 ist revers magnetisiert (A. KOČI in BOENIGK & KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972). Er ist auch z. T. im unteren Teil normal magnetisiert und dürfte in das Reunion-II eingestuft werden (BRUNNACKER 1986). Der Schotter c besteht aus sandigen Schottern mit der Quarzzahl von 60 % (BOENIGK 1978c) und enthält hellgraue Grob- und Mittelkiese mit Feinkieslagen (KLOSTERMANN 1992), basale Grobkieslagen, lagig angereicherte Tongerölle und Toneisensteingeoden (KOWALCZYK 1969). Der Schotter c weist auf eine kühle, selten kalte Phase zwischen den langdauernden Warmzeiten der Tonhorizonte im Altquartär hin



(BOENIGK 1978c). Der Ton C besteht im unteren Abschnitt aus grauem Feinsand mit feinkiesigen Einlagerungen, wobei die Sedimente zum Hangenden immer feiner und tonhaltiger werden (KLOSTERMANN 1992). Der obere Abschnitt wird aus einem grüngrauen und blaugrau gefärbten Ton gebildet, der zum Teil Schluffe und Sande enthält (KOWALCZYK 1969). Dieser Tonhorizont hält über weite Entfernungen in gleichartiger Ausbildung durch (BOENIGK 1978c) und ist durch Bohrungen auch im westlichen Erft-Becken nachweisbar (KOWALCZYK 1969). Der Ton C weist im unteren Abschnitt eine reverse Magnetisierung und im oberen auf eine normale Magnetisierung auf, was möglicherweise dem Olduvai-Ereignis zugeordnet wird (KLOSTERMANN 1992). Der Ton C wird mit dem Tegelen-Ton sensu stricto verknüpft (KLOSTERMANN 1992). Der Schotter d ist sehr komplex aufgebaut und durch zahlreiche Erosionsdiskordanzen mit Blocklagen und vereinzelt Driftblöcken von mehr als 60 cm Durchmesser gekennzeichnet, wobei diese als im Quartär zum erstenmal auftretende sedimentologische Kaltklimaindikatoren (KOWALCZYK 1969) auf ein kaltes Klima hinweisen (BOENIGK 1978c). Im Schotter d sind die gelbbraun gefärbten Mittel- und Grobkiese mit grüngrauem Sand wechselgelagert (KLOSTERMANN 1992), wobei die Ablagerungen durch deutliche Schrägschichtung und Feinsandlinsen charakterisiert sind (KOWALCZYK 1969). Die Kiese enthalten zum Teil einen hohen Quarzanteil (60 %) und sind gut gerundet (BURGHARDT & BRUNNACKER 1974), zum Teil zeigen sie eine bunte Zusammensetzung mit niedrigerem Quarzanteil von 50 – 55 % und relativ häufigen kristallinen Gesteinen, während sich die Sandfraktion durch grüne Schieferbrocken und rote und braune Quarze auszeichnet (BOENIGK 1978c). Der Ton D bildet den Abschluss des Ältestpleistozän II, besteht aus zahlreichen Ton- und Schlufflinsen und befindet sich nur in Form von Linsen oder Rinnenfüllungen am Top des Schotters d (BOENIGK 1978c). Der normal magnetisierte Ton D (A. KOČI in BOENIGK & KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972) dürfte dem Olduvai-Ereignis zugeordnet werden (URBAN 1979, KLOSTERMANN 1992).

### **Hauptterrasse 1**

Die Hauptterrasse 1 liegt diskordant über dem Ältestpleistozän II und beschränkt sich möglicherweise nur auf die tieferen Teile des Erft-Beckens und

sind unter den jüngeren Hauptterrassen 2 und 3 begraben, da die Schotter der Hauptterrasse 1 aufgrund der Verwitterung von Hornblende und Granat (vgl. SINDOWSKI 1940) in geringmächtigen Profilen auf ein sehr ähnliches Schwermineralspektrum wie das der Hauptterrasse 2 aufweisen kann und nur in am stärksten abgesenkten Teil der Erft-Scholle sicher erfasst werden kann (BOENIGK 1978c).

Die Schotterfolge ist im Gegensatz zu den liegenden Sedimenten klar rhythmisch aufgebaut, wobei die Korngröße vom unteren Abschnitt aus Grobkies mit Blocklagen und Driftblöcken über sandigem mittleren zum oberen schluffigen und tonigen hin abnimmt (KOWALCZYK 1969). Die Hauptterrasse 1 besteht aus groben Kiesen und Sandfraktionen mit grauweißen Quarzen, die einen schwach bräunlichen Schimmer zeigen, und enthält Driftblöcke (BOENIGK 1978c). Die Quarzzahl weist Schwankungen zwischen 55 und 65 % auf (BOENIGK 1978c) und entspricht dem Q1-Typus (SCHNÜTGEN 1974).

Die Hauptterrasse 1 ist meistens revers magnetisiert. Im Braunkohlentagebau Frechen ist ein Schluffband in der Hauptterrasse 1 eingeschaltet, in dem normale Magnetisierung auftritt (BOENIGK 1978c), die vermutlich dem Jaramillo-Ereignis zugeordnet wird (KLOSTERMANN 1992). Die Hauptterrasse 1 weist mit der Einschaltung von Tonhorizonten E auf ein kühles Klima hin, wobei eine Zeit mit gemäßigttem Klima eingeschaltet ist (BOENIGK 1978c). Der im oberen Abschnitt der Hauptterrasse 1 eingeschaltete Ton E wird von BRUNNACKER (1980) und URBAN (1978b, 1979) in die Waal-Warmzeit eingestuft. Die Hauptterrasse 1 dürfte in der Zeit von der Eburon-Kaltzeit bis zum Anfang der Menap-Kaltzeit abgelagert worden sein (KLOSTERMANN 1992).

## **Hauptterrasse 2**

Von den Hauptterrassen 1 bis 4 breitet sich die Hauptterrasse 2 am weitesten in der Niederrheinischen Bucht aus (SCHNÜTGEN 1974). Sie liegt in der Erft-Scholle und in der Ville über der Hauptterrasse 1 und z. T. unter jüngeren Schichten begraben, aber zum größten Teil bildet sie auch die Oberfläche des Geländes. Die rechtsrheinischen Hauptterrassen am Rand des Bergischen Lan-

des sind auch z. T. dieser zugeordnet (BRUNNACKER & FARROKH & SIDIROPOULOS 1982). Sie kann als „Hauptflächenbildner“ des Sedimentstapels aus den Hauptterrassen 1 bis 3 „mit der jüngeren Hauptterrasse im engeren Sinne im Mittelrheintal verknüpft werden“ und „aus dem Mittelrheintal bis in die Niederlande verfolgt werden“ (BOENIGK 1995). Die oft von einer Blocklage eingeleitete Sedimentation lagerte eine Wechselfolge von Kiesen und Sanden ab und ist mit der mittleren Quarzzahl zwischen 45 und 55 % von dem Q<sub>2</sub> – Typus gekennzeichnet (SCHNÜTGEN 1974). Die starke Vermehrung der Wasserführung des Rheins, das Vorkommen von alpinen Radiolariten und das bemerkenswert starke Auftreten des Saussurites im Schwermineralspektrum beweisen den Anschluss der Aare an das Rheinsystem zu dieser Zeit (BOENIGK 1978c). Wie die rechtsrheinischen Hauptterrassen mit der Hauptterrasse 2 verknüpft werden und in die Menap-Kaltzeit eingestuft werden (FARROKH & SIDIROPOULOS 1982), lässt sich die Hauptterrasse 2 in der Erft-Scholle und in der Ville mit dem oberen Teil der Menap-Kaltzeit und dem unteren Teil des Cromer-Komplexes verknüpfen (KLOSTERMANN 1992).

### **Hauptterrasse 3**

Im Arbeitsgebiet breitet sich die Hauptterrasse 3 im Süden und auf dem Ost- rand der Ville, wo sie die Geländeoberfläche bildet, und im schmalen Streifen in der Erft-Scholle in der unmittelbaren Nähe der westlichen Seite der Ville, aus (SCHNÜTGEN 1974). Die Geländeoberfläche wird im Bereich der Hauptterrassen im Arbeitsgebiet zum großen Teil von der HT<sub>3</sub> weitflächig gestaltet. Außerhalb des Arbeitsgebietes sind die rechtsrheinischen Hauptterrassen am Rande des Bergischen Landes auch z. T. der Hauptterrasse 3 zugerechnet (BRUNNACKER & FARROKH & SIDIROPOULOS 1982). Die Schichten der Hauptterrasse 3 bestehen aus einer Wechselfolge aus Kiesen und Sanden, die durch hell- graubraune bis rotbraune Farben und im Schwermineralspektrum durch einen deutlichen Gehalt an frischen Hornblenden und Pyroxenen gekennzeichnet sind (BOENIGK 1978c). Diese vulkanischen Schwerminerale werden von der Hauptterrasse 3 zum erstenmal in der Niederrheinischen Bucht geführt (BOENIGK 1995). Die Quarzzahl weist im südlichen Bereich der Niederrheinischen Bucht mit etwa 40 bis 45 % einen sehr niedrigen Wert für Hauptterrassen-Schotter auf

und wird damit zu dem Q3 – Typus zugerechnet (SCHNÜTGEN 1974). Ab der Hauptterrasse 3 kommen erstmals Kaltklimaindikatoren, wie z. B. Eiskeile und Kryoturbationen, vor als Hinweise auf Dauerfrosteinwirkungen und wiesen somit auf eine deutliche Verschlechterung des Kaltzeitklimas hin (SCHNÜTGEN et al. 1975, BRUNNACKER 1975) und „es muss mit einem raschen Wechsel von sehr kalten Glazialen und kurzen Interglazialen gerechnet werden“ (BOENIGK 1978c).

Auf der Oberfläche der HT<sub>3</sub> entwickelten sich in der nachfolgenden Warmzeit weitflächige semiterrestrische Reliktböden der Terrassenelemente, die mehr oder weniger stark gekappt, jedoch häufiger in der Mächtigkeit von einigen Metern überliefert sind (SCHNÜTGEN et al. 1975). Auf der Ville waren zwei Rinnenfüllungen in den bis etwa 5 m in die HT<sub>2</sub> und HT<sub>3</sub> eingeschnittenen Rinnen erschlossen (SCHNÜTGEN et al. 1975). Sie bestehen aus einer Wechselfolge von Sand, Schluff, Hochflutlehm und stellenweise Kies, die durch die Bodenbildungen von Rosttyp und Gley stellenweise überprägt sind. Die Wechselfolge wird als Ville-Interglazial-Komplex bezeichnet (BRUNNACKER 1978a). Die zwischengeschalteten Gley-Böden weisen mit Frostblättrigkeit und schwachen Kryoturbationen auf ein schwankendes kühles Klima innerhalb einer langgezogenen Übergangszeit einer Warmzeit zur nächsten Kaltzeit hin. Durch die stabilen Minerale in den Schwermineralspektren ist es erwiesen, dass die Rinnenfüllung aus der Erft stammt, und dass die aus der Eifel kommenden Flüsse bereits über die Ville hinweg zum Rhein geflossen sind. Die große Bruchzone am Westrand der Ville kann nicht als eine Barriere für die Flüsse wirksam gewesen sein, da tektonisch bedingte Reliefunterschiede während der vorangegangenen Rheinschüttungen immer wieder bzw. laufend weitgehend durch die Flussarbeit ausgeglichen wurden. Die Verbreitung der HT<sub>3</sub> an beiden Seiten der Bruchzone am Westrand der Ville lassen auch das ausgeglichene Relief erkennen. Das nach HT<sub>3</sub> in diesem Gebiet entstandene hydrogeologische System war nicht mehr in der Lage, tektonisch bedingte Reliefunterschiede auszugleichen. Die Matuyama/Brunhes-Grenze befindet sich zwischen der HT<sub>3</sub> und der HT<sub>4</sub> (BOENIGK et al. 1974) oder im tieferen Teil des Ville-Interglazial-Komplexes (URBAN 1979). Die sich über der Hauptterrasse 3 entwickelten Böden werden mit dem Cromer-Interglazial II verknüpft (SCHNÜTGEN et al. 1975).

### 2.2.3.1.2. Mittelpleistozän

#### Hauptterrasse 4

Die kaltzeitlich entstandene Hauptterrasse 4 ist im Arbeitsgebiet am Ostrand der Ville in einigen kleinen Gebieten überliefert. Die damals als Unterstufe der Jüngeren Hauptterrasse bezeichnete HT<sub>4</sub> wurde in Tagebau Theresia von KOWALCZYK (1969) beschrieben. Die Terrassenkörper, die im Kippschollenfeld in der südlichen Ville vorkommen, gehören auch zur HT<sub>4</sub> (SCHNÜTGEN 1974). In der Kippscholle von Duisdorf liegt die als Unterstufe der Hauptterrasse erkannte HT<sub>4</sub> (AHORNER 1962) etwa 20 m tiefer auf der Höhe 130 m NN als benachbarte, die ältere HT und besteht aus einem von Blocklagen eingeleiteten Terrassenkörper aus Mittelsand und Grobkies mit einer gesamten Mächtigkeit von 2,30 m (SCHNÜTGEN 1974). Obwohl die HT<sub>4</sub> nach der Quarzzahl dem Q2-Typus zugeordnet werden kann, weisen die Quarzzahlen der Schotter im Kippschollenfeld relativ niedrige Werte zwischen 40 und 50 % auf (SCHNÜTGEN 1974). Im Braunkohlentagebau Theresia liegt die Basis der HT<sub>4</sub> rd. 20 m tiefer als die der anstehenden HT<sub>2</sub> (KOWALCZYK 1969). Nach SCHNÜTGEN (1974) lässt sich die HT<sub>4</sub> nicht nach der Quarzzahl von der älteren HT<sub>2</sub> unterscheiden, sondern sie wurde aufgrund der Höhenlage im Bonner Raum und am Ostrand der Ville besonders herausgestellt. Sie befindet sich im heutigen Rheintal und lässt eine Übergangserscheinung zur Mittelterrassen-treppe erkennen (BOENIGK 1995). Die HT<sub>4</sub> und der Boden darauf gehören der normal magnetisierten Brunhes-Epoche an (SCHNÜTGEN et al. 1975). Die HT<sub>4</sub> lässt sich mit dem Cromer-Komplex verknüpfen.

#### Mittelterrassen I - IV

Die Mittelterrassen und Niederterrassen des Rheins wurden an der linksrheinischen Seite in der Kölner Scholle als nachfolgende treppenartige Fortsetzung der HT<sub>4</sub> überliefert (SCHNÜTGEN et al. 1975). Die Mittelterrassen, die in der Geländegestaltung von treppenartigen Talstufen in einem breiten alt- bzw. mittelpleistozänen Rheintal am Niederrhein liegen, lassen sich anhand geomorphologischer und geologischer Kriterien (Terrassenbasis und -oberfläche, Petrographie und Schwermineralassoziationen) in vier Mittelterrassen (MT I – MT

IV) gliedern (BRUNNACKER et al. 1978a) und mit den dreiteilig gegliederten Mittelterrassen (Obere, Mittlere und Untere Mittelterrasse) am Mittelrhein (GURLITT 1949, MORDZIOL 1951) korrelieren. Die einzelnen Terrassenkörper am Niederrhein weisen infolge zwischengelagerter Interglazialbildungen und infolge von Erosionsphasen einen komplizierteren Aufbau als den am Mittelrhein auf (vgl. BRUNNACKER et al. 1978a).

Die Mittelterrassentreppe wurde durch die tektonische Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges und der südlichen Niederrheinischen Bucht nach der langen Ruhephase während der Hauptterrassenzeit und durch die damit entstandene starke Einschneidung des Rheins herausgebildet (BOENIGK 1995). Aus dem selben tektonischen Grund fielen in dieser Zeit die südlich von Bonn nach Westen hin abzweigenden Stromrinnen des Rheins trocken und dadurch wurde der östliche Seitenarm zum Hauptstromstrich, so dass sich die Terrassentreppe des Rheins auf die östliche Hälfte der Niederrheinischen Bucht beschränkt (SCHNÜTGEN et al. 1975, KLOSTERMANN 1988).

Im Allgemeinen sind die Mittelterrassen durch die unterschiedlichen morphologischen Positionen (Terrassenbasis und –oberfläche), besonders kalte Klimaprägung mit gehäuften Kaltklimaindikatoren, relativ niedrigere Quarzzahlen als die bei den älteren Terrassen und das erstmalige starke Auftreten von vulkanischen Schwermineralen (SINDOWSKI 1940) gekennzeichnet. Die Kaltklimaindikatoren, z. B. Eiskeilpseudomorphosen und Kryoturbationen als Indizien des periglazialen Dauerfrostbodens, kommen abgesehen von HT<sub>3</sub> erst ab MT I vor (SCHNÜTGEN et al. 1975).

Die Quarzzahl der oMT (MT I, MT II) beträgt westlich und nordwestlich Köln 47 bis 49 % und weist einen durchschnittlich 6 – 7 % niedrigeren Quarzanteil auf als den der HT<sub>4</sub> desselben Gebietes (VINKEN 1959). Niedrigere Quarzzahlen sind bei Stommeln, südwestlich der Kläranlage, bei 36 – 44 % und am Sportplatz bei 42 – 47 % an der Basis der MT I festgestellt, während die Quarzzahlen in der MT IIb östlich Anstel Schwankungen zwischen 35 und 58 % mit einem Mittel von 48,8 % aufweisen, und zum Teil liegen die Quarzzahlen in den Mittelterrassen ausgesprochen hoch, was auf den erheblichen Anteil von aufgearbei-

tetem Schotter der angrenzenden Hauptterrassen zurückzuführen ist (BRUNNACKER et al. 1978a).

In den älteren Mittelterrassen (MT I, MT IIa) weist braune Hornblende als ein vulkanisches Mineral hohe Gehalte auf, was auf den beginnenden Eifelvulkanismus zurückzuführen ist (SINDOWSKI 1940, ZONNEVELD 1956, VINKEN 1959, SCHNÜTGEN et al. 1975, BRUNNACKER et al. 1978a). In der Mittelterrasse MT IIb nehmen die Gehalte an brauner Hornblende ab und die Pyroxene treten zunehmend auf, so dass die jüngeren Terrassen, wie Mittelterrasse IIIa, IIIb und IV, durch hohe Gehalte an Pyroxenen gekennzeichnet sind (BRUNNACKER et al. 1978a).

In den Mittelterrassen sind Interglazialbildungen zwischengeschaltet. Z. B. sind die Interglazialbildungen aus den Wechsellagerungen von Ton, Schluff und Sand im Tagebau Fortuna-Garsdorf in der Oberen Mittelterrasse MT II eingeschaltet und unterteilen diese in eine liegende Mittelterrasse IIa und eine abschließende kaltzeitliche Mittelterrasse IIb (BRUNNACKER et al. 1978a). Sie wurden zunächst mit dem Frimmersdorf Interglazial verknüpft (BRUNNACKER et al. 1978a), das in den Terrassen im Tagebau Frimmersdorf-West zwischengeschaltet ist (VON DER BRELIE & KILPPER & TEICHMÜLLER 1959). Sie sind aufgrund der höheren morphologischen Position als die im Tagebau Frimmersdorf-West als Niederaußem Interglazial korrigiert (BOENIGK 1995). Die Interglazialbildungen zwischen MT IV sind dann mit den Kempen-Krefeld Schichten verknüpft und als Holstein Interglazial bestimmt (BOENIGK 1995).

Mit der Einschaltung der warmzeitlichen Sedimente weist die Terrasse einen Kalt-warm-kalt-Rhythmus auf, in dem der Mittelterrassenkörper in einem komplexen Vorgang von Akkumulationen und Erosionen entsteht (BOENIGK 1991). Die Haupteinschneidung der Terrassen, die den Talboden der nächst tieferliegenden Terrasse in der Terrassentreppe als eine Erosionsdiskordanz und als eine Terrassenbasis der nächsten Terrassenakkumulation bildete, erfolgte gegen Ausgang der Kaltzeit durch vorzugsweise lineare Erosion, was auf klimatische Einflüsse und daraus resultierende Auflösung des Dauerfrostbodens gegen Ende der Kaltzeiten zurückzuführen ist (BRUNNACKER et al.

1978a). Dieses Phänomen wird als vom Klima gesteuerte Abtragung im Unterschied zur tektonischen Abtragung bezeichnet. Die nachfolgende noch kaltzeitliche Akkumulation gilt als Basisschotter des hangenden Interglazials (BRUNNACKER et al. 1978a). Die Mittelterrassen gehören der normalmagnetisierten Brunhes-Epoche an.

### **Mittelterrasse I und II**

Die älteste Mittelterrasse ist im Arbeitsgebiet im Südosten an der rechtsrheinischen Seite als eine kleine Fläche überliefert (Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000: C 5506 Bonn). In einer Bohrung (TK25: 5208 Bonn, R 2581360, H 5623190) bestehen die Schichten aus einer Wechsellagerung von Mittel- bis Grobsanden mit Mittel- bis Feinkiesen, die durch eine tiefe Erosionsdiskordanz von der HT abgesetzt über den oligozänen bzw. miozänen Tonschichten des Tertiärs liegt. Die Basis der Schichten liegt dort bei 77,4 m NN und die Oberkante bei 85,10 m NN. Damit liegt die Basis ca. 65 m tiefer als die der benachbarten HT und ca. 33 m höher als die benachbarten jüngeren MT IV.

Es handelt sich um eine Mittelterrasse, die sich in einem morphologisch höheren Bereich der Mittelterrassentreppe befindet, und in der Literatur als Obere Mittelterrasse bezeichnet ist (BREDDIN 1928, KAISER 1961, AHORNER 1962, QUITZOW 1956). Aufgrund des kleinen Vorkommens im Arbeitsgebiet und des Fehlens von vergleichbaren weiteren Terrassen in der Umgebung ist eine detailliertere stratigraphische Einstufung dieser MT derzeit nicht möglich. Aus dem relativen Höhenunterschied zu den höher liegenden benachbarten HT im Arbeitsgebiet kann die MT zu der MT II (BRUNNACKER et al. 1978 a) zugerechnet werden. Nach dem neuesten Stand der Terrassengliederung von BOENIGK & FRECHEN (2006) besteht die MT II aus der MT2 und der MT3. Sie ist mit dem unteren Teil der Elster-Kaltzeit zu korrelieren. Die geringe Erhaltung der MT im Süden des Arbeitsgebietes ist auf die allzu nachteilige Auswirkung der Seitenerosion des Rheins bei Austritt aus dem Engtal des Rheinischen Schiefergebirges zurückzuführen (BRUNNACKER et al. 1978a).



### **Mittelterrasse III**

Als nächst jüngere Schicht ist die MT III im Arbeitsgebiet anzutreffen. Sie befindet sich rechtsrheinisch in der Wahner Heideterrasse. Sie besteht aus drei Schichtenfolgen, wobei die zwischengeschalteten interglazialen Schichten sie in eine Mittelterrasse IIIa und IIIb unterteilen (vgl. BRUNNACKER et al. 1978a). MT IIIa, Frimmersdorf Interglazial und MT IIIb sind nach dem neuesten Stand der Terrassengliederung von BOENIGK & FRECHEN (2006) als MT5 zusammengefasst worden.

### **Mittelterrasse IIIa**

Die liegenden, älteren Schichten MT IIIa werden in der Literatur als Rinnenschotter bezeichnet (QUITZOW 1956, KAISER 1961), die aufgrund der für Mittelterrassen charakteristischen Geröllzusammensetzung, des Schwermineralspektrums (MAARLEVELD 1956, DE JONG 1956) und der morphologischen Lagerungsverhältnisse zwischen oMT und uMT mit der Mittleren Mittelterrasse am Mittelrhein verknüpft werden (QUITZOW 1956). Diese Korrelierung fand bei VINKEN (1959) durch schwermineralanalytische Untersuchungen eine Bestätigung. Die durch tiefe Erosionsrinnen gekennzeichneten Schichten liegen im Arbeitsgebiet ausschließlich unter den jüngeren Schichten begraben und konnten am Anfang nur durch Tiefbohrungen bestimmt werden (QUITZOW 1956). Sie wurden später in einer Kiesgrube bei Efferen westlich von Köln festgestellt (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960) und von den Autoren wurde darauf hingewiesen, dass sie nicht auf schmale Rinnen beschränkt vorkommen, sondern in der ganzen Talbreite abgelagert worden sein dürften. WINTER (1968) kam bei der Untersuchung der uMT zur gleichen Schlussfolgerung. Durch spätere zahlreiche Bohrungen wurde ihre lateral weite Verbreitung in begrabener Lagerung erwiesen, und lässt auf eine Terrassenkreuzung im äußersten Süden der Niederrheinischen Bucht schließen (KLOSTERMANN 1992). Aufgrund der fehlenden Landschaftsform, z. B. der fehlenden Verebnungsfläche, wird die MT IIIa nicht als eine eigenständige Terrasse in der Mittelterrassentreppe im Arbeitsgebiet anerkannt, sondern wird sie als ein Schotterkörper im unteren Teil der MT5 bezeichnet (BOENIGK 1995, BOENIGK & FRECHEN 2006).

Aufgrund der zahlreichen Bohrungen im Nordosten des Arbeitsgebietes handelt es sich um eine Wechsellagerung überwiegend von braunen Mittel- und Grobsanden mit Fein- und Mittelkiesen des Rheins, die durch die tiefen Erosionsdiskordanzen von der älteren Terrasse MT II abgesetzt über dem tertiären Untergrund liegt. Die Gerölle, die am Wasserwerk Bensberg nordöstlich außerhalb des Arbeitsgebietes bestimmt worden sind, weisen mit 40 – 50 % Quarz, 2 – 3 % Lydit, 20 – 30 % Quarzit, 15 – 20 % Sandsteinen und Grauwacken, 8 – 15 % Tonschiefer, 2 – 3 % magmatischen und sonstigen Geröllkomponenten „eine für die Untere und Mittlere Mittelterrasse des Rheins in der Niederrheinischen Bucht typische Zusammensetzung“ auf (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960). Dort besteht die Schwermineralgesellschaft aus über 70 % Hornblende, Augit und Titanit, davon ca. 45 % Augit und Titanit, und stellt ein für den Rinnenschotter typisches Vorkommen der Schwerminerale dar. Dieses wird durch die Schwermineralgesellschaft aus Saussurit - Grüne Hornblende - Alterit - Epidot - Granat mit dem hohen Gehalt von Klinopyroxen und sehr niedrigem Anteil von braunen Hornblenden gekennzeichnet (ZONNEVELD 1956).

Die MT IIIa (Rinnenschotter) wurde zunächst von QUITZOW (1956) als liegende Schicht des Mindel-Riß-Interglazials in den frühen Abschnitt dieses Interglazials eingestuft. Aufgrund des Indizes einer ausgeprägten Kaltzeit in der Terrasse, z. B. deutlicher kryoturbater Erscheinungen, wurde sie aber im Braunkohlentagebau Frimmersdorf West der Mindel-Kaltzeit zugeordnet (VON DER BRELIE & KILPPER & TEICHMÜLLER 1959). Während KAISER & SCHÜTRUMPF (1960) auf glaziale Klimabedingungen der Terrasse hinweisen, wird sie von BRUNNACKER et al. (1978a) als eine epiglaziale Fazies dargestellt, die durch spätglaziale Ablagerungen und Überleitung zum jeweils nachfolgenden Interglazial gekennzeichnet ist.

Die MT IIIa weist die größte Erosionstiefe der quartären Terrassen in der Niederrheinischen Bucht auf (QUITZOW 1956). Die Haupteintiefung der besonders tiefen Rinne der MT IIIa, die sich noch in der Kaltzeit ereignete, ist auf die klimatischen Einflüsse zurückzuführen, die durch das besonders kalte Klima und die Auflösung des Dauerfrostbodens am Ende der Kaltzeit charakteristisch sind

(BRUNNACKER et al. 1978a). Es wurde von BOENIGK (1991) festgestellt, dass das Ende der fluviatilen Akkumulation der Terrassen, z. B. MT I, MT IIb oder MT IIIb in der Kaltzeit liegt, und dass die Basis der nächstjüngeren Terrassenstufen des Rheins wie IIa, IIIa oder IVa am Mittel- und Unterlauf in der Kaltzeit durch tiefe Erosion entstanden ist und nicht in der Warmzeit oder im Übergang von der Kaltzeit zur Warmzeit, da die in der gleichen Zeit abgelagerten Abspülmassen noch durch die Kaltklimaindikatoren, wie Kryoturbationen und Eiskeile überprägt sind. Aufgrund der Lagerungsverhältnisse und wegen des Verlaufs der Basis der MT IIIa weist KLOSTERMANN (1985) auf den ersten spätelsterzeitlichen Eisvorstoß in der Niederrheinischen Bucht hin.

Durch lineare Erosion zu Beginn einer Warmzeit und in der Warmzeit kann der Terrassenkörper der Rinnenschotter mit rinnenartig auftretenden warmzeitlichen Schottern einsetzen und aufgebaut werden (BOENIGK 1995), was durch Beobachtungen der Sedimentstrukturen in den anderen Aufschlüssen, z. B. in der MT im Tagebau Garzweiler Nord und in der MT von Ariendorf erkannt wurde (BOENIGK 1991). Damit werden die Rinnenschotter am Niederrhein von BOENIGK (1995) als warmzeitliche Schotter erklärt, und ihre Eigenständigkeit als Aufschüttung einer selbstständigen Kaltzeit wurde in Frage gestellt, so dass der Befund einer Terrassentreppe, MT I – MT IV, von BRUNNACKER et al. (1978a) mit der Untergliederung der Terrassenkörper von warmzeitlichen Sedimenten vielmehr bestätigt wird.

### **Interglaziale Schichten zwischen MT IIIa und MT IIIb**

Die in MT III zwischengeschalteten interglazialen Schichten bestehen im Arbeitsgebiet aus Horizonten aus Tonen, Schluffen und tonigen Sanden mit humosen und torfigen Einlagerungen, die in den zahlreichen Bohrungen angetroffen wurden. Die fluviatilen Sedimente aus 54 Bohrungen weisen überwiegend graue bis z. T. braune und bei den humosen bis torfigen Beimengungen braune bis schwarze Farben auf. Z. T. bestehen die interglazialen Horizonte aus hellbraunem Lehm oder braunem lehmigem Feinsand, was auf Bodenbildungen zurückzuführen ist. An einigen Stellen treten graue bis braune sandige Kieshorizonte aus überwiegend Feinkiesen und z. T. Mischkiesen zwischen den Ton-

und Sandhorizonten auf. Diese können entweder warmzeitliche Schotter innerhalb der interglazialen Schichten oder kleine Reste der kaltzeitlichen Terrasse innerhalb der in zwei untergliederten Holstein-Schichten sein (vgl. Holstein-Schichten und uMT 1 bei KLOSTERMANN 1992). Aufgrund des kleinen Vorkommens ist keine stratigraphische Zuordnung möglich.

Die interglazialen Schichten befinden sich überwiegend zwischen 35 und 45 m NN und z. T. reicht die untere Grenze bis zu einer Höhe von 27 m NN und die obere Grenze bis zu einer Höhe von 50 m NN. Ihre Mächtigkeit schwankt von 0,2 bis 17,5 m, wobei die meisten Werte zwischen 1 und 14 m liegen.

Bei den pollenanalytischen Untersuchungen einer Bohrung am Wasserwerk Bensberg nordöstlich außerhalb des Arbeitsgebietes wurde die Vorherrschaft der Nadelhölzer festgestellt, wobei alle Pollenspektren durch einen Abies-Anteil von bis maximal 53 % und durch hohe Alnus-Werte von 26,5 bis 39 % gekennzeichnet sind (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960). Danach wurden die humosen Schichten von den Autoren dem Mindel/Riß-Interglazial zugeordnet, wobei die ermittelten Spektren nur für einen kürzeren Abschnitt des Interglazials kennzeichnend sind, welcher nämlich eine fortgeschrittene und etwas kühlere Periode mit Dominanz der Koniferen nach dem temperierten Abschnitt der Warmzeit darstellt (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960).

Die die MT IIIa überlagernden interglazialen Schichten wurden von QUITZOW (1956) aufgrund ihrer Pollenspektren als Absätze des Mindel/Riß-Interglazials von REIN (1951) den Krefelder Schichten gleichgestellt. Nach BRUNNACKER et al. (1978a) sind sie den Kempen-Krefelder Schichten und damit dem Holstein-Interglazial (KEMPF 1966) zugeordnet. Sie wurden später von BOENIGK (1995) aufgrund der Schwermineralführung der Terrassensedimente, der Anzahl der Deckschichten und der morphologischen Position mit dem Kärlicher bzw. Ariendorfer Interglazial am Mittelrhein und dem Frimmersdorf Interglazial am Niederrhein (VON DER BRELIE & KILPPER & TEICHMÜLLER 1959) korreliert, und damit werden sie älter als Holstein-Interglazial eingestuft und in eine Warmzeit innerhalb der Elster-Kaltzeit gestellt. Sie können dann evtl. mit der Holstein-I-Warmzeit (Sensu lato) verknüpft werden, die die älteste Einheit der

Holstein-Schichten ist. Diese sind von KLOSTERMANN (1992) definiert und in drei Einheiten, Holstein-I-Warmzeit (Sensu lato), Untere Mittelterrasse 1, Holstein-II-Warmzeit (Sensu stricto), untergliedert worden. Die Untere Mittelterrasse 1, die von KLOSTERMANN (1985) in die frühe Saale-Kaltzeit eingestuft worden war, kann noch der Elster-Kaltzeit angehören, und z. T. mit MT IIIb und z. T. MT IVa von BRUNNACKER et al. (1978a) verknüpft werden, da diese von BOENIGK (1995) älter als Holstein-Interglazial eingestuft worden war, falls dieses der Holstein-II-Warmzeit (Sensu stricto) von KLOSTERMANN (1992) entspricht. Die tonig-schluffigen Sedimente werden als Hochflutabsätze in einer Stromrinne betrachtet (BRUNNACKER et al. 1978a, VON DER BRELIE & KILPPER & TEICHMÜLLER 1959), welche einem Flusssystem mit zahlreichen Altarmen angehört (KEMPF 1966). Sie können auch in einer Fazies von Sanden und Kiesen vorkommen (KLOSTERMANN 1989).

### **MT IIIb**

Über den interglazialen Schichten kommt die Mittelterrasse MT IIIb des Rheins an der rechtsrheinischen Seite in der Wahner Heideterrasse im Arbeitsgebiet als die oberste Schichtenfolge der MT III vor (Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000: Blatt Wahn, Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000: C 5106 Köln). Sie wird aber zum großen Teil auch von präquartären Schichten direkt unterlagert. In der Literatur wird die MT IIIb allgemein als tiefste Mittelterrasse (FLIEGEL 1912), Mittelterrasse (FLIEGEL 1923), Untere Mittelterrasse (WUNSTORF & FLIEGEL 1910, RULAND 1925, QUITZOW 1956, KAISER 1956, KAISER & SCHÜTRUMPF 1960, Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000: Blatt Wahn, Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000: C 5106 Köln) oder Untere Mittelterrasse 2 (KLOSTERMANN 1992) bezeichnet. Sie tritt nur an wenigen Stellen, z. B. am Mauspfad zutage. In den meisten Stellen wird sie von dünnen Deckschichten aus Sanden überlagert (FLIEGEL 1923). Sie wird nach Westen zu den Niederterrassen hin durch einen Steilrand von durchschnittlich 5 bis 8, bis zu 10 m begrenzt und wird z. T. von Dünen bedeckt, die aus äolischen Flugsanden bestehen (RULAND 1925).

Der Terrassenkörper der MT IIIb besteht an der rechtsrheinischen Seite aus einer Wechsellagerung überwiegend aus braunen Mittel- und Grobsanden mit Fein- und Mittelkiesen des Rheins, was bei zahlreichen Bohrungen aus dem Raum Leidenhausen und in der Umgebung ermittelt worden ist. Die fluviatilen Sedimente sind z. T. grau, feinsandig und grobkiesig. Sie sind durch einen hohen Anteil von Sanden charakterisiert (RULAND 1925). Die Gerölle weisen in Dellbrück nordöstlich außerhalb des Arbeitsgebietes etwas niedrigere Quarzzahlen von 36 – 38 % als die bei MT IIIa auf, wobei die Geröllenspektren mit einer Zusammensetzung von 44 – 49 % aus Grauwacken, Sandsteinen, Siltsteinen und Tonschiefern hohe Anteile von Sedimentgesteinen und einen Gehalt an Eruptiva zwischen 2 und 5 % aufweisen (VINKEN 1959). Die Quarzzahlen in Dellbrück stimmen auch mit denen bei Broich gut überein, die in MT IIIb zwischen 35 und 50 % mit Schwergewicht um 35 – 40 % angetroffen wurden (BRUNNACKER et al. 1978a). Stromabwärts steigende höhere Quarzzahlen sind auf den Anreicherungseffekt der Quarzgerölle durch längere Transportwege zurückzuführen (VINKEN 1959). Einzelne Fraktionen z. B. Feinkiesreicher Sand, welche relativ kleine Quarzgerölle führen, können höhere Quarzzahlen aufweisen (BRUNNACKER et al. 1978a).

Das Schwermineralspektrum weist bei Fixheide auf einen hohen Anteil von bis zu 50 % aus vulkanischen Mineralen auf, der überwiegend aus Augit besteht und zu den hangenden Sedimenten hin auf bis zu 10 % abnimmt, und zeichnet sich durch eine Alterit – Epidot – Granat – gr. Hornblende – Assoziation aus (VINKEN 1959). Der hohe Anteil an vulkanischen Mineralen wurde auch am Wasserwerk Bensberg östlich von Köln festgestellt (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960), wobei Augit am stärksten beteiligt ist.

Die MT IIIb wurde von BRUNNACKER et al. (1978a) aufgrund des Vorkommens des Selbergittuffs bei Gohr mit dem Kärlicher Interglazial korreliert und in die Saale-Kaltzeit zugeordnet. Im Braunkohlentagebau Frimmersdorf West wurden die Kaltklimaindikatoren, wie Brodel-Strukturen und Frostkeile, in den Unteren Mittelterrassen gefunden, die sich über den interglazialen Schichten und den Rinnenschottern befinden, so dass die uMT dort als kaltzeitliche Akkumulation in einem verwilderten Flusssystem in die frühe Saale-Kaltzeit (Dren-

the-Stadium) gestellt wird (VON DER BRELIE & KILPPER & TEICHMÜLLER 1959). Die rechtsrheinische Untere Mittelterrasse im Niederrhein- und Ruhrgebiet, die als weitere Fortsetzung der MT IIIb nach Norden betrachtet wird, wird von Grundmoränen des Saalezeitlichen Inlandeises überdeckt (BREDDIN 1928), was sich das ältere Alter der MT IIIb als der Vorstoß des Inlandeises erschließen lässt. Die MT IIIb wird später von BOENIGK (1995) aufgrund der Lagerungsverhältnisse zu den liegenden interglazialen Schichten, die durch die Korrelation mit Kärlicher bzw. Ariendorfer Interglazial in die Elster-Kaltzeit zugeordnet wird, in die Elster-Kaltzeit eingestuft.

### **Mittelterrasse IV**

Als jüngere Mittelterrasse des Rheins tritt die MT IV an der linksrheinischen Seite im Arbeitsgebiet auf (WINTER 1968), die in der Literatur allgemein als Mittelterrasse, Untere Mittelterrasse oder Untere Mittelterrasse 2 bezeichnet wird. Der linksrheinische Terrassenkörper von MT IV zeigt einen deutlichen Unterschied zum rechtsrheinischen von MT III in den Quarzzahlen und den Schwermineralspektren (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960). Die Gerölle der MT IV weisen mit Quarzzahlen von 26 – 34 % bei Sechtem und mit den von 31 – 38 % bei Kalscheuren einen deutlich niedrigeren Quarzanteil als die rechtsrheinische MT III auf und die Schwermineralspektren zeichnen sich bei Sechtem und bei Kalscheuren durch einen zum Hangenden hin abnehmenden Anteil von vulkanischen Mineralen und zunehmenden Anteil von Granat aus (VINKEN 1959).

Der Schotterkörper der MT IV weist eine kennzeichnende, rhythmische Wechsellagerung von mächtigen Grob- und Feinschotter-Horizonten auf, die sich in jedem Profil in vertikaler Richtung mehrmals wiederholt, wobei die Grobschotter-Horizonte mit hohem Anteil an Grobkies, Steinen und Blöcken durchschnittlich 3 – 4 m mächtig und in der Regel horizontal geschichtet sind, während die Feinschotter-Horizonte durch einen hohen Sandanteil mit häufig reinen Einschaltungen von Sanden, eine durchschnittliche Mächtigkeit von 4 - 7 m und Diagonal- bzw. Schrägschichtungen gekennzeichnet sind (WINTER 1968).

In der MT IV sind interglaziale, feinsandig-schluffige Schichten bei Efferen eingelagert, die zunächst in die Kempen-Krefelder Schichten gestellt wurden (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960, WINTER 1968). Die als Interglaziale von Efferen bezeichneten Schichten wurden vorläufig der Saale-Kaltzeit zugeordnet und deren Korrelierung mit dem Bantega- bzw. Hoogeween-Interstadial wurde in Frage gestellt, denn die tonärmere Fazies und geringe Mächtigkeit der interglazialen Schichten bei Efferen innerhalb der MT IV weisen eine andere stratigraphische Zuordnung des Interglazials als Kempen-Krefelder Schichten hin und das Interglazial innerhalb der MT IV bleibt bei den Bohrungen viel weniger bekannt als das innerhalb der MT III (BRUNNACKER et al. 1978a). Das Interglazial innerhalb der MT IV wird von BOENIGK (1995) aufgrund der Korrelation mit dem Kärlicher bzw. Ariendorfer Interglazial den Kempen-Krefelder Schichten gleichgestellt und in das Holstein Interglazial eingestuft. Dadurch wird die MT IV in die MT IVa der Elster-Kaltzeit und die MT IVb der Saale-Kaltzeit untergliedert.

Das Liegende der MT IVa besteht z. T. aus tertiären Schichten und z. T. aus älteren quartären Schichten, welche aus der MT IIIa, den interglazialen Schichten innerhalb der MT III oder der MT IIIb bestehen. Die MT IVb wird durch Deckschichten aus Löß überdeckt (Geologische Karten von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000: Blatt Brühl, Geologische Karten von Nordrhein-Westfalen 1:100 000: C 5106 Köln, WINTER 1968). Es wurde von WINTER (1968) festgestellt, dass die MT IVb und die Krefelder Mittelterrasse im Raum Köln die gleichen Terrassen sind, und dass die irrtümliche Differenzierung der beiden Terrassen auf die Vortäuschung durch die unterschiedlichen Deckschichtenmächtigkeiten aus Löß zurückzuführen ist. Die Aufschüttung der Krefelder Mittelterrasse erfolgte in dem nördlichen Tiefland im Warthe-Stadium nach dem Abschmelzen des Inlandeises in der Saale-Kaltzeit, und die Krefelder Mittelterrasse befindet sich durch eine Erosionsdiskordanz getrennt über einer Stauchmoräne (QUITZOW 1956). In der südlichen Niederrheinischen Bucht lässt sich die jüngere MT, wie die MT IV, nicht nach den Lagerungsverhältnissen zu den glaziären und fluvioglazialen Ablagerungen untergliedern. Aus diesen Gründen umfasst die MT IVb die ganze Saale-Kaltzeit. Die Korrelation der MT IVb mit der Krefelder Mittelterrasse, die von KLOSTER-MANN (1985) als die jüngste Mittelterrasse, die Untere Mittelterrasse 4, eingestuft wird, lässt das



junge Alter der MT IVb im oberen Abschnitt erschließen. Die MT IVa, die Kempen-Krefelder Schichten und die MT IVb sind nach dem neuesten Stand der Terrassengliederung von BOENIGK & FRECHEN (2006) als MT6 zusammengefasst worden.

### **2.2.3.1.3. Jungpleistozän**

#### **Interglaziale oder interstadiale Schichten**

In der südlichen Niederrheinischen Bucht wurden in Bohrungen an einigen Stellen unter den Niederterrassen tonig-schluffige Ablagerungen angetroffen, die aufgrund ihrer Stellungen innerhalb der Schichtenfolge in ein Interstadial während der Saale-Kaltzeit oder der Weichsel-Kaltzeit oder in das Eem-Interglazial eingeordnet werden könnten. Aufgrund der fehlenden Untersuchungen, z. B. Pollenanalytische Untersuchungen, wurde bei den Bohrungen die zeitliche Zuordnung nicht nachgewiesen.

#### **Niederterrassen**

Die Niederterrassen verbreiten sich im Arbeitsgebiet beiderseits des Rheinstroms und bilden eine bis zu 12,8 km breite Talebene (Geologische Karten von Nordrhein-Westfalen 1:100 000: C 5106 Köln, C 5506 Bonn), die aus der tiefsten, pleistozänen Talstufe der Terrassentreppe in der südlichen Niederrheinischen Bucht besteht (vgl. BRUNNACKER et al. 1978a). Sie befinden sich in der Mitte des pleistozänen Rheintales zwischen der Ville und den Bergischen Randhöhen und sind seitlich von den jüngeren Mittelterrassen umgeben.

Ihre Aufschüttung erfolgte durch den Rhein an der Stelle, wo die jüngeren Mittelterrassen vor der Aufschüttung der NT durch die „recht bedeutsame Erosion des Rheins (insbesondere die Seitenerosion)“ (QUITZOW 1956) tief eingeschnitten worden waren. Die Erosionsdiskordanz ist an den Rändern der NT an der Grenze zwischen NT und MT als ein steiler Erosionshang und als eine deutlich ausgeprägte Geländekante an den beiden Rheinseiten wahrzunehmen

(VON KAMP 1986), an dem sich die Talstufe der NT z. B. an den beiden Seiten des Rheins zwischen Köln und Bonn etwa 6 – 8 m (WUNSTORF & FLIEGEL 1910) und an der rechtsrheinischen Seite durchschnittlich 5 – 8 m, auch 10 m (RULAND 1925) tiefer von der Talstufe der MT morphologisch absetzt. Es wurde aber nicht sicher festgestellt, dass die tiefe Erosion des Rheins vor der Aufschüttung der NT die älteren Terrassen in dem Raum gänzlich entfernt hat (RULAND 1925). Unter den NT wurden häufig die überlieferten, älteren pleistozänen Schichten nachgewiesen (QUITZOW 1956), wie z. B. MT (FLIEGEL 1912) oder ein Eem-warmzeitlicher Torf von Weeze (VON DER BRELIE & MÜCKENHAUSEN & REIN 1955). Z. T. wird die NT diskordant von tertiären oder devonischen Schichten unterlagert.

Die NT wurde zunächst morphologisch in zwei Stufen untergliedert, wobei die tiefere Stufe von FLIEGEL (WUNSTORF & FLIEGEL 1910) nur an der rechtsrheinischen Seite auf Blatt Wahn (TK 5108 Köln-Porz) von Nieder-Kassel über Ranzel nach Langel als Erosionsstufe festgestellt wurde. Die tiefere Stufe liegt als Untere Niederterrasse im allgemeinen 4 – 5 m tiefer als die Obere Niederterrasse im Gebiet (RULAND 1925), wurde im Mittelrhein von JUNGBLUTH (1918) bis zum Neuwieder Becken (zwischen Andernach und Bonn) verfolgt und von diesem Autor als Inselterrasse bezeichnet, die eine selbständige, pleistozäne Aufschüttung darstellt.

Statt dieser morphologischen Gliederung wurde die NT von AHRENS (1930) auf Grund der Bimssteineinlagerung vom Laacher-See-Gebiet stratigraphisch in eine bimsfreie jungdiluviale NT und eine bimsführende mittelalluviale Terrasse untergliedert, wobei deren Aufschotterung die Höhe der diluvialen Niederterrasse erreichte. Nach der stratigraphischen Trennung von AHRENS (1930) wurde die NT von QUIRING (1931) im Neuwieder Becken und von BURRE (1932) auf Blatt Königswinter morphologisch untergliedert, wobei die bimsführende, jüngere Aufschüttung von den beiden Autoren als Inselterrasse bezeichnet wurde, aber die höhere Lage als JUNGBLUTH's Inselterrasse aufweist. Diese ist als Erosionsstufe in die bimsführenden Niederterrassen-Aufschüttungen eingeschnitten (STICKEL 1936).

Nach STICKEL (1936) ist die NT in die bimsfreie ältere und die bimsführende jüngere NT untergliedert. Die NT lässt sich damit sowohl im Unteren Mittelrhein als auch in der südlichen Niederrheinischen Bucht nicht nur stratigraphisch sondern auch morphologisch untergliedern, während die beiden Stufen am nördlichen Niederrhein eine morphologisch einheitliche Terrasse bilden (STICKEL 1936). Im Mittelrhein wurde die NT morphologisch in eine ältere und eine jüngere NT untergliedert (GURLITT 1949). Nach dem Alter der Laacher See-Eruptionen (FIRBAS 1953, FRECHEN & VAN DEN BOOM 1959), wurde die NT in eine weichselzeitliche ältere NT und in eine noch weichselzeitliche jüngere NT untergliedert (QUITZOW 1956, KAISER 1961), wobei die jüngere NT in die Tundrenzeit einzustufen ist. Das weichselzeitliche Alter der jüngeren NT ist zusätzlich durch Kaltklimaindikatoren (THOSTE 1974) und durch C<sup>14</sup>-Datierungen (FIRBAS 1953, MÜNNICH 1957, SCHWEIZER 1958) bestätigt. Der Bereich der NT wird zum größten Teil von der äNT eingenommen, während sich die jNT im Arbeitsgebiet als ein Teil der südlichen Niederrheinischen Bucht „lediglich in inselartigen Resten oder in an den Rand zur äNT angelehnten Leisten“ in einer schmalen Zone neben dem holozänen Rheintal befindet (THOSTE 1974).

Mit den zahlreichen Befunden von Faunen und Floren sind die Stadiale und Interstadiale der Weichsel-Kaltzeit besser bekannt als die der älteren Kaltzeiten, was vermutlich auf die bessere Erhaltung der Schichten und ihre bessere Zugänglichkeit zurückzuführen ist (KLOSTERMANN 1992). Zahlreiche Kaltklimaindikatoren, wie z. B. Kryoturbationen, Eiskeilpseudomorphosen, Sandgerölle belegen das eiszeitliche Klima der Weichselzeit, die das fluviatile Geschehen steuerte. Dieses ist durch ein verwildertes Abflusssystem gekennzeichnet.

### **Ältere NT (äNT)**

Die östliche und westliche Begrenzung der äNT verlaufen nach Austritt aus dem Engtal des Mittelrheins bei Bonn zunächst nach NNW. Die östliche Begrenzung verläuft dann von Beuel nach NNE bis Hangelar und wird durch die Siegniederung durchschnitten. Der östliche Uferrand des Rheintales der äNT wird zwischen Troisdorf und Spich wieder eingesetzt und weist gegen die Bergischen Randhöhen „einen relativ gestreckten Verlauf“ auf, was auf „die Abdrängung

des Hauptflusssystemes gegen Westen durch die Zuschüttung der Sieg“ zurückzuführen ist, während der westliche Uferstrand aus weitgeschwungenen Uferkonkaven gegen die Mittelterrassen“ besteht (THOSTE 1974).

Die Aufschüttung der äNT wird „möglicherweise durch eine schmalere Rinne mit Knochenkies eingeleitet“, der viele kaltklimatischen Faunenresten enthält (THOSTE 1974). Die äNT lässt den zyklischen Aufbau der 2 – 4 m mächtigen Sand- und Grobkies-Pakete von vier rhythmischen Abschnitten erkennen (THOSTE 1974). Der untere Abschnitt A ist durch die an der Basis einsetzenden Grobkiese mit geringem Sandgehalt und häufig durch waagerechte Schichtungen gekennzeichnet und führt in einigen Profilen syngenetische Eiskeilpseudomorphosen und Kryoturbationen. Hier treten auch häufig dünne Ton- und Schluffbänder auf. Der Abschnitt B ist mit Sand-Kies-Wechselfolgen insgesamt sandig aufgebaut und zeigt häufig Schrägschichtungen. Hier treten häufig an der Oberkante des Sandes Blöcke auf. In dem Abschnitt C sind waagrecht mehr oder weniger gut geschichtete, rostbraun verfärbte sandige Mittel- bis Grobkiese mit häufigen Kryoturbationen abgelagert. Der Abschnitt D besteht im wesentlichen aus deutlich schräg- oder kreuzgeschichteten Sanden, Schluffen und Lehmen und schließt als feinkörnige fluviatile Deckschichten den zyklischen Aufbau der älteren NT ab. Diese Deckschichten wurden als Hochflutablagerungen des Rheins gebildet und durch zahlreiche Rinnen und Kolke charakterisiert (RULAND 1925).

Während nur linksrheinisch die Oberfläche der äNT durch Altläufe des Rheins zerteilt wird, wird sie rechts- wie linksrheinisch durch ein Verästelungssystem schmaler, flacher Rinnen überprägt (THOSTE 1974). Diese Rinnen entstanden durch den verwilderten Rheinstrom bei einem Eintiefungsprozess des Rheins (KLOSTERMANN 1992), der am Ende der Ältesten Tundrenzeit stattfand (BRUNNACKER 1978b). Die Rinnen bestehen z. T. aus Abflussrinnen der aus den höher gelegenen Bereichen austretenden Bäche und Flüsse und z. T. aus Altwasserarmen des Rheins, die oft mit torfigen Ablagerungen ausgefüllt sind (VON KAMP 1986). Ein Teil der äNT-Oberfläche ist durch eine allerödzeitliche Bodenbildung überprägt und in den Boden und in den Altläufen sind Laacher See-Bimssteine eingelagert (THOSTE 1974). Die Rinnen und die Altläufe wur-

den überwiegend während der Aufschüttung der jüngeren Niederterrassen durch Hochflutablagerungen bedeckt (KLOSTERMANN 1992), die die Konservierung der Oberfläche bewirkten (THOSTE 1974).

Im oberen Bereich und in allen Flächen der äNT wurde der Stromrinnenkies beschrieben (KLOSTERMANN 1984), der aus grauen und braungelben Fein- und Mittelsanden mit etwas Grobsand- und erheblichen Kiesanteil besteht. Er ist sehr wahrscheinlich in das Ende des Hochglazials bzw. in den Beginn des Spätglazials einzuordnen und dessen jüngster Teil auf der Oberfläche der äNT lässt durch die langgestreckte Form das ehemalige verwilderte Abflusssystem der älteren Niederterrassen-Zeit wieder erkennen (KLOSTERMANN 1992). Der Strombettsand wurde ebenfalls von KLOSTERMANN (1984) zum ersten Mal beschrieben, der als Faziesvariante des Stromrinnenkieses innerhalb eines verwilderten Abflusssystems in der gleichen Zeit wie der Stromrinnenkies entstanden war. Er besteht aus gut sortierten, gelbbraunen Mittelsanden mit einem mehr oder weniger großen Feinsandanteil, und war in den trockenen Kaltzeiten ein wichtiger Lieferant der Flugsandablagerungen gewesen (KLOSTERMANN 1992). Auf der äNT liegen örtlich die Flugsande, die z. T. als Dünen angehäuft auftreten (THOSTE 1974).

Die Schotter der NT sind durch „das stärkere Zurücktreten der Quarzgerölle“ (FLIEGEL 1910c) und „einen größeren Prozentsatz bunten Materials“ (RULAND 1925) charakterisiert, wobei Devongeschiebe vorherrschend sind, und pleistozäne vulkanische Gesteine und tertiäre Kalksteine dazu auftreten. Die Quarzzahlen der äNT schwanken in den Kiesgruben Friesdorf und Rondorf zwischen 25 und 33 % (VINKEN 1959). Der Anteil von Quarzit beträgt dort zwischen 7 und 10 % und der von Eruptiva zwischen 2 und 7 %. Das Geröllspektrum ist dort durch einen hohen Anteil des bunten Materials von Grauwacke, Sandstein, Siltstein und Tonschiefer charakterisiert. Nach THOSTE (1974) zeigen die Quarzzahlen im Bereich der rechtsrheinischen äNT zwischen Köln und Bonn für den Abschnitt B mit ca. 20 % durchschnittlich 4 – 7 % einen kleineren Wert als die im benachbarten linksrheinischen Bereich der äNT mit ca. 26 %, was auf eine Zufuhr von lokalem Schiefergebirgsmaterial in die Rheinschotter durch Nebenflüsse des Rheins zurückzuführen ist. Der Quarzgehalt der linksrheini-

schen äNT steigt im Bereich Köln um 1,8 % auf einer Strecke von 10 km (DERNBACH 1971), dabei eine Erhöhung des durchschnittlichen Quarzgehaltes auf einer Strecke von ca. 40 km von 25 auf 32 % vorhanden ist. Das Schwermineralspektrum zeichnet sich bei den Kiesgruben Friesdorf und Bonn und bei der Bohrung Bonn durch Granat – Epidot – Alterit – Grüne Hornblende – Gruppe aus (VINKEN 1959), wobei der Granatanteil bei den Kiesgruben von mehr als 30 bis zu 50 % anwachsen kann, während der Anteil der vulkanischen Minerale überwiegend aus Augit bei Bohrung Bonn zwischen 30 bis 45 % erreichen kann. Der hohe Granatgehalt ist auf die geringere Verwitterung der NT zum Vergleich der älteren Terrassen zurückzuführen (SINDOWSKI 1940).

Die äNT wurde nach der Eem-Warmzeit in der Weichsel-Kaltzeit abgelagert. Ein tiefer Einschnitt in den Untergrund ging der Aufschüttung der äNT durch ein Rinnensystem voraus, das am Unteren Niederrhein in eeminterglaziale und mittelepleistozäne Absätze eingeschnitten ist (THOSTE 1974). Die Kies-Sand-Partien (Abschnitt A – C in THOSTE 1974) lagerten im Früh-, Hoch- und frühen Spätglazial ab, während die Hochflutabsätze auf der äNT hauptsächlich im Spätglazial ablagerten, was auf die Eintiefung der äNT durch den Rhein infolge der beginnenden Klimaverbesserung zurückzuführen ist (THOSTE 1974, KLOSTERMANN 1992).

### **Jüngere Niederterrasse (jNT)**

Die Basis der bimsführenden Sedimente der jNT ist im Arbeitsgebiet etwa 10 m unter der Oberfläche der äNT eingeschaltet und deren Oberfläche liegt nördlich von Bonn ca. 2 m, bei Ranzel 1 – 2 m unter dem äNT-Niveau, damit erreicht die Mächtigkeit der Aufschüttung etwa 8 – 9 m (THOSTE 1974). Die jNT ist durch Abfolgen von Sanden und Kiesen aufgebaut, wobei die Aufschüttung durch eine starke Durchsetzung speziell der sandigen Ausbildung mit dunklen Tuffiten oder hellen Bimslinsen bezeichnend ist (THOSTE 1974). Die jNT wurde nach deren Ablagerung z. T. durch Erosion um 2 bis 4 m tiefer gelegt und die Unterstufe der jNT wurde herausgebildet (THOSTE 1974). Diese tiefere Talstufe begleitet den jetzigen Rheinstrom mit ca. 1,5 km auseinanderliegenden rechts- wie linksrheinischen Uferändern und beginnt ab Rheidt-Widdig vom Rhein entfernt sich

auszuweiten (THOSTE 1974). Die tiefere Talstufe wurde an der rechtsrheinischen Seite von FLIEGEL (1923) und RULAND (1925) als Untere Niederterrasse beschrieben und von BRUNNACKER (1978b) als Auflösungszone der NT beschrieben.

Die hangenden Partien der inselartig überlieferten jNT wurden mehrfach ausgeräumt und infolge Ausspülung feinerer Komponenten wurde ein 0,2 – 0,4 m mächtiges Geröllkonzentrat angereichert, welches z. T. von tonigem Lehm und von Flugsand überlagert wird (THOSTE 1974). Die Geröllkonzentrate und die hangenden Sande sind durch Bodenbildungen gelbbraun bis rötlichbraun verfärbt und die Flugsande häufen sich als Dünen auf jNT-Inseln und Uferändern der Unterstufe der jNT (THOSTE 1974).

Die jNT lässt sich durch das gehäufte Auftreten von brauner Hornblende und den Hauyn-Gehalt innerhalb der jNT von älteren Ablagerungen trennen (FRENCHEN & HEIDE 1969). Die Hochflutsedimente der jNT können z. B. durch das gehäufte Auftreten von brauner Hornblende (bis 27 %) von Hochflutsedimenten der äNT getrennt werden (THOSTE 1974). In der jNT sind vulkanische Minerale (braune Hornblende, Pyroxen, Titanit und Olivin) mit einem wechselnden Gehalt von 20 - 80 % vorherrschend (THOSTE 1974). Aufgrund des Körnungseffektes wiesen Pyroxene in groben Kieslagen einen erhöhten Anteil auf, während die braune Hornblende bevorzugt in Hochflutlehm der jNT angereichert wurde (THOSTE 1974).

In der jüngeren Tundrenzeit lagerte die jNT in tief eingeschnittenen Stellen auf der äNT ab, wobei es nicht sicher festzustellen ist, ob „der allerödzeitliche Talboden tief eingeschnitten war oder ob eine besondere Eintiefung der jNT-Akkumulation vorangegangen war“ (THOSTE 1974). Die in der Unterstufe der jNT gelegentlich ausgeprägten Taschenböden weisen auf die kaltzeitliche Bildung innerhalb der Jüngeren Tundrenzeit hin (THOSTE 1974). Die Entstehung und die zeitliche Einstufung der NT wurde von KLOSTERMANN (1992) im Zusammenhang mit der Änderung im Abflusssystem des Rheins ausführlich diskutiert, die im wesentlichen durch die Klimaentwicklung, Meeresspiegelschwankungen und tektonische Entwicklung gesteuert wird.

## **Fließerde**

Im Arbeitsgebiet liegen an vielen Orten, insbesondere an den Abhängen und in Hangfußbereichen der Ville, Fließerden vor, die in der Weichsel-Kaltzeit unter periglazialen Klimabedingungen entstanden sind (vgl. KLOSTERMANN 1992). Sie entstehen durch Solifluktion, was den Vorgang des Bodenfließens bezeichnet, wenn während der kaltzeitlichen Sommer der aufgetaute, wasserübersättigte Boden sich über den unteren noch gefrorenen Teil des Dauerfrostbodens oder über wasserundurchlässigen Schichten hangabwärts zu bewegen beginnt. Schon an flachen Hängen mit geringen Hangneigungen von  $1 - 2^\circ$  setzen diese Fließbewegungen ein. Sie werden auch als Hangschutt bezeichnet (ANDERSSON 1906). Sie stammen aus Verwitterungs- und Gesteinsschutt in Einzugsgebiet und sind durch eingemengte Fremdgesteine aus der näheren, höheren Umgebung gekennzeichnet (SCHREINER 1992). Sie sind auch durch schlecht sortierte Korngemische charakterisiert (KLOSTERMANN 1992). Die Lagerungsverhältnisse mit den kaltzeitlich entstandenen Schichten, z. B. Löß oder Schotterterrassen lassen das kaltzeitliche Alter der Fließerden erschließen (SCHREINER 1992).

## **Windablagerungen**

Als Windablagerungen kommen im Arbeitsgebiet Löß, Sandlöß, Flugsand und Dünen vor, die sich hauptsächlich durch die Korngrößen unterscheiden (KLOSTERMANN 1992). Die äolischen Ablagerungen weisen eine zonale Verbreitung auf, wobei sie in der südlichen Niederrheinischen Bucht „dem linksrheinischen Lößgebiet“ und „dem Gebiet östlich der Niederterrasse des Rheins am Rande des Bergischen Landes“ angehören (MÜLLER 1959). Da ihre Verbreitung nicht an bestimmte geologische Schichten oder eine bestimmte Höhenlage gebunden ist, lassen sich ihre Ablagerungen durch eine äolische Entstehung erklären (BREDDIN 1925, WILCKENS 1924). Obwohl in fast allen Kaltzeiten äolische Sedimente am Niederrhein abgelagert worden sein dürften, ist ihr heute noch erhaltener Teil größtenteils während der Weichsel-Kaltzeit entstanden, da



ältere äolische Ablagerungen zum großen Teil später abgetragen worden waren (KLOSTERMANN 1992).

Im linksrheinischen Lößgebiet innerhalb des Arbeitsgebietes sind die verschiedenen geologischen Untergründe weitflächig vom Löß überdeckt (KAISER 1908, FLIEGEL 1910c, RAUFF 1924, BRUNOTTE & IMMENDORF & SCHLIMM 1994). Am östlichen Abhang der Ville findet der Löß eine große Verbreitung, so dass die älteren geologischen Schichten des Abhanges fast vollständig und ununterbrochen von ihm verhüllt sind. Zu dem erreicht er hier besonders große Mächtigkeiten von 8 bis 10 m (KAISER 1908). Die Oberfläche der Unteren Mittelterrasse (MT 6) ist ebenfalls fast vollständig vom Löß überdeckt, so dass die Geländeoberfläche darüber infolge der gleichmäßigen Löß-Ablagerung als eine Ebene erscheint (KAISER 1908). Hier erreicht der Löß eine Mächtigkeit von 1 bis 2 m (vgl. WINTER 1968). In Hermühlheim erreicht der Löß eine Mächtigkeit von ca. 4 m an einer Übergangsstelle (LOHAN 1999). Zwischen dem Löß und dem Terrassenschotter wurde auch der Hochflutlehm der MT 6 beobachtet, der wie der darunter liegende Schotterkörper vor der Ablagerung des Lösses von einer kräftigen interglazialen Bodenbildung überprägt wurde (WINTER 1968, LÖHR & BRUNNACKER 1974).

Die Flugsande kommen im Arbeitsgebiet als ausgedehnte Sandablagerungen vor und überdecken verschiedene geologische Schichten, wie die NT, MT, HT, die tertiären und devonischen Schichten (WILCKENS 1924, BREDDIN 1925, 1927, RULAND 1925, JUX 1956, THOSTE 1974, BRUNOTTE & IMMENDORF & SCHLIMM 1994, Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000: C 5106 Köln, C 5506 Bonn). Sie werden auf der Ostseite des Rheins auch als Decksande bezeichnet (WUNSTORF 1912, ZIMMERMANN 1918, FLIEGEL 1923, RAUFF 1924, JUX 1956), die zusammenhängende Sanddecken bilden. Im Blattgebiet Wahn (Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000: Blatt Wahn) beträgt die Mächtigkeit des Decksandes 2,5 – 4 m (WILCKENS 1924) und im Blattgebiet Bonn (Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000: Blatt Bonn) kann sie über 2 m betragen (RAUFF 1924). Der Decksand erreicht in der Hohlkehle zwischen Mittel- (MT 5) und Niederterrasse auf der älteren Niederterrasse und am Ostrand

der Mittelterrasse (MT 5) eine große Mächtigkeit, während die Terrassenkiese der Mittelterrasse (MT 5) an ihrem Westrand in einer breiten Fläche unverhüllt an die Oberfläche treten (BREDDIN 1925). Auf der jNT kommen Sande vor, die äolischer Natur sind und die abschließende fluviatile Decke aus Sanden überlagern (THOSTE 1974). Auf der NT treten die Flugsande hauptsächlich als dünne Decke über der Unterstufe der jNT sowie der Ufer und als inselartiger Rest der jNT auf und bilden dort morphologisch deutlich ausgeprägte Dünengebiete (THOSTE 1974).

In den Decksandgebieten kamen immer wieder äolische Bewegungen vor, die zu Sandakkumulationen führten und die Dünengebiete bildeten (JUX 1956). Damit stellen Dünen eine morphologisch ausgeprägte Form von Flugsandablagerungen dar. An der östlichen Seite des Rheins in der südlichen Niederrheinischen Bucht herrschen hauptsächlich Parabeltypen vor und der höchste Dünenpunkt liegt in der Regel nicht höher als 5 m als die Umgebung und die durchschnittliche Längserstreckung beträgt zwischen 100 – 200 m (JUX 1956). Auf der Niederterrasse kommen Dünen an verschiedenen Stellen vor (WILKENS 1924, BRUNOTTE & IMMENDORF & SCHLIMM 1994, Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000: Blatt Bonn, Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000: C 5506 Bonn). Nördlich von Bonn in Tannenbusch kommen Flugsande auf der äNT an der NE- Seite eines Altlaufs vor, die über dem gelbgrau gefärbten Alleröd-Boden liegen und zu einer Düne mit Bimseinlagerung angehäuft sind (THOSTE 1974). Linksrheinisch gibt es noch kleine Dünen zwischen Sürth und Rodenkirchen auf der NT und auf Blatt Wahn (Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000: Blatt Wahn).

### **2.2.3.2. Holozän**

Das Holozän ist die Warmzeit nach dem letzten Eiszeitalter und begann etwa 10 300 Jahre vor heute. Im Holozän sind die geologischen Vorgänge im Arbeitsgebiet durch Abtragungen und Ablagerungen in Flüssen und kleinen Rinnen, junge Schuttbildungen an steilen Abhängen, Moorbildungen, äolische Ab-

lagerungen wie Flugsande und Dünen und Bodenbildungen gekennzeichnet, welche unter warmen klimatischen Bedingungen entstanden sind. Die neu entstandenen Bildungen befinden sich außerhalb der Holozän-Terrassen des Rheins im wesentlichen in relativ oberflächennahen Bereichen. Die geologischen Vorgänge dauern in vielen Fällen bis heute an.

### **Holozän-Terrassen des Rheins**

Am Anfang des Holozäns wurde die Eintiefungstendenz unter die Niederterrassen-Flur des Rheins fortgesetzt, die bereits etwas vor dem Bölling-Interstadial der Weichsel-Kaltzeit begonnen hat (BRUNNACKER 1978b). Durch dieses tiefe Einschneiden des Flussbettes entstand das schmale holozäne Rheintal im Süden der Niederrheinischen Bucht. Während der folgenden Aktivierungsphasen wurde das Flussbett z. T. abgetragen und z. T. durch Schwemmfächerbildungen aufgeschüttet und anschließend bildete der Fluss mehrere Mäandrierungsphasen. Zwischen der Oberfläche der Niederterrasse bzw. der Auflösungszone der Niederterrasse und der Rheinsohle liegen die Oberflächen der holozänen Bildungen. Im Süden der Niederrheinischen Bucht dominiert die Ausräumung aufgrund der Bündelung der Wassermassen und die Überlieferung altholozäner Bildungen ist begrenzt möglich. Aus dem selben Grund entstand ein erster älterer Mäander im Zusammenhang mit der Auflösungszone der NT bei Niederkassel.

Im Süden der Niederrheinischen Bucht kommen Holozän-Terrassen nur in einem schmalen Streifen beiderseits des Rheins vor (KLOSTERMANN 1992). Die Mäanderbögen in der kiesreichen Niederterrasse zwischen Bonn und Duisburg haben sich relativ klein und z. T. als „Haken“ entwickelt im Gegensatz zu den großen Bögen am Unteren Niederrhein, da die Größe der Mäander aufgrund der Versandung flussabwärts zunimmt und von dem mäanderbildenden Material abhängig ist (BRUNNACKER 1978b). In den Gleithang der Mäanderbögen bei Weiß, Lülisdorf, Urfeld und Plittersdorf lagerten die altholozänen Terrassen im Altholozän II als Schwemmfächer ab (BRUNNACKER 1978b). In den relativ großen Mäanderbögen bei Weiß und Lülisdorf sind die jungholozänen Terrassen neben den altholozänen Terrassen überliefert. In den kleinen Mäanderbö-

gen bei Limperich, Schwarz-Rheindorf, Grau-Rheindorf, Mondorf und Zündorf treten noch die jungholozänen Terrassen auf. Die holozänen Terrassen werden von KLOSTERMANN (1989) als Reihenterrassen bezeichnet.

Die holozänen Terrassenkörper bauen sich aus aufgearbeitetem Kies und Sand der pleistozänen und holozänen Terrassen auf und deshalb ist die stratigraphische Zuordnung petrographisch und schwermineralanalytisch nicht durchführbar (KLOSTERMANN 1992). Die verschiedenen flussgeschichtlichen Abschnitte der holozänen Terrassen werden durch die Feinmorphologie und Uferlinien abgegrenzt (BRUNNACKER 1978b). Für die zeitliche Einstufung der Abschnitte spielen prähistorische Funde, historische Belege (z. B. HOPPE 1970) und pedogenetische Prägungen (BRUNNACKER 1978b, SCHRÖDER 1983) die entscheidenden Rollen, da eine typologische Prägung der Böden grundsätzlich von Zeitdauer der Bodenbildung abhängig ist. Durch wiederholend auftretende mehrmalige Tiefenerosionen des Flussbettes wurden die verschiedenen Auenbereiche der holozänen Terrassen des Rheins abschnittsweise trockengelegt und durch zeitweilige Hochfluten durch sandig-schluffige bzw. sandig-lehmige Hochflutsedimente überdeckt. Aus diesen Hochflutsedimenten haben sich verschiedene Böden entwickelt, darunter terrestrische Böden, wie Braunerde und Pararendzinen, die für die Datierung der verschieden alten Areale eine wesentliche Rolle spielen (BRUNNACKER 1978b). Bei Baumstammfunden ist das Alter der Sedimente durch dendrochronologische Bearbeitung und Radiokarbon-Bestimmungen zu datieren und bei torfigen Lagen durch Pollenanalysen und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen. Das Klima, Meeresspiegelschwankungen der Nordsee und die Entwicklung der Vegetation sind die prägenden Faktoren der holozänen Flussentwicklung des Rheins.

### **Fluviatile Ablagerungen auf den NT**

In die Talauen, die im Holozän auf den Niederterrassen neu entstanden waren, flossen zeitweilig im Altholozän, wie Präboreal und Boreal, geringe Wassermengen vom Hauptstrom des Rheins abzweigend durch und lagerten Auenlehm und Auensand ab (KLOSTERMANN 1992). Dort stammt der Auensand in den weitaus meisten Fällen aus den sandig-kiesigen Terrassenablagerungen oder

den Hochflutsanden in der unmittelbaren Umgebung der Talaue. Dessen Mächtigkeit beträgt in den weitaus meisten Fällen zwischen 1 und 1,5 m. Der Auenlehm lagerte in erster Linie während des Atlantikums und Subboreals ab und dessen Mächtigkeit kann bis zu 2 m erreichen. Im Holozän lagerten in den Altläufen des Rheins Kiese, Sande und Tone ab, welche z. T. durch Hochwässer des Rheins hergebracht worden sind, oder z. T. aus dem Material der näheren Umgebung stammen (KAISER 1908, RAUFF 1924). Z. T. wurden die tonigen Sedimente durch die Bachläufe, die von den Höhen der Ville herabkommen, den Rinnen zugeführt.

## **2.3. Tektonik des Arbeitsgebietes**

### **2.3.1. Tektonische Gliederung und tektonischer Formenschatz**

Das Arbeitsgebiet gehört zum Großteil zur Kölner Scholle, und ein kleines Teilgebiet im Südwesten wird zur Erft-Scholle gezählt. Die gesamte Niederrheinische Bucht weist durch ihre Kippung von Süden nach Norden eine Schrägstellung der Großschollen nach Nordwesten hin auf (QUIRING 1926, QUITZOW 1959), durch die ein überhöhtes Längsgefälle der Terrassen gebildet wird (KLOSTERMANN 1992). Durch eine fortdauernde Kippung wird das Längsgefälle der einzelnen Terrassen mit zunehmendem Alter immer steiler.

Die Erft-Scholle ist durch das Erft-Sprung-System und das Swist-Sprung-System (AHORNER 1962) von der Kölner Scholle getrennt. Die beiden Sprung-Systeme streichen meistens in NW – SE Richtung und weisen Einfallswerte zwischen  $60^\circ$  und  $70^\circ$  auf. Der Erft-Sprung, der die Ville bereits von seiner Wurzel am Bornheimer Horst ab in zwei ungleiche Teil-schollen spaltet (FLIEGEL 1922) und mit dem Donatus-Sprung und der Brüggener Störung eng verbunden sind (Erft-Sprung-System), begleitet den Swist-Sprung mit seinen Begleitbrüchen und Vorstaffeln (Swist-Sprung-System) im östlichen Abstand von 2 – 3 km und löst die Stellung dieses Sprung-Systems als Ville-Randbruch ab (AHORNER 1962). Die Grenze der Kölner Scholle zur Erft-Scholle zeichnet sich durch einen treppenartigen Abbruch der Ville aus, dem z. B. von Westen nach

Osten der Erft-Sprung, der Horremer Sprung, der Mödrather Sprung, der Max-Rudolf-Sprung, der Buchholzer Sprung, der Türnicher Sprung und der Louise-Sprung angehören (PRANGE 1958). Diese Verwerfungen weisen im Braunkohlentagebau Frechen annähernd gleiche Streich- und Einfallswerte auf (BOENIGK 1978c).

Im südlichsten Gebiet der Vile wird der tektonische Bau in der Hauptsache durch eine Reihe von Spezialschollen bestimmt (AHORNER 1962, FRECHEN 1976). Das Gebiet, das als Kippschollenfeld bezeichnet wird, wurde von vorwiegend NNW – SSE oder W – E streichenden Brüchen in verschiedene tektonische Teilschollen zerteilt, die nach N und NE je nach der Scholle im unterschiedlichen Ausmaß antithetisch eingekippt sind und aus dem Horst des Kreuzberges, der Kippscholle von Duisdorf (dem Duisdorfer Graben), der Kippscholle von Lüftelberg-Buschhoven und dem Bornheimer Horst bestehen. Der Kreuzberg-Horst wird durch die Röttgener Störung im Westen vom Duisdorfer Graben getrennt. Die Grenze zwischen dem Duisdorfer Graben und der Kippscholle von Lüftelberg-Buschhoven wird durch den Kottenforst-Sprung gebildet. Die westliche Grenze des Bornheimer Horstes wird durch die Römer-Störung gebildet. Das Bonner Kippschollenfeld wird durch den Swist-Sprung am Westrand von der tief versenkten Erft-Scholle getrennt. Die hochgekippten Schollenränder im S und SW sind durch den Devonsockel gekennzeichnet, der entweder zutage tritt oder die Unterlage der Hauptterrassen-Schotter bildet. Im Gegensatz dazu zeichnen sich die fortschreitend eintauchenden Stellen im N und NE durch tertiäre Sedimente wie Schichten der Braukohlenformation und jungtertiäre Kieseloolith-Schichten aus. An den Bruchlinien, welche die Kippschollen voneinander trennen, wurde der maximale quartäre Verwurf von 15 m festgestellt.

Der östliche Teil der südlichen Vile ist wenig gestört (AHORNER 1962). Der Kierberger Sprung und Bornheimer Sprung werden dazu gezählt. Im Osten der Niederrheinischen Bucht wurde das devonische Grundgebirge vom Bergischen Land durch ein System von Randverwerfungen staffelförmig abgesenkt (HERMES & MÜLLERMINY 1974), die meistens in NW – SE, z. T. in W – E und z. T. in N – S Richtung streichen (FRECHEN 1976).

Im Südosten der Niederrheinischen Bucht wird der Untergrund durch die meistens NW – SE streichenden Bruchlinien, die zwischen den Randverwerfungen des Bergischen Landes und den Hauptabbrüchen der Nordeifel liegen, in Schollen zerlegt und bildeten den Siebengebirgsgraben und den Hardt-Horst (FRECHEN 1976, KAISER 1956). Die Oberflächenanordnungen der tertiären Vulkane des Siebengebirges und die Entwicklung der vulkanischen Magmen werden mit den tektonischen Strukturen in Zusammenhang gebracht (FRECHEN 1976). Die tertiären Schichten, die sich in der Niederrheinischen Bucht unter den Mittelterrassen und Niederterrassen befinden, weisen zahlreiche Bruchlinien mit dem Streichen in NW –SE Richtung, auf die in vielen Orten in der Niederrheinischen Bucht das niederrheinische Hauptbruch-System bildet (vgl. Ingenieurgeologische Karte 1:25 000: 5208 Bonn). An dem südlichsten Ende der Niederrheinischen Bucht treten Schichtenverbiegungen (Flexuren) auf, durch die die Bruchschollentektonik und die Höhenlagen der Terrassen modifiziert werden (BRUNNACKER & BOENIGK 1983).

### **2.3.2. Zeitlicher Ablauf der tektonischen Bewegungen**

Die Bruchbewegungen, die beim Gesamtverwurf am Swist-Sprung-System festgestellt wurden, bestehen wie bei fast allen großen Verwerfungslinien der Niederrheinischen Bucht aus zahlreichen Einzelphasen, so dass die verschiedenen stratigraphischen Horizonte mit zunehmendem Alter immer größere Sprunghöhen als eine Summierung zahlreicher Einzelphasen aufweisen (AHORNER 1962). Die Bruchbewegungen des höheren Pliozäns und an der Wende Pliozän/Pleistozän werden als känozoische Hauptbruchbildung der Niederrheinischen Bucht bezeichnet. An der Wende Pliozän/Pleistozän kam es neben der Bruchtätigkeit zu einer gesteigerten allgemeinen Heraushebung des Gebietes, was in den tektonisch gestörten Gegenden zu einer kräftigen Diskordanz zwischen dem Ältestpleistozän und dem präquartären Untergrund führte (AHORNER 1962). Im Quartär lassen einige geologische Schichten besondere tektonische Bewegungsphasen erkennen (BOENIGK 1978c). Z. B. wird eine tektonische Bewegungsphase durch einen Umlagerungshorizont im Hangenden des

Ältestpleistozäns II, durch die tiefgreifende Verwitterung an der Grenze Hauptterrasse 1 / 2 oder durch die Verbreitung und Ausbildung der Hauptterrasse 3 angezeigt (BOENIGK 1978c). Im Pleistozän lassen sich mehrere verstärkte Bewegungsphasen der Bruchschollen erkennen, z. B. im Ältestpleistozän und während der Akkumulationszeit der Hauptterrassen (AHORNER 1962). Während der „Mindel-Eiszeit“ (Elster-Kaltzeit) kam es nach der bruchtektonischen Ruhezeit wiederum zu deutlichen Bruchbewegungen, um ihr Maximum gegen Ende der „Mindel-Eiszeit“ (Elster-Kaltzeit) und des „Mindel/Riß-Interglazials“ (Elster/Saale-Interglazials) zu erreichen, wo auch die regionale Einkippung der tektonischen Teilschollen der Niederrheinischen Bucht ihren Höhepunkt der Kippbewegung aufweist (AHORNER 1962). Mit dem Beginn des „Riß/Würm-Interglazials“ (Eem-Warmzeit) kam es zu einem deutlichen Abklingen der Bruchtätigkeit (AHORNER 1962). An den Bildungen des höheren Jungpleistozäns ist an den großen Sprüngen, wie an den westlichen Randstörungen der Ville gewöhnlich ein nur noch sehr untergeordneter Verwurf (meist nur einige wenige Meter) festzustellen. Die rezenten Erdbeben und Feinnivellements zeigen das Fortbestehen der Bruchschollentektonik in der Niederrheinischen Bucht (AHORNER 1962).

Am Erft- und Horremer Sprung wurde während des Pliozäns und des Pleistozäns eine durchschnittliche jährliche Absenkungsrate von 0,07 mm pro Jahr beobachtet (BOENIGK & KOČI & BRUNNACKER 1979, BRUNNACKER & BOENIGK 1983), während eine jährliche durchschnittliche Hebungsrate des Rheinischen Schiefergebirges an der südlichen Seite der Sieg von ca. 0,082 mm pro Jahr erwartet wird (BRUNNACKER et al. 1982). Das Rheinische Schiefergebirge wurde seit dem Pliozän ca. 300 m herausgehoben (MÄLZER & HEIN & ZIPPELT 1983). Die jährliche durchschnittliche Verschiebungsrate während des Quartärs beträgt mehr als die des jüngeren Tertiärs mit Ausnahme von einigen Verwerfungen in der Niederrheinischen Bucht, die mehr oder weniger kontinuierliche Verschiebungsraten aufweisen (BRUNNACKER & BOENIGK 1983). Die hauptterrassenzeitliche Periode zeichnet sich durch eine lange Dauer und eine langsame Verschiebungsrate der tektonischen Aktivität aus (BRUNNACKER & BOENIGK 1983). Ein stetiger Bewegungsablauf der Bewegung ist weniger wahrscheinlich, sondern man muss vielmehr neben Perioden gesteigerter



Bruchaktivität mit solchen geringerer tektonischer Bewegung und sogar mit Ruhepausen rechnen (AHORNER 1962). Nur 10 % der tektonischen Bruchbewegungen innerhalb der Niederrheinischen Bucht bilden eine schnelle und heftige Dislokation, die zu einem tektonischen Erdbeben führt, während deren größter Teil in Form geodätischem Kriechen an den heute noch aktiven, fortlebenden Verwerfungen abläuft (KLOSTERMANN 1992).

Die rezenten geodätischen Messungen durch Feinnivellements zeigen, dass der westliche Teil des Rheinischen Schiefergebirges durch Hebung und Stabilität gekennzeichnet ist, während sich dessen östlicher Teil durch eine Tendenz einer gebietsweisen Abwechslung von Hebung und Absenkung auszeichnet (MÄLZER & HEIN & ZIPPELT 1983). Danach hebt sich das östliche Rheinische Schiefergebirge in der Nähe von Köln um 0,4 mm pro Jahr, während die relative rezente Höhenveränderung in den Ardennen durch eine sehr hohe Hebungsrate von maximal 1,6 mm pro Jahr gekennzeichnet ist. Die Niederrheinische Bucht zeichnet sich durch eine große Absenkungsrate von 1 mm pro Jahr aus, die durch geodätische Messungen beiderseits des Peelrandbruches bei Roermond bestimmt worden war (KLOSTERMANN 1992). Während sich die Kölner Scholle mit einer Hebungsrate von ca. 0 – 0,4 mm (vgl. MÄLZER & HEIN & ZIPPELT 1983) hebt, sinken die westliche Teilschollen weiter ab. Bei geodätischen Messungen im Zeitraum von 1933 –1952 wurde festgestellt, dass Rur- und Erft-Scholle innerhalb dieses Zeitraumes gegenüber der Kölner Scholle um 2 – 3 cm, stellenweise sogar bis zu 5 cm, absanken (KLOSTERMANN 1992). Die seit der Zeit des Frühmittelalters aus dem Niederrheingebiet schriftlich aufgezeichneten Erdbeben zeigen, dass sich die Erdbebentätigkeit vorwiegend auf die westliche Niederrheinische Bucht beschränkt (KLOSTERMANN 1992).

### **3. Datengrundlage**

#### **3.1. Die Bohrdaten**

Die quartären Schichten sind in der Südlichen Niederrheinischen Bucht nur an wenigen Stellen außerhalb von Kiesgruben aufgeschlossen. Daher liefern Boh-

rungen wichtige flächendeckende Informationen zum geologischen Aufbau des Untergrundes. Die größten Teile der Bohrdaten sind dem Archiv des Geologischen Landesamtes NRW entnommen. Zum Teil wurden sie vom Amt für Umweltschutz der Stadt Köln, der Firma GEW (Gas-, Elektrizitäts- und Wasserwerke Köln AG) und RGW (Rechtsrheinische Gas- und Wasserversorgung AG) bereitgestellt. Die Bohrdaten sind als Datenbank- Tabelle in Excel erfasst. Sie enthält die Gauß- Krüger- Koordinaten, Geländehöhen, Daten zur Petrographie, Einschaltungen, Höhenwerte der Schichten, Hinweise zur Stratigraphie, Ortsangaben, Messtischblattnamen und andere Informationen zu den Bohrungen. Die Excel- Daten können mit Hilfe des vom Verfasser erstellten Avenueprogramms in ArcView als Shape- Daten geladen werden (xlsarcvw.ave). Die gesamten Bohrungen des Gebietes sind in Abbildung 2 dargestellt worden.

Die Bohrdaten haben, aufgrund unterschiedlicher Bohrverfahren, unterschiedliche Aussagekraft. Die Petrographie und die daraus resultierende Stratigraphie im Schichtenverzeichnis und im Bohrprofil können teilweise unsichere Höhenwerte haben. Die Geländehöhen der Bohrungen können auch eine Höhenabweichung im Vergleich zu dem Geländemodell oder zu den Höhenwerten der Topographischen Karte haben, falls das Gelände im Laufe der Zeit z.B. durch Bauarbeiten verändert worden ist. Deshalb sind die Bohrdaten je nach der Aufgabenstellung vor der Benutzung durch Vergleiche mit anderen Daten kontrolliert und ausgewählt worden. Auf eine Kontrolle durch einen Geländeabgleich wurde aufgrund der Größe des Arbeitsgebietes und des Arbeitsumfanges verzichtet. Trotz der Korrektur sind räumliche Ungenauigkeiten unvermeidbar.

Trotzdem sind die Bohrdaten für die Fragestellungen der vorliegenden Arbeiten die wichtigste und geeignete Datenquelle, um großräumige flächendeckende geologische Informationen zu gewinnen. Bei der weiteren Bearbeitung mit dem Computer entstehen eine Reihe von Fehlerquellen (DICKMANN & ZEHNER 1999, LIEBIG 1999). Trotzdem sind die Ergebnisse, die durch die Benutzung der Bohrdaten erzielt worden sind, als den besten Stand der Wissenschaft für das Arbeitsgebiet anzusehen, die mit der zur Zeit möglichen technischen Machbarkeit und der vorhandenen Daten zu erreichen sind.

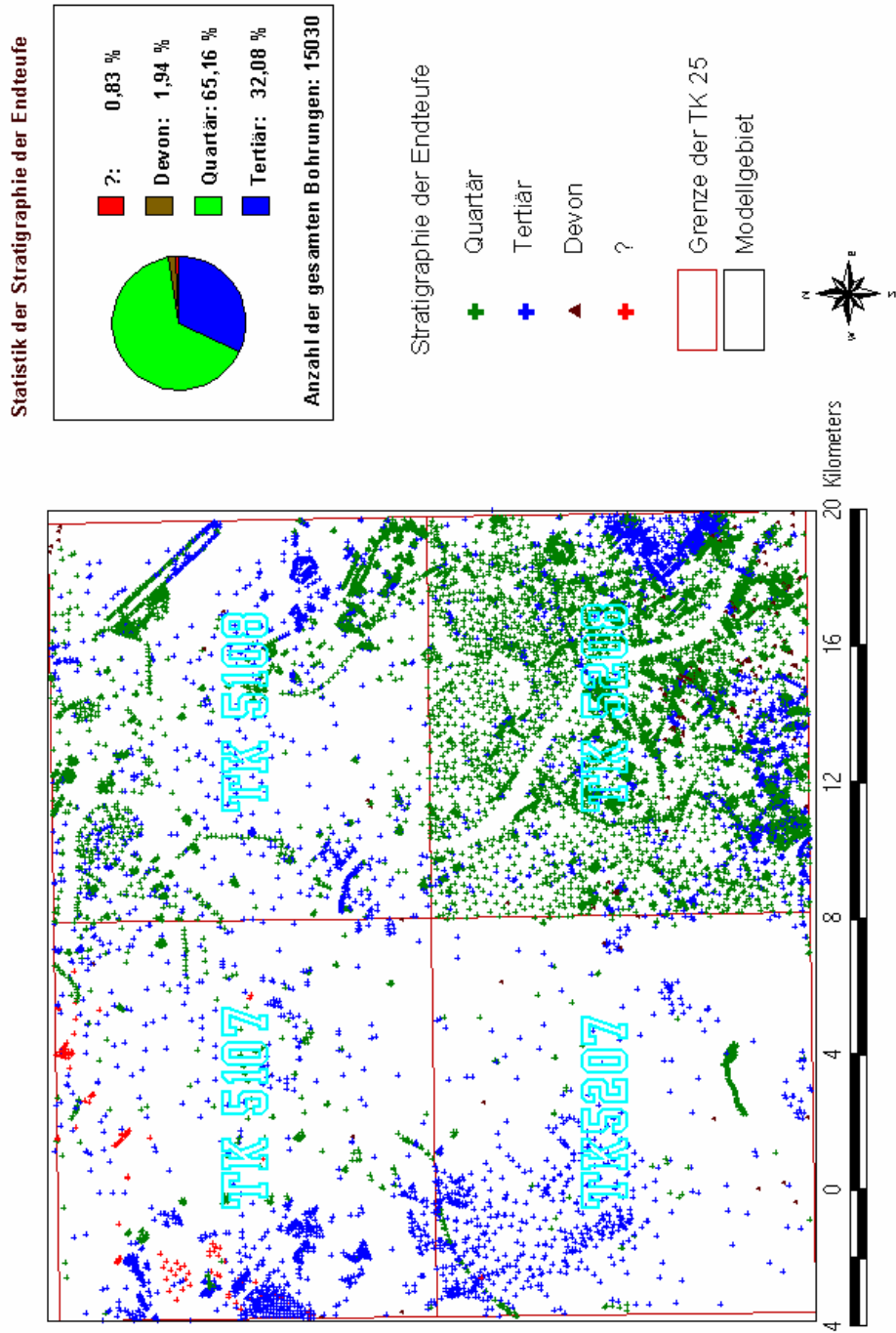


Abb. 2 Darstellung der Bohrstellen im Arbeitsgebiet

### 3.2. Das digitale Geländemodell

In der Südlichen Niederrheinischen Bucht, wo die verschiedenen Terrassen treppenartige Gliederung aufweisen (BRUNNACKER et al. 1978 a), steht die Morphologie im engen Zusammenhang mit der geologischen Struktur, z. B. dem Schotterkörper, obwohl der Zusammenhang durch die unterschiedliche Mächtigkeit der Deckschichten, das Abtragungsrelief und die späteren anthropogenen Veränderungen zum Teil nicht leicht erkennbar ist. Deshalb wurde die Morphologie als eine Grundlage für die Auswertung der geologischen Daten verwendet. Sie liefert Hinweise auf die Verbreitung, die Abgrenzung und die genetische Interpretation des Terrassenkörpers.

Die Bohrdaten im Kapitel 3.1 enthalten auch die Geländehöhen. Die Abbildung 3, die durch Interpolation der Bohrdaten hergestellt wurde, erlaubt einen groben Einblick in das Relief des Gebietes. In dieser Abbildung sind die wesentlichen Merkmale des Geländes zu erkennen, z.B. die Höhenzüge von Ville an der westlichen Seite, deutlich tiefere Lage der Südlichen Niederrheinischen Bucht und die grobe Verbreitungsgebiete der Mittelterrassen und der Niederterrassen.

Um die genauere Geländeform für die Auswertung der Daten heranzuziehen, wurde das digitale Geländemodell DGM 25 des Landesvermessungsamtes in NRW benutzt. Es besteht aus einem regelmäßigen Punktraster mit einer Rasterweite von 50 m. Die Lage der Punkte bezieht sich auf das Gauß- Krüger- Koordinatensystem und die Höhen auf Meter über NN mit einer Genauigkeit von etwa  $\pm 2$  m in flachen Gebietsteilen,  $\pm 5$  m im Hügel- und Bergland. Da das Digitale Geländemodell in flachen Gebieten aufgrund der photogrammetrischen Ermittlung der Höhenwerte sehr ungenau ist, wurden diese Teilgebiete der 32 topographischen Kartenblätter der DGK 5 mit der Genehmigung vom Landesvermessungsamt NRW vom Verfasser selbst digitalisiert. Die Digitalisierung wurde als Bildschirmdigitalisierung durchgeführt. Die vom Landesvermessungsamt NRW zur Digitalisierung zur Verfügung gestellten Kartenvorlagen, die nur Höhenlinien enthalten und ungefalted sind, wurden zunächst gescannt und im Gauß- Krüger- Koordinatensystem georeferenziert.

Geländemodell aus den Bohrungen [m ü NN]

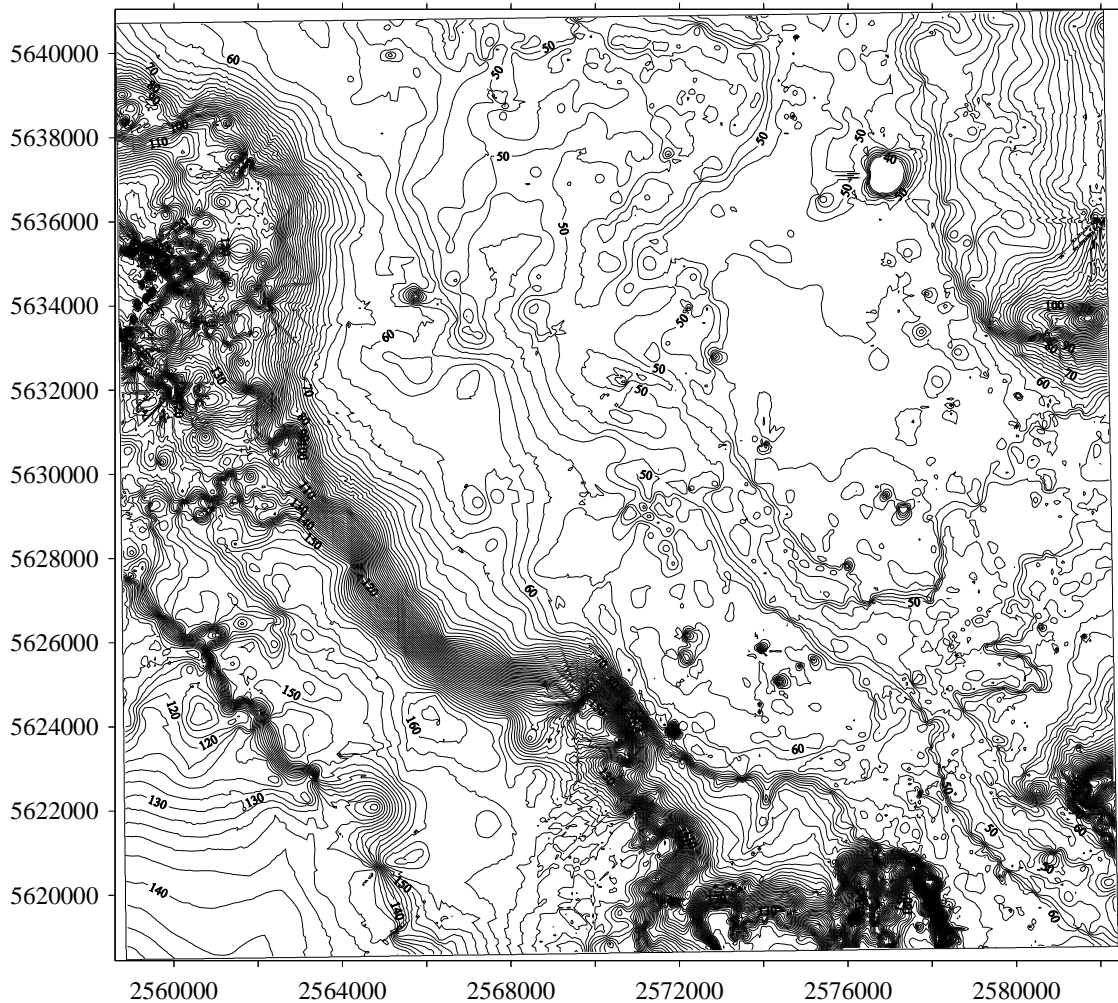


Abb. 3 Das Geländemodell, das durch Interpolation der Bohrdaten hergestellt ist.

Das so verarbeitete Rasterbild der Höhenlinienkarte wurde im GIS- Programm ArcView 3.2 geladen. Die Höhenlinien wurden als Punkte mit möglichst dichten Abständen durch Maus-Klicken vektorisiert. Die vom Programm mit der Maus bestimmten Koordinaten der Punkte und die durch Tastatur eingegebenen Höhenwerte wurden in einer Tabelle erfasst, die insgesamt 432720 vektorisierte Punkte enthält. Die Rasterdaten, die vom Landesvermessungsamt NRW als Geländemodell bereitgestellt sind, wurden an den entsprechenden Stellen durch diese vektorisierten Punkte ersetzt.

Die dadurch entstandenen Rasterdaten können problemlos für die Erstellung der Isohypsen- Karten oder für die Auswertung weiterer Daten verwendet werden. Aber da die relativ höhere Genauigkeit der neu digitalisierten Gebiete im Vergleich zu der des übrigen Gebietes für das gesamte Gebiet nicht zur Verbesserung der Qualität des digitalen Geländemodells führen kann, wurde die Anzahl der Rasterdaten dadurch reduziert, indem sie im Programm Surfer geladen und in 50 m Rasterweiten neu interpoliert wurden (Verfahren Kriging). Die 617517 Rasterpunkte wurden so ohne Qualitätsverlust des gesamten digitalen Geländemodells auf 216534 Daten reduziert. Die dadurch entstandenen Rasterdaten aus dem ASCII- Code wurden in ArcView 3.2 geladen und für die weitere Arbeit verwendet. Um die Surferdaten in ArcView zu laden, wurden sie zunächst in Excel geladen. Mit Hilfe des vom Verfasser geschriebenen Avenue- Programms (xlsarcvw.ave) können die Excel- Daten in Punktshape- Daten für ArcView umgewandelt und in ArcView geladen werden. Umgekehrt können auch die Punktshape- Daten in ArcView in Excel- Daten geschrieben werden (arcvwxls.ave).

### **3.3. Die digitale geologische Karte**

Da das Bohrraster lückenhaft ist, wurde die digitale geologische Karte zur Auswertung der Daten herangezogen. Sie wurde vom Geologischen Landesamt NRW als ArcView Shapedatei (Polygon) bereitgestellt.

Die geologischen Schichten und die künstlichen Aufschüttungen an der Oberfläche und die zum Teil darunter liegenden geologischen Schichten sind auf ihr sehr gut erkennbar. Aber zum Teil fehlt die geologische Information unter den Deckschichten, wo die äolischen oder fluviatilen Deckschichten eine große Mächtigkeit erreichen. Deshalb ist die digitale geologische Karte zum Teil mit der Ergänzung anderer Daten (z. B. den digitalen Geländemodell, den Bohrdaten, den topographischen Karten) zur Auswertung der Daten und Modellierung zu verwenden.

### **3.4. Sonstige Daten**

Um weitere notwendige Informationen zur Auswertung der Daten zu gewinnen, wurden die Topographischen Karten 1:25000 (die Messtischblätter TK5107 Brühl, TK5108 Köln- Porz, TK5207 Bornheim, TK5208 Bonn) und Literatur- Daten aus vorherigen Forschungen herangezogen, z.B. Quartärbasiskarte von GEW (1992) und RGW (1988). Die Karten und die Bilder wurden gescannt, georeferenziert und als Rasterdaten in ArcView geladen. Die Daten aus Literaturen wurden als Vektordaten direkt in ArcView hergestellt oder mit den anderen Daten inhaltlich verglichen. Sie werden an den entsprechenden Stellen des Textes erwähnt. Bei evtl. Unsicherheiten müssten die Daten eigentlich durch Geländeabgleich kontrolliert werden. Angesichts der Größe des Arbeitsgebietes würde das den Rahmen der Arbeit sprengen. Deshalb wurde auf sie verzichtet.

## **4. Arbeitsmethode**

### **4.1. Die Notwendigkeit einer computergestützten Datenverarbeitung**

Für eine effektive Herstellung kartographischer Abbildungen und deren geoinformationssystematischen Analyse ist mittlerweile eine computergestützte Datenverarbeitung unentbehrlich, so dass „Begriffe wie Kartographie und Computerkartographie nahezu synonym gebraucht werden“ (DICKMANN & ZEHNER 1999). Dank der hochentwickelten Computertechnik und Computerprogramme ist z.B. das flächenhafte Interpolieren auch weniger raumbezogenen Daten für einen größeren Raum überhaupt erst möglich. Deshalb wurden für die Herstellung des Flächenmodells, des Schichtenmodells und dessen Analyse verschiedene Computerprogramme auf einem PC mit der für die Arbeit notwendigen Zusatzausstattung (wie z.B. Scanner) eingesetzt. Dass eine computergestützte Datenverarbeitung für diese Arbeit gut geeignet ist, belegt die Arbeit von SOBISCH (2000). Sie behandelt z.T. gleiche Aufgaben wie diese Arbeit, z.B. ein Schichtenmodell oder dreidimensionale Darstellungen, jedoch auf eine andere Art und Weise.

## 4.2. Auswahl der Programme

Bei der Erstellung dieser Arbeit sind – in Abhängigkeit von den jeweiligen Fragestellungen – unterschiedliche wissenschaftliche Darstellungs- und Analysemethoden erforderlich. Hierfür sind geeignete Computerprogramme in Abhängigkeit von ihrer Funktionsweise auszuwählen.

Das Tabellenkalkulationsprogramm Excel wurde vor allem aufgrund seiner weiten Verbreitung und der problemlosen Möglichkeit des Datenaustausches mit anderen Programmen benutzt, um Geometrie- und Sachdaten auf dem Computer digital zu speichern.

Um die raumbezogenen Daten (z.B. Geländehöhe, topographischen Karten oder Luftbilder) aus analogen in digitale Daten umzuwandeln, fand das Graphikprogramm Microsoft Picture Publisher zur Steuerung des Scanners Verwendung. Für die Georeferenzierung, die die gescannte Kartenvorlage in ein Koordinatensystem einordnet, wurde Wgeo verwendet. Für die Bildschirmdigitalisierung, die eine Digitalisierung auf einem Bildschirm gestattet, wurde ArcView benutzt, falls die entsprechenden digitalen Daten nicht zur Verfügung standen.

Das Programm Surfer für Windows der Firma Golden Software wurde aufgrund der geeigneten Interpolationsverfahren, der besonderen Struktur der Rasterdaten des Programms und der Möglichkeit, die interpolierten Daten als Zahlentabelle im ASCII-Code darzustellen, so dass sie in ein anderes Programm übernommen und weiter benutzt werden können, für das flächenhafte Interpolieren der Daten eingesetzt.

Der Einsatz des Geoinformationsprogramms ArcView für diese Arbeit wurde aufgrund der vielfältigen und leistungsstarken analytischen GIS-Funktionen verwendet. Viele GIS-Funktionen standen zur Behandlung der raumbezogenen Fragestellungen bereits in der Basisversion zur Verfügung. Zur Einarbeitung, um diese Funktionen kennenzulernen, kann man auf die umfangreichen Handbücher des Programms zurückgreifen (ArcView GIS). Das Programm befriedigt zwar nicht ganz, aber ist ArcView mit seiner standardmäßigen Farben, Symbo-



len und Diagrammen auch für Kartengestaltungen für Präsentation gut geeignet. Auch bietet das Programm den entscheidenden Vorzug vor anderen Programmen mit den Sourceprogrammen der Funktionen an, dass die Sourceprogramme der Funktionen ohne Schwierigkeiten vom Programmbenutzer lesbar sind. Ein weiterer Vorteil besteht darin, dass man die Funktionen durch Avenue-Programmierungen stark erweitern kann. Die Erweiterbarkeit der Funktionen macht die Behandlung der aufgeworfenen Fragestellungen z.T. nicht nur effektiver, sondern überhaupt erst möglich.

### **4.3. Programmierung für spezielle Funktionen und hergestellte Programme**

Diese Arbeit wurde zum großen Teil durch eigene Avenue-Programmierungen (die Programmiersprache von ArcView) realisiert. Die Kenntnisse und Informationen zur Programmierung sind in ArcView-Handbüchern (z.B. Using Avenue vom ArcView 1996, LIEBIG 1999), auf der Internet-Webseite von der Firma ESRI ([www.esri.com](http://www.esri.com)) oder am besten in der online-Hilfe vom ArcView ausführlich beschrieben. Die dadurch entstandenen Avenueprogramme sind als Skripten zur weiteren Anwendung für den Leser im Anhang beigefügt. Bei den Programmhinweisen an der Stelle im Text wird der Anhang nicht mehr erwähnt, da sich die vom Verfasser erstellten Avenueprogramme ausschließlich im Anhang befinden. Für eigene Aufgaben lassen sie sich leicht verändern und einsetzen. Die Arbeit von SOBISCH (2000) wurde auch für z.T. ähnliche Aufgaben durch eigene Programmierungen erfolgt, aber die detaillierten einzelnen Programmtexte sind dem Verfasser nicht bekannt, da sie nicht veröffentlicht sind.

Die von mir hergestellten Programme lassen sich in vier Kategorien einteilen. Die Programme der ersten Gruppe dienen zum Datenaustausch zwischen ArcView Shapefile und Excel. Dabei wird eine ArcView-Datei in eine Excel-Datei übertragen oder umgekehrt wird eine Excel-Datei in eine ArcView-Datei umgewandelt. Die Programme der zweiten Kategorie sind die Programme, welche die Dateiverwaltungen in TOC übernehmen. Bei den großen Mengen der Dateien in TOC, häufig mehr als 200 Dateien, und bei den langen Legenden bereitet solche Arbeit, z.B. Herausfinden einer bestimmten Datei in TOC zur Visualisie-

rung oder Aktivierung, oder Änderung der Reihenfolge der Dateien aufgrund der Stapelung der Karten vom Liegenden zum Hangenden große Schwierigkeiten, die wiederum spezielle Programme erforderlich machen. Die Veränderung der Legenden würde ohne diese Programme sehr viel Zeit in Anspruch nehmen. Mit einigen Spezialprogrammen kann auch eine große Anzahl der Dateien als Stapelarbeit gleichzeitig in View geladen, vom View entladen oder von einem View zum anderen umgeladen werden. Die dritte Kategorie enthält die Programme, mit deren Hilfe z.B. die besonderen Zeichen des Programms wie die Symbole, Gitter der Karten, die Achsen der Profile oder Schriften für Koordinaten, usw. hergestellt werden, die für die Ausgestaltung und Präsentation der Karten und der Profile notwendig sind. Die Programme der vierten Kategorie stellen sehr effektive Werkzeuge zur Herstellung, Änderung und Analyse der raumbezogenen Shapedateien dar. Z. B. kann eine Shapedatei (ein Punkthema) in andere Shapedatei (z. B. ein Linien- oder Polygonthema) umgewandelt werden, oder umgekehrt. Die Herstellung der Profilschnitte in einem View anstatt in einem Layout, Zusammenfassung vieler Profilschnitte in eine Kartendarstellung, Übertragung der geologischen Grenze auf Profilschnitte in der Karte oder flächenhafte Darstellung der Profilschnitte in drei Dimensionen lassen sich nur durch diese speziellen Programmierungen zusätzlich zu der Standardeinstellungen von ArcView realisieren. Durch Programmierungen lassen sich einige Daten in Profilschnitte integrieren, z. B. Punkt-, Linien-, Polygonthema, für Querschnittfläche als Schichteneinheit, oder Bohrungen. Der Vergleich zweier Profilschnitte oder Übernahme eines Teils eines Profilschnittes in ein anderes zählt zu den besonderen Funktionen der Programme. Die Programmierungen lassen mathematische Berechnungen der Geometrie zu, z.B. für Gefälle und entsprechende Veränderungen der Schichten. Auf die weiteren Einzelheiten der Programme wird an den Stellen der Arbeit eingegangen, an denen sie zum Einsatz gekommen sind.

## **5. Kontrolle, Analyse und Modellierung der Bohrdaten**

Die im Kapitel 3 behandelten Daten wurden in GIS ArcView 3.2 geladen. Da sie alle in Gauß- Krüger- Koordinaten erfasst sind, wurden sie als verschiedene Layer deckungsgleich übereinander gelegt. So lassen sich die Daten miteinander

vergleichen und kontrollieren. Die GIS- Funktionen (vgl. DICKMANN & ZEHNER 1999) ermöglichen die folgenden Bearbeitungen.

### 5.1. Kontrolle der Bohrdaten

Da die Bohrdaten einige Unsicherheiten enthalten (s. Kapitel 3.1), wurden sie mit anderen Daten verglichen und kontrolliert. Die Bohrdaten, die im Vergleich zu den anderen Daten eine große Diskrepanzen zeigen, lassen sich am Schreibtisch nicht verbessern, so dass sie bei der Auswertung nicht berücksichtigt wurden. Auf diese Weise wurden die Unsicherheiten möglichst ausgeräumt. Zur besseren Veranschaulichung auf dem Papier wurde ein kleines Teilgebiet A als Abbildung ausgewählt (Abb. 4).

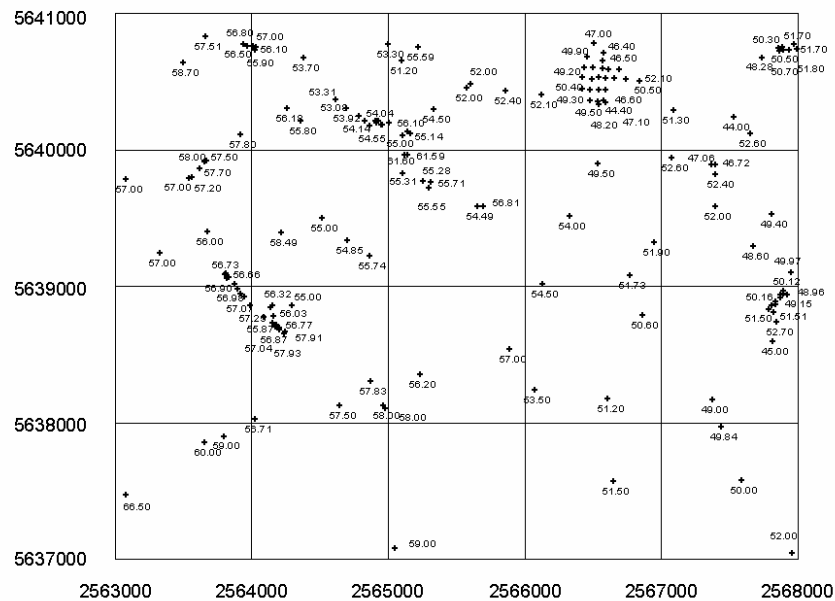


Abb. 4 Die Geländehöhe der Bohrungen im Teilgebiet A [m NN]

Bei der Bearbeitung auf dem Bildschirm fällt die Auswahl der Bohrdaten des Teilgebietes, aufgrund der Vergrößerungsmöglichkeit des Objektes, aus. Zunächst wurden alle im Teilgebiet A vorhandenen Bohrungen eingezeichnet. Durch die Abfrage und die automatische Labelierung wurden die Geländehö-

nen, die bei den Bohrdaten als Sachdaten in der Tabelle gespeichert sind, neben die Bohrungen geschrieben.

Die Geländehöhe der Bohrdaten wurde mit dem als Layer darunter liegenden Digitalen Geländemodell, das aus den im ArcView durch Spline-Verfahren interpolierten Flächenzellen und Isohypsen besteht, einzeln und manuell auf dem Bildschirm verglichen, indem man das Thema der Flächenzellen in TOC durch einen Maus-Klicken aktiviert, und mit dem Identifikationstool auf das Objekt an der Stelle der Bohrung mit der Maus klickt.

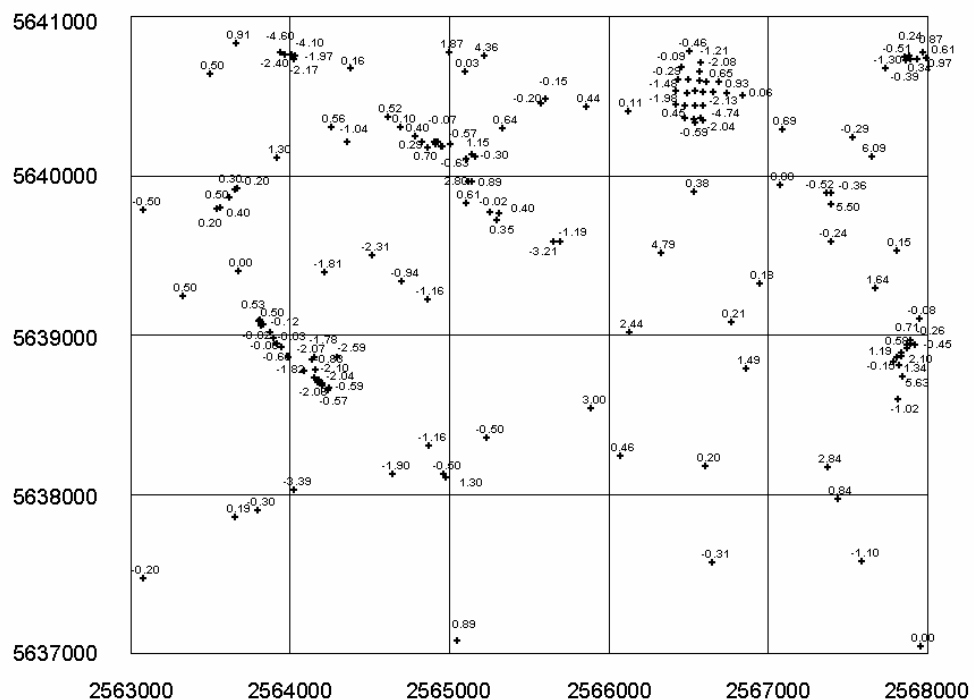


Abb. 5 Die Differenz zwischen den Geländehöhen der Bohrdaten und den des Geländemodells ( Die Differenz = die Geländehöhe der Bohrungen – die Geländehöhe des Geländemodells)

Der Vergleich aller Bohrungen mit dem Geländemodell kann auch auf einmal durchgeführt werden, indem man eine neue Höhe aller Bohrungen mit einer interpolierten Fläche des Geländemodells und einem vom Verfasser erstellten

Avenueprogramm (pthbeskt.ave) berechnen und in einem Feld der Tabelle der Bohrdaten speichern lässt. Die eigentliche Geländehöhe der Bohrungen lässt sich mit dieser neu berechneten Höhe leicht vergleichen. Die Differenz wurde in der Tabelle der Bohrungen berechnet, als Sachdaten gespeichert und als Schriften neben den Bohrungen gezeichnet (Abb. 5).

Drei von den 155 Bohrungen im Teilgebiet A weisen mehr als 5 m Höhenunterschied zwischen den Geländehöhen der Bohrungen und dem Geländemodell auf und 29 einen Höhenunterschied von 2 m bis 5 m. Im ganzen Arbeitsgebiet weisen 1175 von 15038 Bohrungen mehr als 5 m Unterschied auf und 3374 davon 2 m bis 5 m. Da das Geländemodell  $\pm 2$ m Fehlergrenze aufweist, und da das Gelände im Laufe der Zeit auf natürlicher oder künstlicher Weise den ständigen Veränderungen (z.B. durch Abbau der Braunkohle, der Kiese, den Straßen- und Brückenbau usw.) unterliegt wird, kann z. T. gewisse Differenz toleriert werden. Die Differenz spielt dann auch keine Rolle, wenn der Höhenunterschied bei der Berechnung der Höhe der Schichten (z. B. Quartärbasishöhe) keine große Rolle spielt, da diese alleine durch die Daten der Bohrungen ohne das Geländemodell durchgeführt werden kann. Die Bohrungen werden je nach den weiteren Aufgaben weiter kontrolliert und ausgewählt, z.B. beim Analysieren oder Modellieren.

Die Gitterlinien und die Schriften wurden durch ein vom Verfasser erstelltes Avenueprogramm (gitt2dkt.ave) gezeichnet. Ein zweidimensioneller, viereckiger Rahmen eines Modellierungs- oder des Blattgebietes lässt sich mit Hilfe eines vom Verfasser erstellten Avenueprogrammes (maustast.ave) präzise und schnell zeichnen. Für Zeichnung der Skalenlinien ist das Avenueprogramm tickktag.ave zu benutzen.

## **5.2. Analyse der Bohrdaten**

### **5.2.1. Auswahl der Bohrdaten**

Je nach Aufgabenstellung wurde die Auswahl der Bohrdaten getroffen, da diese unterschiedliche Daten enthalten. Zum Beispiel haben die Bohrungen z. T. die

präquartären Schichten erreicht und z. T. nicht, die verschiedene Petrographie und Statigraphie aufweisen. Zum Teil sind Schichten eingeschaltet, die als interglaziale Sedimente anzusehen sind.

### 5.2.1.1. Auswahl der Bohrdaten zur Ermittlung der Quartärbasis

Die Bohrungen, die die Grenze der Quartärschichten zu den präquartären Schichten erreicht haben, wurden durch Abfrage in ArcView ausgewählt, um damit die Quartärbasis zu modellieren. Die Abbildung 6 zeigt die ausgewählten Bohrungen im Teilgebiet A und die Abbildung 7 im ganzen Gebiet.

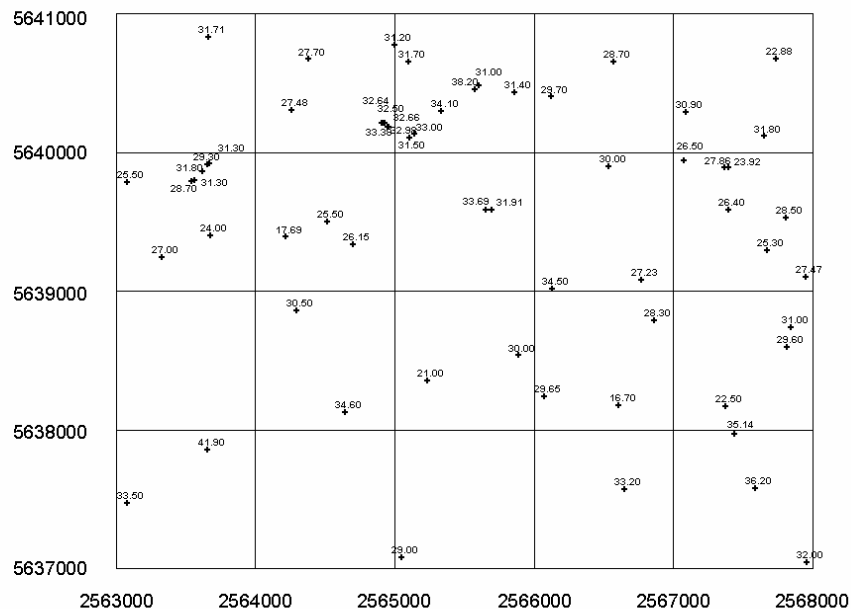


Abb. 6 Die für die konstruktion der Quartärbasis ausgewählten Bohrungen im Teilgebiet A Mit den Höhen der Quartärbasis [m NN] (61 Bohrungen)

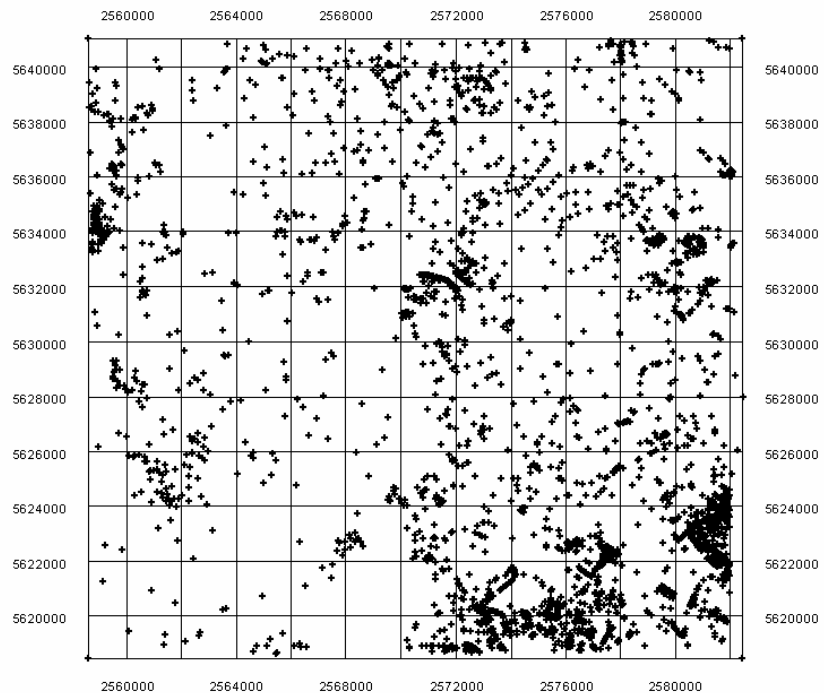


Abb. 7 Die für die Quartärbasis ausgewählten Bohrungen im ganzen Gebiet  
(3342 Bohrungen)

#### 5.2.1.2. Auswahl der Bohrdaten zur Ermittlung der Deckschichten

Um die Deckschichten zu modellieren wurden die Bohrungen durch Abfrage im ArcView ausgewählt, die Angaben zu den Deckschichten enthalten. Die Deckschichten bestehen meistens aus Löß, Hochflutlehm, Hochflutsand, Hangschutt als Fließerde, Moore, die auf den quartären Kiesschichten liegen. Die Abbildung 8 zeigt die für die Deckschichten ausgewählten Bohrungen im Teilgebiet A und die Abbildung 9 im ganzen Gebiet. Die Deckschichten können abgedeckt werden. Durch Abtragungen wurde die Oberfläche stark verändert.





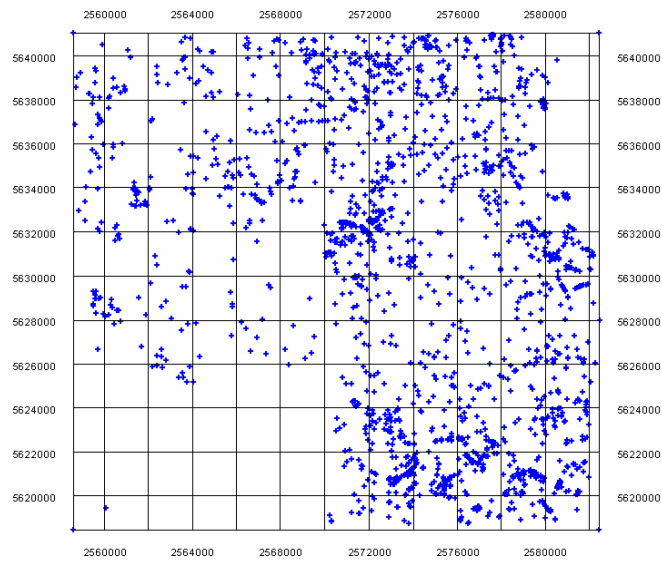


Abb. 9 Die für die Deckschichten ausgewählten Bohrungen im ganzen Gebiet  
(1875 Bohrungen)

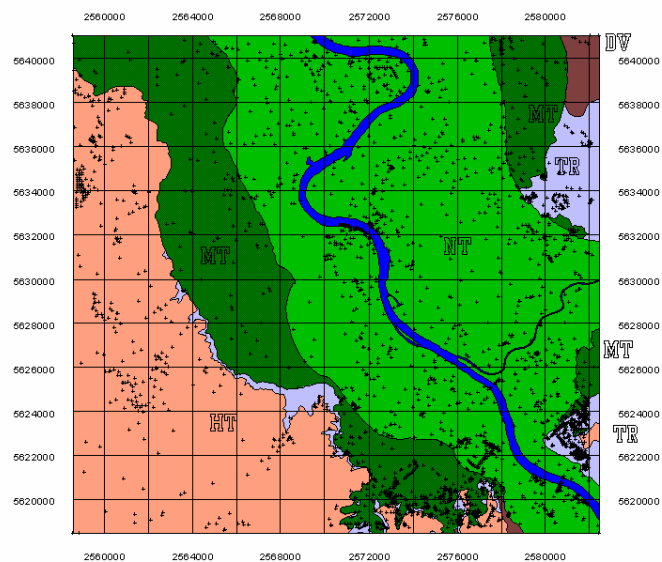


Abb. 10 Vergleich der Bohrungen mit den Schichten, die aus der Digitalen  
Geologischen Karte abgeleitet worden sind.

Für die zweidimensionale Abbildung wurden alle Bohrungen auf eine senkrecht zur Geländeoberfläche stehende Ebene projiziert. Obwohl eine solche Projektion der Bohrungen auf eine Ebene in beliebiger Himmelsrichtung mathematisch auf einfache Weise möglich ist, wurden die Bohrungen bei dieser Arbeit auf eine Rechtswertebene projiziert, die senkrecht zur Geländeoberfläche steht, indem man bei der Projektion von den beiden Gauß-Krüger-Koordinaten der Bohrungen nur den Hochwert berücksichtigt und den Rechtswert außer Acht lässt. Zunächst wurden die Achsen und die Schriften des Profils in einem View durch ein eigenes Avenueprogramm in ArcView gezeichnet (achshrst.ave). Dann wurden die Geländehöhen der Bohrungen durch das Menue „Ereignis Theme Laden“ im ArcView in das View gezeichnet (Abb. 12 ). Die Abb. 13 zeigt die Höhen der Quartärbasis und die Abb. 14 die Höhen der Terrassenoberkante, die aus der Gesamtzahl der Bohrungen in der Abb. 11 ermittelt wurde.

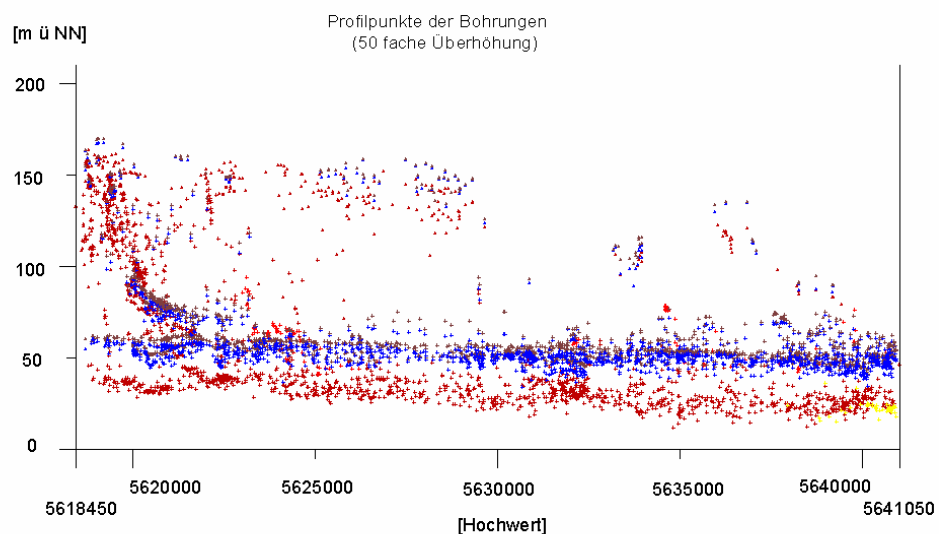


Abb. 11 Das Punktprofil aller Bohrungen, die die Quartärbasis erreicht haben  
Diese Abbildung wird auf der CD in der Anlage in der vergrößerten Form gespeichert. Braune Farbe: Geländehöhe; blaue Farbe: Terrassenoberkante; rote Farbe: Quartärbasis

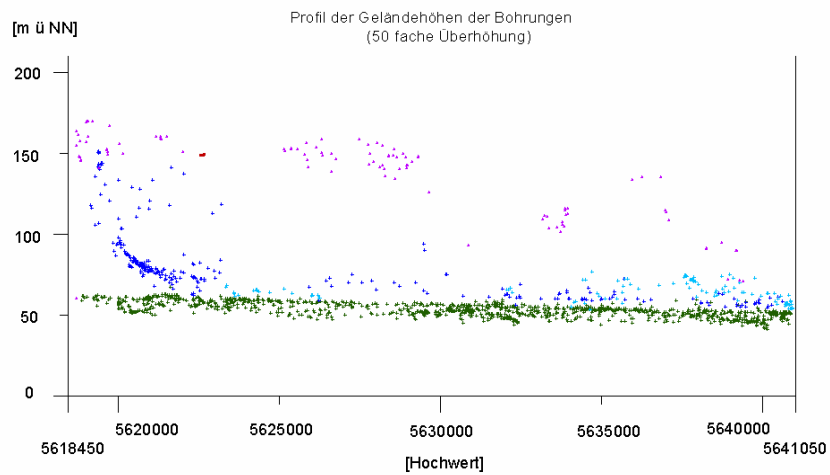


Abb. 12 Aus der Gesamtzahl der Bohrungen in der Abb. 11 ermitteltes Profil der Geländehöhen. NT: grün; linksrheinische MT: blau; rechtsrheinische MT: türkisfarbig; HT: rosa (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

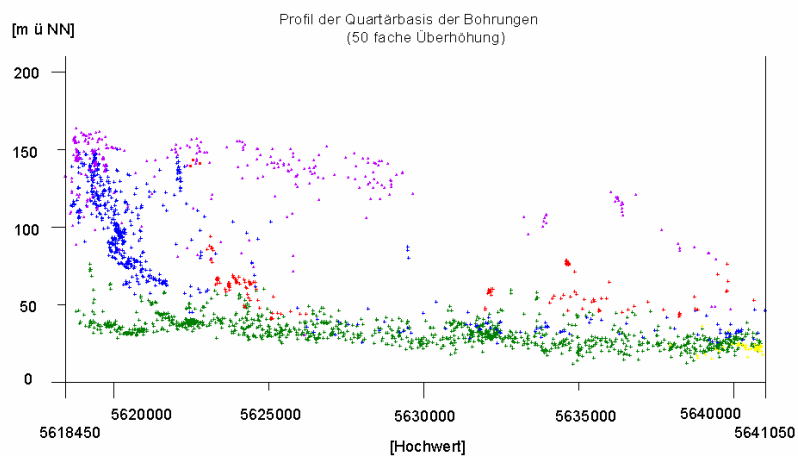


Abb. 13 Aus der Gesamtzahl der Bohrungen in der Abb. 11 ermitteltes Profil der Quartärbasis NT: grün; linksrheinische MT: blau; rechtsrheinische MT: rot; HT: rosa (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

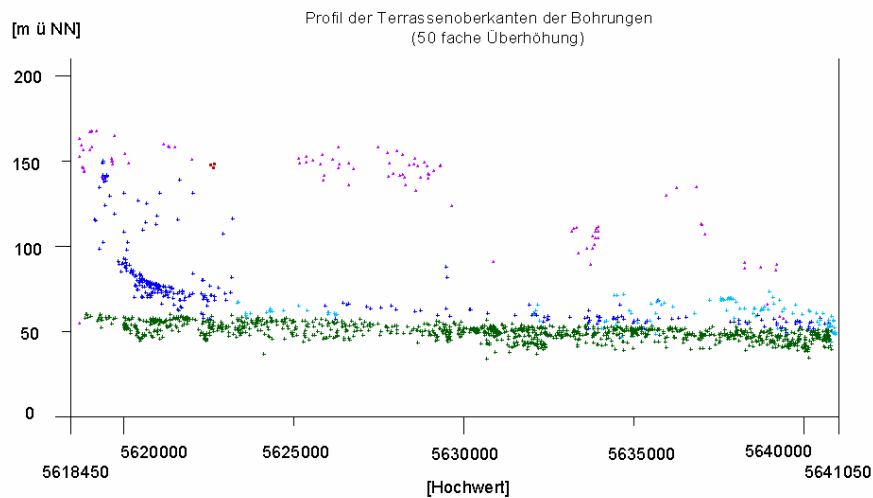


Abb. 14 Aus den Bohrungen in der Abb. 11 ermitteltes Profil der TOK  
(Legende s. Abb. 12, vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

In den Abbildungen sind die groben Züge der Lagerungen zu erkennen. Daraus wurden die groben Gefälle der Schichten in Abbildung 15 dargestellt. Beim Vergleich der Geländeoberfläche und der Terrassenoberkante ist zu erkennen, dass die (Nord- Süd)- Gefälle der Mittelterrassen steiler als das der Niederterrasse sind. Die Quartärbasis im Bereich der Niederterrasse weist auf ein steileres Gefälle hin als das der Geländeoberfläche und der Terrassenoberkante der gleichen Terrasse. Das steile Gefälle der Quartärbasis ist entweder auf die Abtragung der präquartären Schichten kurz vor dem Beginn der Ablagerung der Mittelterrasse oder auf die Abtragung der selben kurz vor dem Beginn der Ablagerung der Niederterrasse zurückzuführen. Bei dem ersten Fall bildet die Abtragungsfläche vor der Ablagerung der Mittelterrasse das gleiche Gefälle wie die abgelagerte Mittelterrasse. Wenn die Abtragungsfläche vor der Ablagerung der Mittelterrasse erhalten geblieben ist, musste die auf die Ablagerung der Mittelterrasse folgende Abtragung der Mittelterrasse nicht die Quartärbasis der Mittelterrasse erreicht haben. Die Basis der Niederterrasse könnte innerhalb der Mittelterrasse bleiben. Dann wären die Reste der Mittelterrasse unterhalb der Nie-

derterrasse zu erwarten, die auf die Reste der Mittelterrasse IIIa (des unteren Teils von MT5) hinweisen, da die der Aufschüttung der mittleren Mittelterrasse (MT IIIa, Rinnenschotter, MT5) vorangegangene Abtragung des Gebietes die größte Tiefe erreicht worden war (QUITZOW 1956). Die mittlere Mittelterrasse (MT IIIa, MT5) ist im Gebiet auch in der breiten Verbreitung erwartet (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960). Die Grenze zwischen Mittelterrasse und Niederterrasse wird nach dem Gefälle der abgelagerten Niederterrasse in der Abbildung 16 abgeschätzt.

Daraus wurden die Gefälle wie folgt bestimmt:

Das Gefälle der linksrheinischen MT:  $0,046386247^\circ$

(18,3 m Höhenunterschied in 22,6 km Entfernung)

Das Gefälle der rechtsrheinischen MT:  $0,046386247^\circ$

Das Gefälle der Geländehöhe der NT:  $0,025646205^\circ$

(10,12 m Höhenunterschied in 22,6 km Entfernung)

Das Gefälle der Grenze zwischen MT und NT:  $0,025646205^\circ$

Das Gefälle der Abtragungsfläche der MT:  $0,046386247^\circ$

Dann wird der Werdegang des Gebietes so formuliert:

1. Abtragung der HT bis zur Fläche Abtragungsfläche der MT bis zu den präquartären Schichten (im Gebiet meistens tertiären Schichten)
2. Ablagerung der MT meistens bis unterhalb der Lößablagerungen
3. Abtragung der MT im Bereich der NT bis zur Grenze MT/NT
4. Ablagerung der NT und Ablagerung der Lößschichten als Deckschichten der MT

Bei dem zweiten Fall mussten die abgelagerten Schichten der MT im Bereich der NT bis zu den darunterliegenden präquartären Schichten abgetragen worden sein, wobei das Gefälle der Abtragungsfläche der MT nach der Ablagerung der MT wie das der Ablagerungszeit gleich geblieben ist. Dann stellt die Quartärbasis der NT die Abtragungsfläche der MT kurz vor der Ablagerung der NT dar (Abb. 17) und weist das steilere Gefälle auf als das der darauf abgelagerten

NT. Das lässt auf eine Veränderung des Gefälles innerhalb der Ablagerungszeit der NT schließen.

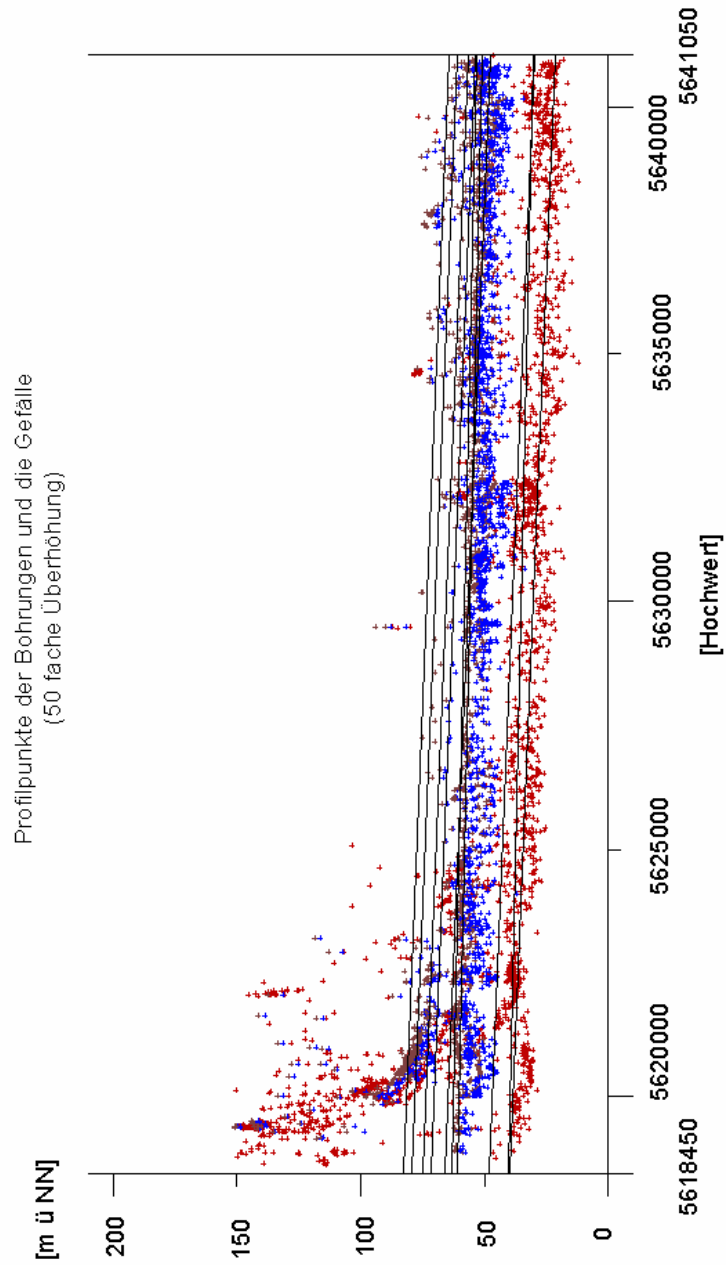


Abb. 15 Die Gefälle der Schichten (NT; MT, Legende s. Abb. 11, vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

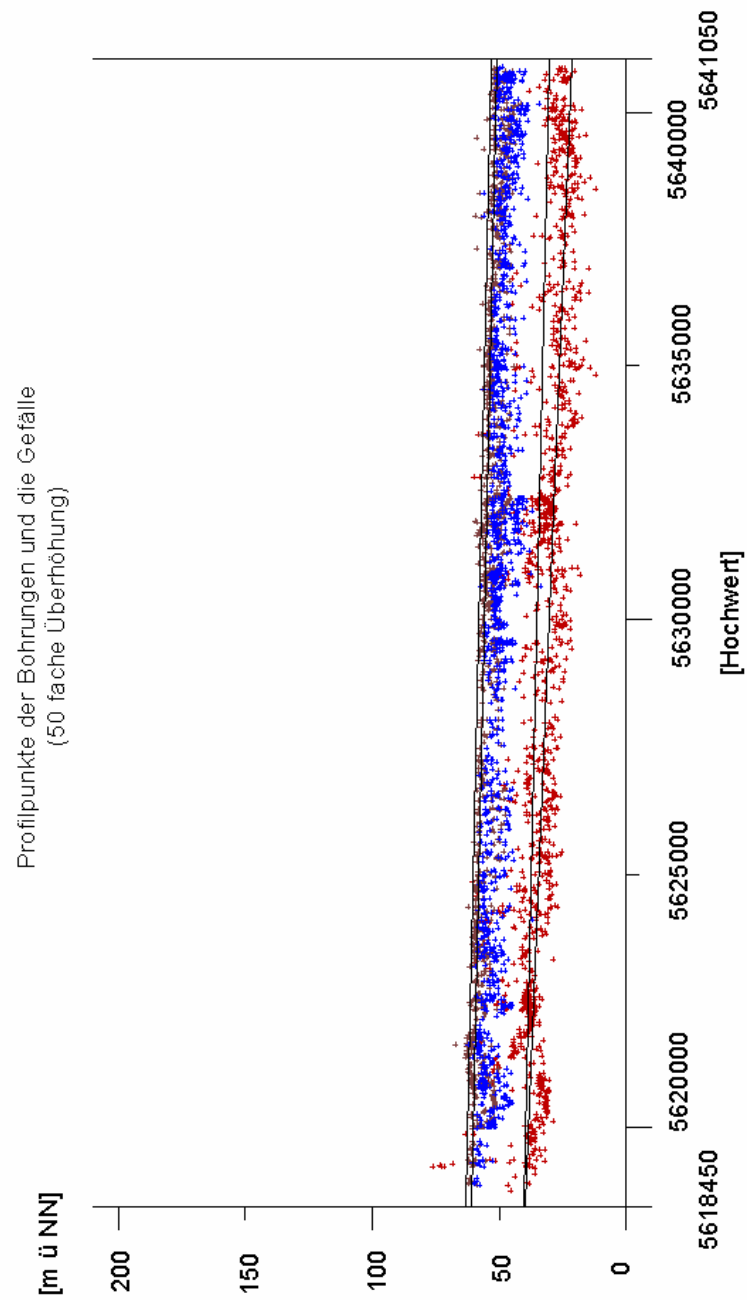


Abb. 16 Das Punktprofil der Bohrungen im Bereich der NT und anhand des Gefälles abgeschätzte Grenzfläche zwischen MT und NT (Legende s. Abb. 11, vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

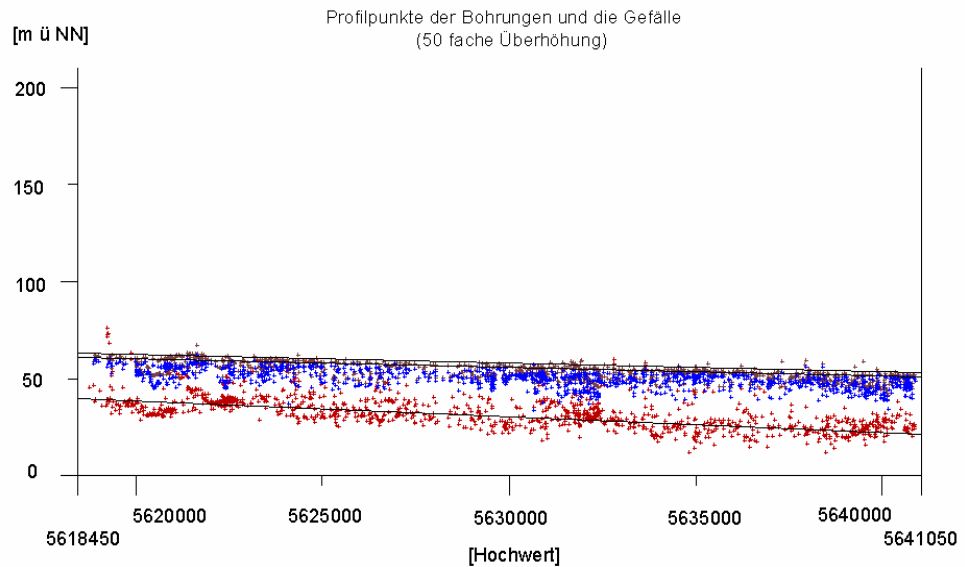


Abb. 17 Abgeschätzte Gefälle innerhalb der NT ohne MT/NT Grenze (Legende s. Abb. 11, vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

Dann wird der Werdegang des Gebietes dementsprechend so formuliert:

1. Abtragung der HT bis zur Basis der MT
2. Ablagerung der MT
3. Vollständige Abtragung der MT im Bereich der NT bis zu den präquartären Schichten
4. Ablagerung der NT

Die geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25000, Blatt 5107 Brühl (1937) weist im beiliegenden Querprofil Reste der MT unterhalb der NT auf. Deshalb ist der erste Fall wahrscheinlicher als der zweite Fall.

Die genauen Höhen und die Gestaltung der Grenze zwischen MT und NT im Profil (Abb. 16, Abb. 17) sind nicht eindeutig. Um deren Höhen besser abzu-



schätzen, wurden die Bohrungen kontrolliert, ob sie eine Einschaltung innerhalb der Schichten haben, die in der Warmzeit vor der letzten Eiszeit abgelagert worden ist. Die Unterkante der NT über dieser Einschaltung kann die Basis der NT sein. Es wurden 58 Bohrungen mit den 63 Einschaltungen herausgefunden, die aus Ton, Torf oder Schluff bestehen (Abb. 18). Die Einschaltungen wurden auch in das Profil in der Abbildung 16 eingetragen, um deren Höhen mit den Gefällen der Terrassen zu vergleichen (Abb. 19). Bei der Abbildung ist zu erkennen, dass die Höhen der Einschaltungen sehr unregelmäßig sind. Damit ist es unsicher, ob es sich um eine interglaziale (Eem-Warm-zeit) oder eine interstadiale Ablagerung innerhalb der letzten Eiszeit handelt. Zum Teil kann es sich auch eine Bodenbildung handeln. Aus dieser Beobachtung ergibt sich, dass die Grenze der NT und MT innerhalb der NT-Fläche allein aus einem Vergleich der Höhenlagen der Einschaltungen nicht abzuschätzen ist. Da dafür weitere Untersuchungen im Gelände und im Laboratorium nötig sind, wurde es nicht mehr in dieser Arbeit behandelt, die genauen Höhen der Grenze zu ermitteln. Die Einschaltungen wurden mit einem Avenueprogramm pfbalk1s.ave als Balken in die Abbildung 19 eingetragen.

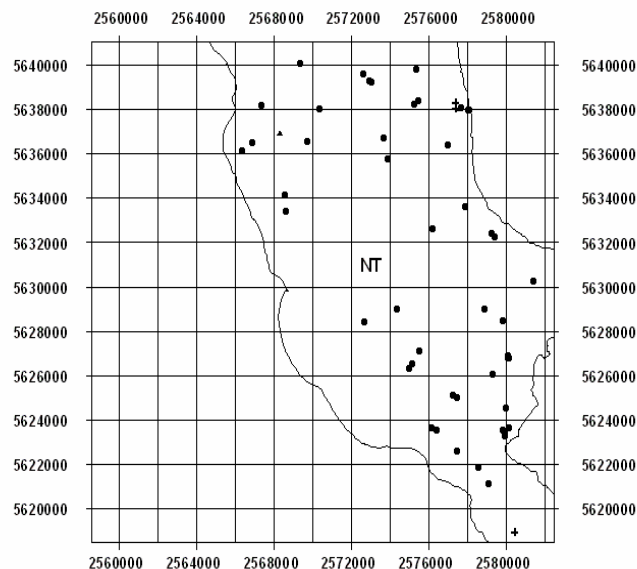


Abb. 18 Die Lagen der Bohrungen mit den Einschaltungen aus Ton, Torf oder Schluff innerhalb der NT (58 Stellen). Kreis: Ton; Kreuz: Torf; Dreieck: Schluff. (vergrößerte Abbildung s. auf der CD))

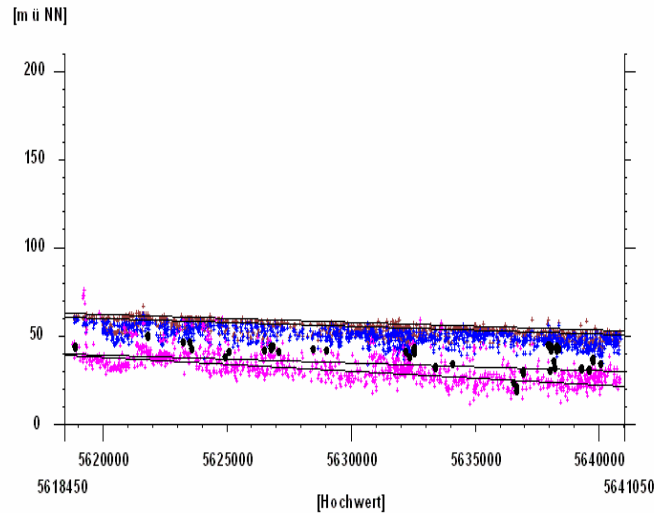


Abb. 19 Die Einschaltungen aus Ton, Torf und Schluff im Profil der NT  
(schwarze Balken). Anzahl der Einschaltungen: Ton: 58; Torf: 3;  
Schluff: 3. (Legende s. Abb. 11, vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

Da die Bohrungen im Profil eine große Streuung aufweisen (Abb. 15), wurden die Bohrungen in den schmalen Streifen für alle Schichten ausgewählt (Abb. 20). Die für die NT ausgewählten Bohrungen wurden durch das Avenueprogramm (pfbalk1s.ave) als Punkte und Balken in der Abbildung 21 dargestellt. Daraus wurden die Gefälle wie folgt bestimmt:

Das Gefälle der Geländeoberfläche:  $0,025630986^\circ$   
(10,11 m Höhenunterschied in 22,6 km Entfernung)

Das Gefälle der Terrassenoberkante:  $0,025646205^\circ$   
(10,12 m Höhenunterschied in 22,6 km Entfernung)

Das Gefälle der Grenze NT/MT:  $0,025646205^\circ$

Das Gefälle der Quartärbasis:  $0,046386247^\circ$   
(18,3 m Höhenunterschied in 22,6 km Entfernung)

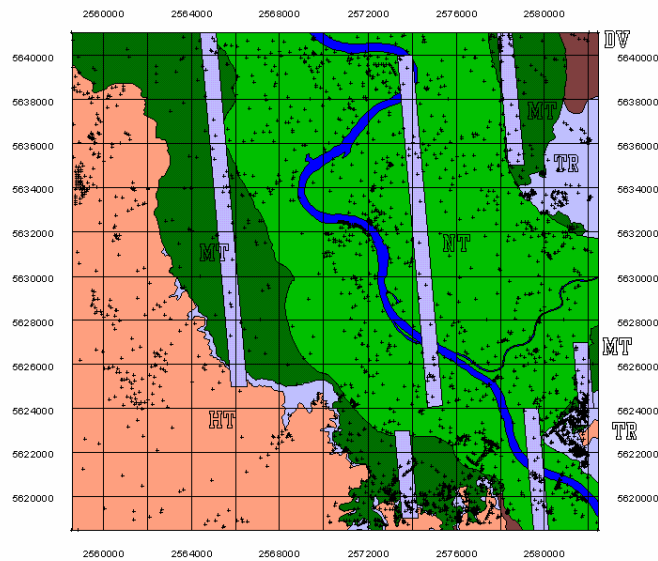


Abb. 20 Die schmalen Streifen und die zur Konstruktion der Profile  
Ausgewählten Bohrungen

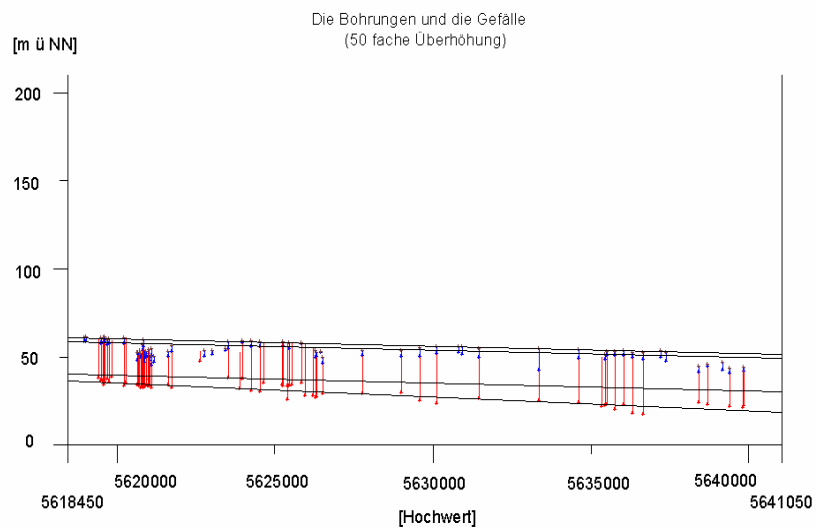


Abb. 21 Die für die NT ausgewählten Bohrungen und die abgeschätzten Gefälle

In der Abbildung 22 wurde die durch die ausgewählten Bohrungen abgeschätzte NT als ein Terrassenmodell rekonstruiert. Die in den schmalen Streifen ausgewählten und auf eine Ebene wie vorher (vgl. Abb. 21) projizierten Bohrungen wurden von Süden nach Norden gemäß den Hochwerten durch Linien verbunden, um die in dem Gebiet zur Zeit existierende NT zu rekonstruieren (Abb. 23). Aufgrund der nicht geraden und zickzackförmigen Verbindungslinien der Terrassen weichen die hier konstruierten Terrassen von denen der NT ab, die durch einen geraden Abschnitt hergestellt wird. Das Profil der Terrasse, das durch den geraden Abschnitt erzeugt wird, ist aufgrund der Diskontinuität der Bohrungen nur durch die Modellierung zu erstellen. Für die linksrheinischen Mittelterrassen in dem ausgewählten Bereich wurden auch die Modellterrasse und die anhand der Bohrungen konstruierte Terrasse hergestellt (Abb. 24). Das Gefälle der Modellterrasse beträgt  $0,049^\circ$ . Das entspricht einem Höhenunterschied von 18,3 m in 22,6 km Entfernung.

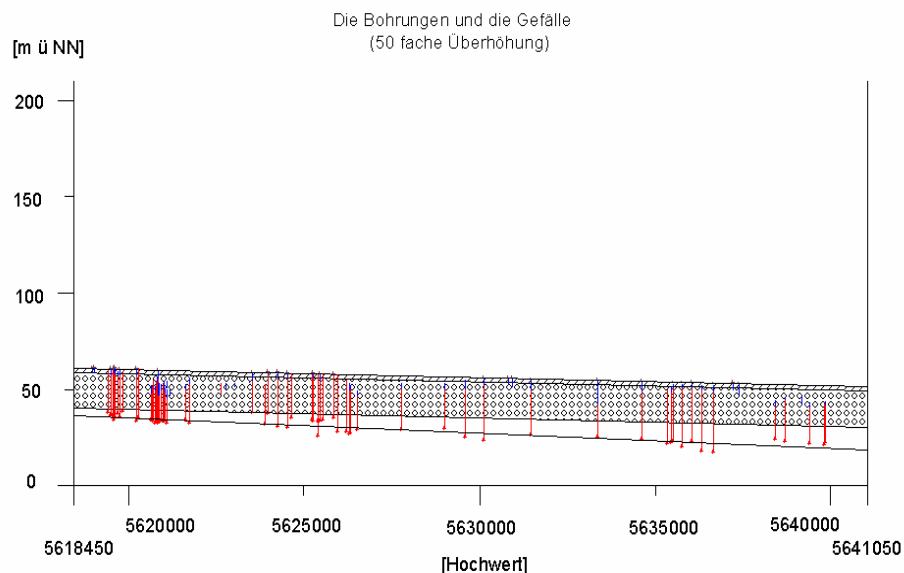


Abb. 22 Das durch die ausgewählten Bohrungen bestimmte Terrassenmodell der NT. Schräg schraffierte Fläche: Deckschichten, Kreise: Schotterkörper. Senkrechte rote Balken: Bohrungen

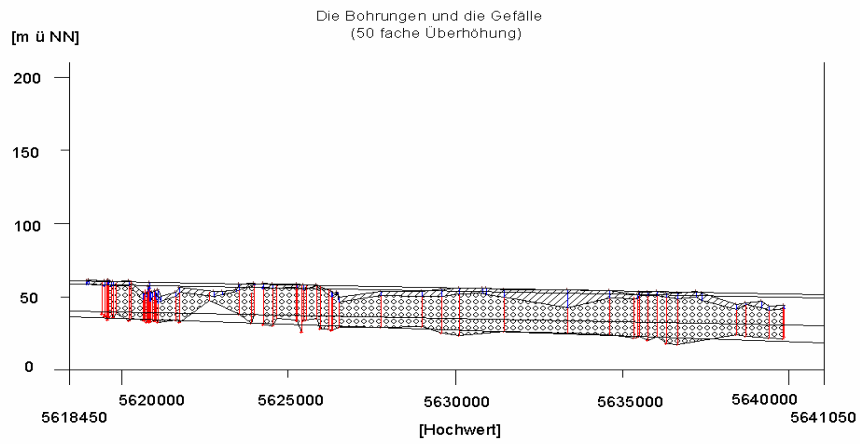


Abb. 23 Vergleich der existierenden NT (Fläche mit Muster) mit den Modellterrassen der NT (Linien, s. Abb. 22). Senkrechte rote Balken: Bohrungen

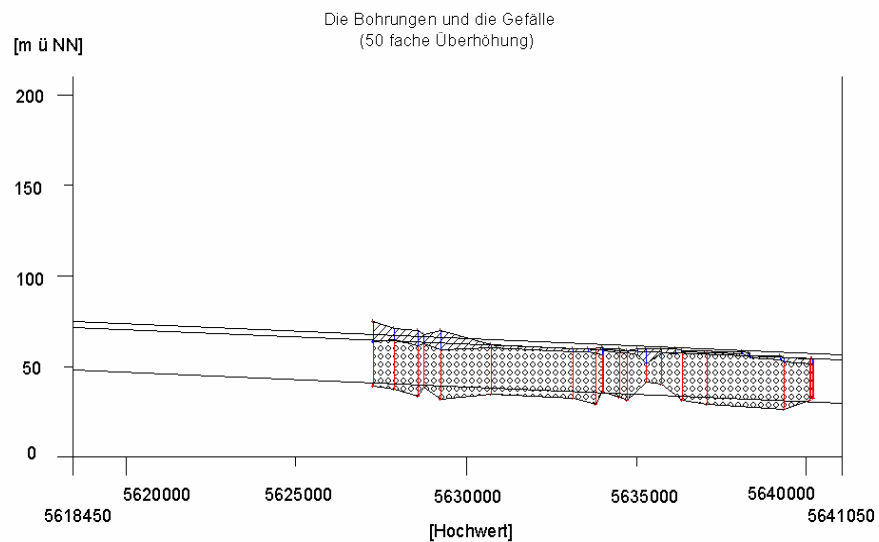


Abb. 24 Die anhand der Bohrungen konstruierte Terrasse der linksrheinischen MT in dem ausgewählten Bereich und deren Modellterrasse. (Legende s. Abb.23)

Für die rechtsrheinische Mittelterrasse wurde das Gleiche versucht und in der Abbildung 25 dargestellt. Der rechte Teil der Terrasse im Profil weist eine besonders große Mächtigkeit auf. Er besteht aus zwei Schotterkörpern und den interglazialen Schichten. Im Kapitel 5.2.3 wird er weiter untergliedert. Die bis jetzt konstruierten Terrassen wurden in einer Abbildung (Abb. 26) zusammengezeichnet und miteinander verglichen. Danach zeigt die rechtsrheinische Mittelterrasse eine höhere Höhenlage als die linksrheinische. Damit beweisen die Höhenlagen und die Mächtigkeiten der Terrassen, dass die beiden Terrassen sich unterscheiden und evtl. unterschiedliche stratigraphische Stellungen einnehmen. In der Abbildung 26 enthält die Quartärbasis der NT immer noch den Rest der MT, die unterhalb der NT erhalten bleibt. Dieser Rest lässt eine gleiche Höhenlage mit der Quartärbasis der rechtsrheinischen MT erkennen.

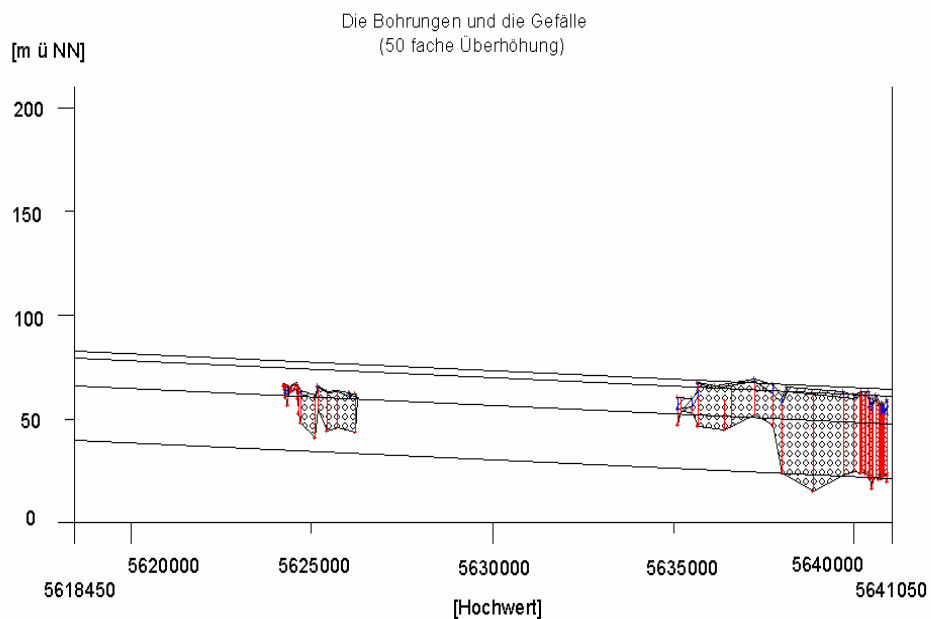


Abb. 25 Die anhand der Bohrungen konstruierte Terrasse der rechtsrheinischen MT in dem ausgewählten Bereich und deren Modellterrasse. (Legende s. Abb.23)

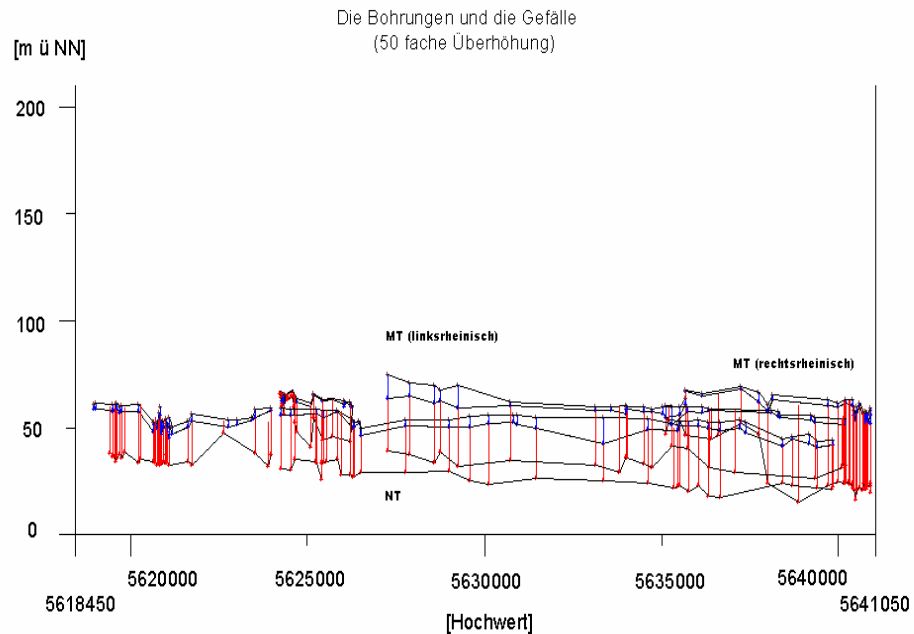


Abb. 26 Anhand der ausgewählten Bohrungen konstruierte Terrassen

Die Quartärbasis im Bereich der NT wurde mit der linksrheinischen MT verglichen (Abb. 27). Die Abbildung lässt die gleichen Gefälle der Flächen erkennen. Daraus ist auch ein Rest der MT (Abb. 28) abzuschätzen, die eigentlich im Gebiet der NT abgelagert worden war, aber schon vor der Ablagerung der NT z.T. wieder abgetragen wurde. Der Rest der MT bildet prinzipiell die Basis der NT, obwohl er derzeit nicht genau zu bestimmen ist. Die in den Abbildungen 22, 23, 24 und 25 konstruierten Modellterrassen wurden auch in der Abbildung 29 zum Vergleich zusammen gezeichnet. Obwohl die unterschiedlichen Modellterrassen in dieser Abbildung stark schematisch dargestellt sind, lassen sich deren Höhenlagen miteinander vergleichen.

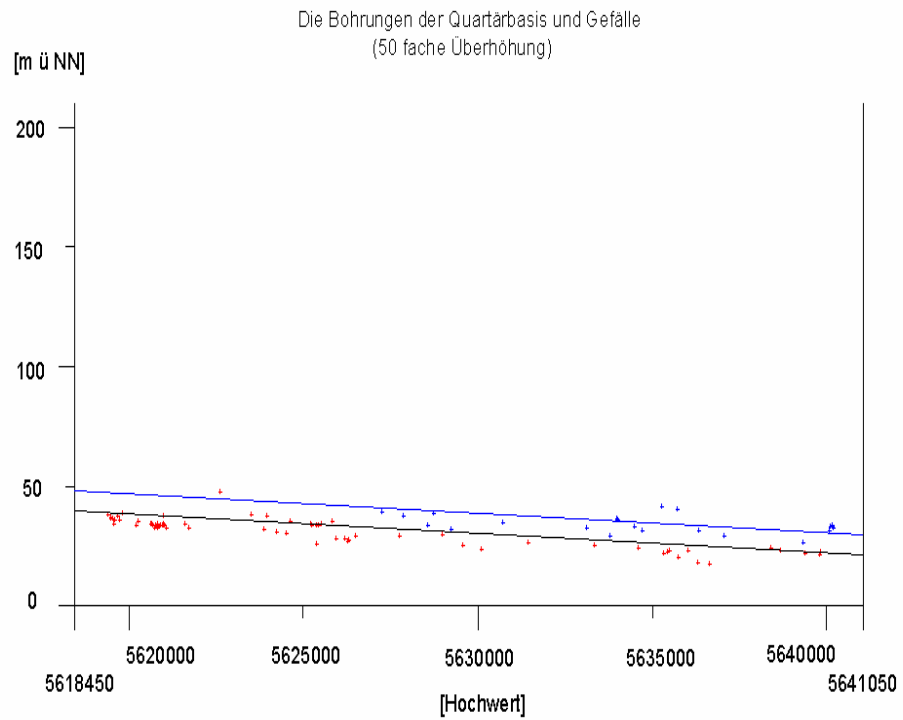


Abb. 27 Der Vergleich der Quartärbasis der NT mit der linksrheinischen MT

Obere Punkte: Quartärbasis der linksrheinischen MT

Untere Punkte: Quartärbasis unterhalb der NT

Obere Linie: Gefälle der linksrheinischen MT

Untere Linie: Gefälle unterhalb der NT



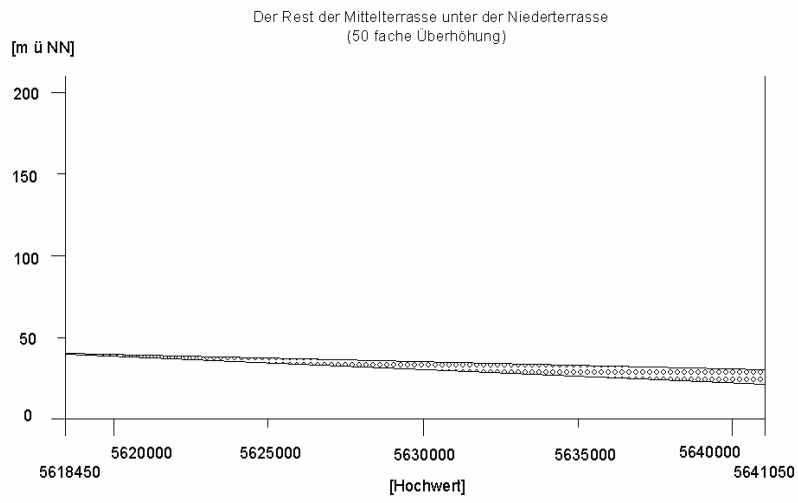


Abb. 28 Der abgeschätzte Rest der MT unterhalb der NT

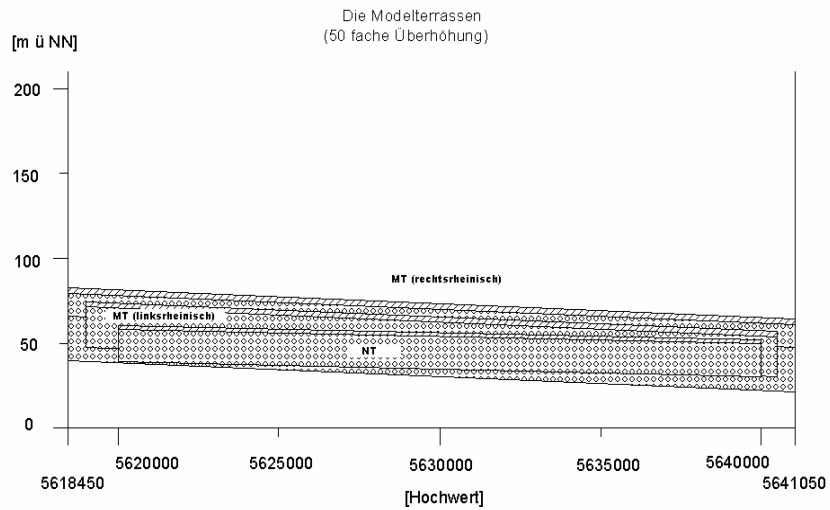


Abb. 29 Die zusammen gezeichneten Modellterrassen der NT und MT. Schräg schraffierte Fläche: Deckschichten, Kreise: Schotterkörper. (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

### 5. 2. 3. Stratigraphische Korrelation der Bohrdaten

Im Nordosten des Arbeitsgebietes (Abb. 30) weisen die quartärgeologischen Schichten deutlich mehr Gliederungen auf als die im übrigen Gebiet. Deshalb wurden die Bohrungen in diesem Gebiet petrographisch miteinander verglichen und stratigraphisch korreliert, so dass die Schichten bestimmt und voneinander räumlich abgegrenzt werden konnten.

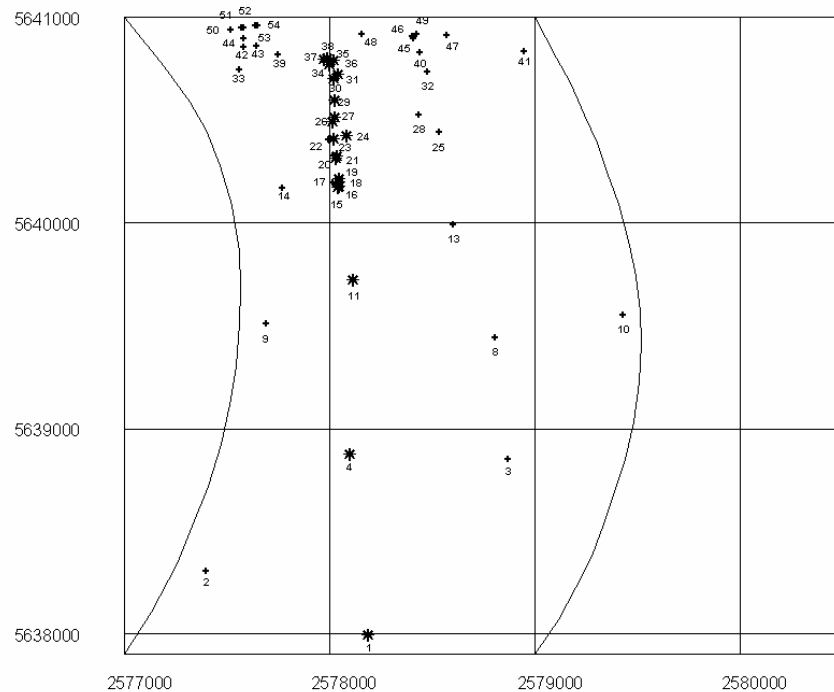


Abb. 30 Die Lage des Gebietes, der 50 Bohrungen (+,\*), der 20 Bohrungen (\*) und der abgeschätzt konstruierte Verlauf des Altarms des Rheins (Kurve)

Zunächst wurden zwanzig Bohrungen ausgewählt, um damit einen relativ geraden Profilschnitt der Schichten herzustellen. Die petrographischen Daten der Bohrungen wurden in einer dBase-Tabelle (Tab. 1) als Grundlage für die Bearbeitung zusammengefasst. Die Tabellen lassen sich entweder in ArcView als Sachdaten neu bearbeiten, zusammenstellen oder mit Hilfe eines anderen Programms verarbeiten und in ArcView importieren.

Tab. 1 Auszug aus der Tabelle (Bohrungsnummer, Gauß-Krüger-Koordinaten, Petrographie und Tiefe der Schichten der Bohrungen)

BNr	Rw	Hw	Ghöhe	Gr1_p	Gr1_t	Gr2_p	Gr2_t	Gr3_p	Gr3_t
1	2578190	5637990	61.20	Mu	2.40	mfS	3.50	Sfg	7.30
4	2578100	5638870	61.00	Mu	0.40	SG	15.10	Ton	17.30
11	2578116	5639715	62.76	Ls	2.50	GS	19.00	Ton	25.00
15	2578045	5640170	63.00	Mu	0.30	mGI	3.50	Lehm	4.10

Die petrographischen Schichtengrenzen der Bohrungen wurden mit dem Programm (pfbopthg.ave) aus der oben beschriebenen Tabelle entnommen und als Kreuze im Profilschnitt gezeichnet (Abb. 31), die als Geometriedaten in einem neuen Punkt-Thema in einem View von ArcView hergestellt wurden. Die Achsen des Profilschnittes wurden mit dem Programm (achshrst.ave) hergestellt. Dann wurden die Balken für die petrographischen Schichten der Bohrungen in einem neuen Polyline-Thema durch das Programm (pfbalkhg.ave) und mit der Tabelle im gleichen View hergestellt. Dabei wurde die Petrographie der Schichten neben den Balken mit Schriften versehen.

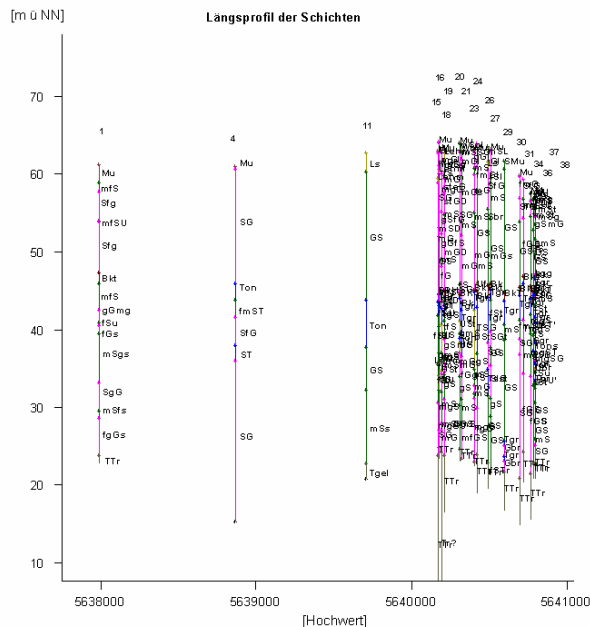


Abb. 31 Das Profil der Bohrungen. Die Bohrungsnummer in der Tabelle 2 (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

Im nächsten Schritt wurden die Schichten der Bohrungen in der Abbildung auf dem Bildschirm miteinander verglichen. Die geologischen Schichten wurden als Flächen im Profilschnitt gezeichnet, welche als Polygone in einem neuen Polygon-Thema hergestellt wurden (Abb. 32). Bei der Herstellung der Polygone sind die Programme zu benutzen (pglautm.ave, pglkotm1.ave), welche dazu dienen, die Erstellung der Polygone z.T. durch automatische Verwendungen der oben hergestellten Punktdaten für Schichten erheblich zu beschleunigen und sogar präziser zu gestalten. Mit dem Programm (legendfm.ave) lässt sich die Legende im TOC im ArcView verändern und mit dem Programm lgdgrh11.ave lässt sich die Legende neben der Abbildung im View graphisch zeichnen.

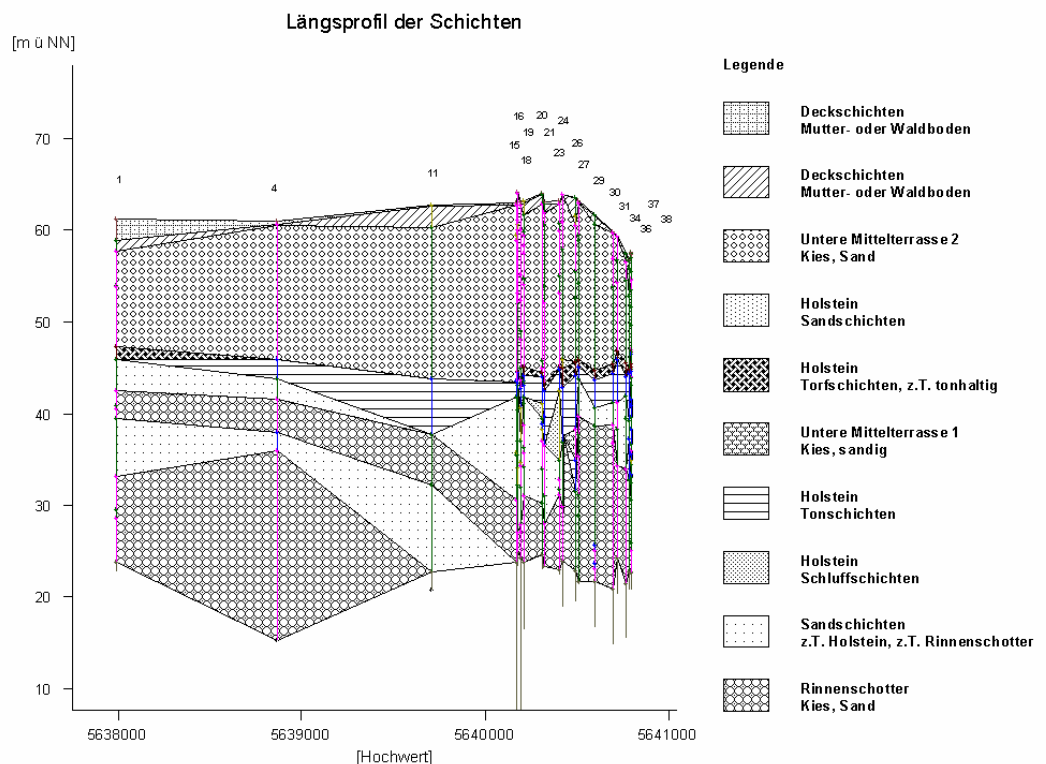


Abb. 32 Der Profilschnitt der geologischen Schichten der 20 Bohrungen

Das Gefälle der geologischen Schichten, das für die Mittelterrassen des ganzen Arbeitsgebietes im Kapitel (5.2.2) als  $0,0463862^\circ$  bestimmt wurde und zu dem obigen Profilschnitt gut passt, wurde übernommen und in die Abbildung gezeichnet. Dieses Gefälle beträgt  $0,0463853^\circ$  und stellt einen Höhenunterschied von 0,81 m in 1 km Entfernung dar. Mit diesem Gefälle wurden die Modell-Ter-

rassen konstruiert (Abb. 33). Die Höhenlage und die Mächtigkeit der Modell-Terrassen lassen sich miteinander vergleichen. Der Vergleich mit anderen Terrassen in einem anderen Gebiet lässt sich auch leicht durchführen.

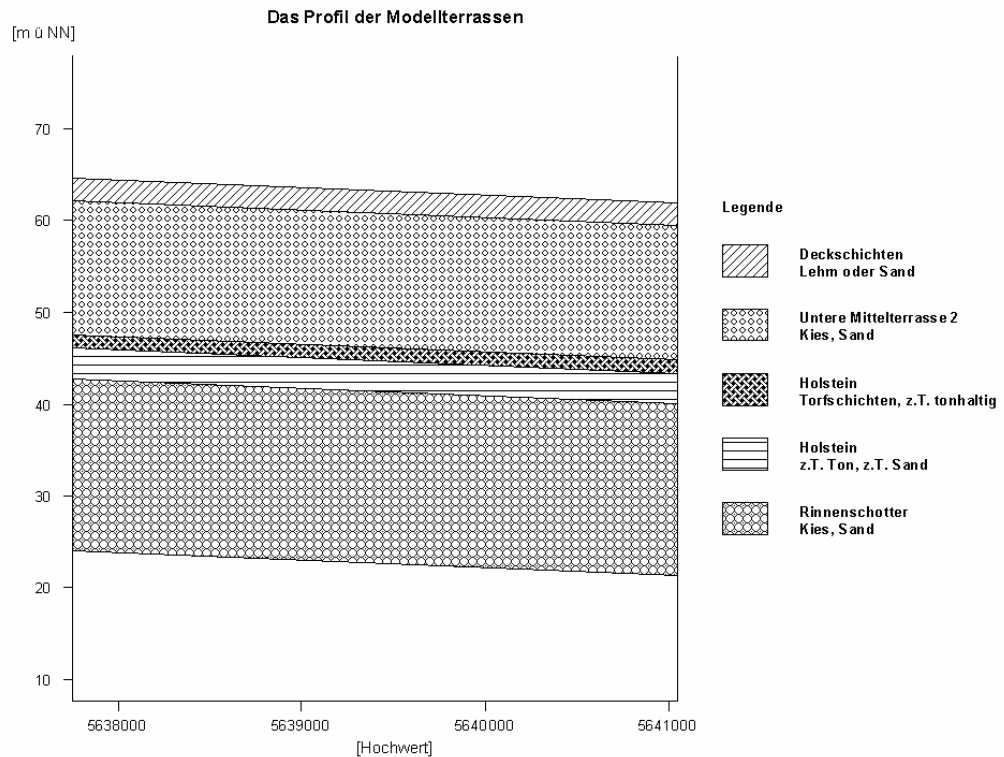


Abb. 33 Der Profilschnitt der Modellterrassen

Die geologischen Schichten in der Abbildung 32 wurden stratigraphisch vereinfacht dargestellt (Abb. 34). Die Stratigraphie der mittleren geologischen Schichten aus Sanden und Kiesen ist nicht immer eindeutig. Deshalb sind die Schichten aus den Torfen, Tonen, Schluffen und sanden als Deckschichten der Mittleren Mittelterrassen (MT IIIa, Rinnenschotter, mMT) zusammengefasst worden, die z.T. in der Holstein-Interglazialzeit und z.T. in der mMT-Zeit (Elster-Kaltzeit) abgelagert worden sind. Die Kiesen der Unteren Mittelterrasse 1 (Klostermann, 1985), die zwischen den Holstein-Schichten liegen, wurden aufgrund des kleinen Vorkommens nicht extra untergliedert (vgl. Bohrung 26 in Abb. 32, 34, 35, 36 und Tab. 2). Die Oberkante der mMT wurde mit Kiesschichten bestimmt. Für die gesamten Bohrungen in der Abbildung 30 wurden die Darstellung der geologischen Schichten in gleicher Weise hergestellt (Abb. 35).

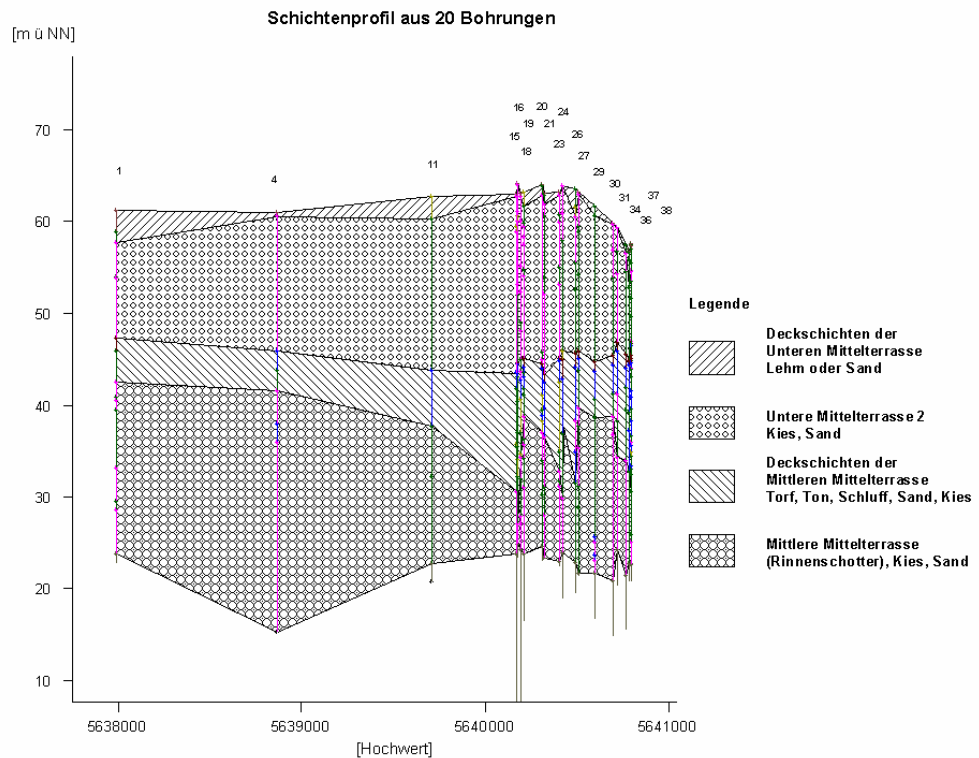


Abb. 34 Der Profilschnitt der stratigraphischen Schichten

Die Schichten des Holsteininterglazials und der mMT (MT IIIa) sind im Arbeitsgebiet nur in diesem Teilgebiet deutlich erkennbar. Daraus lässt sich schließen, dass sie in einem Altarm des Rheins in der damaligen Zeit abgelagert worden sind. Aus der Abbildung wurden die stratigraphisch vereinfachten neuen Schichten hergestellt (Abb. 36). Danach wurde die Basis der Schichten mit dem Programm (ptschtgr.ave) bestimmt und in eine neue Tabelle eingetragen (Tab. 2). Diese werden für die Modellierung der Schichten im nächsten Kapitel weiter verwendet.

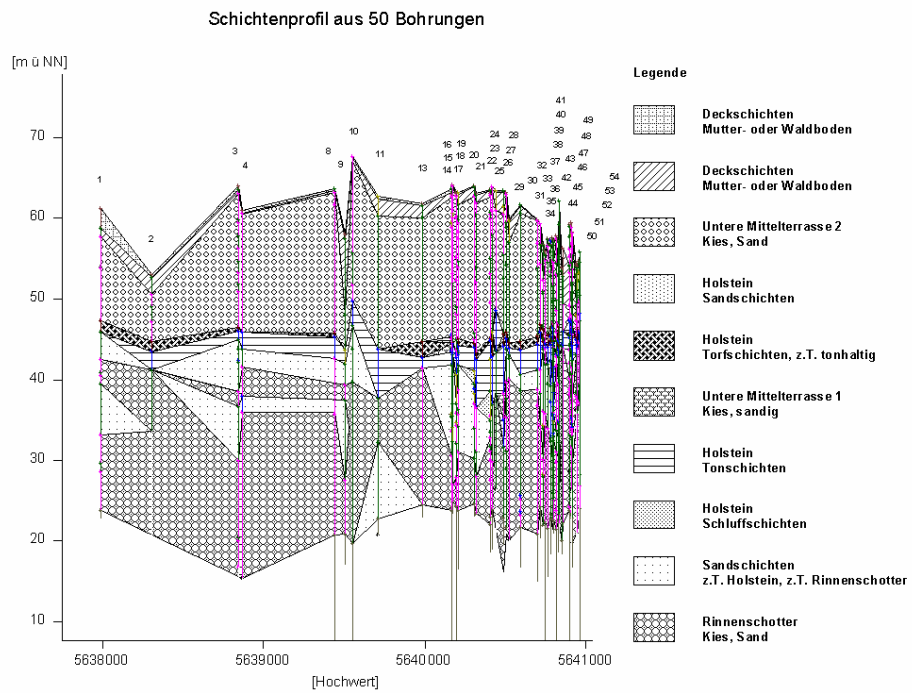


Abb. 35 Der Profilschnitt der geologischen Schichten der 50 Bohrungen  
 Nummer: Die Bohrungsnummer in der Tabelle 2

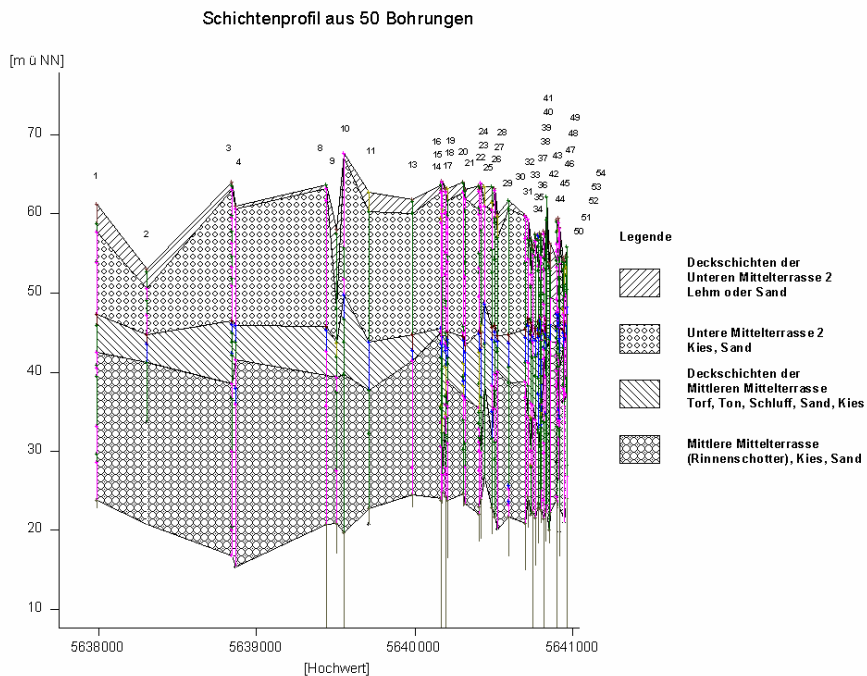


Abb. 36 Der Profilschnitt der stratigraphischen Schichten aus 50 Bohrungen  
 Nummer: Die Bohrungsnummer in der Tabelle 2

Tab. 2 Tabelle der Geländehöhen und Basen der Schichten, ermittelt aus den Bohrungen. Deck\_uMT2: Basisfläche der Deckschichten der Unteren Mittelterrasse 2 (MT IIIb); uMT2\_Bas: Basisfläche der Unteren Mittelterrasse 2; Deck\_mMTB: Basisfläche der Deckschichten der Mittleren Mittelterrasse; mMT\_Bas: Basisfläche der Mittleren Mittelterrasse (MT IIIa, Rinnenschotter)

BOHR_NR	RW	HW	GHOEHE [m NN]	DECK_uMT 2 [m NN]	uMT2_BAS [m NN]	DECK_mM TB [m NN]	mMT_BAS [m NN]
1	2578190	5637990	61,20	57,70	47,30	42,60	23,80
2	2577400	5638305	53,00	50,50	44,70	41,30	20,76
3	2578870	5638850	64,00	63,05	46,40	38,60	16,80
4	2578100	5638870	61,00	60,60	45,90	41,60	15,30
8	2578805	5639445	63,71	63,21	45,71	39,62	20,71
9	2577690	5639510	58,00	48,00	43,60	39,40	20,80
10	2579429	5639555	67,69	67,10	49,69	39,69	19,69
11	2578116	5639715	62,76	60,26	43,76	37,76	22,76
13	2578600	5639990	61,84	60,04	44,64	41,54	24,44
14	2577770	5640170	63,70	62,80	45,50	45,00	24,00
15	2578045	5640170	63,00	62,70	43,50	30,60	23,80
16	2578047	5640175	64,10	64,00	44,60	27,10	24,90
17	2578020	5640195	63,16	62,86	43,66	35,86	24,36
18	2578050	5640195	63,07	62,77	42,77	34,37	24,27
19	2578050	5640210	63,20	61,70	45,00	38,80	23,80
20	2578032	5640310	64,00	62,80	44,40	37,00	24,60
21	2578040	5640320	63,06	61,96	43,36	36,56	23,36
22	2577995	5640405	63,53	60,53	45,03	35,53	22,03
23	2578025	5640405	63,15	62,85	45,05	32,85	22,95
24	2578085	5640420	63,90	63,86	45,90	29,90	23,90
25	2578537	5640440	63,50	61,00	48,50	38,30	26,50
26	2578020	5640490	63,50	60,50	45,60	31,60	22,90
27	2578030	5640510	63,20	63,00	45,80	39,70	21,70
28	2578440	5640525	59,90	57,05	44,60	40,15	20,10
29	2578030	5640595	61,65	60,65	44,65	38,65	21,65
30	2578025	5640700	59,82	59,72	45,32	38,82	20,82
31	2578045	5640720	59,30	59,26	46,80	34,30	24,30
32	2578480	5640735	56,80	52,30	46,50	30,10	21,90
33	2577561	5640747	55,93	54,73	44,43	35,93	22,43
34	2578002	5640765	57,50	56,50	45,50	34,00	21,50
35	2578020	5640785	57,30	53,30	46,30	32,30	23,30
36	2578023	5640785	56,78	52,78	44,78	32,78	22,78
37	2577975	5640795	57,60	54,60	46,70	30,60	22,70
38	2577990	5640800	57,30	54,50	45,40	32,50	22,65
39	2577750	5640820	57,80	57,48	44,80	42,90	21,40
40	2578445	5640830	57,20	52,90	46,60	39,50	22,50
41	2578945	5640835	62,20	59,20	44,70	43,14	22,20
42	2577582	5640855	53,80	51,76	44,30	44,10	20,00
43	2577646	5640862	56,30	49,30	46,00	43,90	22,30
44	2577580	5640900	54,10	49,10	45,60	43,60	23,90
45	2578410	5640900	59,20	56,20	47,30	40,20	23,80
46	2578405	5640910	58,20	56,80	46,00	37,20	23,20
47	2578570	5640915	59,48	58,86	47,38	37,98	23,00
48	2578160	5640920	56,60	52,10	46,30	37,60	19,80
49	2578425	5640920	58,30	58,15	45,60	40,60	22,80
50	2577520	5640940	54,20	49,10	45,30	43,10	21,60
51	2577570	5640950	54,40	49,40	46,20	44,50	21,00
52	2577580	5640950	54,10	49,40	46,40	43,90	21,00
53	2577640	5640960	54,70	49,70	45,80	44,60	23,31
54	2577650	5640963	55,80	48,20	48,20	47,30	24,00



### 5.3. Herstellung des geologischen Flächen- und Schichtenmodells

#### 5.3.1. Aufbau des Flächenmodells

Eine Grundlage für das erstellte Flächenmodell bildet eine Tabelle (Tab. 3). Diese enthält die Gauß-Krüger-Koordinaten, die in einem 50 m -Raster über das Arbeitsgebiet gelegt wurden. Die geologische Flächenabfolge wird vom Hangenden zum Liegenden mit den Höhenwerten der Schichtenuntergrenze in die Tabelle eingetragen. Jede einzelne Fläche wird durch eine flächenhafte Modellierung der Bohrdaten hergestellt und als eine Spalte in die Tabelle eingetragen.

Tab. 3 Auszug aus der Tabelle des Flächenmodells.

Gh1: Höhe der Geländeoberfläche

Dh1: Höhe der Deckschichten abgedeckten Fläche

NTh1: Höhe der Niederterrassen abgedeckten Fläche

Qh1: Höhe der Quartärbasis

Shape	Rw	Hw	Gh1 [m NN]	Dh1 [m NN]	NTh1 [m NN]	Qh1 [m NN]
Point	2558600.00	5618450.00	151.30	145.75	145.75	145.75
Point	2558650.00	5618450.00	151.10	145.61	145.61	145.61
Point	2558700.00	5618450.00	150.30	145.49	145.49	145.49
Point	2558750.00	5618450.00	150.10	145.35	145.35	145.35
Point	2558800.00	5618450.00	150.20	145.23	145.23	145.23
Point	2558850.00	5618450.00	149.70	145.09	145.09	145.09
Point	2558900.00	5618450.00	149.10	144.98	144.98	144.98
Point	2558950.00	5618450.00	148.70	144.86	144.86	144.86
Point	2559000.00	5618450.00	148.60	144.74	144.74	144.74
Point	2559050.00	5618450.00	148.60	144.61	144.61	144.61

Ist eine einzelne Schicht in einem Teilbereich des Untersuchungsgebietes nicht vorhanden, wird das Raster der Höhenwerte einer Fläche aus den Rasterdaten der Fläche der hangenden Schichten übernommen, damit das gesamte Raster der einzelnen Fläche eine abgedeckte Fläche der Schichten darstellt (Abb. 37). Z.B. an den Stellen, wo die Niederterrassen nicht vorhanden sind, wird das Raster der Höhen der Niederterrasse abgedeckten Fläche aus den Rasterdaten der Höhen der Deckschichten abgedeckten Fläche übernommen. Die einzelne Schicht wird nach oben von der abgedeckten Fläche der hangenden Schichten

abgegrenzt. Das auf diese Weise erstellte Flächenmodell ermöglicht die Darstellung des dreidimensionalen Schichtenaufbaus und erlaubt uns eine weiterführende Analyse des Gebietes.

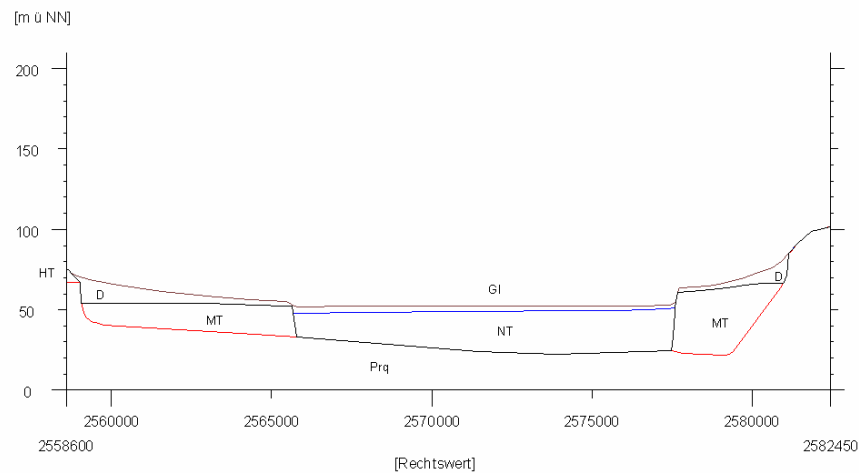


Abb. 37 Ein schematischer Profilschnitt des vorläufigen Flächenmodells (50-fache Überhöhung). GI: Geländeoberfläche; Prq: Präquartäre Schichten (z.B. Tertiär, Devon)

Die Schichtenabfolge wird vom Hangenden zum Liegenden vorläufig wie folgt bestimmt:

**Deckschichten:** Schichten von der Geländeoberfläche bis zu den Kies-schichten der quartären Terrassen oder den präquartären Schichten (Löß, Lößlehm, Hochflutlehm, Hochflutsand, Auenlehm, Auensand, Hangschutt, Hanglehm, Moore, Flugsand, usw.)

**Niederterrassen:** Kies und Sand

**Mittelterrassen:** Die linksrheinischen Mittelterrassen und die rechtsrhei-nischen Mittelterrassen wurden vorläufig als eine einheitliche Terrasse behandelt, da sie sich im großen Teil des Arbeits-gebietes nicht unterscheiden.

### **5.3.2. Modellierung der Flächen durch Interpolation und Herstellung des Flächenmodells für das gesamte Gebiet**

Das Modellierungsgebiet muss aufgrund der Gauß-Krüger-Koordinaten, die für die Modellierung benutzt wurden, im Gegensatz zu den Messtischblättern rechteckig sein (vgl. Abb. 2), da die Programme für die Raster-Interpolation nur so funktionieren. Um die einzelne Fläche zu modellieren, wurden die ausgewählten Bohrdaten (Siehe, 5.2.1) mit dem Programm Surfer durch das Verfahren Kriging in einem 50 m Rasterabstand interpoliert. Die auf diese Weise erstellten Rasterdaten bestehen aus den Knotenpunkten der Rasterlinien als ASCII-Code und lassen sich leicht in andere Datenformate umwandeln, damit sie in einem anderen Programm übernommen und weiter benutzt werden können. Außerdem haben die Knotenpunkt-Rasterdaten genau die gleichen Rasterkoordinaten wie die Gauß-Krüger-Koordinaten des Geländemodells, die auch in einem 50 m Rasterabstand gelegt sind. Sie haben im Gegensatz zu den Zellen-Raster-Daten, die beim Interpolieren mit dem Programm ArcView entstehen (Using the ArcView Spatial Analyst, 1996, s. 36), eine höhere Genauigkeit und Möglichkeit bei der Abfrage und Analyse des Flächenmodells. Z.B. können die Knotenpunkt-Rasterdaten aus den Zellen-Rasterdaten durch den Befehl des Avenueprogramms „PointValue“ hergestellt werden. Der Höhenwert wird durch die nochmalige Berechnung der Mittelwertbildung der umliegenden vier Zellen gebildet im Gegensatz zu den Knoten-Rasterdaten, die durch das Interpolieren direkt hergestellt werden. Der Höhenwert eines Punktes auf dem rechten Rand oder oberen Rand des Gebietes (z.B. alle Punkte mit dem Rechtswert von 2582450 oder alle Punkte mit dem Hochwert von 5641050 im Arbeitsgebiet) kann aber aufgrund der fehlenden vier Zellen in der Umgebung durch den Befehl „PointValue“ nicht bestimmt werden.

Als nächster Schritt wurden die mit dem Programm Surfer hergestellten Rasterdaten im Programm Excel geladen. Da die Datenmenge viel größer ist als die, welche ein Programm Excel in Standardversion aufnehmen kann, wurden die Daten in vier Datenblöcke aufgeteilt und in Excel geladen. Die Daten wurden mit dem vom Verfasser hergestellten Avenueprogramm (xlsarcvw.ave) in Punktshapedaten des Programms ArcView umgewandelt und in ArcView geladen.

Anschließend wurden sie in die Tabelle des Flächenmodells eingetragen, das schon das Geländemodell als Rasterdaten in der ersten Spalte enthält (Tab. 3). Der Eintrag der Daten in die Tabelle lässt sich durch den Befehl „Join“ bei der Standardversion von ArcView leicht durchführen.

### 5.3.2.1. Die Deckschichten abgedeckte Fläche (Unterkante der Deckschichten)

Die Daten für die Deckschichten wurden den Bohrdaten entnommen (Siehe, 5.2.1.2) und mit dem Programm Surfer durch das Verfahren Kriging in 50 m Rasterabstand interpoliert. Die dadurch entstandenen Rasterdaten wurden im Programm ArcView geladen und in die Datei für das Flächenmodell eingetragen (Tab. 3). Die Rasterdaten wurden für die weitere Arbeit im Programm noch einmal durch das Verfahren spline interpoliert. Damit wurde eine Höhenlinienkarte hergestellt, die Deckschichten abgedeckte Fläche darstellt (Abb. 38).

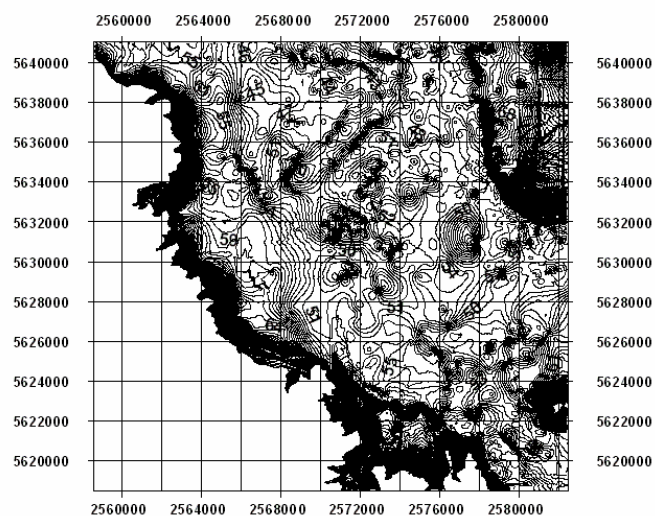


Abb. 38 Höhenlinienkarte, die mit den modellierten Rasterdaten für eine vorläufige Deckschichten abgedeckte Fläche im gesamten Arbeitsgebiet hergestellt wurde (Höhenlinienabstand: 1 m). Das Gebiet für die Hauptterrassen ist bedeckt.

Die Höhenlinienkarte für Hauptterrassen sind in den Abbildungen abgedeckt und wurden nicht gezeigt, da die Hauptterrassen in dieser Arbeit aufgrund des

Umfanges der Arbeit nicht gleich wie die Mittelterrassen oder die Niederterrassen behandelt wurden. Das Gebiet für die Hauptterrassen wurde nur berücksichtigt, um die Verbreitungsgrenze der Mittelterrassen zu bestimmen

### 5.3.2.2. Quartärbasis

Die Höhen für die Quartärbasis wurden den Bohrdaten entnommen (Siehe, 5.2.1.1), mit dem Programm Surfer interpoliert und im ArcView geladen. Die dadurch entstandenen Rasterdaten wurden im Programm ArcView geladen und in die Datei für Flächenmodell eingetragen (Tab. 3). Die Rasterdaten wurden für die weitere Arbeit im Programm noch einmal durch das Verfahren spline in ArcView interpoliert. Damit wurde eine Höhenlinienkarte für eine vorläufige, Quartärbasis abgedeckte Fläche im gesamten Arbeitsgebiet hergestellt (Abb. 39).

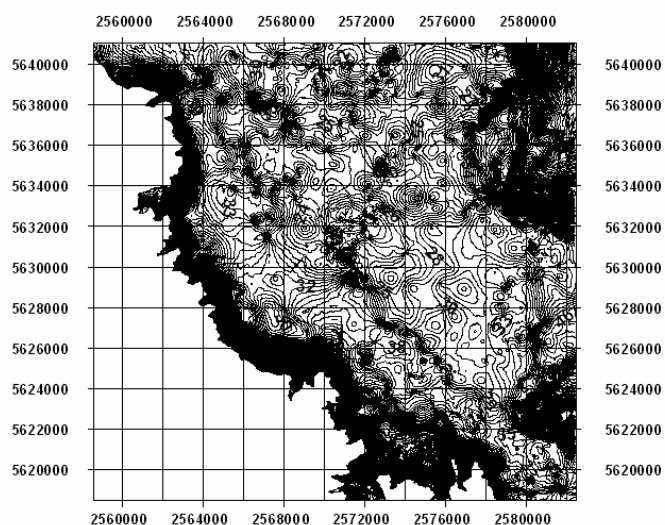


Abb. 39 Höhenlinienkarte der vorläufigen Quartärbasis (Höhenlinienabstand: 1 m). Das Gebiet für die Hauptterrassen ist bedeckt.

### 5.3.2.3. Die Niederterrassen abgedeckte Fläche

Die Niederterrassen abgedeckte Fläche wurde von den Rasterdaten der Quartärbasis der Niederterrassen und von den der Deckschichten abgedeckte Fläche außerhalb der Niederterrassen zusammengesetzt. Die vorläufige Verbreitungsgrenze der Oberkante der Niederterrassen wurde der Digitalen Geologi-

schen Karte (vgl. Abb. 10) als ein Polygon entnommen. Die Rasterdaten für die Deckschichten abgedeckte Fläche (vgl. 5.3.2.1) wurden für die Bearbeitung der Niederterrassen abgedeckte Fläche von den bestehenden Rasterdaten dupliziert. Die Rasterdaten, die innerhalb dieser Verbreitungsgrenze der Niederterrassen liegen, wurden in ArcView durch Abfrage ausgewählt und gelöscht. Die übrig gebliebenen Rasterdaten bilden die Höhen der Niederterrassen abgedeckte Fläche außerhalb deren Verbreitungsgebiet. Aus dem Polygon der Verbreitungsgrenze wurden die Punkte durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (ptaufplg.ave) bestimmt, die auf der Verbreitungsgrenze liegen. Die Höhen der Grenze wurden den oben dafür bestimmten Punkten durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (pthbeskt.ave) zugewiesen, wobei die Höhen der Grenze aus den Rasterdaten der Deckschichten abgedeckte Fläche berechnet werden.

Die Höhen der Niederterrassen abgedeckte Fläche bestehen in deren Verbreitungsgebiet aus den Rasterdaten der Quartärbasis (vgl. Abb. 39). Da sich an der Grenze zwischen den Niederterrassen und den Mittelterrassen im Arbeitsgebiet eine leichte Hangneigung (vgl. Abb.37) vorgestellt werden kann, wurde die Grenze des Verbreitungsgebietes der Quartärbasis in einem 100-m-Abstand innerhalb der oben bestimmten Verbreitungsgrenze der Terrassenoberkante bestimmt, wobei die neuen Grenzpunkte aus den oben bestimmten Grenzpunkten der Terrassenoberkante durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (ptabstlg.ave) berechnet werden. Die Punkte wurden wie bei der Terrassenoberkante in ein Polygon umgewandelt (Abb. 40). Die innerhalb der Grenze liegenden Rasterdaten wurden durch Abfrage aus den Rasterdaten der Quartärbasis ausgewählt. Die Höhen der Grenze wurden in der gleichen Weise wie bei der Terrassenoberkante mit dem Programm (pthbeskt.ave) und den Rasterdaten für die Quartärbasis bestimmt. Aus den Punktdaten der beiden Grenzen können die Höhenunterschiede in der 100 m Entfernung durch die Abfrage („Join“) der beiden Tabellen der Punktdaten in ArcView berechnet werden. Die Hangneigungen der Grenze zwischen den Niederterrassen und Mittelterrassen betragen im Arbeitsgebiet danach für die vorläufige Niederterrassen abgedeckte Fläche meistens zwischen  $2^{\circ}$  und  $12^{\circ}$  im Arbeitsgebiet. Weniger häufig betragen sie zwischen  $12^{\circ}$  und  $20^{\circ}$  (Abb. 41).

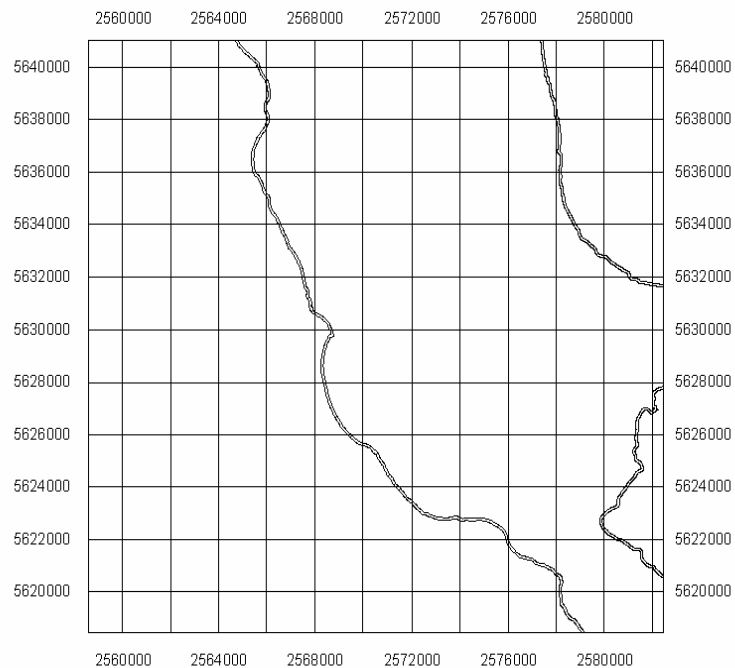


Abb. 40 Die äußere Linie als Polygon: Das Verbreitungsgebiet der Terrassenoberkante der Niederterrassen; die innere Linie als Polygon: Das Verbreitungsgebiet der Quartärbasis der Niederterrassen

Die oben bestimmten Rasterdaten der Deckschichten, der Quartärbasis und der beiden Grenzdaten wurden durch den Menübefehl „Merge Themes together“ in ArcView zusammengefügt und als eine Datei gespeichert. Sie wurde in Surfer geladen und in einem 50 m Rasterabstand durch das Verfahren Kriging interpoliert. Die Rasterdaten in ASCII-code wurden in ArcView geladen und in die Datei für Flächenmodell eingetragen (Tab. 3). und noch einmal durch das Verfahren spline in ArcView interpoliert. Damit wurde eine Höhenlinienkarte für eine vorläufige Niederterrassen abgedeckte Fläche für das gesamte Arbeitsgebiet hergestellt (Abb. 42). Aus einem technischen Grund wird die unterlagernde MT auch abgedeckt, damit die Basis der NT in diesem Fall der Quartärbasis entspricht. Denn die Grenze zwischen MT und NT an der Basis ist nicht zu bestimmen.

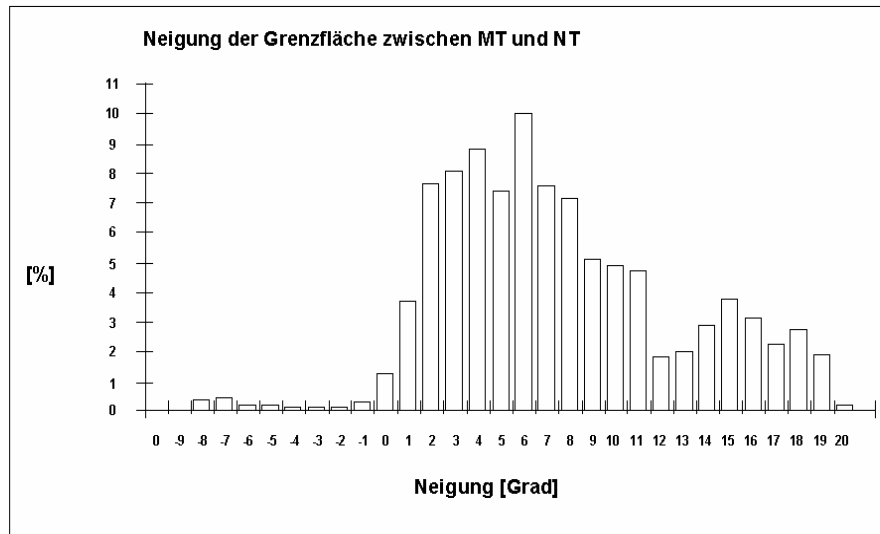


Abb. 41 Neigungen der vorläufigen Grenzfläche zwischen MT und NT

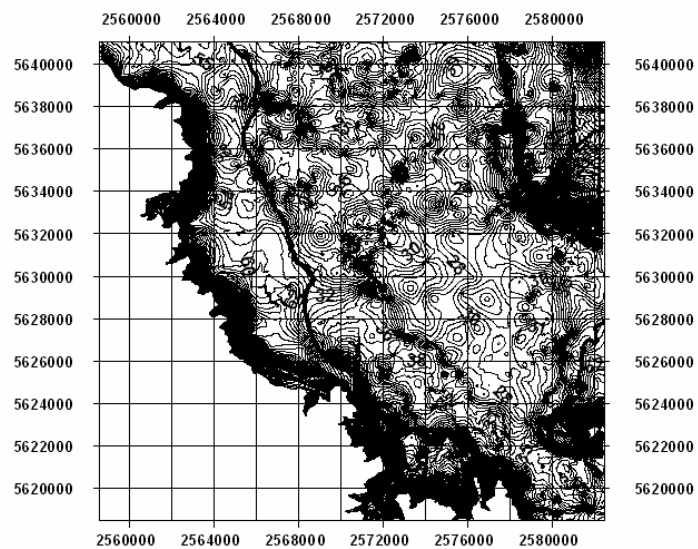


Abb. 42 Höhenlinienkarte der vorläufigen NT abgedeckten Flächen (Höhenlinienabstand: 1 m). Das Gebiet für die Hauptterrassen ist bedeckt.



### 5.3.3. Kontrolle und Verbesserung des Flächenmodells

#### 5.3.3.1. Kontrolle und Verbesserung des Flächenmodells im Teilgebiet A

Um die modellierte Karte vergrößert darzustellen und zu verbessern, wurden die modellierten Rasterdaten teilweise im nordöstlich liegenden Teilgebiet A (siehe, 5.2.1) im Programm ArcView ausgewählt. Die für das gesamte Arbeitsgebiet in 50 m Rasterabstand im letzten Kapitel interpolierten Rasterdaten wurden noch einmal in einem 10 m Rasterabstand für dieses kleine Teilgebiet interpoliert, damit den innerhalb des 50 m Abstandes liegenden Punkten auch Höhenwerte zugewiesen wurden. Das ermöglicht eine feinere Darstellung und Analyse des Teilgebietes. Aus den neuen Rasterdaten wurde ein neues Flächenmodell hergestellt, indem man sie in einer Tabelle zusammenfasst.

Zur Kontrolle wurden die Querprofilschnitte des Flächenmodells hergestellt. Zunächst wurden dafür 21 parallele Linien, die quer von Osten nach Westen durch das Gebiet laufen, durch das vom Verfasser erstellte Avenueprogramm (pfqlhrst.ave) hergestellt. Durch sie werden die Lagen der Profilschnitte bestimmt (Abb. 43). Der Abstand zwischen den Linien beträgt 200 m. Sie enthalten keine Höhenwerte. Dann wurden die 21 Profilschnitte des Flächenmodells mit den Linien durch das vom Verfasser erstellte Avenueprogramm (pfql3dog.ave, pfq2d4fl.ave) hergestellt, wobei die Höhenwerte den Rasterdaten der einzelnen Fläche des Flächenmodells entnommen und den Linien im 10 m Abstand zugewiesen werden. Abbildung 44 zeigt beispielhaft ein Profil der Flächen im vorläufigen Flächenmodell. Der Profilschnitt lässt die wesentliche Gestalt des Flächenmodells in Bezug auf Lagerungen und Mächtigkeiten erkennen.

Das Flächenmodell enthält einige nicht plausible Flächenformen, was auf die spärliche und ungünstige Verbreitung der Bohrungen zurückzuführen ist. Zum Teil liegt die Geländeoberfläche niedriger als die Unterkante der darunterliegenden Schichten. An der Grenze zwischen den Mittelterrassen und Niederterrassen haben die Schichten eine andere Gestalt als in der Modellvorstellung (vgl. Abb. 37), die im östlichen Bereich der südlichen Niederrheinischen Bucht (Köl-

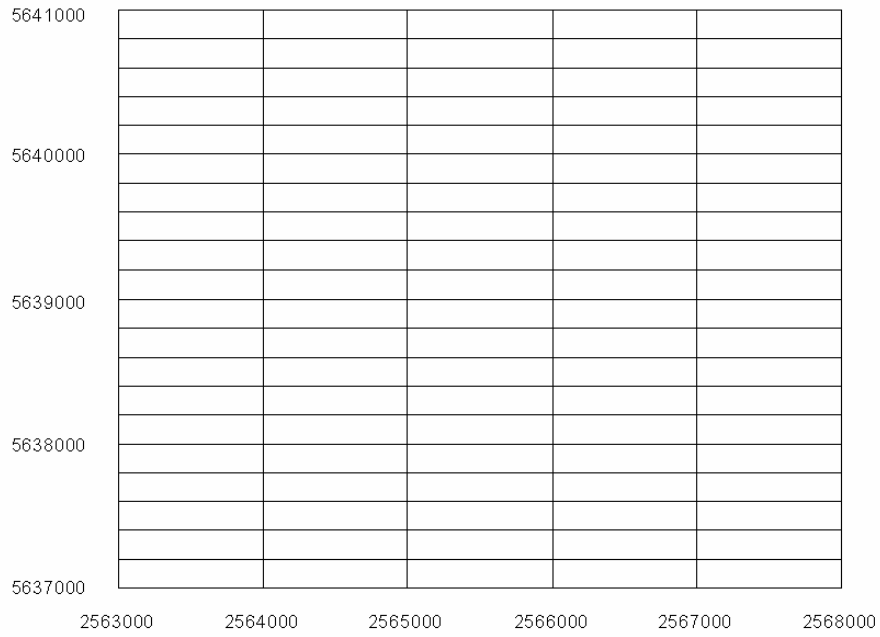


Abb. 43 21 parallele Linien, die quer durch das Gebiet laufen

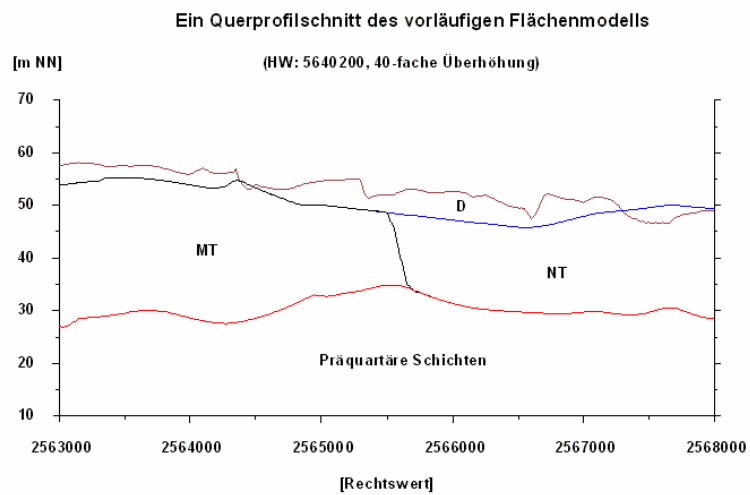


Abb. 44 Eines der 21 Querprofilchnitte des vorläufigen Flächenmodells

ner Scholle) normalerweise erwartet werden kann (vgl. BRUNNACKER et al. 1978 a, S. 289). Hier spielte für die Formung der Schichten Erosion eine größere Rolle als Verwerfungen (Tektonik), was durch die ruhige tektonische Gegebenheit des Gebietes im Gegensatz zu dem westlichen Bereich bedingt ist (vgl. QUITZOW 1956, S. 360). Die Grenze zwischen Mittelterrassen und Niederterrassen besteht aus nach der Abtragung der Mittelterrassen entstandenen Abtragungsflächen, die zum Teil bei der vollständigen Abtragung der Mittelterrassen durch den Rhein bis in die präquartären Schichten reichten. Darauf wurden die Niederterrassen aufgeschüttet. Die Grenze des Profilschnittes als ein markanter Erosionshang am Uferbereich des Rheinflusses und die sich in deren Nähe befindenen Terrassenoberkanten und Quartärbasen in der Abbildung 44 zeigen eine ausgeglichene Form, die durch Interpolieren der Bohrdaten verursacht worden ist. Deshalb muss das Flächenmodell der Modellvorstellung entsprechend korrigiert werden, wobei die Genese der Terrassen berücksichtigt wird.

Die Darstellung der Geländeoberfläche enthält im Vergleich zur Darstellung der verschiedenen Flächen die wenigsten Fehler von den allen Flächen, obwohl sie auch gewisse Fehlermöglichkeit enthält. Die Punktrasterdaten für das Gelände lassen sich durch Abfragen in Arcview leicht korrigieren. Zum Beispiel wird die Tiefe der Kiesgrube rückgängig gemacht, um den Zustand der Schichten vor deren Abbau wieder herzustellen. Bei der höheren Stellung der anderen Flächen als die Geländehöhe werden die Höhen der Flächen als gleiche Höhe wie die Geländehöhe gemacht, indem man die Rasterdaten der Flächen an die der Geländehöhe angleicht.

Um die Terrassenoberkante, und damit auch die Position der Deckschichten zu korrigieren, wurde die Fläche, die für die Deckschichten abgedeckte Karte interpoliert wurde, kontrolliert. Da die Oberfläche der Terrassen bei der Ablagerung im verwilderten Flusssystem meistens aus einer ebenen Fläche besteht, wurden die Neigungen der Terrassenoberkante mit ArcView berechnet (Abb. 45). Mit den Höhen der Terrassenoberkante wurde eine Statistik für das gesamte Teilgebiet A hergestellt, um deren Fläche zu analysieren (Abb. 46), indem man mit den Rasterdaten für die Terrassenoberkante eine neue Tabelle der Zusammenfassung der Höhen berechnet. In der Tabelle sind zwei Gruppen der Höhen

dominierend, wobei das natürliche Gefälle des Flusses von Süden nach Norden zu berücksichtigen ist. Um die selbe Statistik nur für die Mittelterrassen zu ermitteln, wurden die Rasterdaten der Terrassenoberkante mit den Grenzen des Flächenmodells (Abb. 40 und Abb. 50) für Mittelterrassen ausgewählt. Damit wurde eine Statistik berechnet (Abb. 47). Damit wurden die allgemeinen Höhen der Terrassenoberkante der Mittelterrassen im Süden als zwischen 55-56 m und im Norden zwischen 51-52 m abgeschätzt. Für die Niederterrassen wurden auch die allgemeinen Höhen der Terrassenoberkante berechnet (Abb. 48). Bei der Terrassenoberkante der Niederterrasse betragen sie zwischen 46-50 m, wobei die Stelle zwischen 49 m und 50 m durch Interpolieren entstanden sein könnte. Einige Längsprofilschnitte, die von Süden nach Norden der Grenze zwischen Mittelterrassen und Niederterrassen entlang laufen, wurden zur Kontrolle hergestellt (Abb. 49). Das Profil der Mittelterrassen lässt das Süd-Nord-Gefälle sowohl beim Geländemodell als auch bei der Terrassenoberkante erkennen. Im Gegensatz dazu ist es bei den beiden Linien der Niederterrassen nicht erkennbar, was einerseits auf das allgemein geringere Gefälle der Niederterrassen als das der Mittelterrassen und andererseits auf die Abtragung der Stelle durch einen Bach und die Ablagerung des Bachsedimentes zurückzuführen ist (vgl. digitales Geländemodell).

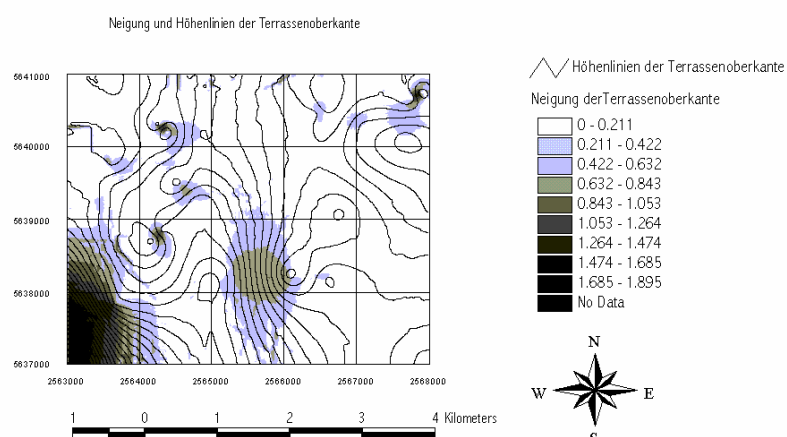


Abb. 45 Neigungen und Höhenlinien der Terrassenoberkante

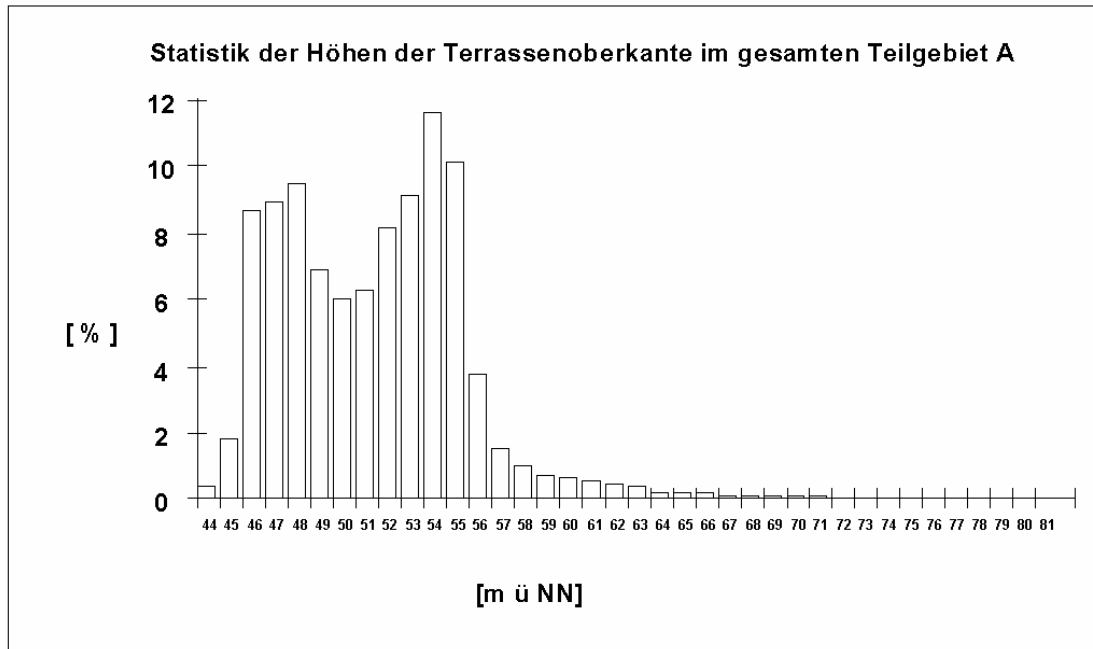


Abb. 46 Statistik der Höhen der Terrassenoberkante im gesamten Teilgebiet A

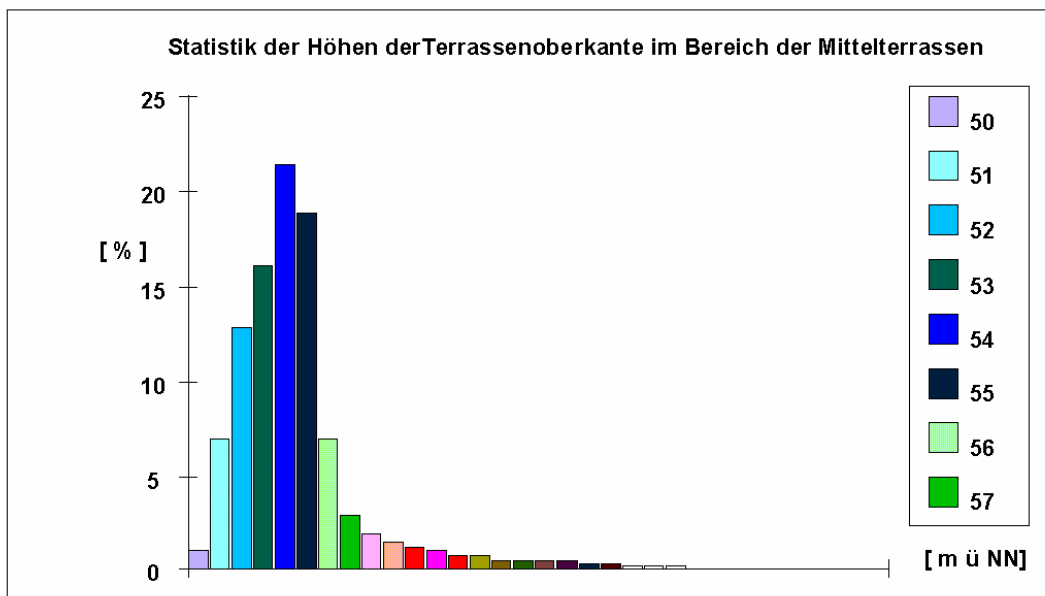


Abb. 47 Statistik der Höhen der Terrassenoberkante im Bereich der MT

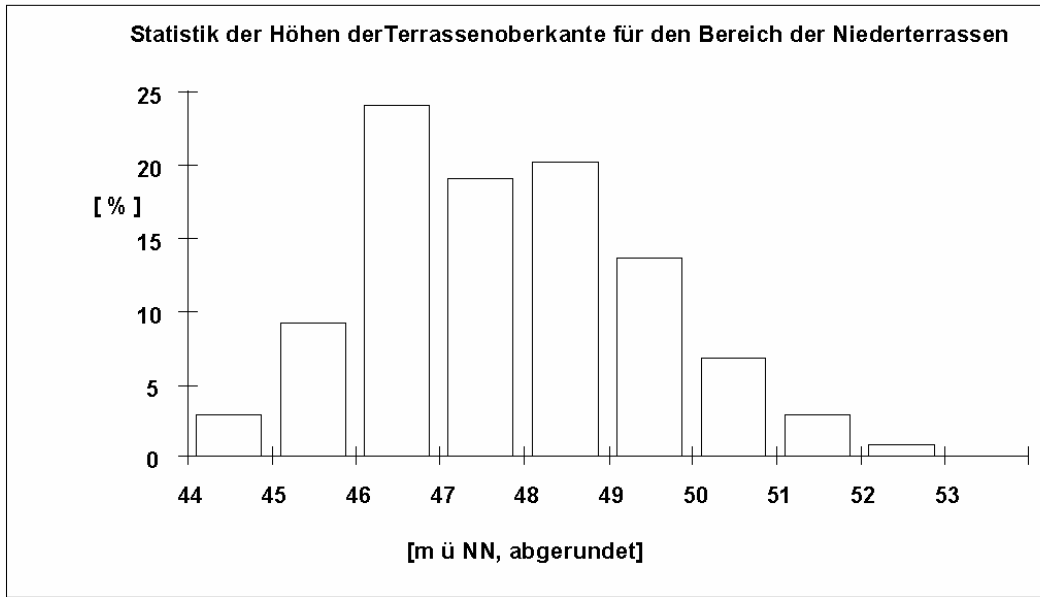


Abb. 48 Statistik der Höhen der Terrassenoberkante im Bereich der Niederterrassen

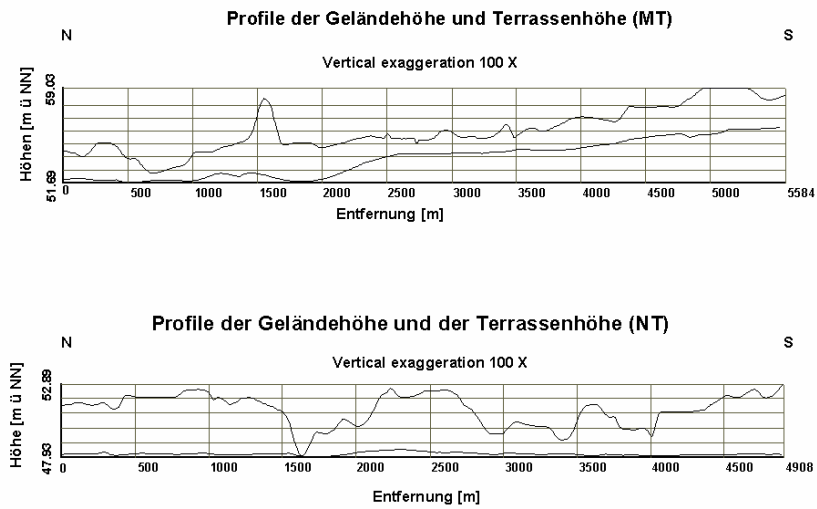


Abb. 49 Zwei Längsprofile, die entlang der Grenze zwischen NT und MT laufen

Durch Vergleichen der Hangneigungen, der Statistik, der Quer- und Längsprofil-schnitte, der modellierten, der digitalen und der Topographischen Karte wurden

einige künstliche Höhen für die Terrassenoberkante der Mittelterrassen berechnet (Abb. 50). Die künstlichen Höhen wurden über die Grenze zwischen den Mittelterrassen und Niederterrassen hinaus auch auf das Gebiet der Niederterrassen eingesetzt, um die Terrassenoberkante der Mittelterrassen vor deren Abtragung zu rekonstruieren. Diese wurden den Bohrdaten hinzugefügt und die eigentlichen Bohrungen im Gebiet der künstlichen Höhen wurden herausgenommen. Damit wurde neues Flächenmodell für die Terrassenoberkante bzw. für die Basis der Deckschichten in Surfer durch das Verfahren Kriging im 10-m-Rasterabstand interpoliert. Die entstandenen Rasterdaten wurden wiederum in Arcview geladen.

Die künstlichen Höhen für die Terrassenoberkante der Niederterrassen wurden nach dem gleichen Prinzip auch berechnet (Abb. 51). Sie sind auch über die Grenze hinaus im Bereich der Mittelterrassen eingesetzt, da die Angleichung der Höhen, die durch Interpolieren der Bohrdaten an der Grenze verursacht wird, möglichst vermieden werden soll. Die künstlichen Daten wurden in die Bohrdaten eingefügt und zusammen im 10 m Rasterabstand interpoliert. Die entstandenen Rasterdaten wurden in ArcView geladen. Die Grenzpunkte der Terrassenoberkante der Niederterrassen wurden von deren Grenzpunkt des ganzen Gebietes im Kapitel 5.3.2.2. gebildet (Abb. 52). Deren Höhen wurden mit den neu hergestellten Rasterdaten durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (pthbeskt.ave) bestimmt. Um gezielt die Rasterdaten für die Terrassenoberkante der Niederterrassen im deren Verbreitungsgebiet auszuwählen, wurde ein Polygon dafür mit den oben genannten Grenzpunkten durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (pgaustkt.ave, pglaustm.ave) hergestellt (Abb. 53). Die Rasterdaten ausschließlich für die Terrassenoberkante der Niederterrassen wurden durch Abfrage der gesamten Rasterdaten mit dem Polygon ausgewählt und mit den oben genannten Grenzpunkten zusammengefügt. Um nur die Rasterdaten für die Terrassenoberkante der Mittelterrassen im deren heutigen Verbreitungsgebiet auszuwählen, wurde ein Polygon dafür hergestellt. Zunächst wur-

den die ersten Grenzpunkte der Mittelterrassen hergestellt (Abb. 52), die gleich wie die der Terrassenoberkante der Niederterrassen sind, da die beiden Terrassenoberkanten eine gemeinsame Grenze haben. Die Höhen der Punkte wurden mit den oben neu gebildeten Rasterdaten der Mittelterrassen wie bei den Niederterrassen bestimmt. Dann wurden noch die zweiten Grenzpunkte der Mittelterrassen bestimmt, die einen östlichen Rand der flachen Terrassenoberkante vor dem Erosionshang bilden sollten, indem man sie mit den ersten Grenzpunkten der Terrassenoberkante der Mittelterrassen, der Niederterrassen und den Grenzpunkten der Quartärbasis (vgl. Kapitel 5.3.2.2) durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (mttokran.ave) berechnet. Die Höhen der Grenzpunkte der Quartärbasis wurden mit den im 10 m Rasterabstand interpolierten Rasterdaten vorher bestimmt. Die Höhen der zweiten Grenzpunkte der Terrassenoberkante der Mittelterrassen wurden von den ersten übernommen, da die beiden in der nahen Umgebung aufgrund der flachen Gestaltung der Terrassenoberfläche annähernd gleich sind. Bei der Bestimmung der zweiten Grenzpunkte wurden nur die möglichen deren Rechtswerte und Hochwerte berechnet, damit die zweiten Grenzpunkte der Terrassenoberkante der Mittelterrassen, der Niederterrassen und der Grenzpunkte der Quartärbasis an einem geraden Erosionshang stehen sollen. Mit den zweiten Grenzpunkten wurde ein Polygon für die Verbreitung der Terrassenoberkante der Mittelterrassen hergestellt (Abb. 53). Bei der Überschneidung der Grenze<sup>2</sup> mit der Grenze<sup>1</sup> wurde die Grenze 2 gleich wie Grenze 1 korrigiert. Damit wurden nur die Rasterdaten für die Terrassenoberkante der Mittelterrassen ausgewählt. Die zweiten Grenzpunkte mit Höhenwerten wurden dazu eingefügt. Die so ausgewählten beiden Rasterdaten für die Terrassenoberkanten der Niederterrassen und Mittelterrassen wurden zusammengefügt. Bei der Überlappung der beiden Rasterdaten wurden die für die Mittelterrassen gelöscht, um doppelte Angaben der Höhenwerte im gleichen Gebiet zu vermeiden. Die zusammengesetzten Rasterdaten wurden noch einmal in Surfer im 10 m Rasterabstand interpoliert.



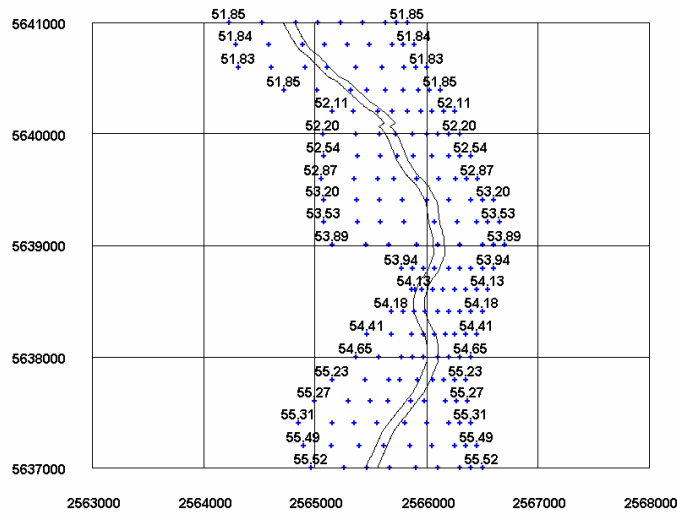


Abb. 50 Die künstlichen Punkten für die Höhen der MT zur Korrektur des Flächenmodells. Die linke Linie in der Mitte stellt die Grenze der Terrassenoberkante zwischen den MT und den NT dar und die rechte die Grenze der Quartärbasis zwischen den beiden Terrassen.

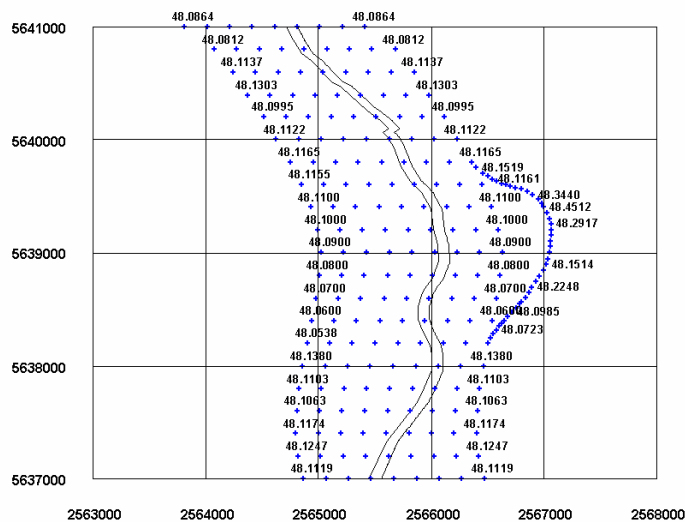


Abb. 51 Die künstlichen Punkten für die Höhen der Niederterrassen zur Korrektur des Flächenmodells

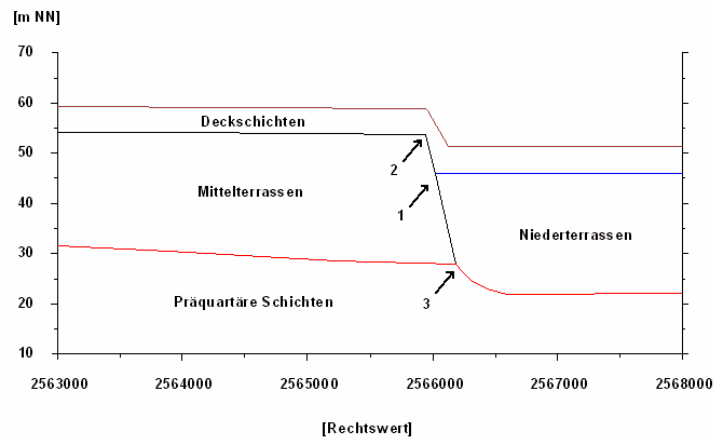


Abb. 52 Schematischer Profilschnitt im Teilgebiet A

- 1: Darstellung eines Grenzpunktes der Terrassenoberkante der Niederterrassen und einer der ersten Grenzpunkte der Terrassenoberkante der Mittelterrassen
- 2: Darstellung eines Grenzpunktes der Terrassenoberkante der Mittelterrassen
- 3: Darstellung eines Grenzpunktes der Quartärbasis

Die im Südwesten liegenden Rasterdaten weisen noch zu steile Neigungen auf, obwohl sie die Terrassenoberkante der Mittelterrassen darstellen, was auf einen Einfluss der in der Nähe liegenden Bohrdaten der Hauptterrassen aufgrund des Interpolierens zurückzuführen ist. Da diese Rasterdaten zu den Mittelterrassen gehören, wurden sie flach gemacht, indem man den Rasterdaten eine Höhe (56 m NN) zugewiesen hat. Die neuen Rasterdaten stellen das neue, korrigierte Flächenmodell für die Terrassenoberkante bzw. eine Deckschichten abgedeckte Karte im Teilgebiet A dar (Abb. 54).

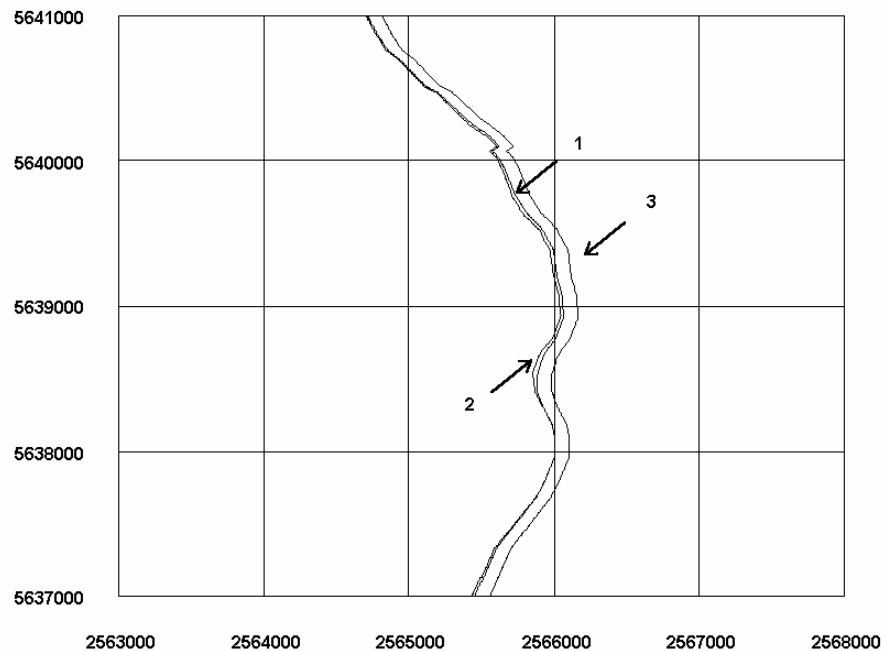


Abb. 53 Linien der Polygone für die Verbreitungsgebiete der Terrassen

- 1: Linke Seitenlinie des Polygons für die Verbreitung der Terrassenoberkante der Niederterrassen
- 2: Rechte Seitenlinie des Polygons für die Verbreitung der Terrassenoberkante der Mittelterrassen
- 3: Linke Seitenlinie des Polygons für die Verbreitung der Quartärbasis der Niederterrassen

Auf der Höhenlinienkarte der Quartärbasis des Teilgebietes A (Abb. 55) kann man die Rinnenstruktur deutlich erkennen. Es ist auch besonders auffällig, dass die Basis der Mittelterrassen und die Basis der Terrassenkörper im Bereich der Niederterrassen eine gemeinsame Rinnenstruktur haben, was auch auf die Existenz der Reste der Mittelterrassen unterhalb der Niederterrassen hinweist. Die Rinnenstruktur ist durch lineare Erosion während einer Warmzeit entstanden. Der Terrassenkörper der Mittelterrassen in der südlichen Niederrheinischen Bucht ist an der Basis mit dem darin abgelagerten warmzeitlichen Schot-

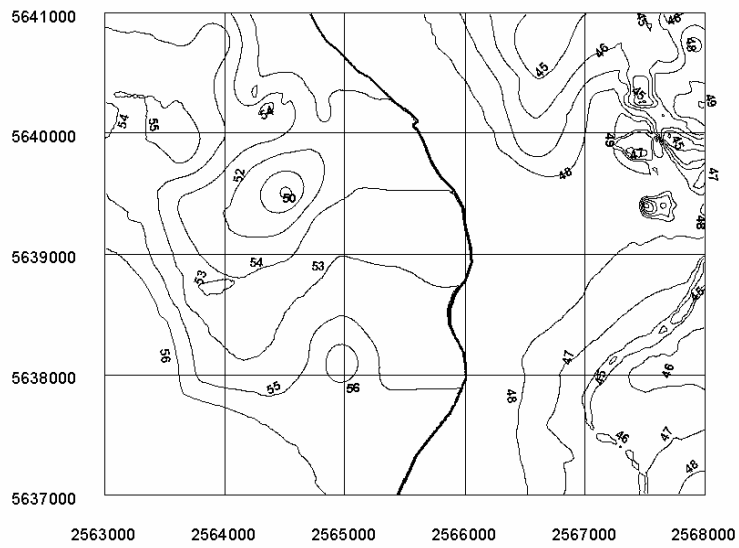


Abb. 54 Höhenlinienkarte, die mit den modellierten Rasterdaten für die Deckschichten abgedeckte Fläche im Teilgebiet A hergestellt wurde.

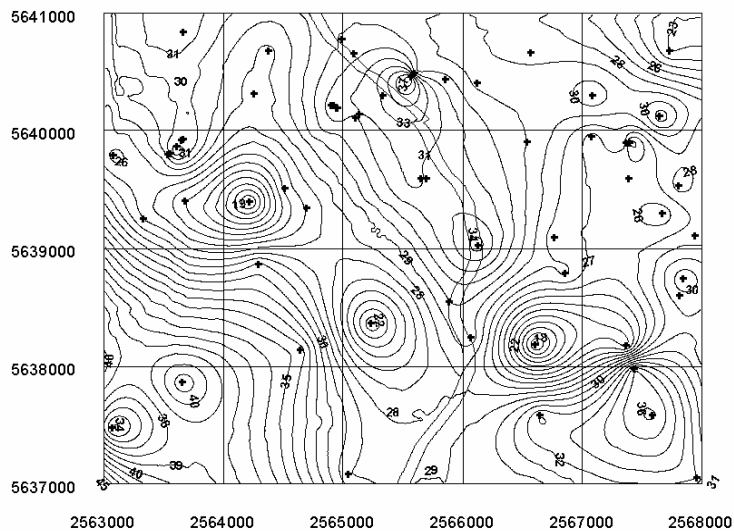


Abb. 55 Die Höhenlinienkarte der Quartärbasis im Teilgebiet A und die Stellen der Bohrdaten; die Linien in der Mitte: Die Erläuterung in Abb. 53, Nr. 1 und 3

ter eingesetzt (BOENIGK 1995). In der Rinnenstruktur der Abbildung 55 sind einige ungewöhnlich tiefe Stellen zu erkennen, die auf die hier nur geringe Anzahl von Bohrdaten zurückzuführen sind. Da eine Rinne meistens eine ausgeglichene Höhe der Sohle aufweisen muss, wurde sie korrigiert. Zunächst wurden zwei Profilschnitte durch die Rinnen gelegt, die deren Höhenverhältnisse zeigen sollen (Abb. 56, 57 und 58). Die Punkte und Linien sind in der Mitte der Rinnen angelegt. Denen wurden die Höhenwerte durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (pthbeskt.ave) zugewiesen, wobei deren Höhenwerte von den Rasterdaten der Quartärbasis und der in ArcView interpolierten Griddatei („surface from“ der Rasterdaten) durch das Programm automatisch übernommen werden. Die beiden Möglichkeiten der Höhen der Punkte wurden an den beiden Seiten der Rinnen zur deren Korrektur in den Tabellen berechnet (Abb. 57 und 58). Zur Korrektur der Rinnen wurde jeweils die obere flachere genommen. Die Höhen korrigierten künstlichen Punktdaten und die Bohrdaten des gesamten Gebietes (nicht nur für das Teilgebiet A) wurden zusammengefasst. Dazu wurde eine Bohrung im Südwesten mit einer Höhe der Quartärbasis von 33,5 m NN beim Interpolieren nicht berücksichtigt. Sie wurden dann für die Quartärbasis in Surfer im 50 m Rasterabstand interpoliert. Für das Teilgebiet A wurden nur die Rasterdaten des Teilgebietes in Surfer im 10 m Rasterabstand noch einmal interpoliert (Abb. 59). Die Linie in der Mitte der Abbildung stellt eine abgeschätzte Grenze der Quartärbasis zwischen Mittelterrassen und Niederterrassen dar.

Um die Niederterrassen abgedeckte Fläche herzustellen, wurden nur die Rasterdaten für die Terrassenoberkante der Mittelterrassen des Gebietes mit dem Polygon für deren Verbreitung ausgewählt (vgl. Abb. 53). Dazu wurden die Punkte der Grenze der Mittelterrassen eingefügt, denen die Höhenwerte der Terrassenoberkante der Mittelterrassen zugewiesen sind. Die Rasterdaten für die Quartärbasis im Teilgebiet A wurden auch mit dem entsprechenden Polygon für die Verbreitung der Niederterrassen ausgewählt. Dazu wurden auch die Grenzpunkte zwischen Mittelterrassen und Niederterrassen mit den Höhen der Quartärbasis eingefügt, die mit den durch Korrektur der Rinnen neu entstandenen Rasterdaten der Quartärbasis bestimmt sind. Die zusammengefügte Rasterdaten wurden in Surfer durch das Kriging Verfahren in 10 m Rasterabstand

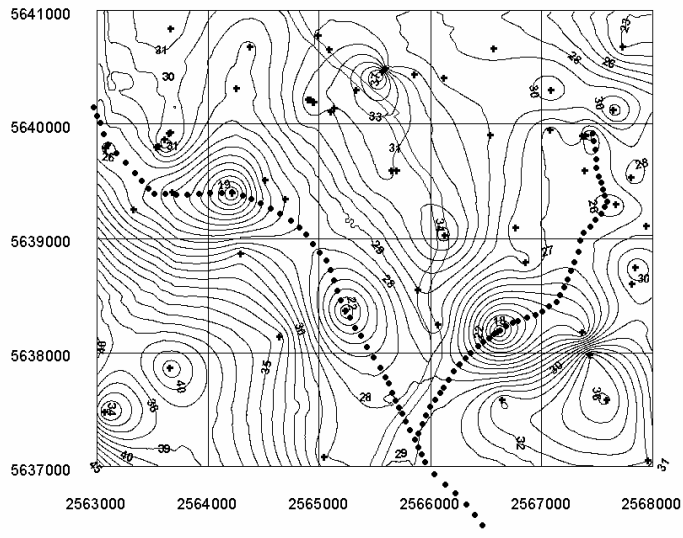


Abb. 56 Die Lage der künstlichen Punkte, die anstelle der Bohrdaten zur Korrektur der Rinnenstruktur im Teilgebiet A eingesetzt worden sind.

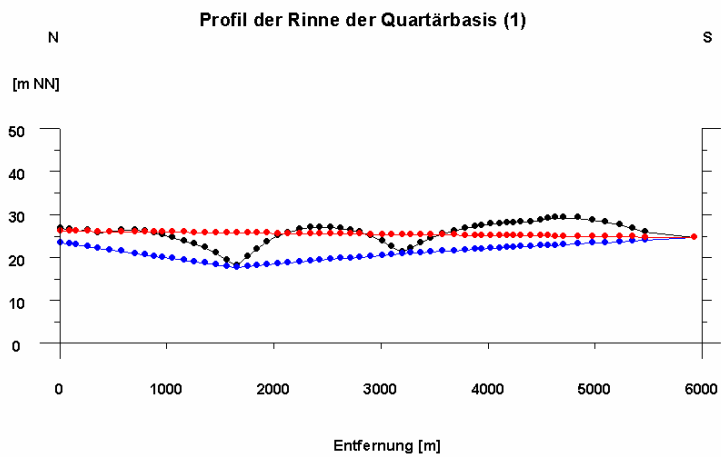


Abb. 57 Das Profil der Rinne an der westlichen Seite des Gebietes und zwei Möglichkeiten der Höhen der Punkte zur Korrektur der Rinne

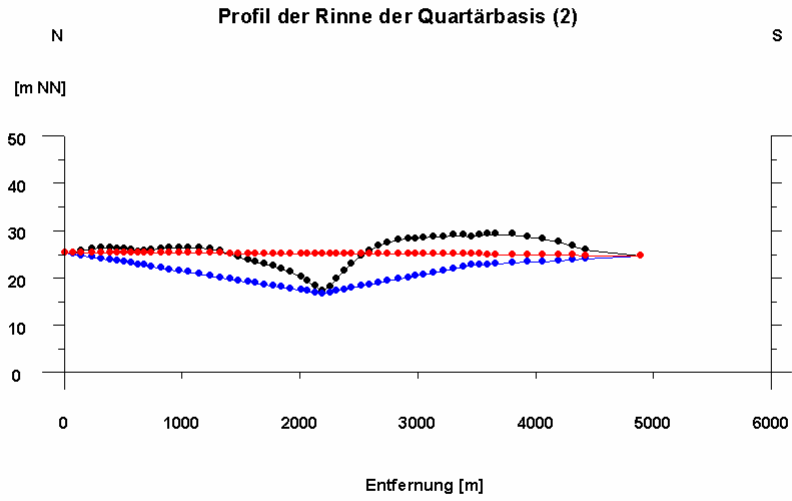


Abb. 58 Das Profil der Rinne an der östlichen Seite des Gebietes

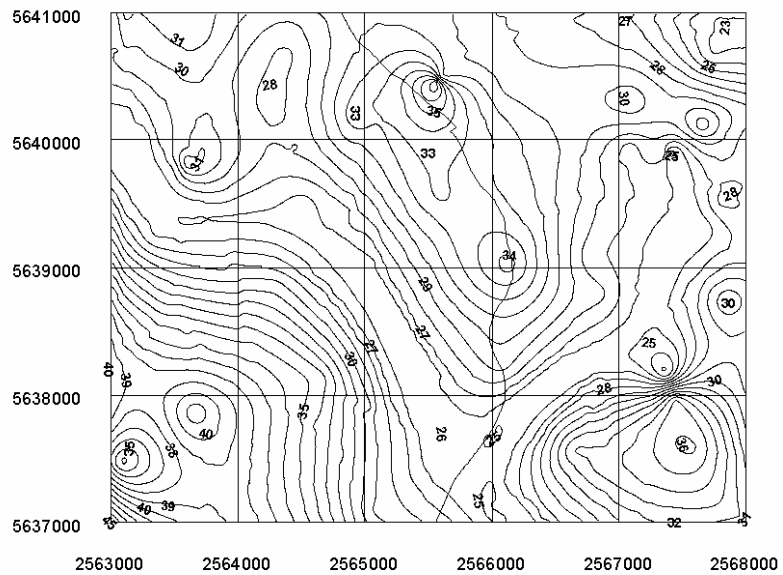


Abb. 59 Höhenlinienkarte der Quartärbasis nach der Korrektur der Rinnen.

interpoliert. Die neu entstandenen Rasterdaten wurden in ArcView geladen und mit den Rasterdaten der anderen Flächen (z.B. Geländemodell, Terrassenoberkante und Quartärbasis) in einer Tabelle als ein Flächenmodell des Teilgebietes A zusammengefasst, da alle Rasterdaten der Flächen die gleichen Rechts- bzw. Hochwerte haben. Das Flächenmodell lässt weitere Bearbeitungen zu, z. B. Kartendarstellungen, Zeichnungen der Profilschnitte, Berechnungen der Mächtigkeit oder Volumina der einzelnen Schichten. Damit ist die Niederterrassen abgedeckte Karte gezeichnet (Abb. 60).

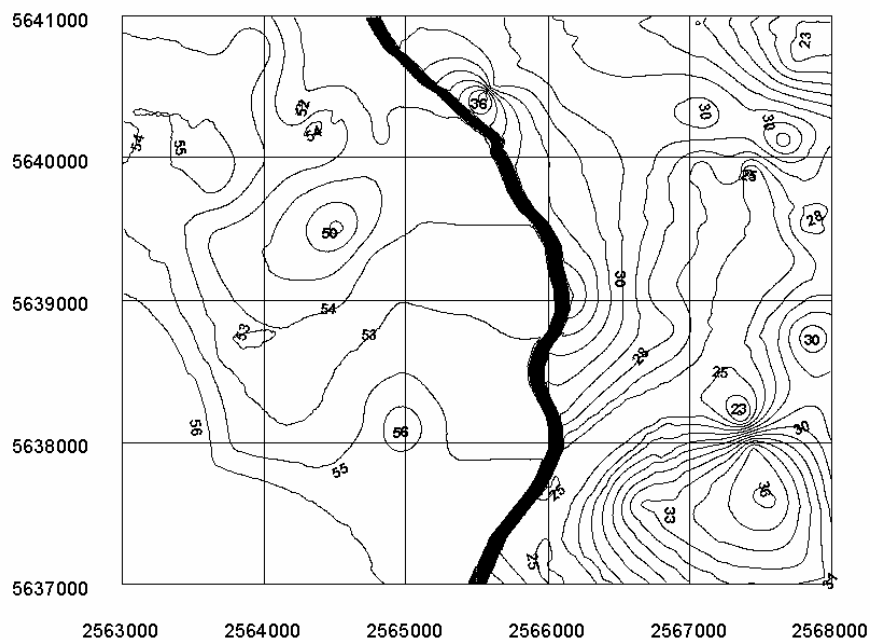


Abb. 60 Die Höhenlinienkarte, die mit den modellierten Rasterdaten für die Niederterrassen abgedeckte Fläche im Teilgebiet A hergestellt wurde.

Damit wurden auch die Profilschnitte der Schichten gezeichnet (Abb. 61), die an der Stelle der quer durch das Gebiet liegenden Linien (Abb. 43) durch das vom Verfasser erstellte Avenueprogramm (pfq2d4fl.ave) hergestellt worden sind. Der Profilschnitt wurde auch mit den Bohrungen verglichen (pfq2bohr.ave), die sich in der Nähe des Profilschnittes befinden. Die Nummer auf den Bohrungen wiesen auf die Entfernungen zwischen dem Profilschnitt und den Bohrungen auf.



Der Profilschnitt wurde durch das vom Verfasser erstellte Avenueprogramm (pгаus4pl.ave) auch als Polygon gezeichnet (Abb. 62). Dabei wurden die Signaturen für Niederterrassen und Mittelterrassen durch das vom Verfasser erstellte Avenueprogramm (legendfm.ave) gezeichnet.

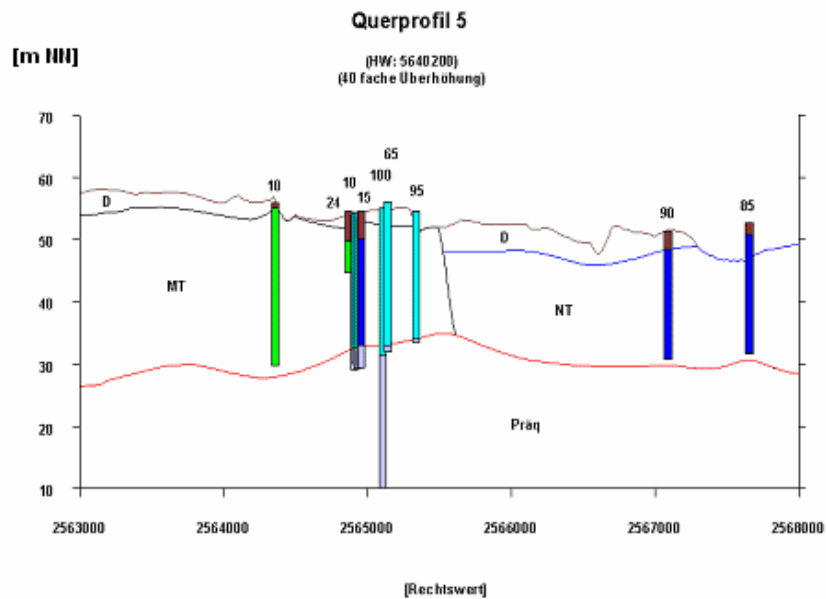


Abb. 61 Eines der 21 Querprofilschnitte des vorläufigen Flächenmodells nach der Korrektur im Teilgebiet A und Bohrungen, die sich in der Nähe des Profilschnittes befinden. Die Entfernungen zwischen dem Profilschnitt und den Bohrungen sind mit den Nummern gekennzeichnet. Bohrung: braun: Deckschichten; türkisfarbig: Quartäre Schichten mit Quartärbasis und ohne Deckschichtengliederung; blau: Quartäre Schichten mit Deckschichten und Quartärbasis; grau: Präquartäre Schichten

Die Profile lassen sich noch korrigieren. Die korrigierten Profilschnitte des Gebietes können in ArcView noch als Punkte gesammelt und in Surfer interpoliert werden. Durch diese wiederholenden Verfahren kann das Flächenmodell weiter verbessert werden.

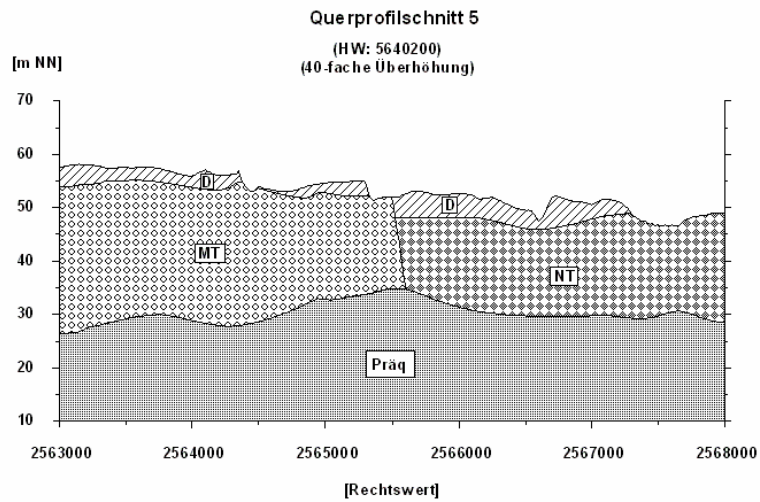


Abb. 62 Eines der 21 Querprofilsschnitte des vorläufigen Flächenmodells nach Der Korrektur im Teilgebiet A als vier Polygone Präq: Präquartäre Schichten.

### 5.3.3.2. Kontrolle und Verbesserung des Flächenmodells im gesamten Gebiet

#### 5.3.3.2.1. Kontrolle der Bohrungen

Die interpolierten Rasterdaten der Quartärbasis (vgl. Abb. 39, S. 125) wurden anhand der Bohrungen noch einmal kontrolliert. Einige Bohrungen wurden bei der Modellierung ausgeschlossen, da an diesen Stellen die Quartärbasiskarte im Vergleich zu der nahen Umgebung außerordentlich niedrige Höhen zeigte. Einige Höhen der Quartärbasis der Bohrungen wurden auch in deren Tabelle kontrolliert und verbessert. Mit den korrigierten Bohrdaten wurde die Quartärbasis noch einmal in Surfer interpoliert und in ArcView weiter bearbeitet (vgl. Abb. 63).

### 5.3.3.2.2. Zusammensetzen des Flächenmodells des Teilgebietes A mit dem des gesamten Gebietes

Um das Flächenmodell des gesamten Gebietes mit dem im Kapitel 5.3.3.1 korrigierten des Teilgebietes A in dem entsprechenden Gebiet zu ersetzen, wurden die Rasterdaten des Flächenmodells im Teilgebiet A noch einmal in einem Rasterabstand vom 50 m in Surfer interpoliert, da sie vorher in einem Rasterabstand vom 10 m interpoliert wurden. Von den Rasterdaten des Flächenmodells des gesamten Gebietes wurden die abgezogen, die sich im Gebiet vom Teilgebiet A befinden. Dazu wurden die Rasterdaten des Flächenmodells vom Teilgebiet A hinzugefügt. Durch Interpolieren der so entstandenen Rasterdaten im Rasterabstand vom 50 m in Surfer wurde dann ein neues Flächenmodell für das gesamte Gebiet in ArcView hergestellt. Die Höhenlinienkarten wurden mit dem neuen Flächenmodell hergestellt (Abb. 63, 64, 65).

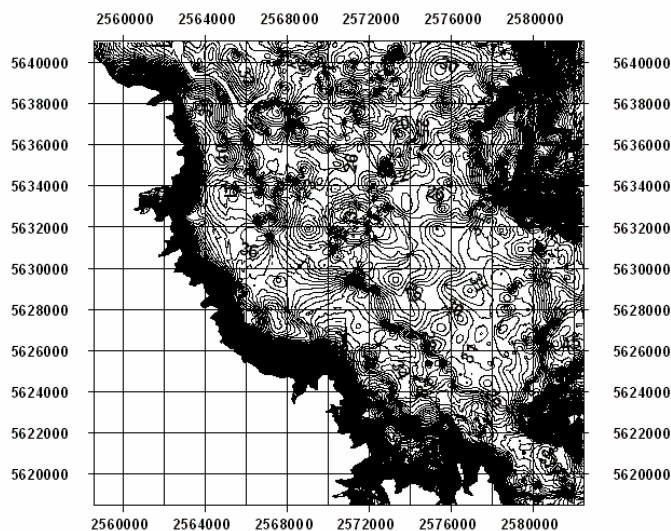


Abb. 63 Höhenlinienkarte, die mit dem Flächenmodell für eine vorläufige Quartärbasiskarte im gesamten Arbeitsgebiet hergestellt wurde (Höhenlinienabstand: 1 m). Das Gebiet für die Hauptterrassen ist bedeckt.

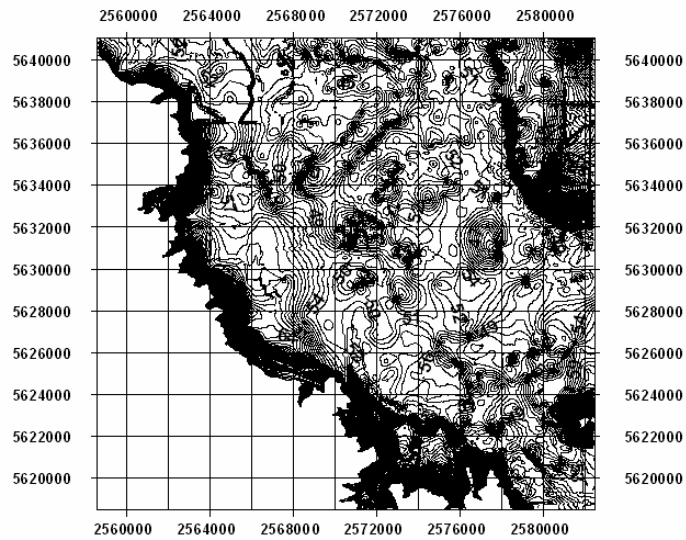


Abb. 64 Höhenlinienkarte, die mit dem Flächenmodell für eine vorläufige Basis der Deckschichten hergestellt wurde (Höhenlinienabstand: 1 m). Das Gebiet für die Hauptterrassen ist bedeckt.

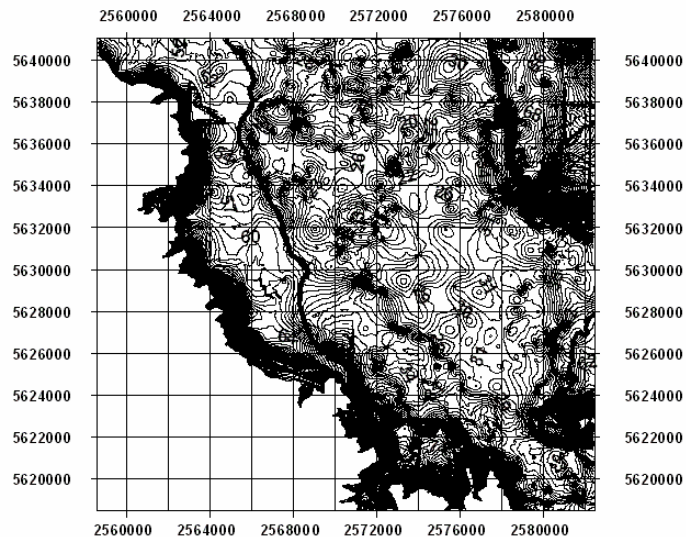


Abb. 65 Höhenlinienkarte, die mit dem Flächenmodell für eine vorläufige Niederterrassen abgedeckte Karte hergestellt wurde (Höhenlinienabstand: 1 m). Das Gebiet für die Hauptterrassen ist bedeckt.

### 5.3.3.2.3. Herstellung der Querprofilschnitte des Flächenmodells

Um das Flächenmodell des gesamten Gebietes zu kontrollieren und zu verbessern, wurden Querprofilschnitte des gesamten Gebietes durch die vom Verfasser programmierten Avenueprogramme hergestellt. Zunächst wurde ein Thema mit 453 zweidimensionalen, parallelen Linien (vgl. Abb. 43) in der Kartendarstellung erzeugt, die die Lage der Querprofile bestimmen (pfqlhrst.ave). Sie haben einen Abstand vom 50 m, der dem Rasterabstand des Flächenmodells entspricht. Mit den Linien wurden vier Themen von 453 dreidimensionalen Linien hergestellt, die jeweils vier Höhen des Flächenmodells darstellen, indem man ihnen die Höhen der Flächen zuweist (pfql3dog.ave). Beim Durchführen des Programms wird jedesmal ein Thema für eine Fläche entstehen. Für die Bestimmung der Höhen wurden das Flächenmodell und die im ArcView für die Fläche interpolierte Oberfläche des Flächenmodells im Programm benutzt. Aus den vier Dateien wurden jeweils 453 Dateien mit den vier Datensätzen im View für Querprofilschnitte hergestellt (pfq2d4fl.ave) und als Querprofile gezeichnet (Abb. 66).

Da die Anzahl von Dateien für ein View in ArcView zu groß ist, wurden sie in andere 10 Views für Querprofile verteilt (pfqaddth.ave). Die 453 Dateien im

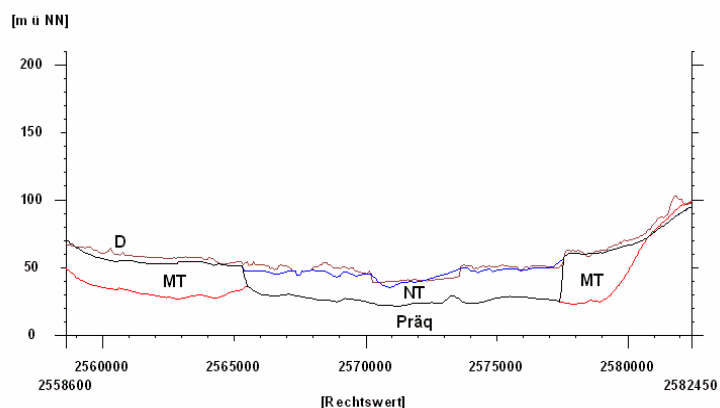


Abb. 66 Ein Querprofilschnitt mit vier Datensätzen im gesamten Gebiet. Jeder Datensatz stellt eine Fläche dar. Die Höhen sind 50-fach überhöht.

alten View werden im Programm nicht mehr gebraucht und werden dann vom Programm auf einmal entladen (pfqdelet.ave). Für eine günstige Dateiverwaltung werden die 453 Querprofile vom Avenueprogramm (pfq2d4fl.ave) automatisch so genannt, dass der erste Buchstabe nach der Auswahl des Benutzers die Art der Profilschnitte zeigt. Danach folgen 7 Ziffern, die den Hochwert der Gauß-Krüger-Koordinaten eines Querprofilschnittes darstellen (z.B. P5640350.-shp für das in Abb. 66). Die Legende für einen oder alle Querprofilschnitte in einem View werden für eine verbesserte Darstellung in der Abbildung auf einmal verändert (legendfm.ave).

Es ist sinnvoll, die gleichen 453 Querprofilschnitte mit einem anderen ersten Buchstaben herzustellen, um sie nach der Korrektur mit denen vor der Korrektur zu vergleichen. Bei einer falschen Korrektur kann ein Profilschnitt damit auch zurück korrigiert werden (pglkoabm.ave). Nach der Verteilung der neu entstandenen 453 Querprofilschnitte in andere Views wird die Reihenfolge der Profilschnitte in TOC auf einmal verändert (tocordsb.ave), damit die beiden Querprofilschnitte nur mit einem anderen ersten Buchstaben zum einfachen Vergleich in TOC nebeneinander stehen. Ein Thema kann auch in TOC von oben nach unten oder von unten nach oben verschoben werden (tocord2r.ave).

Die Achsen der Querprofilschnitte (vgl. Abb. 66) im View werden durch die Avenueprogramme automatisch, schnell und genau hergestellt (achshrst.ave). Um die Höhen der Querprofilschnitte besser zu vergleichen, wird ein engmaschiges Gitter durch das Avenueprogramm (gitt2dkt.ave) hergestellt (Abb. 67).

#### **5.3.3.2.4. Zeichnung der Bohrungen auf Querprofilschnitte zum Vergleich**

Um die Querprofilschnitte mit den Bohrungen zu vergleichen, die dem Flächenmodell zugrunde liegen, wurden die Bohrungen auf Querprofilschnitte gezeichnet (Abb. 68 und Abb. 69). Dafür wurde zunächst eine Tabelle der Bohrdaten angefertigt. Sie enthält die Felder mit den Höhen der Schichten der Bohrung, z.B. Geländehöhe, die Basishöhen der Deckschichten und der Quartärschichten und die Höhen der Endteufen der Bohrungen.

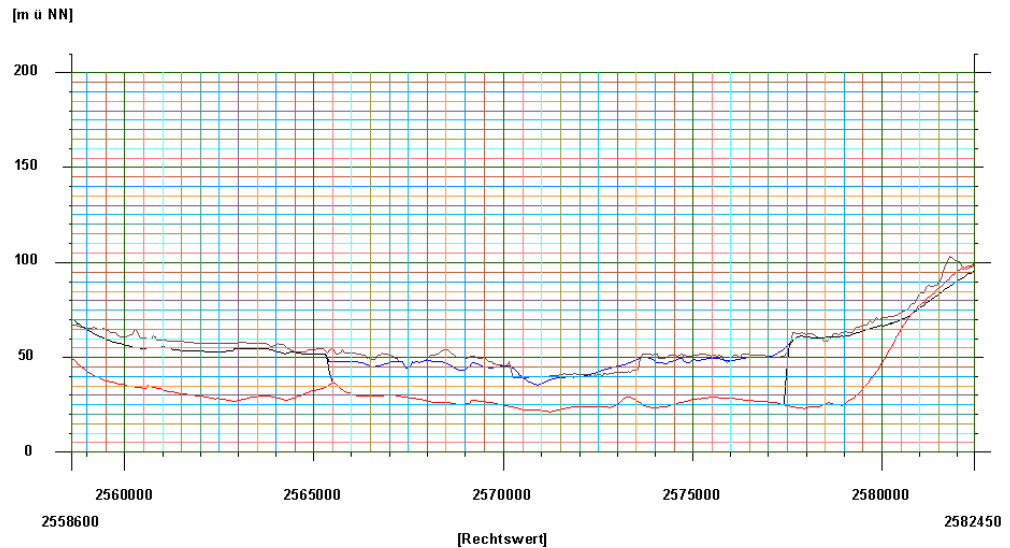


Abb. 67 Ein Gitter und der Querprofilschnitt in der Abb. 66

Dann wurden die Bohrungen, die Abstände von 50 m und 100 m von der Profillinie aufweisen, für jeden Profilschnitt der insgesamt 453 Querprofilschnitte durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (pfq2bohr.ave) aus der Tabelle automatisch ausgewählt. Die Bohrungen, die innerhalb des Abstandes von 50 m liegen, und die, die innerhalb des Abstandes von 100 m liegen, werden vom Programm in getrennten Themen untergebracht und im View für Querprofilschnitte als Polygone gezeichnet. Anschließend werden die Themen der Bohrungen durch die Programme (pfqaddth.ave) von einem View in ein entsprechendes, einzelnes View geladen und neben dem passenden Querprofilschnitt in TOC zum Vergleich angeordnet (tocordsb.ave). Die Legende für eine oder alle Bohrungen im View werden vom Programm (legendfm.ave) automatisch korrigiert.

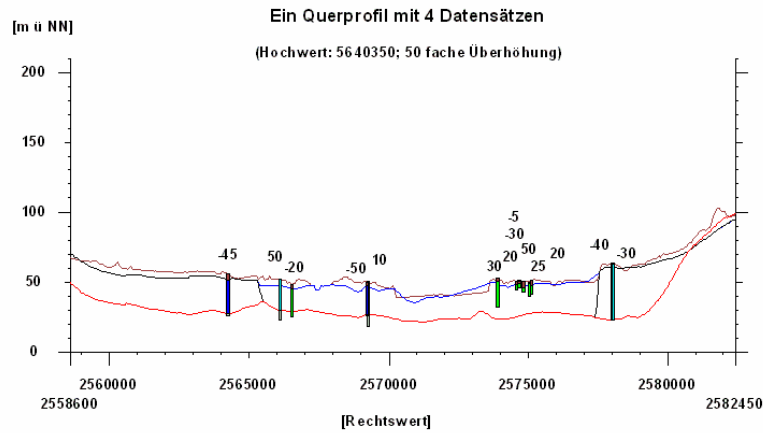


Abb. 68 Der Querprofilschnitt in der Abb. 66 und die Bohrungen, die innerhalb der Entfernung von 50 m davon liegen. Die Nummern oberhalb der Bohrungen zeigen die Abstände zwischen den Bohrungen und dem Querprofilschnitt an. Bei negativem Vorzeichen der Nummern liegen sie südlich vom Querprofilschnitt, bei fehlendem nördlich.

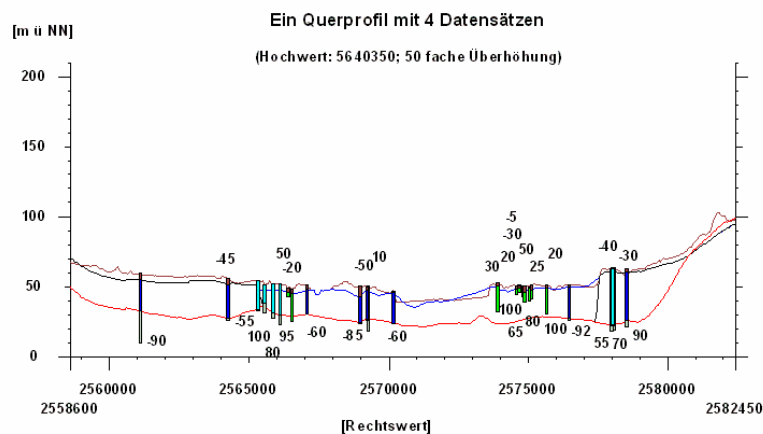


Abb. 69 Der Querprofilschnitt in der Abb. 66 und die Bohrungen, die innerhalb einer Entfernung von 100 m davon liegen. Die Nummern oberhalb der Bohrungen zeigen das Gleiche wie in Abb. 68.







Die erzeugten Querprofilschnitte wurden dann ebenfalls in einzelne Views verteilt und neben den anderen Profilschnitten in TOC zum Vergleich gestellt (pfq-addth.ave, tocordsb.ave). Die Legende eines oder aller Querprofilschnitte mit geologischen Polygonen im View werden vom Programm (legendfm.ave) auf einmal automatisch korrigiert. Aus technischen Gründen haben alle Querprofilschnitte den gleichen Teil im Namen, der aus dem Hochwert der Lage besteht, und vom Avenueprogramm automatisch vergeben wird. Alle Querprofilschnitte, die bis jetzt zur Korrektur des Flächenmodells des Gebietes vom Avenueprogramm automatisch hergestellt worden sind, unterscheiden sich durch den ersten Buchstaben. Zusammengehörende Querprofilschnitte sind an dem gemeinsamen Hochwert im Namen zu erkennen.

#### **5.3.3.2.6. Verbesserung des Flächenmodells**

Bei den Querprofilschnitten des Flächenmodells (vgl. Abb. 66) ist zu erkennen, dass das Flächenmodell z.T. fehlerhaft und nicht plausibel ist, was auf die flächenhafte Interpolation der doch lückenhaften und spärlich verbreiteten Bohrungen zurückzuführen ist. Deshalb ist die Korrektur des so modellierten Flächenmodells notwendig, welche hauptsächlich anhand der Profilschnitte durchgeführt wird. Das Ziel der Korrektur ist die Verbesserung der Plausibilität, die Verbesserung des Flächenmodells nach der Modellvorstellung und Abschätzung der fehlenden Informationen, z.B. Abschätzung der fehlenden Verbreitungsgrenzen der Schichten, welche aus der digitalen geologischen Karte nicht erkennbar sind. Aufgrund des großen Zusammenhangs zwischen der Morphologie und dem Terrassenkörper in diesem Arbeitsgebiet spielt das Geländemodell bei der Korrektur eine große Rolle. Durch Vergleich des Geländemodells, der digitalen geologischen Karte und den Bohrungen wurden die Querprofilschnitte korrigiert (Abb. 72). Mit den korrigierten Querprofilschnitten wurde dann ein korrigiertes Flächenmodell hergestellt, indem man sie in Punkte umwandelt, in eine Datei zusammenfasst und im Surfer interpoliert. Die interpolierten Punkte wurden in ArcView in eine Datei zusammengefügt. Obwohl ein solches Flächenmodell den Zustand der Natur nur annähernd darstellen kann, ermöglicht es doch das bestmögliche Ergebnis, das mit den vorhandenen Informationen und

Techniken erreichbar ist. Zudem bildet es eine Grundlage für weitere Anwendungen.

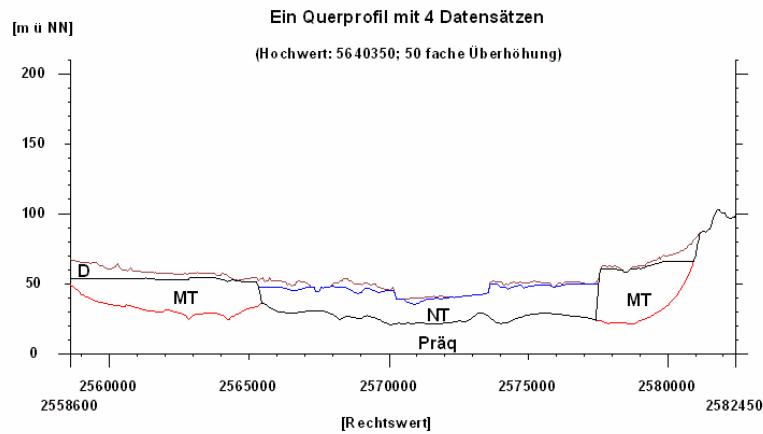


Abb. 72 Ein korrigierter Querprofilschnitt mit vier Datensätzen im gesamten Gebiet. Jeder Datensatz stellt eine Fläche dar.

Der erste Datensatz von oben: Die Geländehöhe

Der zweite Datensatz: Die Deckschichten abgedeckte Fläche

Der dritte Datensatz: Die NT abgedeckte Fläche

Der vierte Datensatz: Die MT abgedeckte Fläche (Quartärbasis)

Im folgenden werden einige Beispiele und Methoden zur Korrektur erwähnt. Die Querprofilschnitte der Flächen wurden plausibler gemacht, z.B. in dem Fall, in dem eine Fläche der liegenden Schichten eine größere Höhe als eine Fläche der hangenden Schichten aufweist, was auf die Interpolation der Bohrungen zurückzuführen ist. Wenn z.B. die Terrassenoberkante als Basisfläche der Deckschichten größere Höhen als die der Geländeoberfläche aufweist, wurde der Querprofilschnitt korrigiert, indem man einen Teil der Flächen für die Terrassenoberkante durch einen Teil der Flächen für das Geländemodell ersetzt (pglkoabm.ave).

Um die Querprofilschnitte effektiv zu korrigieren, wurden zahlreiche Avenueprogramme vom Verfasser hergestellt (Anhang). Die Koordinaten und die Höhe eines Punktes des Maus-Klickens, der Tastatureingabe, auf einem Querprofil-

schnitt oder auf einem Polygon für geologische Schichten (s. Abb.70) werden durch das Anklicken der Maus festgestellt (ptausm1t.ave). Der so festgestellte Punkt kann auf einem Querprofilschnitt zur Korrektur eingesetzt werden. Mit einem Schnittpunkt zwischen einem schon vorhandenen, senkrechten Balken eines Fadenkreuzes und einem Abschnitt eines Querprofilschnittes kann ein waagerechter Balken des Fadenkreuzes gebildet werden, indem man den Abschnitt des Querprofilschnittes durch zweimalige Anklicken der Maus bestimmt (fadenkbk.ave). Damit kann man z.B. die Höhe eines Querprofilschnittes am Punkt bestimmen, an dem eine geologische Schichtengrenze liegt, z.B. die MT. Mit einem Schnittpunkt zwischen einem waagerechten Balken und einem Querprofilschnitt kann auch ein senkrechter Balken bestimmt werden, was z.B. zur Bestimmung der Verbreitungsgrenze einer Schicht bei ihrer bekannten Höhe benutzt werden kann. Der Punkt am Fadenkreuz wird vom Fadenkreuz-Thema abgelesen und auf einem Querprofil eingesetzt (pglkomfk.ave). Als ein Fadenkreuz-Thema ist ein Polyline-Thema benutzt worden, das aus zwei Datensätzen von Balken besteht. Ein Datensatz enthält einen senkrechten Balken und ein anderer einen waagerechten. Ein Punkt in einer Tabelle für die Verbreitungsgrenzen einer Schicht im Karten-View kann von einem aktiven Querprofilschnitt-View ausgewählt und auf einem aktiven Querprofilschnitt eingesetzt werden (pfqkothw.ave, pglkotm1.ave).

Der Querprofilschnitt kann auch in einem bestimmten Abschnitt korrigiert werden. Ein Abschnitt einer Fläche im Querprofilschnitt wird durch einen Abschnitt einer anderen Fläche (pglkoabm.ave) ersetzt, indem man den Abschnitt durch zweimaliges Anklicken der Maus auf dem Querprofilschnitt auswählt. Ein Abschnitt wird aus einem Mittelwert der Punkte gebildet, die auf zwei benachbarten Querprofilschnitten liegen (pfabm2th.ave), wenn ein Abschnitt der Fläche in einem Querprofilschnitt genau in der Mitte der beiden benachbarten Querprofilschnitte liegen soll. Drei Flächen (Terrassenoberkante, NT abgedeckte Höhe und Quartärbasis) werden auf einem Querprofilschnitt eines Abschnittes die gleichen Höhenwerte haben, indem man bei jedem Punkt der Geländehöhe im Abschnitt einen bestimmten Betrag, z.B. 2 m, von den Höhenwerten der Punkte abzieht, wenn die Schichten, z.B. Terrassen, im Abschnitt nicht vorhanden sind, und die Deckschichtenmächtigkeit auf 2 m abgeschätzt wird. Die so berechne-

ten Höhen werden den drei Flächen zugewiesen. Ein Abschnitt einer Fläche auf einem Querprofilschnitt nimmt bis zur angrenzenden Fläche die gleiche Höhe (plkoabgh.ave) an, wenn eine Fläche korrigiert werden soll, die an der Grenze zur benachbarten Fläche aufgrund der Interpolation interpolierte Höhen aufweist. Die Terrassenoberkanten sind zum Teil an der Grenze zur benachbarten Fläche auf dieser Weise korrigiert worden. Die Grenze zwischen den Mittelterrassen und den Niederterrassen wurden nach der Modellvorstellung im letzten Kapitel korrigiert (vgl. Abb. 37).

Die Verbreitungsgrenzen der Terrassen wurden hauptsächlich von der digitalen geologischen Karte übernommen. Aber an den Stellen, wo man sie auf der digitalen geologischen Karte aufgrund der mächtigen Deckschichten, z.B. Löß, nicht erkennen kann, wurden sie zunächst im View für Kartendarstellungen z.T. abgeschätzt. Da die Terrassenkörper in diesem Arbeitsgebiet mit der Morphologie im engen Zusammenhang stehen, wurden die ganzen Verbreitungsgrenzen der Hauptterrassen und der rechtsrheinischen Mittelterrassen mit den Höhenlinien des Geländemodells verglichen und danach korrigiert (Abb. 73). Die westlichen Grenzen der linksrheinischen Mittelterrassen wurden damit nicht abgeschätzt, da sie von den mächtigen Deckschichten überlagert werden. Auf den Verbreitungsgrenzen wurden die Punkte hergestellt, die im Abstand von 50 m der Hochwerte der Gauß-Krüger-Koordinaten liegen (Abb. 74). Diese Grenzpunkte wurden zur Korrektur der Querprofilschnitte weiter benutzt.

Die Verbreitungsgrenzen der Terrassen wurden auf den Querprofilschnitten weiter korrigiert, wenn ihre Verschiebung nach links oder rechts unbedingt notwendig erscheint, um die Querprofilschnitte plausibel zu machen. Die westlichen Verbreitungsgrenzen der linksrheinischen Mittelterrassen wurden auf den Querprofilschnitten bestimmt. Dabei wurden die östlichen Verbreitungsgrenzen der Hauptterrassen auf der Ville und der östliche Abhang der Ville auf den Querprofilschnitten berücksichtigt, wo keine Terrassen vorhanden sind. An der Stelle, wo die relativ ebene Terrassenoberkante der Mittelterrassen mit dem östlichen Abhang der Ville trifft, wurden die Verbreitungsgrenzen der Mittelterrassen bestimmt. Bei der ersten Bearbeitung wurden die Querprofilschnitte im Abstand von 200 m genommen, um damit die Verbreitungsgrenzen zu glätten.

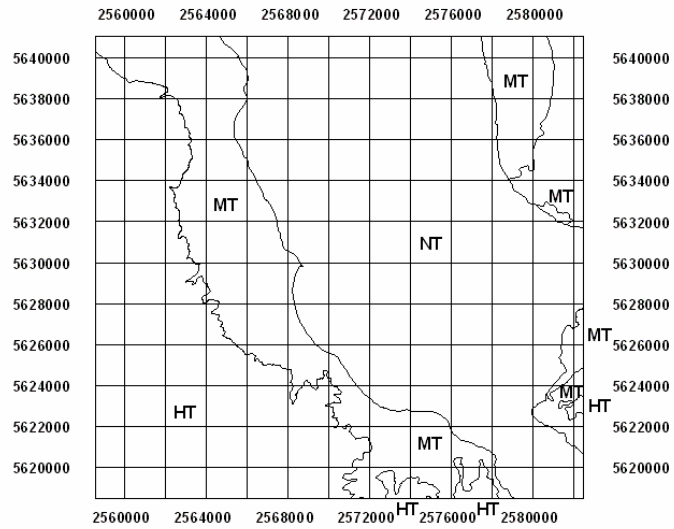


Abb. 73 Die Verbreitungsgrenzen, die z.T. von der digitalen geologischen Karte übernommen, und z.T. durch einen Vergleich mit den Höhenlinien des Geländemodells abgeschätzt und korrigiert worden sind. Die Linien bestehen aus Polygonen. Die westlichen Verbreitungsgrenzen der linksrheinischen MT sind nicht im Karten-View abgeschätzt und deshalb nicht gezeichnet.

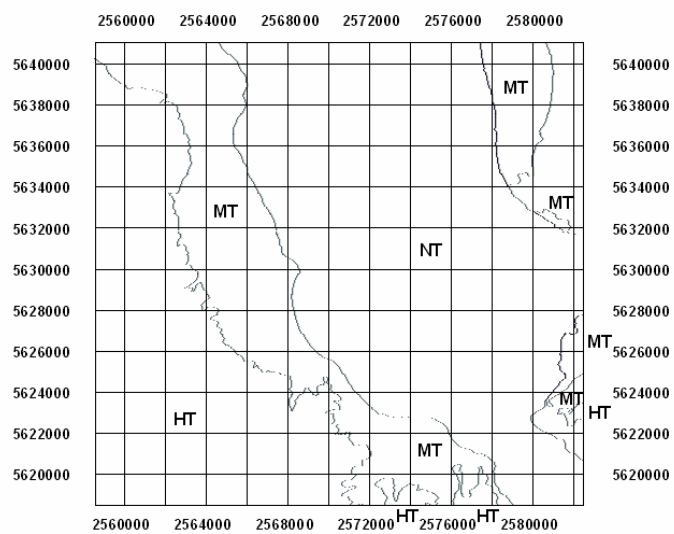


Abb. 74 Die Grenzpunkte liegen im Abstand von 50 m des Hochwertes, damit man sie auf den Querprofilen übernehmen kann.

Um die Verbreitungsgrenzen nach Rechtswerten und Hochwerten zu glätten, wurden sie auf den Querprofilschnitten in einem Punkt-Thema für Grenzpunkte zusammengefasst. Mit den Punkten wurden die Verbreitungsgrenzen der Terrassen im View für die Kartendarstellungen hergestellt (Abb. 75). Anhand der Punkte wurden elf Themen von Polyline und elf Themen der Polygone für die Verbreitungsgrenzen der Terrassen hergestellt. Diese wurden dann durch Vergleich der Höhenlinien des Geländemodells geglättet (Abb. 76). Die geglätteten Verbreitungsgrenzen der Terrassen wurden auf den Querprofilschnitten wieder übernommen, wie es oben beschrieben wurde. Damit wurden dann die Querprofilschnitte im Abstand von 50 m bearbeitet.

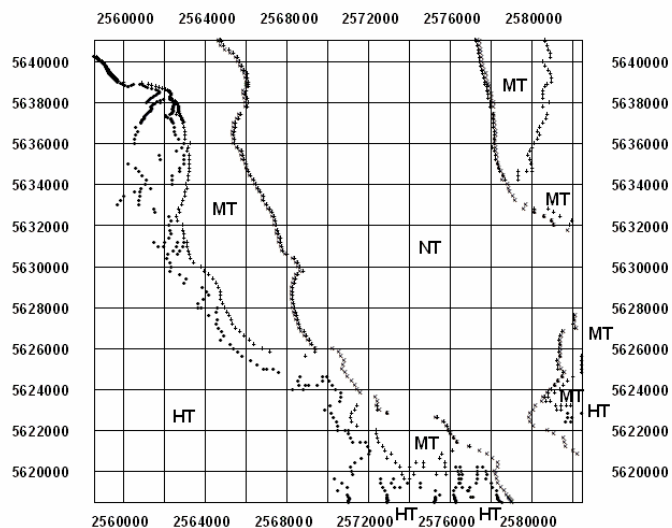


Abb. 75 Die Punkte für die Verbreitungsgrenzen, die auf den Querprofilschnitten bestimmt, und im Karten-View mit einem Menü-Befehl „Ereignisthema hinzufügen“ geladen sind.

Der Vorgang der Korrektur der Querprofilschnitte, der Bestimmung oder der Korrektur der Verbreitungsgrenzen auf Querprofilschnitten und der Glättung im Karten-View wurde mehrmals wiederholt, um ein möglichst gutes Ergebnis zu erzielen, was als iteratives Verfahren der Grenzbestimmung bezeichnet werden kann.



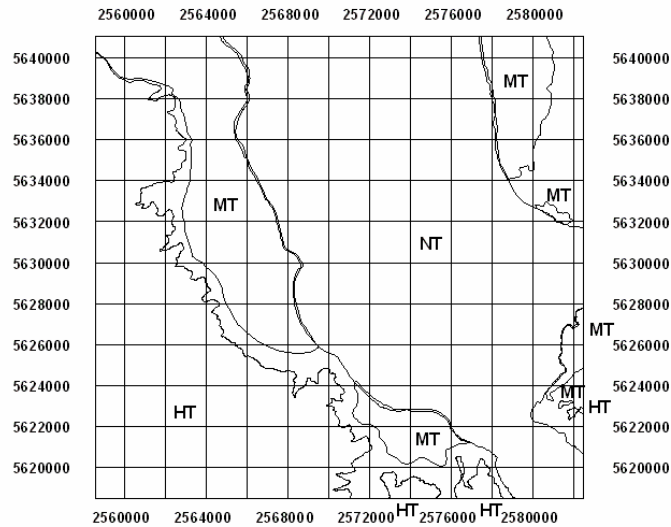


Abb. 76 Die geglätteten Verbreitungsgrenzen der Terrassen als Polygone

Nach der Glättung nach Rechtswerten und Hochwerten im Karten-View wurden die Verbreitungsgrenzen noch einmal nach den Höhen geglättet. Dafür wurden die Grenzpunkte auf den Querprofilschnitten in einem Längsprofil-View geladen (Abb. 77). Im View wurden dann die Gefälle der Terrassen von Süden nach Norden abgeschätzt. Aus den Punkten wurde neue Polyline gebildet (Abb. 78), die nach den Gefällen geglättet wurden (Abb. 79). Bei der Glättung der Höhen wurden die Linien nicht völlig gerade korrigiert, da das eher unnatürlich erscheint. Aufgrund der fluviatilen Ablagerungen und der Abtragung im Lauf der Zeit können die Terrassenoberkanten eine eher unregelmäßige Oberfläche zeigen. Deshalb wurden bei der Glättung meistens nur sehr deutlich unregelmäßig erhöhte Stellen korrigiert. Auf den geglätteten Polyline wurden neue Grenzpunkte hergestellt (Abb. 80), die im Abstand vom 50 m des Hochwertes liegen und wiederum auf den Querprofilschnitten zur Korrektur übernommen werden können. Da die Verbreitungsgrenzen nur zum Teil geglättet werden können, wurden die Punkte herausgefunden, die aufgrund der Glättung neue, korrigierte Höhen haben (Abb. 81). Die Verbreitungsgrenzen wurden nach der Rinnenkorrektur im nächsten Kapitel auch z.T. korrigiert. Die endgültigen Verbreitungsgrenzen von dieser Arbeit, die den Querprofilschnitten als Punkte entnommen und in Polygone umgewandelt sind, werden in der Abbildung 82 dargestellt.

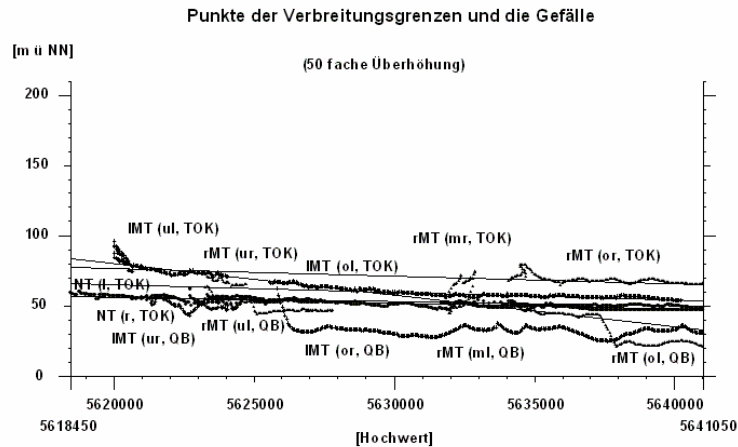


Abb. 77 Punkte der Verbreitungsgrenzen, die auf den Querprofilsschnitten bestimmt worden sind und die Gefälle. IMT (ol, TOK): linksrheinische Mittelterrassen (obere, linke Seite, Terrassenoberkante); rMT (ol, QB): rechtsrheinische Mittelterrassen (obere, linke Seite, Quartärbasis); usw. (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

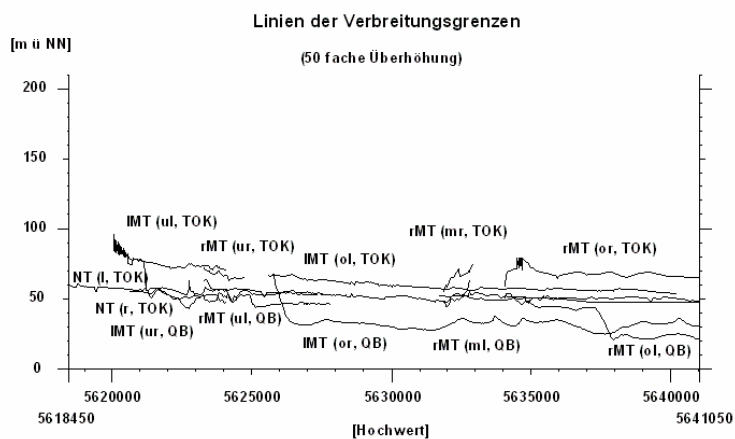


Abb. 78 Linien der Verbreitungsgrenzen, die mit den Punkten in der Abb. 77 hergestellt worden sind. (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

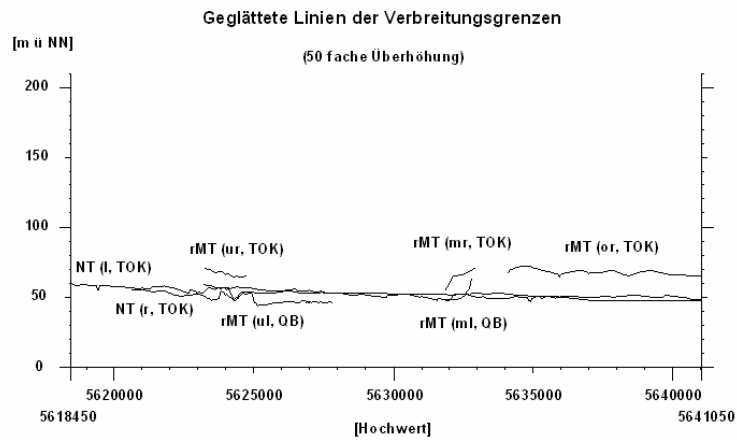


Abb. 79 Geglättete Linien, um die Verbreitungsgrenzen nach den Höhen zu glätten. (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

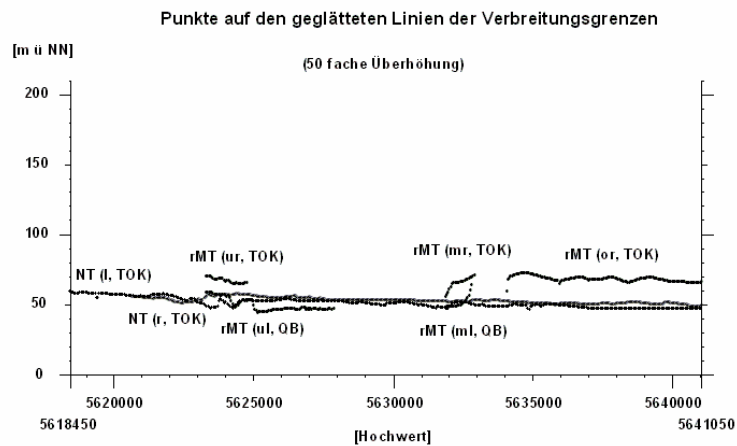


Abb. 80 Punkte, die auf den geglätteten Linien (Abb. 79) im Abstand von 50 m des Hochwertes liegen. (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

Die oben beschriebenen Arbeit wurde durch die vom Verfasser programmierten Avenueprogramme (Anhang A) realisiert. Die ersten Polygone für die Verbrei-

tungsgrenzen wurden der digitalen geologischen Karte entnommen. Die Höhenlinien des Geländemodells wurden durch das Avenueprogramm (pglkoabm.ave)

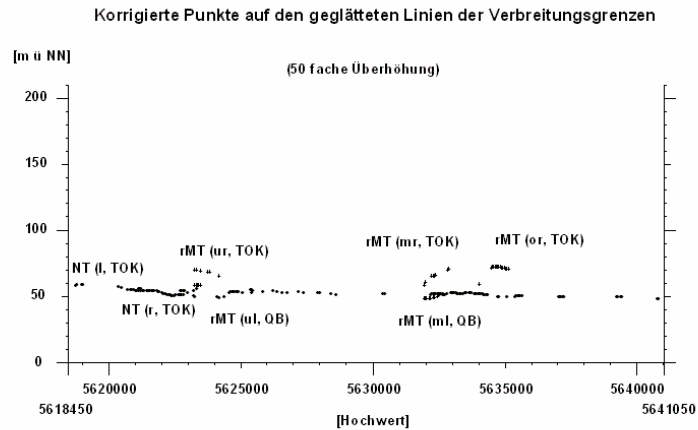


Abb. 81 Die Punkte, die aufgrund der Glättung andere, korrigierte Höhen als die Punkte in der Abb. 77 haben. (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

in den Polygonen übernommen, indem man einen Abschnitt des Polygons durch einen Abschnitt der Höhenlinien ersetzt. Die Grenzpunkte (Abb. 74) wurden aus den Polygonen der Verbreitungsgrenzen bestimmt (ptaufghw.ave). Diese Grenzpunkte haben keine Höhenangaben. Den Punkten können die Höhen zugewiesen werden, die aus den modellierten Flächen im Karten-View bestimmt werden (pthbeskt.ave). Die Grenzpunkte (Abb. 75) wurden auf den Querprofilschnitten bestimmt (ptausm1t.ave). Diese Punkte wurden in elf Polyline-Themen übernommen (pglkotm1.ave, pglautm.ave), die schon vorher im Karten-View durch den Befehl in Menü „Neues Thema“ als Polyline-Themen durch eine einfache Linie hergestellt worden sind. Jede Linie stellt eine Terrasse dar. Nach der Glättung der Linien wurden damit elf Polygone für die Terrassen hergestellt (Abb. 76, pgauslkt.ave). Die Punkte auf den Längsprofilschnitten (Abb. 77) wurden als Linien (Abb. 78) durch die Avenueprogramme (pglkotm1.ave, pglautm.ave, plaus4pt.ave) verbunden. Auf den geglätteten Linien (Abb. 79) wurden die Punkte (Abb. 80) hergestellt, die im Abstand von 50 m des Hochwertes liegen und zur Korrektur der Querprofilschnitte benutzt werden können (ptauplg.ave). Die Punkte (Abb. 80) wurden mit den Punkten (Abb. 79) ver-

glichen und nur die Punkte (Abb. 81) wurden herausgefunden, die aufgrund der Glättung neue korrigierte Höhen haben (ptkorrig.ave). Die Punkte für eine Verbreitungsgrenze in einem Punkt-Thema im Querprofilschnitt-View können auch direkt in einem Karten-View geladen (ptviewws.ave) und anschließend in ein Polygon umgewandelt werden (pgaustkt.ave). Falls die Reihenfolge der Punkte für die Bildung eines Polygons ungünstig ist, ist sie vor der Umwandlung in ein Polygon zu ändern (ptausmpt.ave). Da es in einem View für Profilschnitte oder Karten sehr viele Themen gibt (manchmal mehr als 300 Themen), wurden einige Programme zur Verwaltung der Daten in einem View hergestellt. Es wird geprüft, ob ein bestimmtes Thema im View vorhanden ist (thmsuch.ave). Falls es vorhanden ist, wird die Stelle des Themas in TOC heraus gefunden. Einige Querprofilschnitte werden in der Nähe von einem aktiven Querprofilschnitt im bestimmten Abstand des Hochwertes sichtbar oder unsichtbar (thm1vsb.ave, thm3vsb.ave, thmzsg1.ave, thmbvsb.ave).

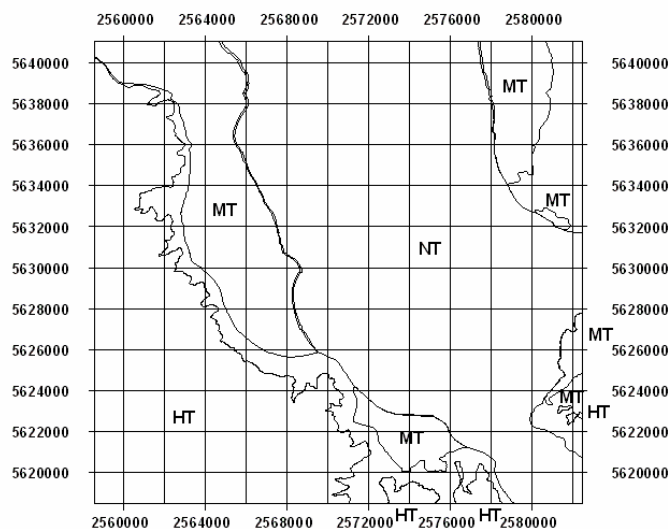


Abb. 82 Die in dieser Arbeit ermittelten, endgültigen Verbreitungsgrenzen der Terrassen

Nach der Korrektur der Querprofilschnitte und der Bestimmung der Verbreitungsgrenzen wurde ein neues Flächenmodell hergestellt, indem man alle Querprofilschnitte als Punkte in drei Punkt-Themen sammelt (ptqpf4ds.ave, ptqpf1ds.ave). Jedes Punkt-Thema stammt von einer Fläche der Querprofilschnitte. Damit wurden die drei Abbildungen (Abb. 83, Abb. 84, Abb. 85) herge-

stellt, die im ArcView durch das Verfahren Spline modelliert worden sind. Die gesammelten Punkte wurden in Surfer durch das Verfahren Kriging im Rasterabstand von 50 m interpoliert. Die neuen Punkte wurden dann in ArcView in ein Punkt-Thema für ein neues Flächenmodell zusammengefügt.

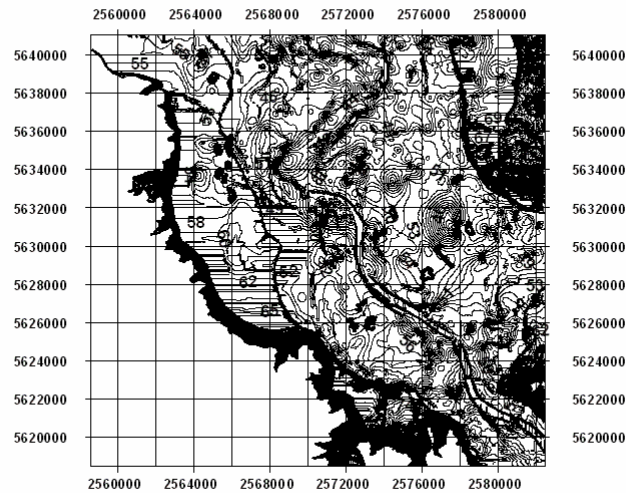


Abb. 83 Deckschichten abgedeckte Karte (Basisfläche der Deckschichten). Die Höhenlinien wurden mit den gesammelten Punkten der korrigierten Querprofilschnitte hergestellt. Das Gebiet für die HT ist bedeckt. (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

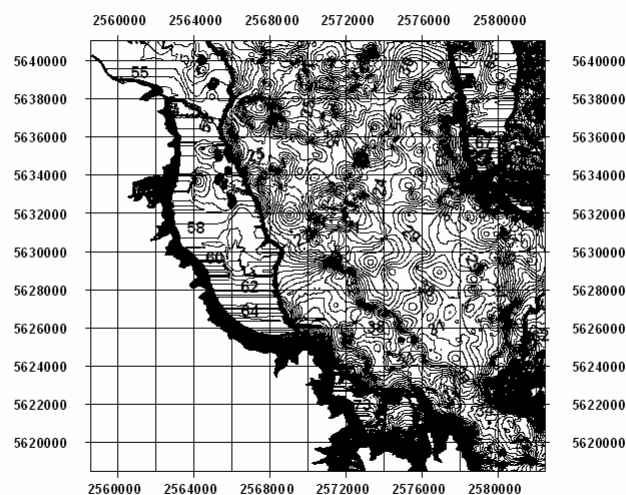


Abb. 84 Niederterrassen abgedeckte Karte. Die Höhenlinien wurden mit den gesammelten Punkten der korrigierten Querprofilschnitte hergestellt.

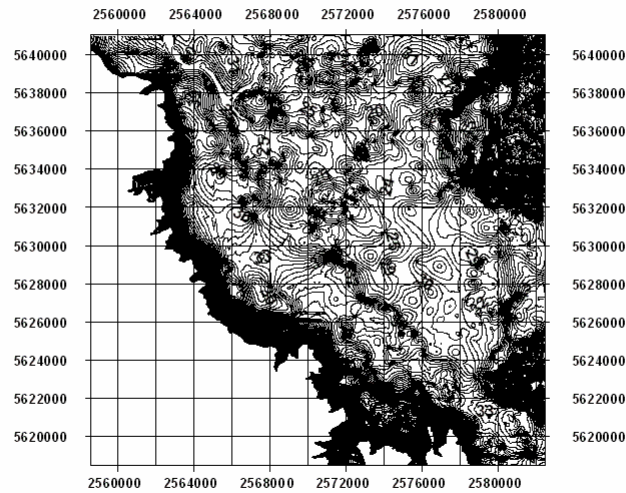


Abb. 85 Quartärbasiskarte. Die Höhenlinien wurden mit den gesammelten Punkten der korrigierten Querprofilschnitte hergestellt. Das Gebiet für die Hauptterrassen ist bedeckt.

#### 5.3.3.2.7. Rinnenkorrektur

Die Rinnenstruktur auf der Quartärbasis wurde auch korrigiert, wie es im Kapitel 5.3.3.1 geschehen ist. Zunächst wurden dafür die Rinnen auf der Quartärbasis rekonstruiert (Abb. 86). Um die Höhen der Rinnen auf der Quartärbasiskarte zu ermitteln, wurden die Polygone der Rinnen jeweils in zwei Linien durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (pgin2pl.ave) zerlegt, die eine linke und eine rechte Uferlinie darstellen sollen. Mit den beiden Linien wurde eine Linie berechnet, die zwischen den Linien liegt und die tiefsten Stellen der Rinne darstellen soll (plaus2pl.ave). Da die meisten Rinnen gemeinsame Strecken haben, kann auch eine neue Linie für das Rinnenzentrum zum Teil berechnet und zum Teil von einer schon vorhandenen anderen Linie übernommen werden. Die Linien des Rinnenzentrums wurden im Vergleich zu der Quartärbasis mit der Maus leicht korrigiert. Auf den Linien wurden die Punkte bestimmt (Abb. 87), die aus den Stützpunkten der Linien und den Schnittpunkten der Linien mit den Hochwerten der Gauß-Krüger-Koordinaten im Abstand von 50 m bestehen (ptaupflhw.ave). Die Schnittpunkte liegen auch auf den Querprofilschnitten.

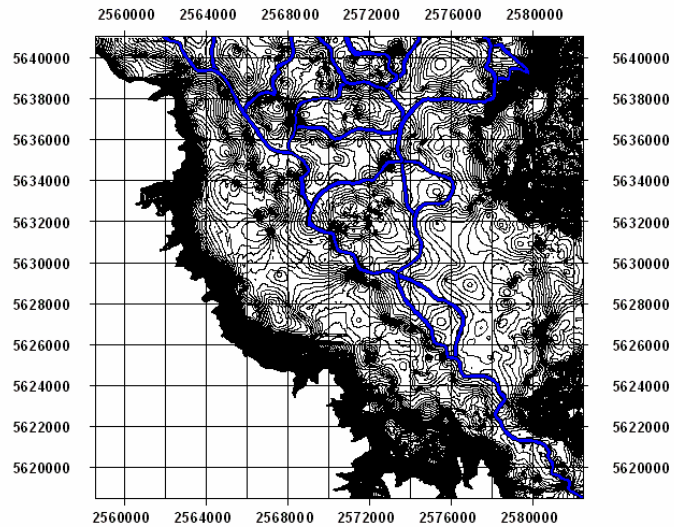


Abb. 86 Rekonstruierte Rinnen auf der Quartärbasis (vgl. Abb. 85)

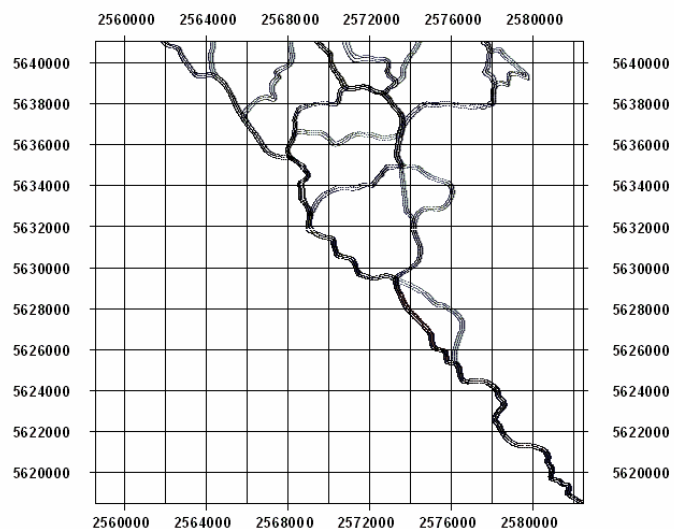


Abb. 87 Die Punkte auf den Rinnen, die z.T. aus den Stützpunkten der Linien und z.T. aus den Schnittpunkten der Linien mit den Hochwerten im Abstand von 50 m bestehen.

Die Höhen der Punkte werden anhand der Quartärbasis berechnet (pthbeskt.-ave). Um die Punkte der Rinnen zu korrigieren, muss das Gefälle der Rinnen bestimmt werden. Dafür stellt man sich eine in einer Himmelsrichtung geneigte Fläche vor, auf der die Rinne liegt. Dann wird das Gefälle der Fläche anstelle



des Gefälles der Rinne bestimmt, da das Gefälle einer Rinne auf einer geneigten Fläche von der Fließrichtung abhängig ist. Wenn z.B. ein Fluss in die parallele Richtung des Gefälles der Fläche fließt, hat er in der Strecke das größte Gefälle. Wenn er aber z.B. in die senkrechte Richtung des Gefälles der Fläche fließt, hat er in der Strecke das kleinste Gefälle. Zur Bestimmung des Gefälles der Rinne wurde dann die Höhendifferenz der beiden hintereinander liegenden Punkte nicht auf die tatsächliche Länge der Laufbahn der Rinne bezogen, sondern auf die Länge des Gefälles der Fläche (Abb. 88).

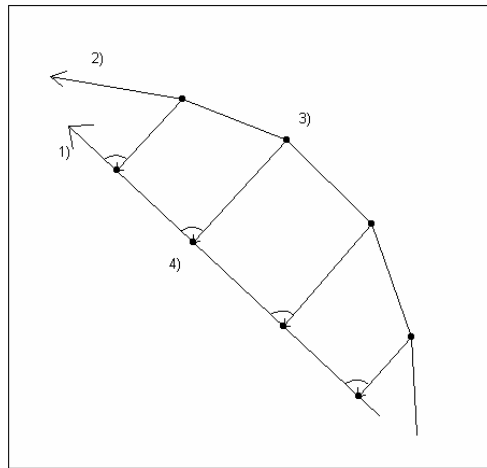


Abb. 88 Schematische Abbildung der Fließbahn der Rinne und des Gefälles

- 1) Himmelsrichtung des Gefälles der Fläche; 2) Fließbahn der Rinne;
- 3) Punkte auf der Rinne; 4) senkrecht auf dem Gefälle projizierte Punkte

Um die Länge der Gefälle der Fläche für alle Punkte der Rinne zu bestimmen, wurden die Himmelsrichtungen der Gefälle für die Rinnen nach den Fließrichtungen der Rinnen bestimmt. Dann wurden die Punkte auf den Rinnen auf die auf der Karte gezeichneten Gefälle senkrecht projiziert, indem man die entsprechenden Punkte auf den Gefällen der Fläche für die Punkte auf den Rinnen herstellt (ptprojkt.ave). In der Abbildung 89 sind die auf den Gefällen projizierten Punkte zu sehen.

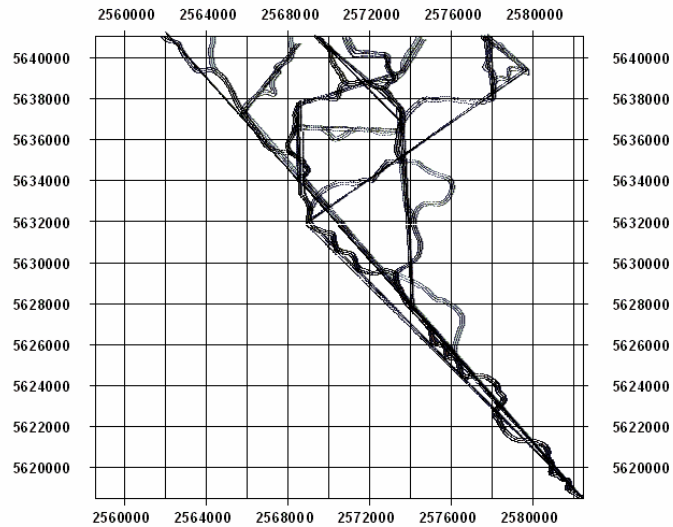


Abb. 89 Punkte auf der Rinne und die auf das Gefälle projizierten Punkte

Dann wurden die Punkte in einem View für Profildarstellungen gezeichnet, um das Gefälle der Fläche und das Gefälle der Punkte darzustellen (Abb. 90). Die Entfernungen zwischen den Punkten bestehen aus den Abständen der auf den Gefällen in der Kartendarstellung projizierten Punkte und wurden durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm gezeichnet (ptentfkt.ave, ptviewws.ave). Die Gefälle der Rinnen wurden dann auf dem Profil der Entfernungen bestimmt. Dann wurden die Punkte der Rinnen auf die entsprechenden Gefälle im Entfernungsprofil-View projiziert (ptprjprf.ave). Auf dieser Weise wurden die Punkte der Rinnen nach den Gefällen korrigiert (Abb. 91). Alle neu berechneten Daten einer Seite der Rinne wurden vom Anfang an in einem Punkt-Thema der Rinne gespeichert, damit man die korrigierten Höhen der Rinne direkt neben den eigentlichen Koordinaten und Höhen eingeben kann. Außerdem wurde dabei auch eine neue Datei hergestellt, um mit den zwischen Daten eine Abbildung zu zeichnen (vgl. Abb. 89, Abb. 90, Abb. 91).

Um mit den neu korrigierten Höhen der Rinne eine neue Quartärbasis herzustellen, wurden alle Punkte der Rinne in einem Punkt-Thema gesammelt (ptsammel.ave). Diesen wurden mit den Bohrdaten zusammengefügt, in Surfer durch das Kriging Verfahren interpoliert und wieder in ArcView geladen. Damit wurden auch neue Querprofilschnitte hergestellt, wie es vorher gemacht worden

ist (Siehe, Kapitel 5.3.3.2.6), um die neue Quartärbasis mit der vor der Korrektur der Rinnen zu vergleichen.

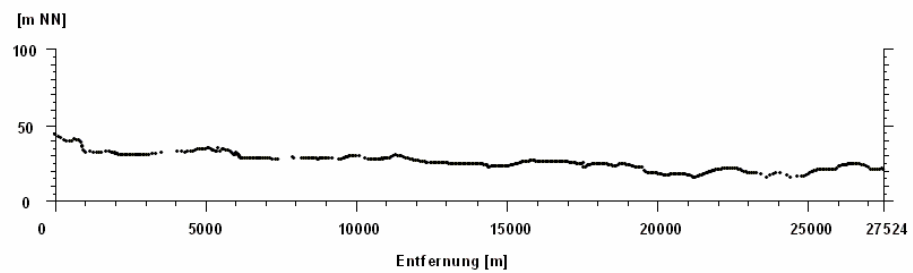


Abb. 90 Ein Beispiel der Punkte der Rinne als ein Entfernungprofil

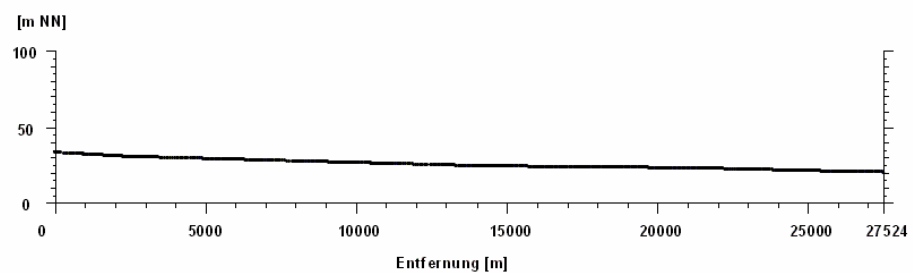


Abb. 91 Beispielhafte Darstellung der Punkte, die auf das Gefälle im Entfernungprofil projiziert worden sind. Die Punkte haben die korrigierten Höhen der Rinnen.

Beim Vergleich der beiden Quartärbasen wurde der Abschnitt des Querprofil-schnittes der alten Quartärbasis durch den korrigierten neuen Abschnitt ersetzt und korrigiert (pglkoabm.ave). Damit wurden die vorher im Kapitel 5.3.3.2.6 korrigierten Querprofilschnitte nach der Rinnenkorrektur weiter korrigiert. Nach der Korrektur wurden die Querprofilschnitte wieder in einem Punkte-Thema für die Quartärbasis und für die Niederterrassen abgedeckte Fläche eingesammelt (ptqpf1ds.ave). Damit wurde eine neue Quartärbasiskarte in ArcView hergestellt (Abb. 92). Die gesammelten Punkte wurden in Surfer in Rasterdaten im Abstand von 50 m interpoliert. Die interpolierten Rasterdaten wurden in ArcView wieder geladen und in das Flächenmodell als eine Fläche für die Quartärbasis und für die Niederterrassen abgedeckte Fläche eingefügt.

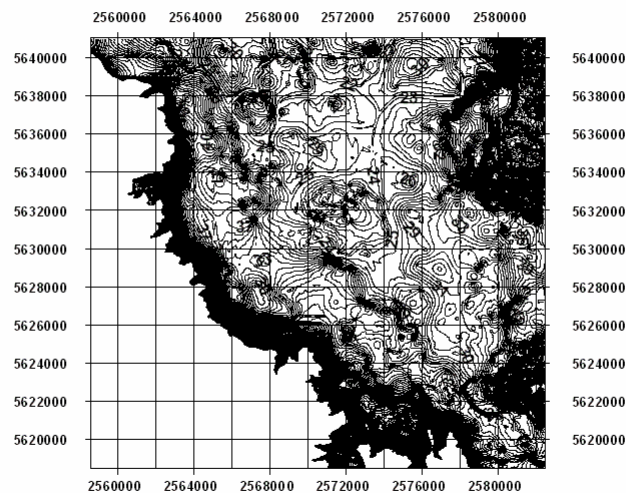


Abb. 92 Quartärbasiskarte nach der Rinnenkorrektur (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

#### 5.4. Herstellung des Schichtenmodells

Die in den letzten Kapiteln behandelten Flächen bestehen aus mehreren geologischen Schichten. Zum Beispiel enthält die Niederterrassen abgedeckte Fläche die Terrassenoberkante der Mittelterrassen, die Grenzflächen zwischen Mittelterrassen und Niederterrassen, die Quartärbasis als die Oberfläche der präquartären Schichten innerhalb des Verbreitungsbereiches der Niederterrassen und außerhalb des Verbreitungsbereiches der Mittelterrassen (vgl. Abb. 95). Deshalb werden die Schichtenmodelle der einzelnen Schicht in diesem Ka-

pitel hergestellt. Das Schichtenmodell wurde aus dem Flächenmodell entwickelt, das im Kapitel 5.3.3.2.6 hergestellt und im Kapitel 5.3.3.2.7 korrigiert worden war. Die Punkte im Flächenmodell wurden durch die Polygone ausgewählt, die die Verbreitungsgrenze der Schichten darstellen (vgl. Abb. 82). Dazu wurden die Punkte auf den Verbreitungsgrenzen hinzugefügt, die aus den Querprofilen bestimmt und in einem Karten-View geladen worden waren. Die Punkte und Höhen wurden jeweils in einem Punkt-Thema zusammen gefasst, um ein Schichtenmodell einer Schicht zu bilden (Tab. 4).

Die Mittelterrassen, die ursprünglich z. T. als ein zusammenhängender Körper abgelagert sein mussten, liegen im Arbeitsgebiet getrennt aufgrund der Abtragung (vgl. Abb. 82). Daher wurden aus den getrennten Mittelterrassen die getrennten Schichtenmodelle hergestellt. Die Punkte und die Höhen wurden für die Terrassenoberkanten der Mittelterrassen aus der Niederterrassen abgedeckte Fläche und für die Basen der Mittelterrassen aus der Mittelterrassen abgedeckte Fläche (Quartärbasis) im Flächenmodell mit den Polygonen der Verbreitungsgrenzen der Mittelterrassen ausgewählt. Dazu wurden die Punkte auf den Verbreitungsgrenzen hinzugefügt, die aus den Querprofilen bestimmt worden und in einem Karten-View geladen worden waren. Die Höhen dieser Punkte gelten sowohl für die Höhen der Terrassenoberkante als auch für die der Basis. Daher wurden sie in den beiden Flächen des Schichtenmodells hinzugefügt.

Tab. 4 Auszug aus der Tabelle des Schichtenmodells der linksrheinischen Mittelterrassen (Nord) mit 25133 Punkten beispielhaft.

Gh2: Geländehöhe; Tokh2: Höhe der Terrassenoberkante [m NN];

Tbas2: Höhe der Terrassenbasis [m NN].

Shape	Id	Rw	Hw	Gh2 [m NN]	Tokh2	Tbas2
Point	23344	2563350.00	5640600.00	58.69	54.44	29.52
Point	23345	2563400.00	5640600.00	58.69	54.49	29.59
Point	23346	2563450.00	5640600.00	58.40	54.52	29.84
Point	23347	2563500.00	5640600.00	58.20	54.55	30.05
Point	23348	2563550.00	5640600.00	57.91	54.50	29.64
Point	23349	2563600.00	5640600.00	57.70	54.42	29.65
Point	23350	2563650.00	5640600.00	57.50	54.38	29.61
Point	24542	2565222.21	5640600.00	50.96	32.57	32.57
Point	24543	2565270.77	5640550.00	50.85	33.23	33.23
Point	24544	2565320.02	5640500.00	51.22	33.94	33.94

Für das Schichtenmodell der Niederterrassen wurden die Punkte und Höhen aus der Deckschichten abgedeckte Fläche und aus der Niederterrassen abgedeckte Fläche mit dem Polygon der Verbreitungsgrenze der Niederterrassen ausgewählt, um jeweils die Punkte und die Höhen der Terrassenoberkante und der Basis zu bestimmen. Dazu wurden die Punkte und die Höhen auf der Verbreitungsgrenze wie bei den Mittelterrassen hinzugefügt. Da die Niederterrassen als ein zusammenhängender Terrassenkörper dargestellt sind, wurde ein Schichtenmodell für Niederterrassen hergestellt.

Die Basis der Deckschichten wurde aus der Deckschichten abgedeckte Fläche und die Schichtenoberfläche der präquartären Schichten aus der Quartärbasis vom Flächenmodell zur Bildung des jeweiligen Schichtenmodells übernommen. Die Höhen der Basis der präquartären Schichten wurden aus technischen Gründen der Zeichnung als Null m NN eingetragen.

Die Punkte, die aus dem Flächenmodell durch ein Polygon für eine Schicht ausgewählt und in eine Shape-Datei umgewandelt worden waren, und die Punkte auf der Verbreitungsgrenze der Schicht wurden durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (Schmo11.shp) zusammengefügt und in eine Datei gespeichert, die im Programm automatisch hergestellt worden war, da die beiden Dateien für die Punkte unterschiedliche Felder haben. Dabei wurden die Punkte, die sich in den beiden Dateien befinden, nur einmal gespeichert.

Die oben hergestellten Schichtenmodelle der einzelnen Schichten wurden in einer Tabelle zusammengefasst (Tab. 5). In die Tabelle wurden die Identifizierungsnummer einzelner Schicht, die Schichtnamen, die Abkürzungen der Schichtnamen, die Dateinamen der Schichten, die das oben hergestellten Schichtenmodell der einzelnen Schichten bezeichnen, und die Dateinamen des Polygons eingetragen, die Verbreitungsgrenzen der Schichten darstellen. Die Identifizierungsnummern sind von der oben liegenden Schicht zu der unten liegenden Schicht nummeriert. Bei den Mittelterrassen des Gebietes ist die Reihenfolge der Schichten nicht eindeutig. Da die Mittelterrassen im Arbeitsgebiet getrennt liegen, spielen ihre unsichere Identifizierungsnummern bei ihren graphischen Darstellungen keine Rolle. Eine so zusammengesetzte Tabelle stellt

ein Schichtenmodell eines Gebietes dar und kann für die Darstellung und die Analyse der Schichten weiter benutzt werden.

Tab. 5 Tabelle für das Schichtenmodell des Arbeitsgebietes beispielhaft

ID	Name_abk	Name	Schichtmd	Verbr_Gr
0	Deck	Deckschichten	Schmdecl.shp	Vbgrdecl.shp
1	NT	Niederterrassen	Schmnt11.shp	Ntpgo11.shp
2	lMTn	linksrheinische MT Nord	Schmtlo2.shp	Mtlpgo22.shp
3	lMTs	linksrheinische MT Süd	Schmtlul.shp	Mtpglul1.shp
4	rMTn	rechtsrheinische MT Nord	Schmtr01.shp	Mtrpgo22.shp
5	rMTm	rechtsrheinische MT Mitte	Schmtrml.shp	Mtrpgm22.shp
6	rMTs1	rechtsrheinische MT Südl	Schmtrul.shp	Mtrpgul1.shp
7	rMTs2	rechtsrheinische MT Süd2	Schmtrub.shp	Mtrpgh11.shp
8	praeq	präquartäre Schichten	Schmprql.shp	Vbgrprql.shp

### 5.5. Herstellung des Schichtenmodells der interglazialen Schichten im Nordosten des Arbeitsgebietes und Zeichnung in einem Querprofil-schnitt

Die Daten wurden der Tabelle 2 im Kapitel 5.2.3 entnommen (vgl. Abb. 30). Die Oberkante der interglazialen Schichten (Frimmersdorf Interglazial) wurden mit den Höhen der Basisfläche der Unteren Mittelterrasse 2 (uMT2\_Bas, MT IIIb)

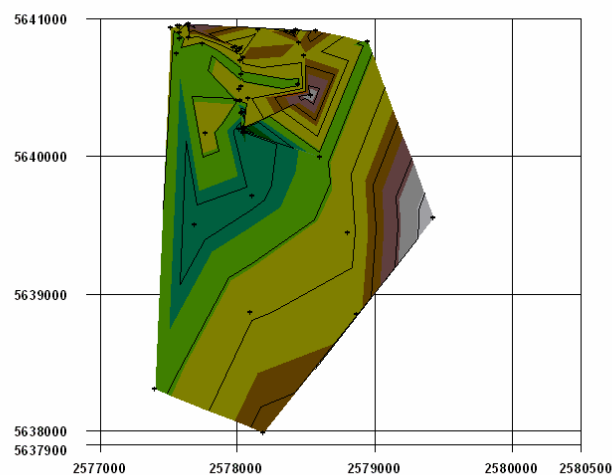


Abb. 93 Aus 50 Bohrdaten erstelltes TIN-Objekt, seine Höhenlinien und Bohrdaten. Die Höhen bestehen aus der Oberkante der interglazialen Schichten.

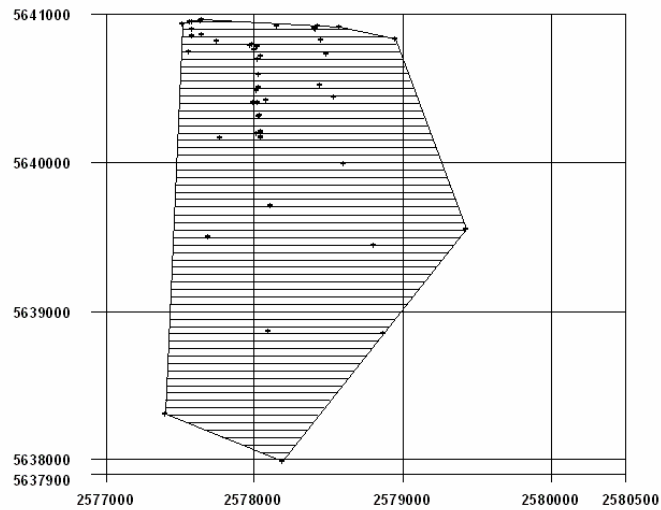


Abb. 94 Das Polygon als Verbreitungsgrenze des TIN-Objektes und Linien

und ihre Basis mit den Höhen der Basisfläche der Deckschichten der Mittleren Mittelterrasse (Deck\_mMTB, Rinnenschotter, MT IIIa) bestimmt. Zunächst wurden die Höhen durch das TIN-Verfahren in ArcView interpoliert (Abb. 93). Dann wurde ein neues Polygon hergestellt, um die Verbreitungsgrenze des interpolierten Gebietes zu zeichnen (Abb. 94). Dabei wurde das vom Verfasser hergestellte Avenueprogramm (pglktm1.ave) benutzt, um die Koordinaten der Bohrdaten aus Tabelle 2 abzulesen. Zur Herstellung der Querprofilschnitte wurden 64 zweidimensionale Linien durch das vom Verfasser hergestellte Avenueprogramm (pfqlhrst.ave) im Karten-View konstruiert (vgl. Abb. 43). Die Linien wurden mit dem oben hergestellten Polygon geschnitten (pfql2geo.ave) und nur die Linien innerhalb des Polygons wurden ausgewählt (Abb. 94). Die Höhen der Flächen wurden durch das Menü von ArcView „Thema in 3D Shape-Datei umwandeln“ aus der interpolierten Oberfläche des TIN-Objektes bestimmt und den Linien innerhalb des Polygons zugewiesen, damit die neuen dreidimensionalen Linien entstehen. Aus diesen Linien wurden die Querprofilschnitte in einem Querprofilschnitt-View hergestellt (pfq2d1fl.ave). Sie wurden im View umgeladen (pfqaddth.ave, tocordsb.ave), in dem sich die Querprofilschnitte des gesamten Gebietes befinden (Abb. 95).



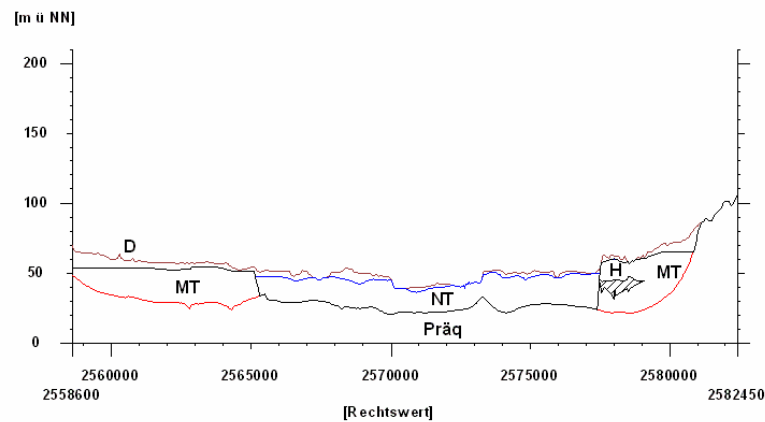


Abb. 95 Ein Querprofilsschnitt der interglazialen Schichten innerhalb der rechtsrheinischen Mittelterrassen. H: Die interglazialen Schichten.

## 6. Einige Beispiele der Anwendung des geologischen Flächen- bzw. Schichtenmodells für weitere graphische Darstellungen

### 6.1. Zweidimensionale Darstellung

#### 6.1.1. Tiefenlinienpläne

Für die Herstellung der Tiefenlinienpläne der Schichten ist das Flächenmodell (siehe, Kapitel 5.3) gut geeignet, da dieses im Gegensatz zu dem Schichtenmodell (Kap. 5.5) nicht nur aus den Rasterdaten der Schicht besteht, sondern auch die Rasterdaten der Nebenfläche der Schicht beinhaltet. Die Rasterdaten der ganzen Fläche des Arbeitsgebiets lassen sich ohne weiteres rasterinterpolieren. Die Höhen in einer Spalte können durch andere Höhen in einer anderen Spalte im Flächenmodell leicht abgezogen werden. Die so berechneten Tiefen der Rasterdaten aus den Punkten für eine Fläche werden im ArcView noch einmal durch das Spline-Verfahren interpoliert. Anschließend wird ein Tiefenlinienplan hergestellt. Zur Bildung des Tiefenlinienplans der Terrassenbasis der Mittelterrassen wurden die Höhen des Geländemodells in einer Spalte von den Höhen der MT abgedeckten Fläche (Quartärbasis) in anderer Spalte im Flächenmodell

abgezogen. Die berechneten Werte für die Tiefen der Terrassenbasis wurden in einer neuen Spalte im Flächenmodell gespeichert. Nach deren Rasterinterpolation im Abstand von 50 m durch das Spline-Verfahren in ArcView wurde ein Tiefenlinienplan mit einem Abstand von 5 m hergestellt. Die Tiefenlinien im Tiefenlinienplan wurden durch die Verbreitungsgrenze der allen MT ausgeschnitten und in eine neue Shape-Datei umgewandelt (Abb. 96).

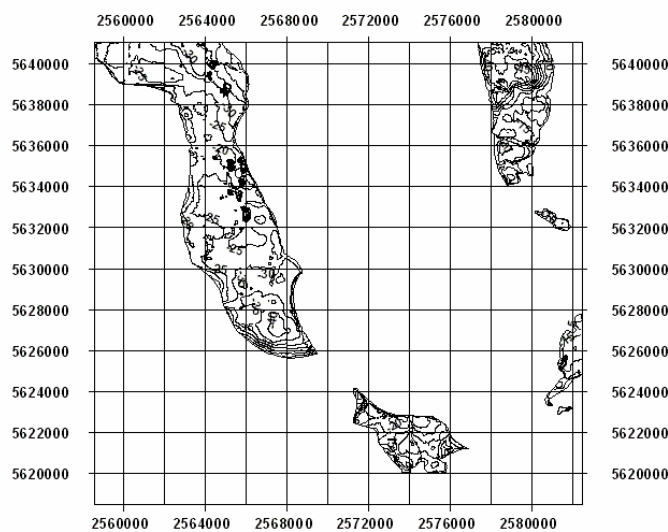


Abb. 96 Tiefenlinienplan der Terrassenbasis der allen MT des Arbeitsgebietes mit deren Verbreitungsgrenzen (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

Die Tiefe der Terrassenoberkante der Mittelterrassen wurde berechnet, indem man die Höhen des Geländemodells in einer Spalte von den Höhen der NT abgedeckten Fläche in anderer Spalte im Flächenmodell abzieht. Die Terrassenoberkante bezeichnet die Oberfläche der ersten Schicht in Terrassen, die Kiese enthält. Die so berechneten Rasterdaten können einige Tiefenwerte haben, die etwas größer als Null sind, ca. wenige cm. Sie bedeuten, dass die Terrassenoberkante höher liegt als die Geländehöhe. Diese Ungenauigkeit ist auf die rechnerische Interpolation der Schichten bei der Bildung des Flächenmodells zurückzuführen. Die Werte wurden als Null korrigiert, damit die Terrassenoberkante die gleiche Höhe wie die Geländeoberfläche haben kann. Sie enthalten auch einige Werte, die wenige cm Tiefe aufweisen und sich zwischen den Werten befinden, die Null sind. Diese kleinen Unregelmäßigkeiten in den Rasterdaten sind auch auf die rechnerische Interpolation der Schichten bei der Bildung des Flä-

chenmodells zurückzuführen. Solche Werte wurden auch als Null korrigiert, da die anderen Rasterdaten mit den Werten von Null in der Umgebung darauf hinweisen. Die Rasterdaten der Tiefe der Terrassenoberkante wurden im Abstand von 50 m im ArcView durch das Spline-Verfahren rasterinterpoliert. Dann wurde ein Tiefenlinienplan im Tiefenlinienabstand von 5 m hergestellt und durch die Verbreitungsgrenze der allen MT ausgeschnitten (Abb. 97). Die Tiefenlinien mit dem Wert von 0 m weisen bei Rasterinterpolationen große Unregelmäßigkeiten auf, wenn die Rasterdaten mit den Tiefen von 0 m eine relativ große Fläche bilden. Sie werden von einem TIN gar nicht hergestellt, welches aus Rasterdaten für die Tiefe erstellt worden ist. Die Tiefenlinien mit dem Wert von Null können mit der Maustaste gezeichnet werden, indem man sie mit den Tiefenlinien von –1 m, dem Geländemodell und den Rasterdaten der Tiefe von 0 m vergleicht. Die so gezeichneten Tiefenlinien haben eine sehr ähnliche Gestalt wie die Tiefenlinien von –1 m und sind nicht sicher. Deshalb wurden die Tiefenlinien von Null m nicht mit der Maustaste gezeichnet, statt dessen wurden Tiefenlinien von –1 m gezeichnet, indem man einen Tiefenlinienplan im Abstand von 1 m herstellt. Davon wurden die Tiefenlinien mit dem Wert von –1 m durch eine Abfrage im ArcView ausgewählt, in eine Shape-Datei umgewandelt, durch die Verbreitungsgrenze der allen MT ausgeschnitten und in die Abb. 97 hinzugefügt.

Zur Bildung der Tiefenlinien der Terrassenbasis der NT wurde der gleiche Tiefenlinienplan benutzt, der für die Bildung der Tiefenlinien der Terrassenoberkante der MT benutzt worden war. Die Tiefenlinien für die NT wurden durch die Verbreitungsgrenze der NT ausgeschnitten und in eine Shape-Datei umgewandelt (Abb. 98). Zur Bildung des Tiefenlinienplans der Terrassenoberkante der NT wurden die Höhen des Geländemodells in einer Spalte von den Höhen der Deckschichten abgedeckten Fläche in anderer Spalte im Flächenmodell abgezogen. Die berechneten Werte von den Tiefen der Terrassenoberkante wurden in einer neuen Spalte im Flächenmodell gespeichert. Sie wurden genau so kontrolliert und korrigiert wie bei der Terrassenoberkante der MT. Die Rasterdaten der Tiefe der Terrassenoberkante wurden im Abstand von 50 m im ArcView durch das Spline-Verfahren rasterinterpoliert. Dann wurde ein Tiefenlinienplan im Tiefenlinienabstand von 5 m hergestellt und durch die Verbreitungsgrenze der NT ausgeschnitten (Abb. 99). Hier wurden auch die Tiefenlinien von –1 m

statt der Tiefenlinien von 0 m wie bei der Terrassenoberkante der MT gezeichnet.

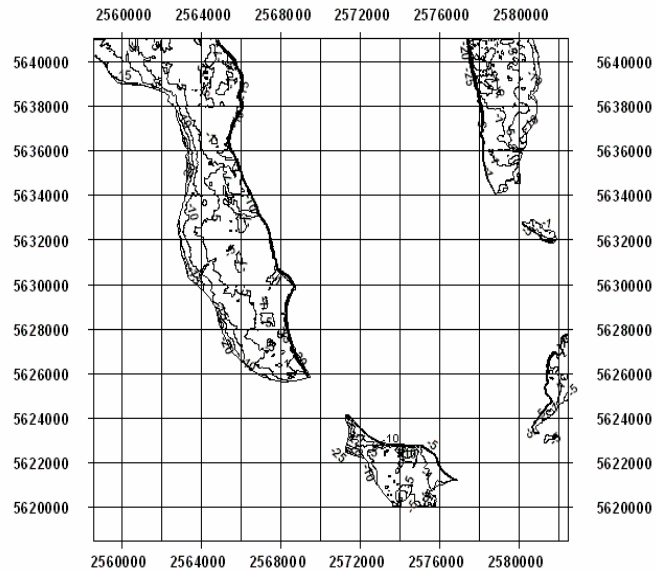


Abb. 97 Tiefenlinienplan der TOK der allen MT mit deren Verbreitungsgrenzen im Arbeitsgebiet (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

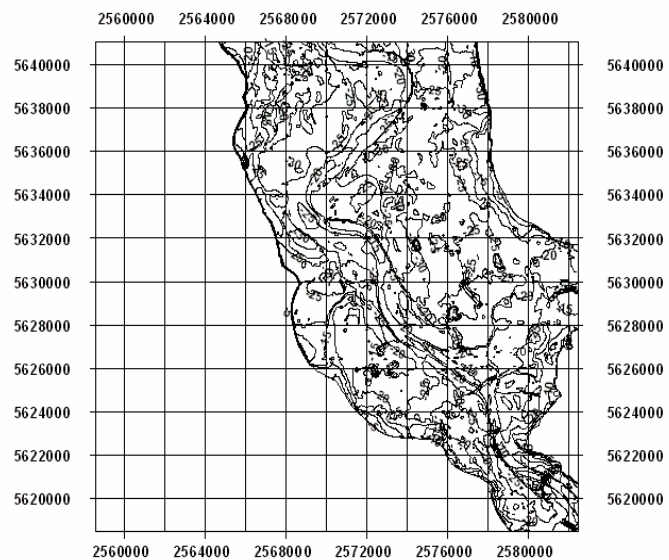


Abb. 98 Tiefenlinienplan der Terrassenbasis der NT mit deren Verbreitungsgrenzen (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

Zur Bildung der Tiefenlinienpläne können die Schichtenmodelle der einzelnen Schicht statt des Flächenmodells benutzt werden. Da sich deren Rasterdaten aber nur innerhalb der Verbreitungsgrenze einzelner Schicht befinden, wird TIN aus den spaltenweise berechneten Werten der Tiefe der Terrassenoberkante oder Terrassenbasis erstellt. Dann können die Tiefenlinienpläne der Terrassen gebildet und durch die Verbreitungsgrenze einer einzelnen Schicht ausgeschnitten werden. Sie zeigen einen fast identischen Verlauf der Tiefenlinien wie bei der Herstellung der Tiefenlinien mit dem Flächenmodell. Deshalb wurden sie hier nicht weiter gezeichnet.

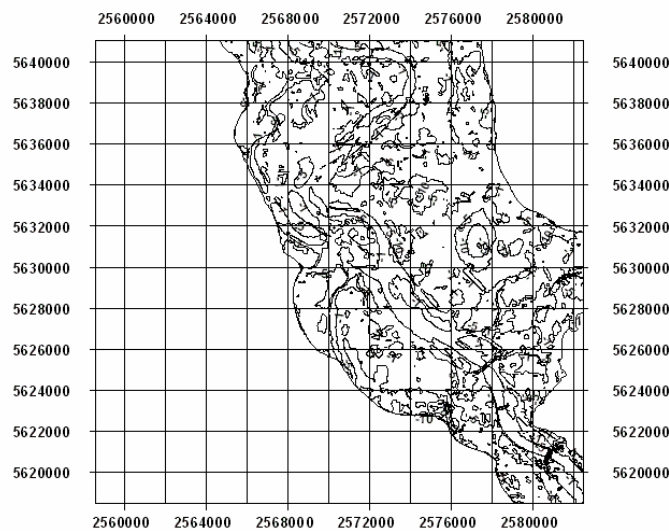


Abb. 99 Tiefenlinienplan der Terrassenoberkante der NT mit deren Verbreitungsgrenzen im Arbeitsgebiet (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

### 6.1.2. Isopachenkarte

Zur Herstellung der Isopachenkarte ist das Flächenmodell gut geeignet. Die Höhen der Schichtenoberkante in einer Spalte werden durch die Höhen der Schichtenbasis in einer anderen Spalte im Flächenmodell abgezogen, um die Mächtigkeit einer Schicht als Rasterdaten zu berechnen. Die weiteren Verfahren wie Kontrolle der Rasterdaten, Rasterinterpolationen, Erstellungen von TIN aus Objekten, Herstellung der Isolinien, Ausschneiden der Isolinien mit Verbreitungsgrenzen oder Umwandlungen in eine Shape-Datei werden auf die gleiche Weise wie bei der Herstellung der Tiefenlinienkarten durchgeführt.

Um die Isopachenkarte der Deckschichten zu bilden, wurden die Höhen des Geländemodells in einer Spalte durch die Höhen der Deckschichten abgedeckten Fläche in einer anderen Spalte im Flächenmodell abgezogen. Die so berechneten Rasterdaten enthalten einige Werte, die eine Mächtigkeit von einigen cm aufweisen und sich zwischen den Werten befinden, die Null sind. Diese kleinen Unregelmäßigkeiten in den Rasterdaten sind auch auf die rechnerische Interpolation der Schichten bei der Bildung des Flächenmodells zurückzuführen. Solche Werte wurden auch als Null korrigiert, da die anderen Rasterdaten mit den Werten von Null in der Umgebung darauf hinweisen. Die Rasterdaten der Mächtigkeit der Deckschichten wurden im Abstand von 50 m im ArcView durch das Spline-Verfahren rasterinterpoliert. Dann wurden die Isolinien im Linienabstand von 5 m hergestellt (Abb. 100). Hier wurden auch die Isolinien von 1 m statt der Isolinien von 0 m gezeichnet aufgrund der Unregelmäßigkeiten der Isolinien von 0 m wie bei dem Tiefenlinienplan der Terrassenoberkante der MT.

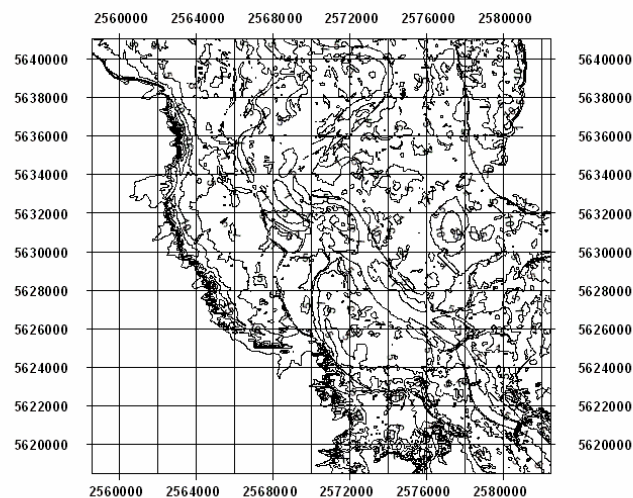


Abb. 100 Isopachenkarte der Deckschichten im Isolinienabstand von 5 m.  
(vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

Zur Bildung der Rasterdaten für die NT wurden die Höhen der Deckschichten abgedeckten Fläche in einer Spalte durch die Höhen der NT abgedeckten Fläche in einer anderen Spalte im Flächenmodell abgezogen. Die berechneten Rasterdaten wurden im Abstand von 50 m im ArcView durch das Spline-Verfahren rasterinterpoliert. Dann wurden die Isolinien für die Mächtigkeit der NT im Abstand von 5 m hergestellt. Sie wurden mit den Verbreitungsgrenzen der NT

ausgeschnitten (Abb. 101). Die Isopachenkarte der MT wurde auf die gleiche Weise wie bei der NT hergestellt (Abb. 102). Nur die Berechnung der Rasterdaten und die Verbreitungsgrenzen für die MT sind anders als bei der NT. Die Rasterdaten für die Isopachenkarte der MT wurden durch den Abzug der Höhen der MT abgedeckten Fläche (Quartärbasis) von der Höhe der NT abgedeckten Fläche im Flächenmodell gebildet.

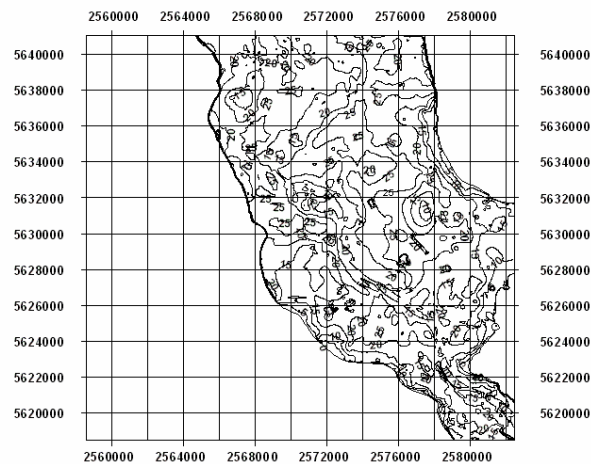


Abb. 101 Isopachenkarte der NT im Isolinienabstand von 5 m mit den Verbreitungsgrenzen, die die Mächtigkeit der NT von 0 m darstellen.  
(vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

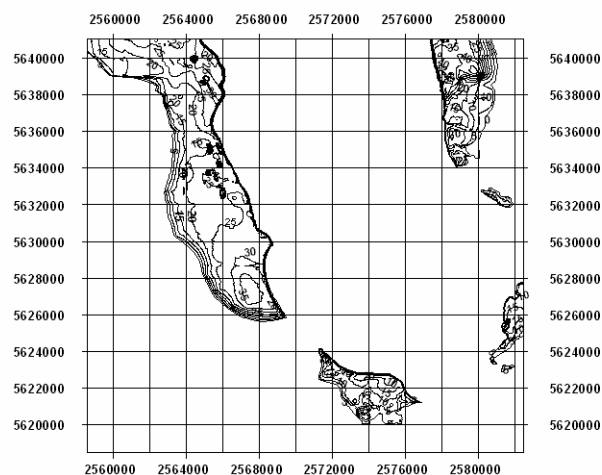


Abb. 102 Isopachenkarte der MT im Isolinienabstand von 5 m mit den Verbreitungsgrenzen, die die Mächtigkeit der MT von 0 m darstellen.  
(vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

### 6.1.3. Zeichnung eines beliebigen zweidimensionalen Profilschnittes

Ein Profil in einer beliebigen Richtung spielt für geologische Untersuchungen eine große Rolle. Damit kann ein neues Schichtenmodell hergestellt werden. Oder es kann ein schon vorhandenes Schichtenmodell kontrolliert und verbessert werden. Zur Herstellung eines beliebigen Profils kann ein Schichten- oder ein Flächenmodell benutzt werden. Bei dieser Arbeit wurde das Flächenmodell (vgl. Kapitel 5.3.3.2) benutzt, da dieses besser als ein Schichtenmodell für diese Aufgabe geeignet ist.

#### 6.1.3.1. Herstellung einer Profillinie für einen beliebigen Profilschnitt

Um einen beliebigen Profilschnitt zu zeichnen, ist zunächst eine Profillinie in einem Karten-View herzustellen (Abb. 103). Durch sie wird die Lage des Profilschnittes in einem Karten-View bestimmt. Mit einem Programm kann man die Koordinaten der Profillinie durch Tastatureingaben bestimmen (Maustast.ave). Oder es können die Koordinaten der Profillinie aus einem schon vorhandenen Punkt- oder Polyline-Thema übernommen werden (plaus4pt.ave). Bei einem anderen Avenueprogramm können sie durch Mausklick bestimmt werden (pglaustm.ave). Dabei können sie von einem Punkt-Thema, z.B. Bohrdaten, übernommen werden.

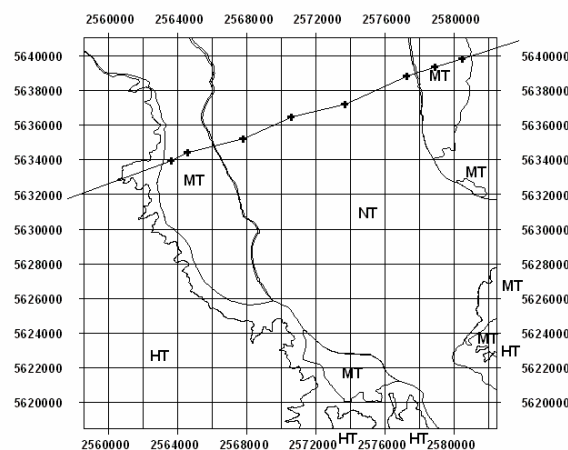


Abb. 103 Eine Profillinie, die anhand von Bohrdaten durch pglaustm.ave hergestellt wurde.



### 6.1.3.2. Herstellung der Punkte auf einer Profillinie

Um Höhen der Bezugsflächen zu bestimmen, sind die Punkte auf einer Profillinie zu bestimmen (Abb. 104). Diese Punkte dienen auch der Bestimmung der Lage der Profillinie anderer Zeichnungen, welche auf einem beliebigen Profilschnitt zusätzlich zum Vergleich gezeichnet werden, z.B. ein kurzer Teil-Profilschnitt, welches aus einem Teil der Profillinie besteht, oder Bohrungen.

Zunächst wurde nur der Teil der Profillinie in der Abb. 103, der innerhalb des Modellierungsgebiet liegt, ausgeschnitten und zur Bestimmung der Punkte benutzt (ptaufplg.ave). Dann wurden die neuen Punkte im Abstand von 50 m von Anfang der Profillinie innerhalb des Modellierungsgebietes bis zum nächsten Stützpunkt auf der Profillinie durch das Avenueprogramm hergestellt. Der nächste Stützpunkt bildet dann den Anfangspunkt für Berechnungen der weiteren, neuen Punkte bis zum nächsten Stützpunkt. So wurden alle Punkte auf der Profillinie bis zum Ende der Profillinie innerhalb des Modellierungsgebietes hergestellt. Die neuen Punkte haben die Rechtswerte, die Hochwerte und die Entfernungen der Punkte vom Anfang bis zum Ende der Profillinie innerhalb des Modellierungsgebietes.

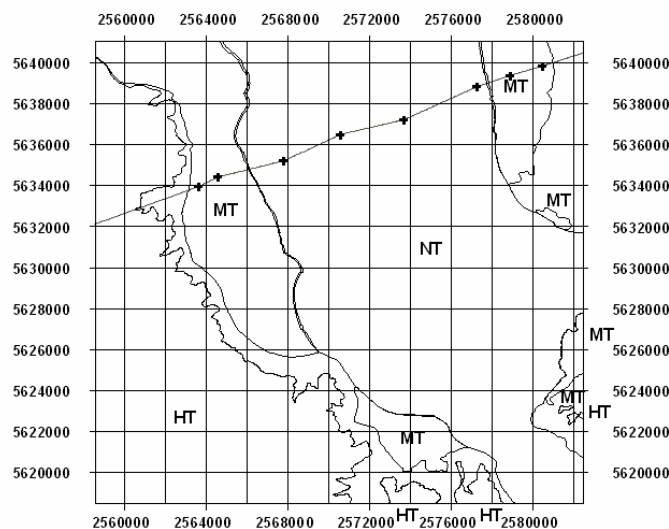


Abb. 104 Die neu hergestellten Punkte auf der Profillinie in Abb. 103

Für den Fall, dass die Höhen der Flächen bzw. Schichten noch nicht bestimmt worden sind, können sie durch Tastatur im Programm eingegeben werden. Alle Punkte können einen bestimmten Wert oder unterschiedliche Werte erhalten. Sie können später in einem beliebigen Profil durch Mausklick geändert werden und zur Bildung eines neuen Schichten- bzw. Flächenmodell benutzt werden. Darauf wird im Kapitel 6.1.3.4 näher eingegangen. Da bei dieser Arbeit das Flächenmodell schon hergestellt worden ist, wurden die Höhen der Flächen an jedem Punkt durch das Avenueprogramm bestimmt, indem man die interpolierten Oberflächen der Flächen benutzt.

### 6.1.3.3. Herstellung eines beliebigen Profilschnittes als Linien und Punkte

Mit dem im letzten Kapitel hergestellten Punkt-Thema wurde ein Profilschnitt in einem Entfernungsprofilschnitt-View für alle Flächen hergestellt (Abb. 105). Die Lagen der Punkte wurden durch die im letzten Kapitel berechneten Entfernungen und die Höhen auf dem Profilschnitt bestimmt (ptentfkt.ave, plaus4pt.ave, pfbptapt.ave). Die Flächen wurden in einem Polyline-Thema als Linien gespeichert. Außerdem wurden die Punkte auf den Linien in den neuen Punkt-Themen hergestellt (Abb. 106). Diese Punkte haben die gleiche Reihenfolge wie die Punkte im Karten-View (vgl. Abb. 104). Deshalb haben sie auch die gleichen Lagen im Profilschnitt-View und im Karten-View.

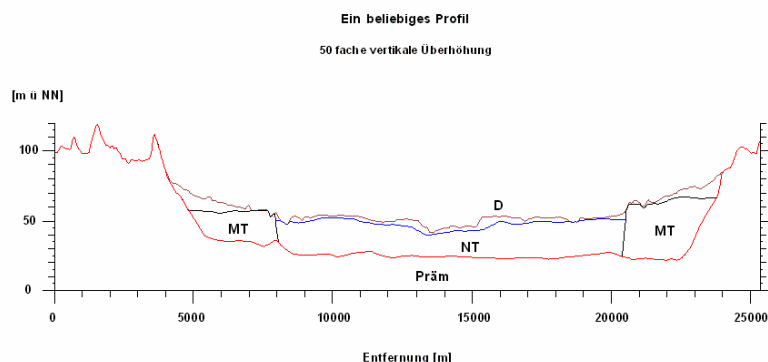


Abb. 105 Ein beliebiges Profil mit vier Linien für Flächen. Präm: HT und ältere Schichten. HT ist abgedeckt.

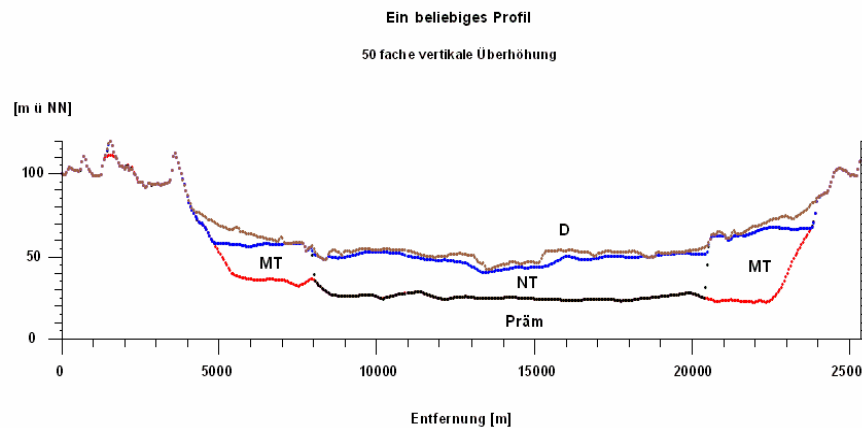


Abb. 106 Ein beliebiges Profil mit vier Punkt-Reihen für Flächen.

#### 6.1.3.4. Korrektur eines beliebigen Profilschnittes

Ein beliebiges Profil (vgl. Abb. 105) mit Linien lässt sich leicht korrigieren. Außer den gewöhnlichen Möglichkeiten mit Mausklick in Standardversion von ArcView wurden einige Avenueprogramme zur Korrektur des Profils vom Verfasser erstellt, um das Profil plausibler zu machen. Ein Teil von einer Fläche wird durch einen Teil einer anderen Fläche ersetzt, um die beiden gleich zu machen (pglkoabm.ave). Oder es werden einem Teil von einer Stelle auf einer Fläche bis zur Grenze der anderen Fläche gleiche Höhen eingegeben (Plkoabgh.ave). Ein Punkt auf einer Linie der Fläche kann auf eine andere Fläche eingesetzt werden (pglkotm1.ave).

Ein so korrigiertes Profil kann zur Bildung oder zur Korrektur eines Flächen- bzw. Schichtenmodells benutzt werden. Aber es hat keine Gauß-Krüger-Koordinaten, sondern nur die Entfernungen vom Anfang des Profilschnittes und die korrigierten Höhen der Flächen. Und die Entfernungen können durch Korrekturen verschoben werden. Nur die Punkte auf dem Profilschnitt, die im Kapitel 6.1.3.3 erwähnt worden waren, stellen den Bezug auf die Gauß-Krüger-Koordinaten zur Verfügung, da deren Entfernung und Höhen direkt aus den Punkten im Karten-View hergestellt worden waren, und da die Lagen und die Reihenfol-

ge der Punkte auf dem Profilschnitt nicht geändert worden sind. Diese Punkte werden auf die korrigierten Linien der Flächen senkrecht projiziert, um die Höhen nach den korrigierten Linien zu verändern, ohne die Entfernung zu verschieben (ptprjprf.ave). Dabei entstehen die neuen Punkte auf den korrigierten Linien der Flächen (Abb. 107), und die korrigierten Höhen der Flächen werden in den Punkten im Karten-View gespeichert, die im Kapitel 6.1.3.2 zur Herstellung eines beliebigen Profilschnittes auf einer Profillinie hergestellt worden waren, da diese die gleiche Entfernung haben wie die projizierten Punkten. Dann können die Punkte im Karten-View zur Bildung oder zur Korrektur des Flächen- bzw. Schichtenmodell weiter benutzt werden.

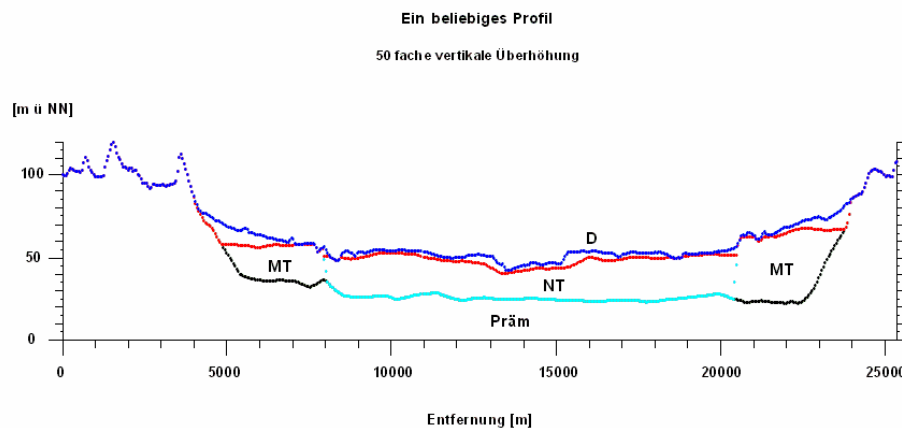


Abb. 107 die auf korrigierten Linien der Flächen senkrecht projizierten Punkte

### 6.1.3.5. Zeichnung der Schichten als Polygone auf einem beliebigen Profilschnitt

Mit den im Kapitel 6.1.3.4 korrigierten Linien der Flächen oder mit den Linien vor der Korrektur (vgl. Abb. 105) können die Schichten als Polygone gezeichnet werden (Abb. 108). Zur Bildung der Polygone wird jeweils eine Linie der Fläche als eine Oberkante und eine Linie einer anderen Fläche als eine Unterkante der Schichten benutzt (p\_gaus4pl.ave). Für die Deckschichten wurden die Linie vom Geländemodell und die Linie von der Deckschichten abgedeckten Fläche benutzt. Zur Bildung des Polygons der Niederterrassen wurde jeweils die Linie von

der Deckschichten abgedeckten Fläche und die Linie von der Niederterrassen abgedeckten Fläche, zur Bildung des Polygons der Mittelterrassen die Linie von der Niederterrassen abgedeckten Fläche und die Linie von der Quartärbasis verwendet. Die Linie von der Quartärbasis wurde für die Oberkante der Hauptterrassen und der älteren Schichten benutzt. Deren Unterkante wurde aus der kleinsten Höhe der Zeichnung gebildet.

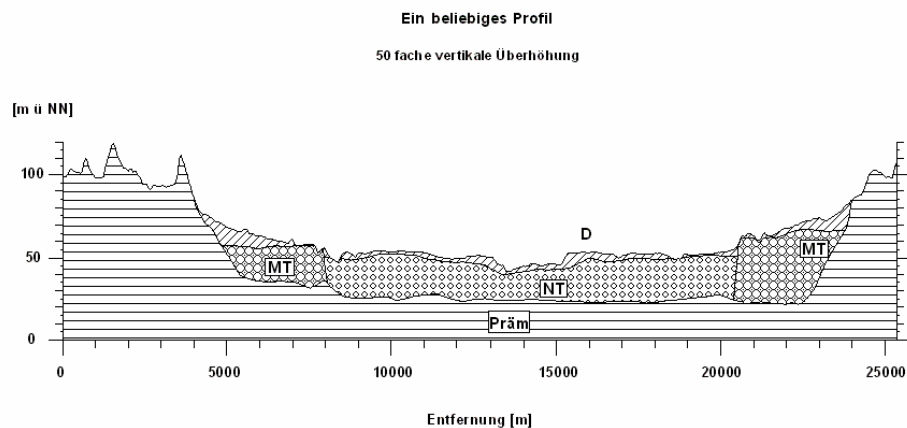


Abb. 108 Die Schichten als Polygone auf einem beliebigen Profilschnitt

### 6.1.3.6. Zeichnung der Deckschichten aus der digitalen geologischen Karte

Auf der digitalen geologischen Karte sind die Deckschichten sehr gut zu erkennen. Die geologischen Deckschichten können auf einem beliebigen Profilschnitt als Polygone zum Vergleich gezeichnet werden (Abb. 109). Um die geologischen Deckschichten auf einem beliebigen Profil zu zeichnen, wird eine Profillinie (vgl. Abb. 103) durch ein Polygon für das Modellierungsgebiet ausgeschnitten und durch die digitale geologische Karte geologisch unterteilt (pfb12geo.-ave). Die unterteilten Profillinien sind kurze Teile der Profillinie mit der Schichtenbezeichnung aus der digitalen geologischen Karte (Abb. 110). Da sie aus den Teilen der Profillinie bestehen, können die Lagen auf einem beliebigen Profilschnitt nicht direkt aus den Linien berechnet werden. Deshalb müssen die geologisch unterteilten Linien mit den Punkten auf einer beliebigen Profillinie (vgl.

Abb. 104) verglichen werden (pfb13dmg.ave, ptauftpl.ave). Praktisch werden die Punkte auf einer vollständigen Profillinie auf die geologisch unterteilten Teil-Profillinien übernommen. So werden die Punkte, deren Entfernung vom Anfang des Profilschnittes und deren Höhen bestimmt.

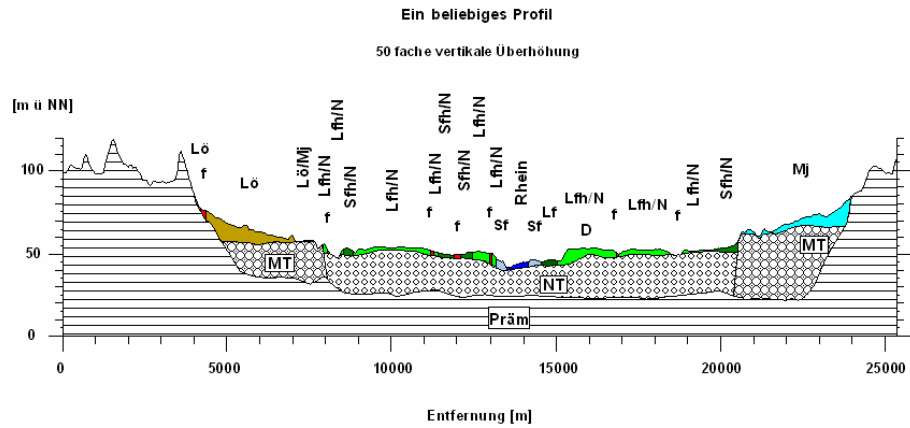


Abb. 109 Die geologischen Deckschichten aus der digitalen geologischen Karte auf einem beliebigen Profilschnitt.

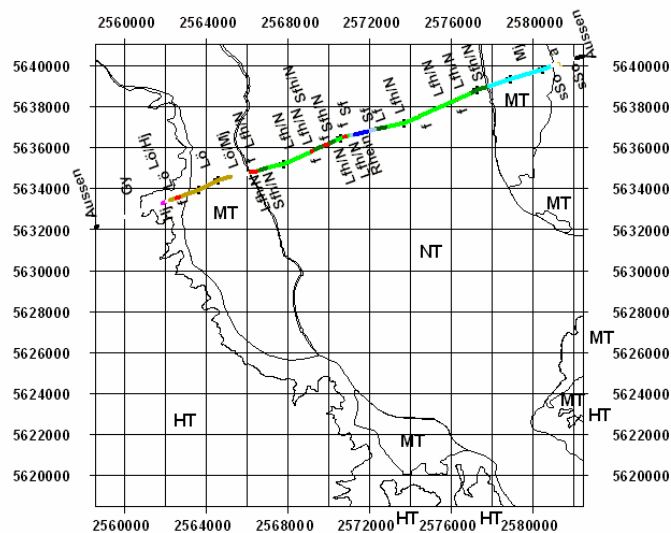


Abb. 110 Die nach der digitalen geologischen Karte unterteilten Profillinien

Zur Bildung der Polygone der Deckschichten auf einem beliebigen Profilschnitt wurden die Höhen des Geländemodells und die der Deckschichten abgedeckten Fläche benutzt. Da die digitale geologische Karte mehr als nur Deckschichten darstellt, wurden nicht alle Schichten in der Abbildung 109 gezeichnet. Die Legenden der Abb. 109 und Abb. 110 können geändert werden (legendfm.ave).

### 6.1.3.7. Zeichnung des Frimmersdorf Interglazials auf einem beliebigen Profilschnitt

Da die Profillinie (vgl. Abb. 103) durch das Gebiet mit dem Frimmersdorf Interglazial geht, wurden diese auf einem beliebigen Profil gezeichnet. Zunächst wurde die Profillinie in Abb. 103 durch ein Polygon für die Verbreitungsgrenze des Frimmersdorf Interglazials unterteilt (pfb12geo.ave), genauso wie bei der digitalen geologischen Karte. Nur der Teil der Profillinie innerhalb der Verbreitungsgrenze wurde ausgewählt und in einem neuen Polyline-Thema gespeichert. Da die ausgewählte Profillinie nur eine Teil-Profillinie ist, können die Lagen der Punkte auf der Profillinie im Bezug auf die ganze Profillinie nicht berechnet werden, sondern von den Punkten (vgl. Abb. 104) übernommen werden (ptaftpl.ave). Die Höhen der so auf der Teil-Profillinie bestimmten Punkte im Abstand von 50 m wurden im Bezug auf die Höhen der Oberkante und Unterkante des Frimmersdorf Interglazials bestimmt, indem man dafür ein TIN aus den Flächen des Frimmersdorf Interglazials benutzt (pthbeskt.ave). Mit den Punkten wurde ein Polygon für das Frimmersdorf Interglazial als eine einge-

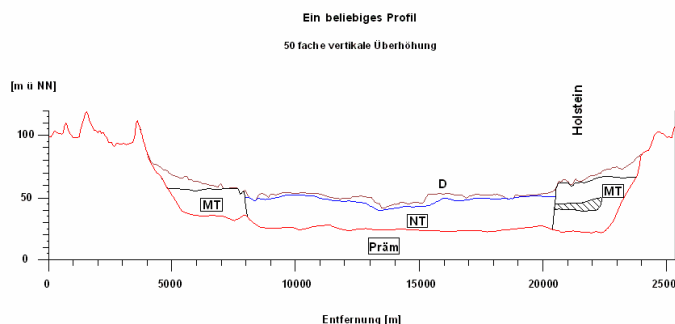


Abb. 111 Das Frimmersdorf Interglazial (Schrift als Holstein in Abb. 111) auf einem beliebigen Profilschnitt

schaltete Linse auf einem beliebigen Profilschnitt gezeichnet (Abb. 111). Dafür wurde das vom Verfasser erstellte Avenueprogramm pgaus4pt.ave benutzt (oder plaus4pt.ave und pgaus4pl.ave).

### 6.1.3.8. Zeichnung der Bohrungen auf einem beliebigen Profilschnitt

Bei dieser Arbeit bilden die Bohrdaten die wichtigste Grundlage für die Modellierung der Schichten. Deshalb wurden die Bohrungen zum Vergleich auf einem beliebigen Profilschnitt gezeichnet. Zunächst wurden die Bohrungen auf der Profillinie (vgl. Abb. 103) ausgewählt und in eine Shape-Datei umgewandelt. Genauso wurde ein Punkt-Thema für Bohrungen in der Nähe der Profillinie hergestellt (Abb. 112).

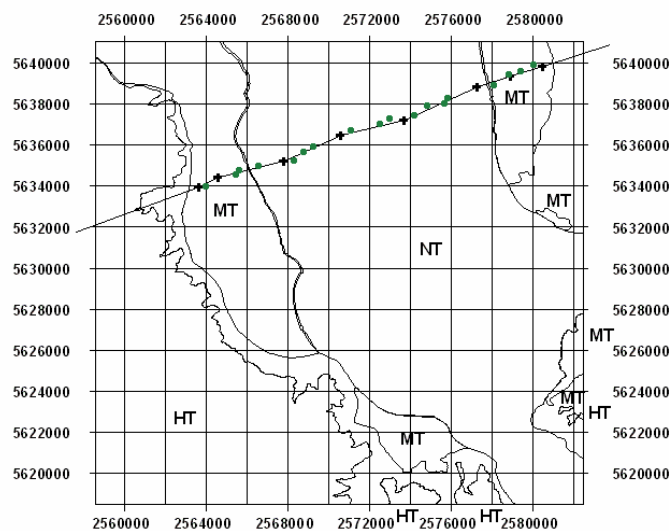


Abb. 112 Die zur Zeichnung auf einem beliebigen Profilschnitt ausgewählten Bohrungen

Die Lage der Bohrungen auf einem beliebigen Profil werden mit den Punkten auf einer vollständigen Profillinie (vgl. Abb. 104) bestimmt (pfbboent.ave). Dabei werden die Entfernungen der Bohrungen vom Anfang des beliebigen Profilschnittes und die Abstände zwischen den Bohrungen und der Profillinie berechnet und in das Punkt-Thema für die ausgewählten Bohrdaten gespeichert. Dann wurden aus den ausgewählten Bohrdaten die Bohrungen als Polygone auf ei-



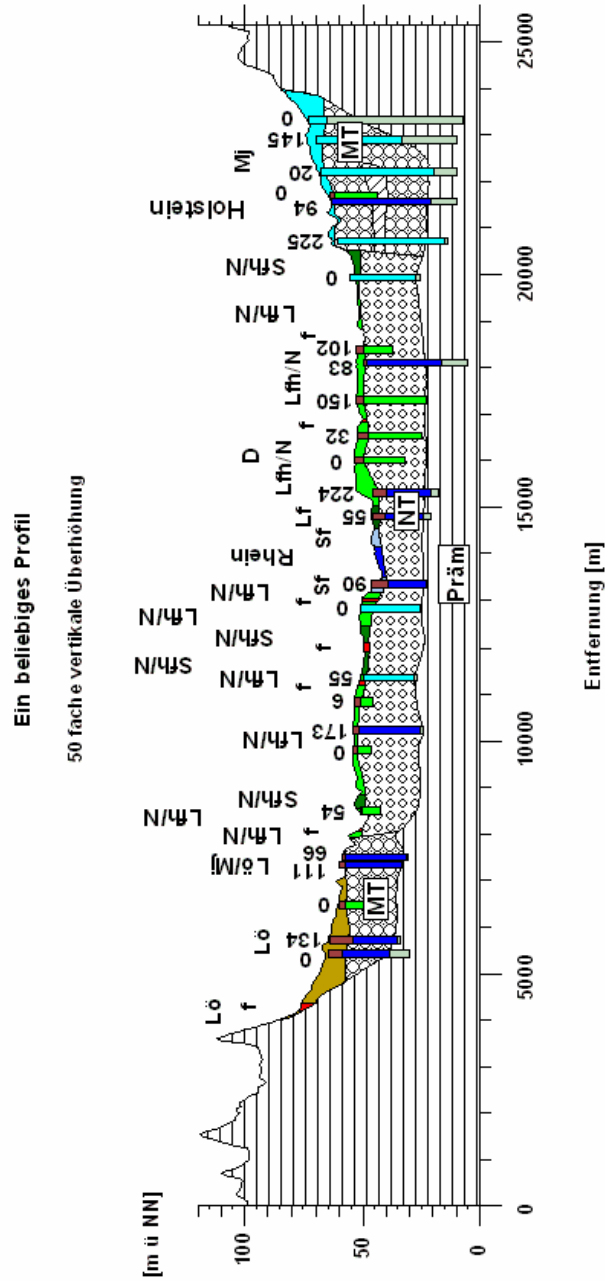


Abb. 113 Die Bohrungen auf einem beliebigen Profilschnitt als Polygone. Die Nummern auf den Bohrungen stellen die Abstände zwischen den Bohrungen und der Profillinie dar.

nem beliebigen Profil gezeichnet (Abb. 113, pfbopg1.ave). Die Bohrungen zeigen zum Teil die Deckschichten, die Terrassen und präquartäre Schichten bis zur Endteufe der Bohrungen. Bei einigen Bohrungen sind die Deckschichten nicht eindeutig und wurden daher nicht gezeichnet. Die Nummern auf den Bohrungen stellen die Abstände zwischen den Bohrungen und der Profillinie dar. Die meisten Bohrungen stimmen mit den Linien der Flächen und Schichten des beliebigen Profilschnittes überein. Die Legende der Bohrungen kann korrigiert werden (legendfm.ave).

### 6.1.4. Zeichnung einer hypothetischen Bohrung an einer beliebigen Stelle

An einer beliebigen Stelle im Arbeitsgebiet kann eine hypothetische Bohrung konstruiert werden. Dafür ist das Schichtenmodell des Gebietes gut geeignet (vgl. Tab. 5). Die Arbeit wurde durch das vom Verfasser erstellte Avenueprogramm durchgeführt (bohrhypo.ave). Zunächst wurde ein Punkt auf einer Karte durch Mausclick hergestellt, welcher die Stelle einer Bohrung bestimmt. Die Stelle kann auch anschließend durch eine Tastatureingabe korrigiert werden. Es wird weiter im Schichtenmodell des Gebietes automatisch untersucht, welche Schichten den eingegebenen Punkt enthalten. Bei den ausgewählten Schichtenmodellen der einzelnen Schicht kann herausgefunden werden, ob

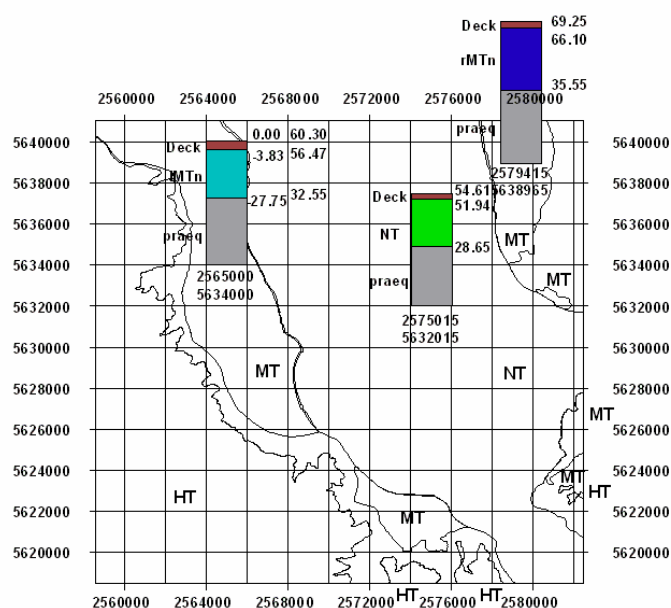


Abb. 114 Die hypothetischen Bohrungen an beliebigen Stellen auf einer Karte

sich einige Punkte innerhalb eines Radius von 10 m von dem eingegebenen Punkt in den Rasterdaten der Schichten befinden. In diesem Fall wird ein Punkt mit der kleinsten Entfernung vom eingegebenen Punkt herausgefunden. Dann werden die Höhen der Ober- und der Unterkante der Schichten in den Rasterdaten des Schichtenmodells abgelesen. Falls es keinen Punkt innerhalb des Radius gibt, werden die Höhen der Ober- und der Unterkante der Schichten an dem eingegebenen Punkt durch die interpolierten Flächen berechnet. Diese bestehen aus den rasterinterpolierten Flächen oder TIN. Aus den Höhen werden die Bohrungen hergestellt. Diese werden auf einer Karte an der Stelle des eingegebenen Punktes (Abb. 114) oder auf einem Bohrungsdiagramm gezeichnet (Abb. 115).

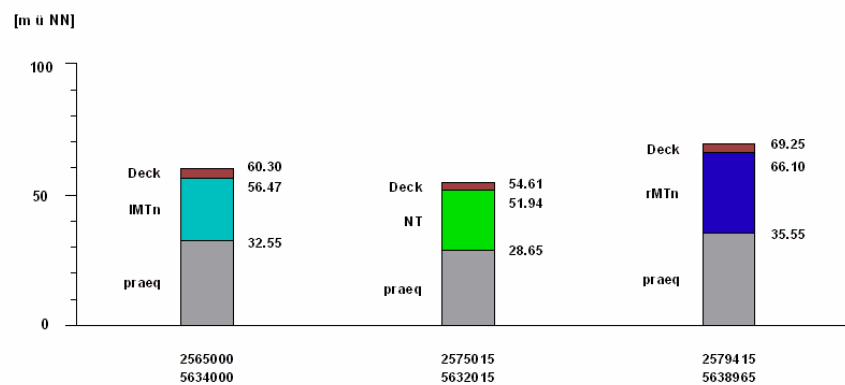


Abb. 115 Die hypothetischen Bohrungen an den beliebigen Stellen auf einem Bohrungsdiagramm. Die Abkürzungen der Schichtennamen neben den Bohrungen stehen in der Tab. 5.

### 6.1.5. Herstellung eines horizontalen Schnittes in einer beliebigen Höhe

Es handelt sich um die Ausdehnung der geologischen Schichten in einer beliebigen Höhe, die mit Hilfe des Schichtenmodelles des Gebietes (Tab. 5) durch das vom Verfasser erstellte Avenueprogramm (vbrsch1.ave) konstruiert werden kann. Zunächst wird eine beliebige Höhe mittels Tastatur eingegeben. Dann wird ein Raster von Punkten in einem Rasterabstand von 50 m im ganzen

Modellierungsgebiet angelegt. Bei jedem Punkt wird mit den Verbreitungsgrenzen und Höhen der Ober- und Unterkante der Schichten im Schichtenmodell des Gebietes geprüft, welche Schicht diesen Punkt enthält. Dadurch wird jedem Punkt die Identifikationsnummer und die Abkürzung des Schichtennamens zugewiesen. Damit wird die Ausdehnung der Schichten in der eingegebenen Höhe hergestellt (Abb. 116). Bei der Vielzahl der Punkte kann das Avenueprogramm für einen Teilbereich durchgeführt werden, um einen eventuellen Absturz des Computers zu vermeiden. Dann können die einzelnen Teile zusammengefügt werden. Die Ausdehnungsgrenzen der Schichten in dem horizontalen Schnitt können durch eine Interpolation der Identifikationsnummern der Punkte hergestellt und durch Mausclick korrigiert werden.

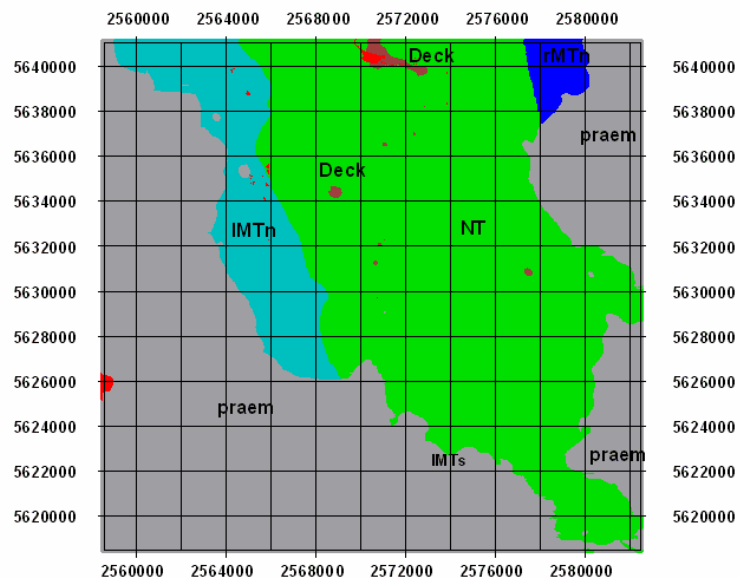


Abb. 116 Die Ausdehnung der Schichten in einer Höhe von 40 m NN als ein horizontaler Schnitt. Die Abbildung besteht aus den 216534 Punkten, die die Identifikationsnummer und die Abkürzung der Schichten enthalten. Die Abkürzungen der Schichtennamen sind in Tab. 5. eingetragen.

Ein horizontaler Schnitt der Schichten kann auf einer anderen Weise viel schneller hergestellt werden (vbrsgr2.ave). Zunächst wird geprüft, welche Schichten im Schichtenmodell des Gebietes (Tab. 5) die eingegebene Höhe

enthalten. Da die Höhenlinien für alle Schichten bereits hergestellt worden sind, werden die Höhenlinien mit demselben Höhenwert wie die eingegebene Höhe herausgefunden. Da jeder herausgefundenen Höhenlinie die abgekürzten Namen und die Identifikationsnummer der Schichten zugewiesen sind, können die Flächen zwischen den Höhenlinien als bestimmte Schichten identifiziert werden (Abb. 117). Die so hergestellten Ausdehnungsgrenzen der Schichten in der Höhe stimmen mit den Ausdehnungsgrenzen überein, die mit den Punkten der Abbildung 116 hergestellt wurden.

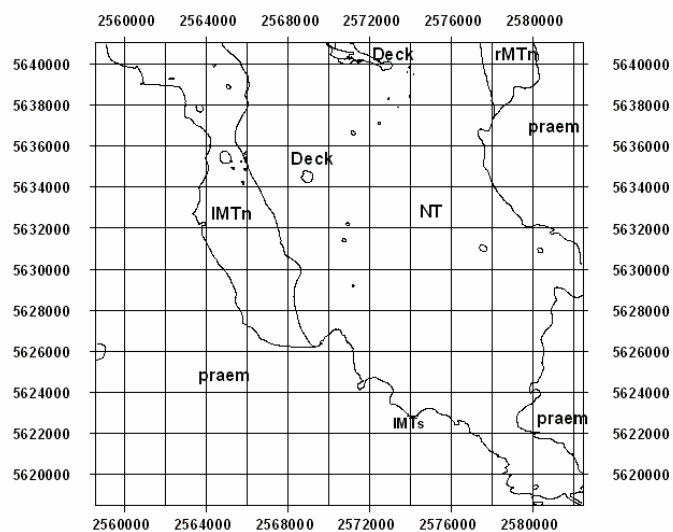


Abb. 117 Die Ausdehnung der Schichten in einer Höhe von 40 m NN als ein horizontaler Schnitt. Die Abkürzungen der Schichtennamen sind in der Tab. 5 eingetragen.

## 6.2. Dreidimensionale Darstellung

### 6.2.1. Dreidimensionale Modellkörper der Schichten

#### 6.2.1.1. Niederterrassen

Zur dreidimensionalen Darstellung ist das Schichtenmodell des Gebietes gut geeignet (Tab. 5). Das Schichtenmodell und die Verbreitungsgrenze der Niederterrassen in der Tabelle wurden in einer 3D Szene in ArcView geladen. Mit den

Punktrasterdaten im Schichtenmodell und einem Polygon als der Verbreitungsgrenze wurde ein neues TIN-Thema erstellt. Dabei wurde die Verbreitungsgrenze als hartes Polygon zum Ausschneiden benutzt, damit der Bereich außerhalb des Verbreitungsgebiets der Niederterrassen nicht interpoliert wird. Da die Höhenunterschiede im Gebiet im Vergleich zur Verbreitung sehr gering sind, wurden die Terrassenoberfläche (Abb. 118) und die Terrassenbasis (Abb. 119) 100-fach vertikal erhöht.

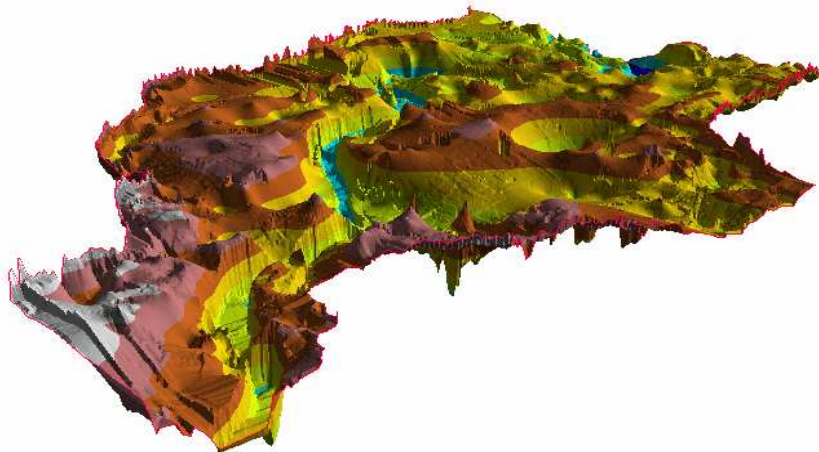


Abb. 118 Dreidimensionale Darstellung der Terrassenoberkante der Niederterrassen ohne Deckschichten.

Da das Schichtenmodell der Niederterrassen zum Teil durch die Grenze des Modellierungsgebietes seitlich abgegrenzt ist, hat die zusammengestellte Zeichnung der Terrassenoberkante und der Terrassenbasis als ein dreidimensionaler Modellkörper (Abb. 120) einige offene Stellen an den Seiten, als ob dessen innere Seite leer wäre. Daher wurden einige Wände an den offenen Stellen als eine Art von Abschlusswand durch das vom Verfasser erstellte Avenueprogramm hergestellt (wandpg1.ave). Dieses Programm nimmt die Koordinaten der Punkte vom Schichtenmodell auf und bildet eine Abschlusswand als ein Polygonz. Statt der Wand als eine Fläche können die Punkte an der Stelle der Wand gebildet werden (wandpt1.ave), um die Höhen der Wand als farbige Streifen darzustellen (Abb.120).

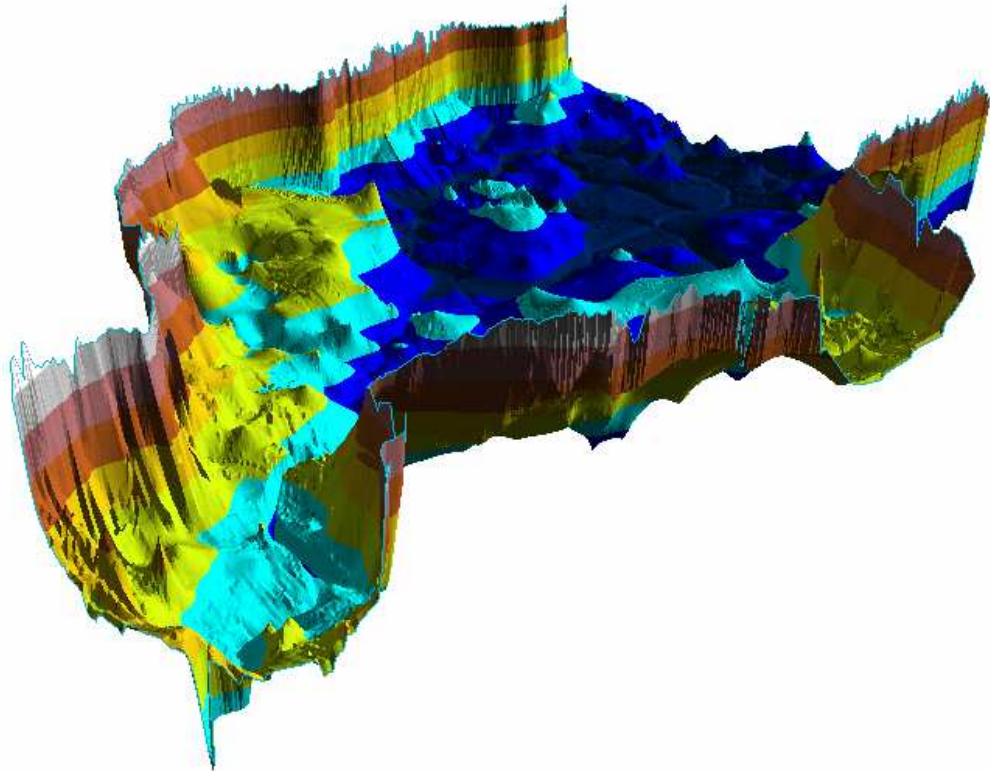


Abb. 119 Dreidimensionale Darstellung der Terrassenbasis der Niederterrassen

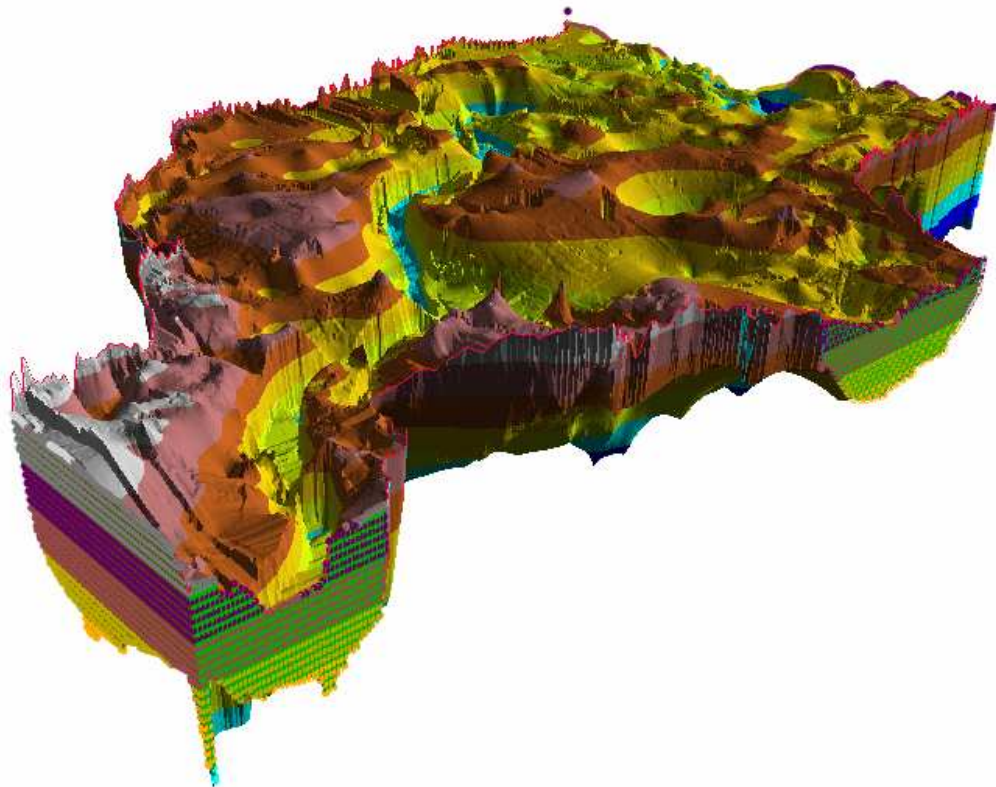


Abb. 120 Dreidimensionale Zeichnung der Terrassenoberkante und der Terrassenbasis der Niederterrassen (100-fache vertikale Überhöhung)

Bei der Bildung des dreidimensionalen Modellkörpers kann auch eine andere offene Stelle an der Seite entstehen, wo das Schichtenmodell zu große Abstände der Punkte auf der Verbreitungsgrenze hat. Um diese offene Stelle zu korrigieren, müssen einige zusätzliche Punkte an der Stelle im Schichtenmodell ergänzt werden. Für die Ergänzung der Punkte werden die zusätzlichen zweidimensionalen Punkte zunächst auf der Verbreitungsgrenze der Schicht an der Stelle in einem View für Kartendarstellungen durch Maus-Klicken erzeugt und in einem neuen Punkt-Thema gespeichert (ptausmpt.ave, ptausm1t.ave). Die Höhen der Punkte werden mit der interpolierten Fläche der Schicht bestimmt (pthbeskt.ave). Dann werden die neuen Punkte und die schon auf der Verbreitungsgrenze vorhandenen Punkte in der Nähe der neuen Punkte in einem neuen Punkt-Thema gesammelt, um die Höhen der Punkte zu glätten (ptausmpt.ave, ptausm1t.ave). Mit den Punkten wird ein Entfernungsprofil hergestellt (ptentfkt.ave). Dieses besteht aus einer Punktreihe und einer Polyline. Diese Linie wird durch Maus-Klicken geglättet. Die Höhen der Punkte werden dann geglättet, indem die Punkte auf diese Linie projiziert werden (ptprjprf.ave). Die Punkte mit den korrigierten Höhen werden im View für Kartendarstellungen in dem entsprechenden Schichtenmodell eingefügt (schmodg.ave). Die Verbreitungsgrenze der Schicht wird dann auch korrigiert, indem die neuen Punkte in das Polygon für die Verbreitungsgrenze durch Maus-Klicken eingefügt werden (pglaustm.ave). Mit dem neuen Schichtenmodell und der korrigierten Verbreitungsgrenze wird dann ein korrigiertes TIN-Thema für eine dreidimensionale Zeichnung des Modellkörpers hergestellt. Bei der Bearbeitung der Punkte ist es auch hilfreich, dass man ein Punkt-Thema kopiert, um eine gleiche Datenstruktur zu erhalten (thkopie.ave). Zur Herstellung einer einfachen dreidimensionalen Fläche ist das vom Verfasser erstellte Avenueprogramm (pgzrecht.ave) zu benutzen. Mit dem Avenueprogramm (ptlg2d3d.ave) wird eine zweidimensionelle in eine dreidimensionelle Form (Punkte, Polyline oder Polygone) umgewandelt.

#### **6.2.1.2. Mittelterrassen**

Mit den Schichtenmodellen der Mittelterrassen werden die dreidimensionalen Modellkörper ohne Deckschichten auf gleiche Weise wie bei den Niederterrassen hergestellt (Abb. 121). Um die Lage der Schichten besser zu erkennen,



wurden auch die Gitter in der Abbildung aus den Gauß-Krüger-Koordinaten und den Höhen der Schichten hergestellt (gittz2t1.ave). Die Abstände von den Rechtswerten und Hochwerten betragen 2000 m und die Höhen 10 m.

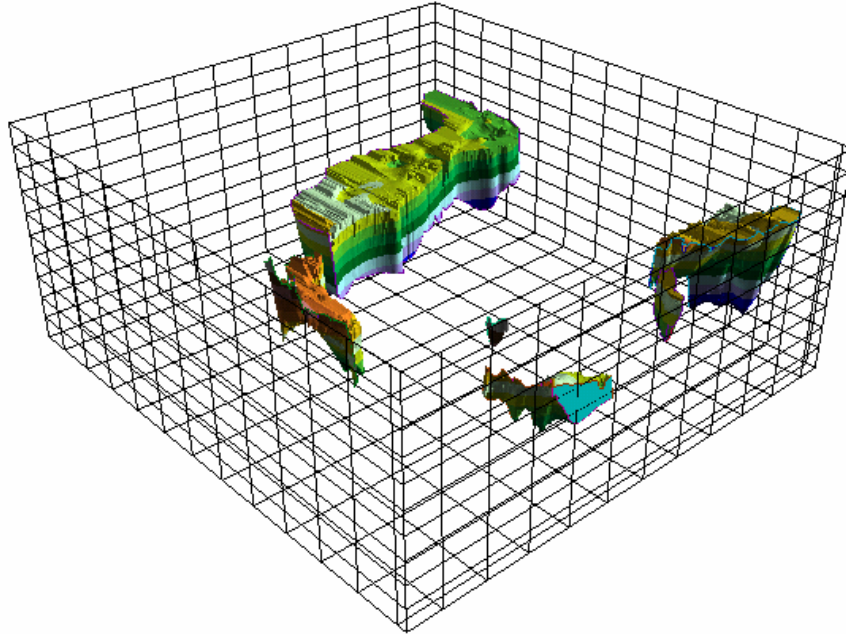


Abb. 121 Dreidimensionale Zeichnung der Terrassenoberkante und der Terrassenbasis der Mittelterrassen (100-fache vertikale Überhöhung)

### 6.2.1.3. Zusammenzeichnung der Niederterrassen mit den Mittelterrassen

In der Abbildung 122 wurden die Niederterrassen und die Mittelterrassen ohne Deckschichten zusammengezeichnet. Da jede Terrasse als ein eigener, dreidimensionaler Modellkörper gezeichnet wird, kann sie leicht in die Abbildung hinzugefügt werden. Die Gitterlinien in der Abbildung 121 wurden durch die Abschlusswände der Terrassen ausgeschnitten und nur auf den Abschlusswänden gezeichnet (gittzsn2.ave, gitzsn6w.ave). Sie können auch durch die Verbreitungsgrenze der Schichten ausgeschnitten und auf der Oberfläche der Schichten gezeichnet werden, indem man die Höhen der Oberfläche der Schichten auf die Gitterlinien überträgt (gittzof1.ave). Statt der ganzen Gitterlinien wurden nur die Ränder des Modellierungsgebietes gezeichnet (gittz2tr.ave). Diese Art der Zusammenzeichnung der dreidimensionalen Modellkörper der Schichten kann zur Bildung des Blockbildes der Schichten in einem Gebiet benutzt werden.

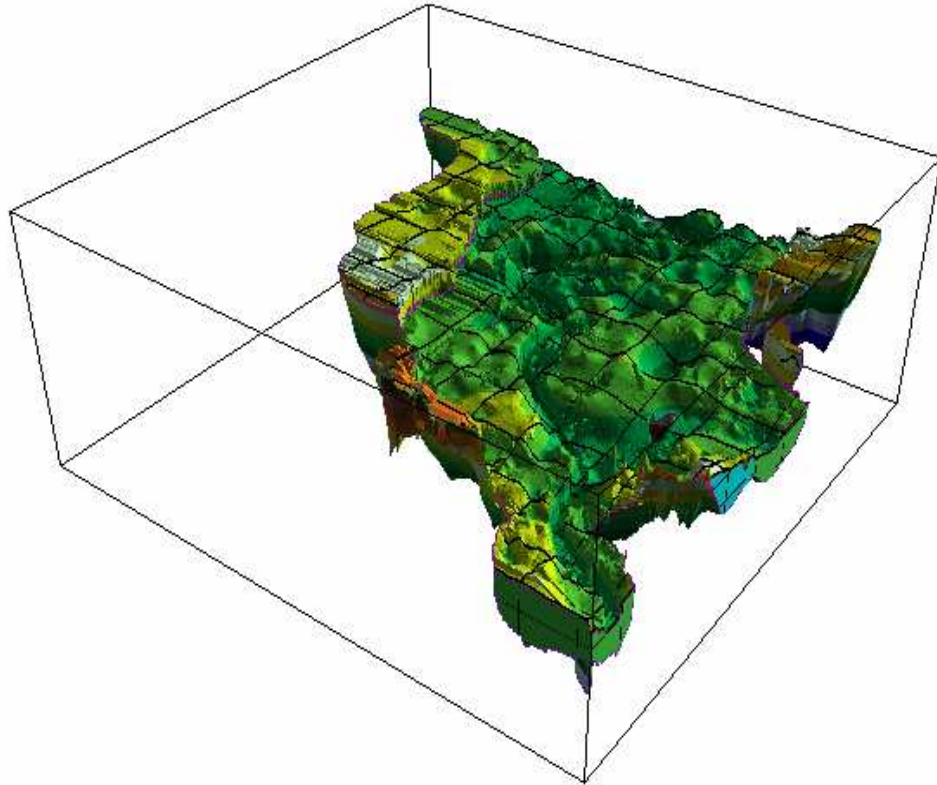


Abb. 122 Zusammenzeichnung der Niederterrassen und der Mittelterrassen ohne Deckschichten. Die Abbildung ist 100-fach vertikal überhöht.

### 6.2.2. Dreidimensionale Zeichnung der Profilschnitte

Durch die dreidimensionalen Zeichnungen können die verschiedenen Profilschnitte gut miteinander verglichen werden (Abb. 123). Zu deren Erstellung ist das Flächenmodell geeignet (vgl. Kapitel 5.3.3.2). Zunächst wurden die Profillinien in einem Kartenview auf gleicher Weise hergestellt, die im Kapitel 6.1.3.1 angewandt wurde, um die Lagen der Profile zu bestimmen (Abb. 124). Dann wurden die Punkte auf den Profillinien mit den vier Feldern für die Bezugshöhen zum Flächenmodell bestimmt, auf gleicher Weise wie im Kapitel 6.1.3.2. Mit den so gebildeten Punkten wurden dann die dreidimensionalen Linien in einem Karten-View erstellt (plzaustm.ave). Sie wurden anschließend in einer 3D-Szene geladen (Abb. 123). Mit den Linien wurden die dreidimensionalen Flächen für Profilschnitte in einem 3D-Szene erstellt (pgzauslz.ave). Um die Legenden der dreidimensionalen Profile zu verändern, wurden die vom Verfasser program-

mierten Avenueprogramme benutzt (legendfm.ave). Die Profilschnitte wurden 100-fach vertikal überhöht.

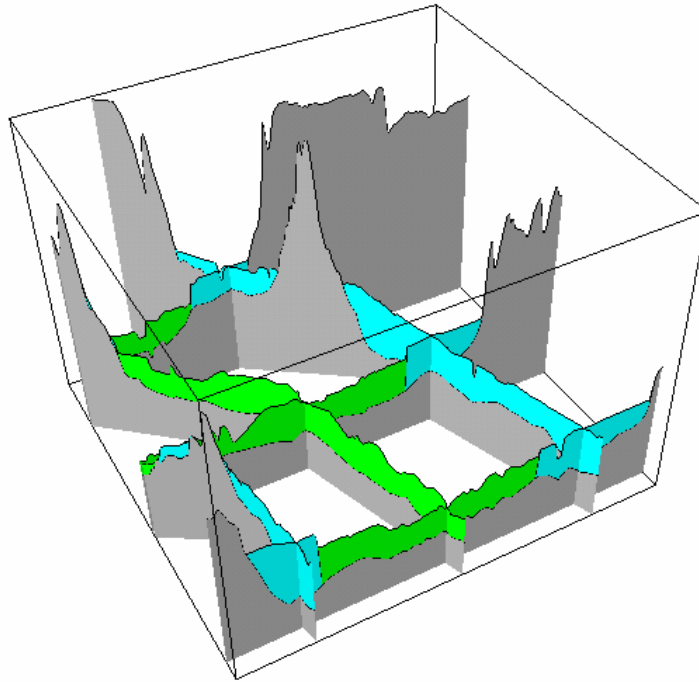


Abb. 123 Die dreidimensionalen Linien und Flächen als Profilschnitte mit einer 100-fachen vertikalen Überhöhung ohne Deckschichten mit der Blickrichtung Nordosten nach Südwesten. Türkisfarbig: MT; grün: NT; grau: HT oder ältere Schichten.

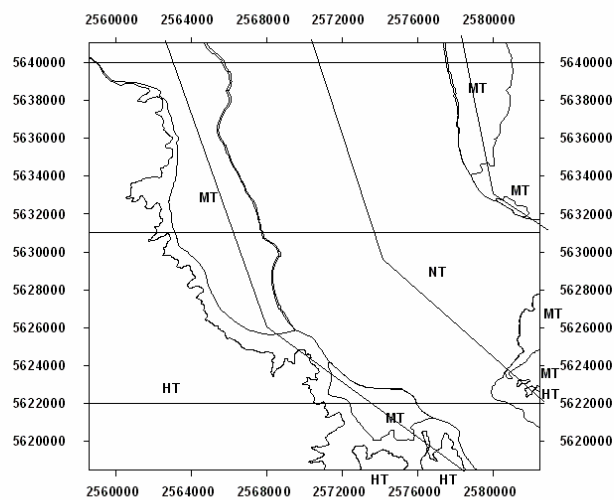


Abb. 124 Die sechs zweidimensionalen Profillinien zur Bildung der dreidimensionalen Profilschnitte in der Abb. 123

### 6.2.3. Dreidimensionale Zeichnung der Bohrungen

Um die Bohrungen mit den dreidimensionalen Profilschnitten zu vergleichen, wurden 63 Bohrungen in der Nähe der Profile in einem Kartenview ausgewählt und in ein neues Punkt-Thema umgewandelt (Abb. 125).

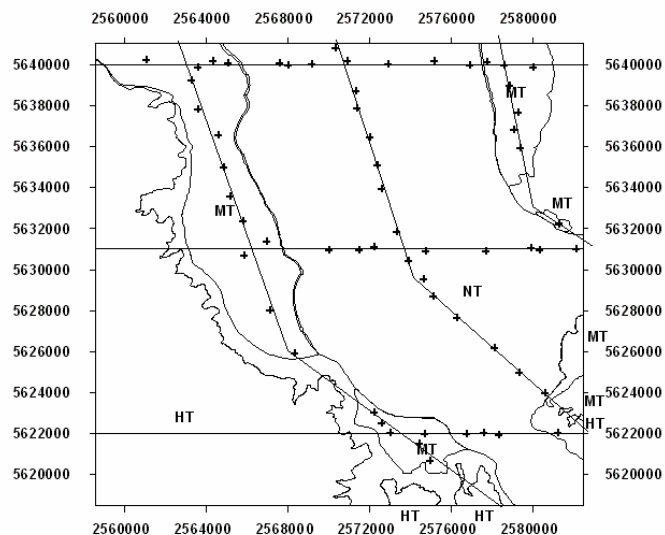


Abb. 125 Die zur Bildung der dreidimensionalen Zeichnung ausgewählten 63 Bohrungen in einem Karten-View

Mit den Punkten in diesem Thema wurden dann die dreidimensionalen Zeichnungen der Bohrungen in einem aktiven 3D-Szene als viereckige Säule durch das vom Verfasser entwickelte Avenueprogramm (pfbohr3d.ave) erstellt (Abb. 126). Die Teile der Bohrungen wurden zur Unterscheidung für Deckschichten (dunkelbraun), Niederterrassen (blau), Mittelterrassen (blau) und ältere Schichten (hellbraun) mit unterschiedlichen Farben markiert und wie alle anderen dreidimensionalen Zeichnungen 100-fach vertikal überhöht. Die Bohrungen, bei denen die Deckschichten nicht untergliedert werden konnten, wurden schwarz markiert. Die Bohrungen, die eine geringe Tiefe erreicht haben und den Endpunkt innerhalb der Niederterrassen oder Mittelterrassen haben, wurden violett markiert.

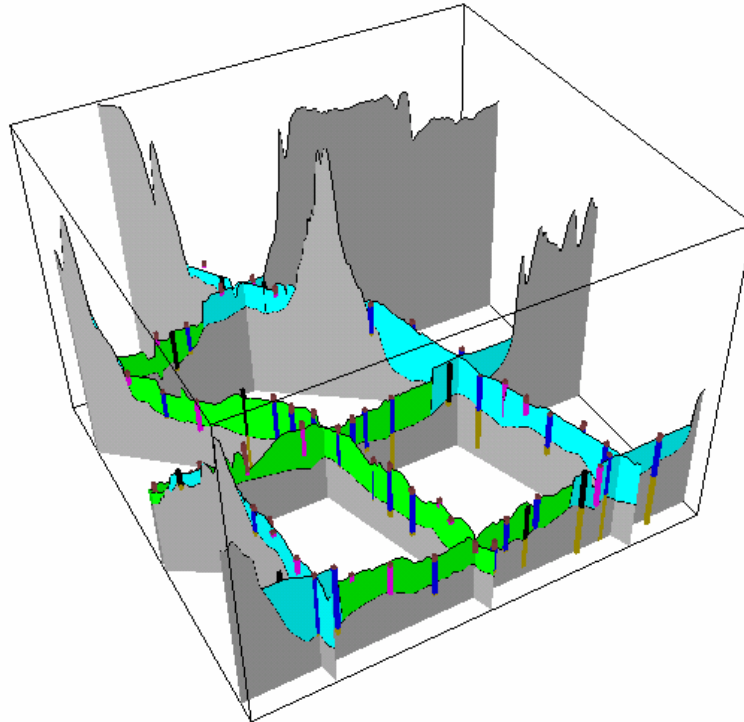


Abb. 126 Dreidimensionale Zeichnung der Bohrungen neben Profilschnitten als viereckige Säule

## 7. Geologische Auswertung

### 7.1. Bestimmung des Gefälles mit dem interpolierten Geländemodell

Aus den modellierten Flächen im Arbeitsgebiet kann das Gefälle der Schichten durch die Profilschnitte bestimmt werden. Um das Gefälle der Niederterrassen zu bestimmen, wurden zunächst die Linien in einem Karten-View in ArcView hergestellt, die die Lage der Profilschnitte bestimmen (Abb. 127). Die Linien wurden aus einem Kreis gebildet, dessen Zentrum einen Rechtswert 2574 000.00 und einen Hochwert 5632 000.00 der Gauß-Krüger-Koordinaten hat. Die Radien, die im Abstand von  $10^\circ$  im Kreis gebildet worden waren, wurden bis zum Rand des Modellierungsgebietes verlängert. Die Linien wurden in einem Thema als Datensatz gespeichert. Mit den Linien wurden die Profilschnitte hergestellt (Abb. 128). Für alle Richtungen der Linien wurden die Gefälle aus dem modellierten Geländemodell bestimmt (Abb. 129 und Tab. 5), und als eine Windrose gezeichnet (Abb. 130), da das Geländemodell im Vergleich zu den anderen modellierten Flächen eine höhere Regelmäßigkeit aufweist.

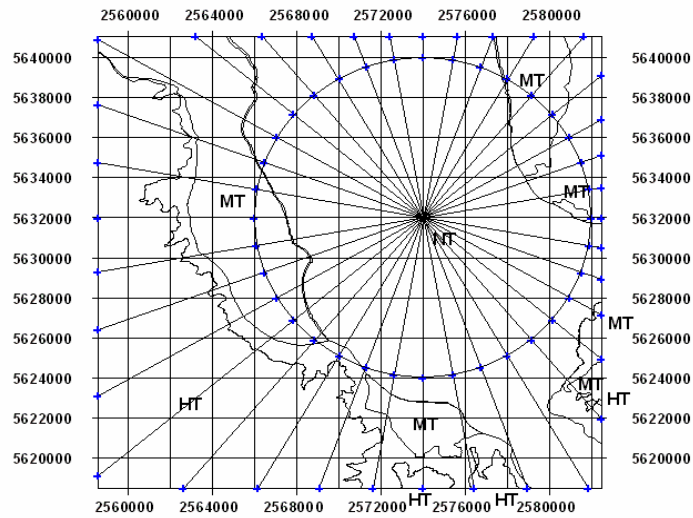


Abb. 127 Die Linien der bis zum Rand des Modellierungsgebietes verlängerten Radien eines Kreises zur Profilschnittherstellung

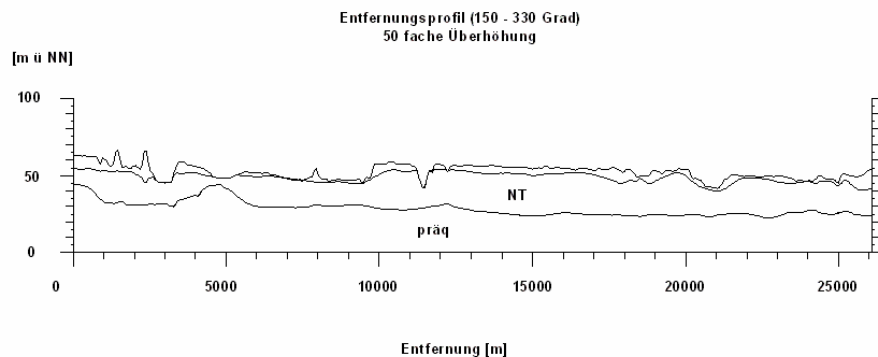


Abb. 128 Ein Entfernungsschnitt der NT an einer Linie in der Abb. 127 (150 – 330 °)

In der Richtung zwischen 330 ° und 340 ° und zwischen 150 ° und 160 ° zeigen die Profilschnitte die größten Gefälle. In der Annahme, dass die ganze Geländeoberfläche als eine einheitliche Ebene mit einer Neigung und deren Himmelsrichtung für den Fluss in der Ablagerungszeit der Niederterrassen betrachtet werden kann, wurden Modellrechnungen für die Neigungen durchgeführt. In der

Abb. 131 wurden die Neigungen aus einer Modellrechnung beispielhaft als eine Windrose gezeichnet. Durch einen Vergleich wurde eine Neigung und deren Himmelsrichtung ausgewählt, damit die Neigungen einer Ebene mit den Gefällen, die auf den Profilschnitten bestimmt worden sind, am besten übereinstimmen (Abb. 132). Daraus wurde bestimmt, dass die Geländeoberfläche der Niederterrassen in der Richtung  $175^\circ - 355^\circ$  mit der Neigung von  $0,02574417^\circ$  geneigt ist. Die größten Gefälle in der Abb. 130 haben einen lokalen Charakter, was auf die Abtragung des Gebietes zurückzuführen ist.

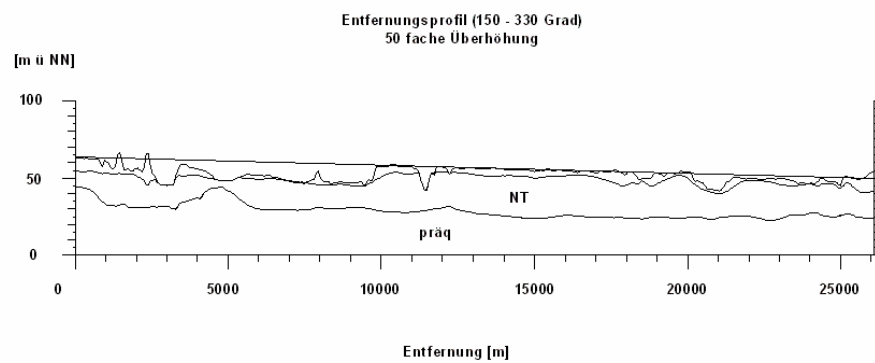


Abb. 129 Eine Gefälle-Linie zur Bestimmung eines Gefälles mit einem Höhenunterschied vom 13,253 m bei einer Entfernung vom 26096,23 m.

Tab. 5 Die auf den Profilschnitten bestimmten Gefälle der Niederterrassen

ID	Kreiswinkel ( $^\circ$ )	Neigung ( $^\circ$ )	ID	Kreiswinkel ( $^\circ$ )	Neigung ( $^\circ$ )
0	0	0.02565640	9	90	0.00393586
1	10	0.01993779	10	100	0.00543169
2	20	0.02402217	11	110	0.01199511
3	30	0.02065437	12	120	0.01453022
4	40	0.02077561	13	130	0.01630777
5	50	0.01558287	14	140	0.01950218
6	60	0.01020581	15	150	0.02909762
7	70	0.00440883	16	160	0.03150943
8	80	0.00318677	17	170	0.02603077

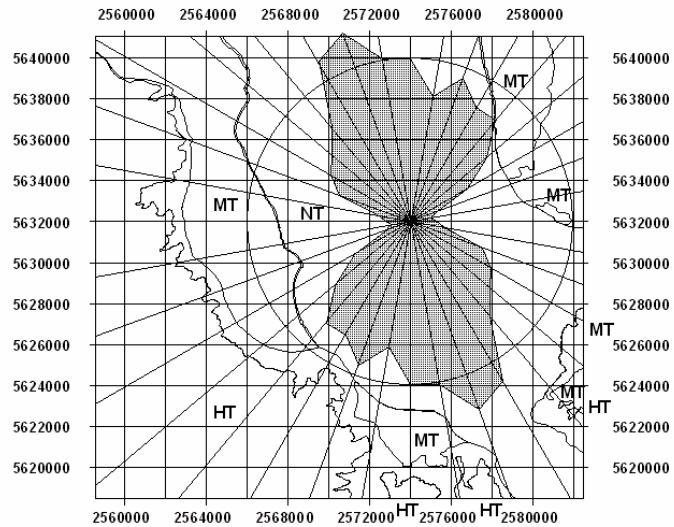


Abb. 130 Eine Windrose für die Gefälle der Profilschnitte der Niederterrassen

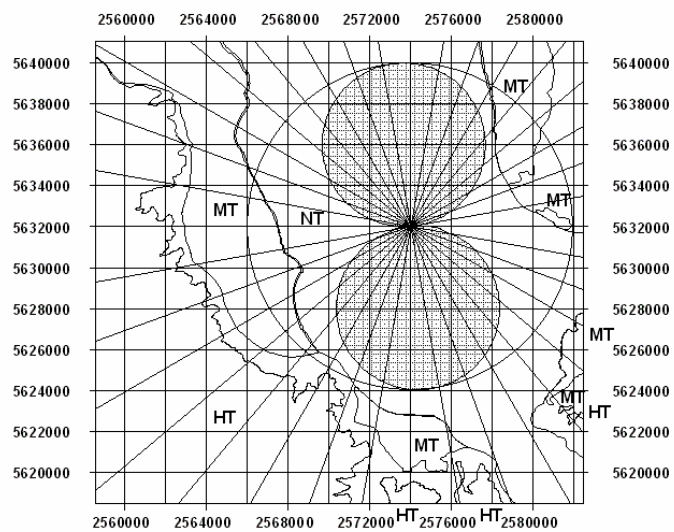


Abb. 131 Eine Windrose mit den theoretisch berechneten Neigungen einer Ebene

Für die Mittelterrassen wurden die Gefälle wie bei den Niederterrassen bestimmt (Tab. 6, Tab. 7, Abb. 133). Da die Mittelterrassen eine geringe Ausdehnung haben, wurden die Gefälle nur in den Richtungen auf den Profilschnitten bestimmt, die eine ausreichende Länge besitzen.



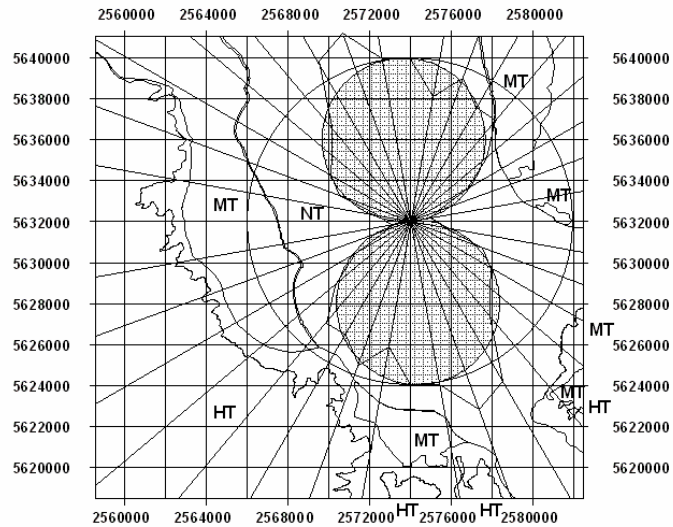


Abb. 132 Der Vergleich der bestimmten Gefälle der Niederterrassen mit den ermittelten Neigungen aus der theoretischen Modellrechnung in der Abb. 131

Tab. 6 Die auf den Profilen bestimmten Gefälle der linksrheinischen MT. Die Gefälle von  $0^\circ$  beim Kreiswinkel  $90^\circ$  und  $270^\circ$  wurden nicht auf dem Profilschnitt bestimmt, sondern in die Tabelle eingetragen, um die Windrose in der Abb. 133 mit einem Avenueprogramm herzustellen.

ID	Kreiswinkel ( $^\circ$ )	Neigung ( $^\circ$ )	ID	Kreiswinkel ( $^\circ$ )	Neigung ( $^\circ$ )
0	0.0	0.02910280	9	180.0	0.02910280
1	7.6	0.01562611	10	187.6	0.01562611
2	90.0	0.00000000	11	270.0	0.00000000
3	159.4	0.01969184	12	339.4	0.01969184
4	162.7	0.03036676	13	342.7	0.03036676
5	165.0	0.01932055	14	345.0	0.01932055
6	166.0	0.01770841	15	346.0	0.01770841
7	168.7	0.01679339	16	348.7	0.01679339
8	172.4	0.02101568	17	352.4	0.02101568

Tab. 7 Die auf den Profilen bestimmten Gefälle der rechtsrheinischen Mittelterrassen. Die Gefälle von  $0^\circ$  sind gleich wie in der Tab. 6.

ID	Kreiswinkel ( $^\circ$ )	Neigung ( $^\circ$ )	ID	Kreiswinkel ( $^\circ$ )	Neigung ( $^\circ$ )
0	0.0	0.02826286	3	180.0	0.02826286
1	90.0	0.00000000	4	270.0	0.00000000
2	171.9	0.04063587	5	351.9	0.04063587

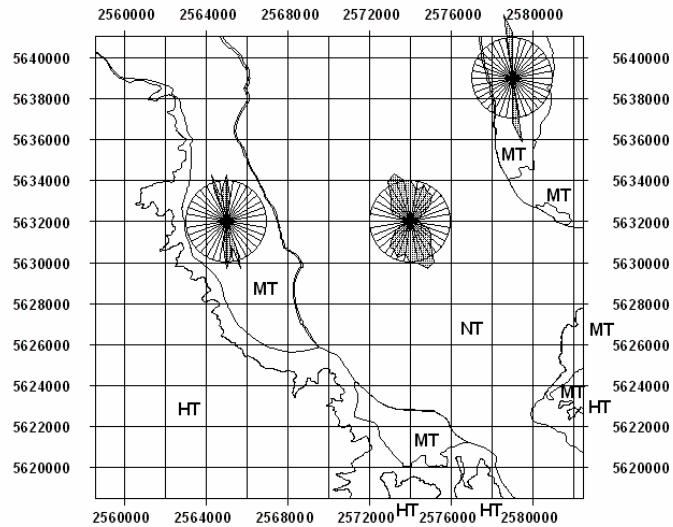


Abb. 133 Drei Windrosen für die Gefälle der Profilschnitte der NT, der linksrheinischen und der rechtsrheinischen MT. Die Länge des Radius des Kreises entspricht der Neigung von  $0,02574417^\circ$ .

Die oben beschriebene Arbeit wurde durch die vom Verfasser programmierten Avenueprogramme im Anhang durchgeführt. Die Kreise und die Radien wurden durch das Avenueprogramm (`w_kor_g.ave`) als eine Grafik in einem Karten-View hergestellt. Mit dem Programm `w_inrand.ave` wurden die Radien eines Kreises bis zum Rand des Modellierungsgebiet verlängert und die verlängerten Linien wurden als Datensätze in einem Polyline-Thema gespeichert, das im Programm automatisch hergestellt wird. Das Programm stellt gleichzeitig auch ein Punkt-Thema für die Schnittpunkte der Linien mit dem Kreis und ein Punkt-Thema für die Schnittpunkte mit dem Rand des Modellierungsgebietes her.

Um einen Profilschnitt herzustellen, wurde eine Linie von den bis zum Rand des Gebietes verlängerten Radien in einem Polyline-Thema ausgewählt (`ptaufplg.-ave`). Auf der Linie wurden Punkte im Abstand vom 50 m hergestellt. Die Höhen der Punkte wurden mit den modellierten Flächen des Flächenmodells bestimmt. Statt der modellierten Flächen des Flächenmodells können auch die modellierten Flächen der Punkte, die von den korrigierten Querprofilschnitten gesammelt sind, benutzt werden. Damit enthält ein Punkt-Thema in einem Karten-View, das im Programm hergestellt wurde, die Gauß-Krüger-Koordinaten und die vier

Höhen der modellierten Flächen (Geländehöhe, Höhe der Basis der Deckschichten, Höhe der NT abgedeckten Fläche und Höhe der Quartärbasis). Das Programm plaus4pt.ave nimmt die Punkte auf und stellt einen Profilschnitt mit vier Datensätzen in einem Entfernungsprofil-View her (vgl. Abb. 128).

Die auf den Profilschnitten bestimmten Gefälle wurden in einer neuen Tabelle in ArcView gespeichert, welche zur Herstellung einer Windrose von dem Programm Windrpgl. ave benutzt wurde (vgl. Abb. 130, Abb. 133). Um die Neigungen einer in einer Richtung geneigten, einheitlichen Ebene in alle Himmelsrichtungen zu berechnen, wurden Modellrechnungen durchgeführt (wdrmod1.ave). Bei der Berechnung der Neigungswinkel wurden die Polarkoordinaten einer Ellipse angewandt. Die Neigungen wurden mit einer einheitlichen Ebene, die in einer Himmelsrichtung geneigt ist, in einem Schritt von  $1^\circ$  im Kreis theoretisch berechnet. Um eine Windrose der Neigungen der Modellrechnung für eine Ebene mit einer Himmelsrichtung der größten Neigung von  $175^\circ - 355^\circ$  zu zeichnen, wurden die berechneten Neigungen um  $5^\circ$  im Gegenuhrzeigersinn gedreht.

## 7.2. Berechnung des Volumens und der Verbreitungsfläche der Schichten

Mit dem Schichtenmodell (vgl. Kap. 5.5) können das Volumen und die Verbreitungsfläche der Schichten berechnet werden. Bei ArcView werden die Oberflächen der Schichten aus TIN wie bei der Herstellung der dreidimensionalen Zeichnung (vgl. Kap. 6.2.1) hergestellt. Mit der Menüanweisung von ArcView „Abtrag – Auffüllung“ werden dann das Volumen und die Verbreitungsfläche der Schichten ohne Deckschichten berechnet (Tab. 8).

Tab. 8 Das Volumen und die Verbreitungsfläche der Schichten

ID	Name_abk	Name	Volumen (Mio. m <sup>3</sup> )	Fläche (Mio. m <sup>2</sup> )
1	NT	Niederterrassen	4639	245,6
2	LMTn	linksrheinische MT Nord	1288	61,1
3	LMTs	linksrheinische MT Süd	116,6	10,2
4	RMTn	rechtsrheinische MT Nord	373,4	17,8
5	RMTm	rechtsrheinische MT Mitte	4,7	0,8
6	RMTs1	rechtsrheinische MT Süd1	35,5	3,3
7	RMTs2	rechtsrheinische MT Süd2	0,3	0,1

### 7.3. Differenzierung sowie Gliederung der Schichten nach Höhenlage

Durch Abtragung der MT vor der Ablagerung der NT kommen die meisten MT-Vorkommen im Arbeitsgebiet getrennt voneinander vor. In diesem Kapitel wurden diese nur nach den Höhenlagen verglichen, indem man die verschiedenen Profilschnitte erstellt. Um die linksrheinischen MT, die im Norden (MT – l,n) und im Süden (MT – l,s) getrennt voneinander liegen, zu vergleichen, wurde ein zweidimensionaler Profilschnitt von Nordwesten nach Südosten mit der Zeichnung der Bohrungen in der Nähe der Profillinie hergestellt (L1 in Abb. 134, Abb. 135). Beim Vergleich mit dem Gefälle, das im Kapitel 7.1 bestimmt worden ist (vgl. Tab. 6), weist die Linie für das Gefälle auf der Oberkante der MT im Süden auf ca. 7 m eine höhere Lage auf als die für das Gefälle auf der Oberkante der MT im Norden. Da die beiden Terrassen im einzeln gesehen im Bezug auf das Gefälle eher annähernd einheitliche Höhen der Oberkante aufweisen, bilden die beiden Terrassen stufenartige Gestaltung. Aufgrund dieses Höhenunterschiedes können die linksrheinischen MT im Norden und im Süden als unterschiedliche Terrassen betrachtet werden, da die Gestaltung der beiden großflächigen, stufenartigen Terrassenkörper im einem einzigen verwilderten Flusssystem nicht wahrscheinlich ist, das der Ablagerung der Terrassen zugrunde gelegt ist.

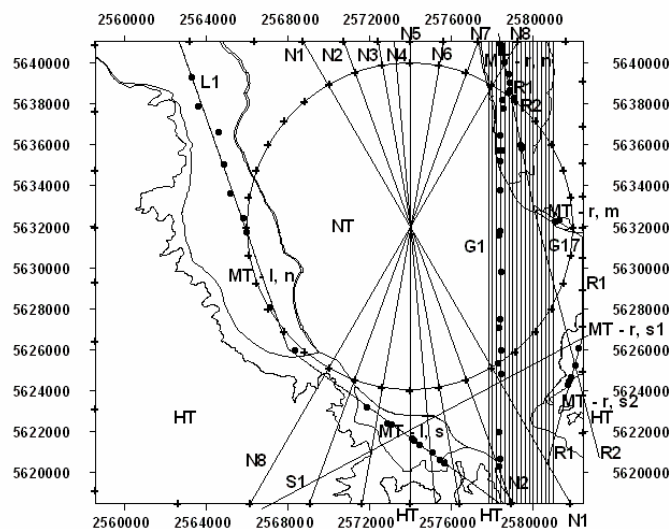


Abb. 134 Die Profillinien zur Herstellung der Profilschnitte zur Gliederung der Terrassen

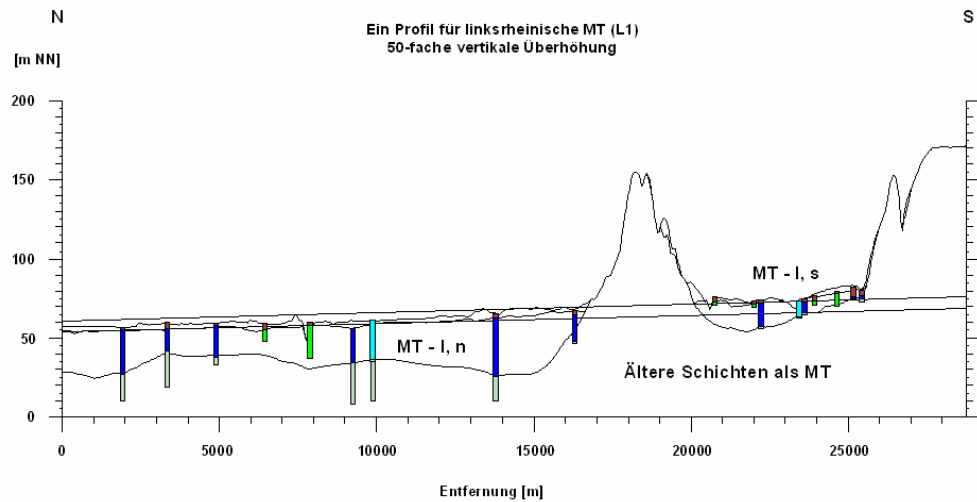


Abb. 135 Ein zweidimensionaler Profilschnitt zum Vergleich der linksrheinischen MT (L1 in der -Abb. 134) im Bezug auf Gefälle mit der Neigung von  $0,03036676^\circ$  (vgl. Tab. 6) mit den Bohrungen in der Nähe des Profilschnittes

Die rechtsrheinischen MT wurden in gleicher Weise miteinander verglichen. Dafür wurden zunächst zwei Profillinien und zwei zweidimensionale Profilschnitte zusammen mit den Bohrungen in der Nähe der Profillinie gezeichnet (R1, R2 in Abb. 134, Abb. 136, Abb. 137). Um die rechtsrheinischen MT im Bezug auf das Gefälle zu vergleichen, wurde auch das Gefälle gezeichnet, das der Tabelle 6 entnommen ist. Aus den Profilschnitten ist zu erkennen, dass die rechtsrheinische MT im Norden (MT – r, n) aus zwei verschiedenen Terrassen-Körpern (MT – r, n, oben und MT – r, n, unten) bestehen, die durch die interglazialen Schichten getrennt sind. Die oben liegende MT im Norden (MT – r, n, oben) und die in der Mitte (MT – r, m) weisen eine gleiche Höhenlage auf. Die erste MT im Süden (MT – r, s1) zeigt im Gegensatz dazu eine etwas niedrigere und die zweite MT (MT – r, s2) eine deutlich höhere Höhenlage. Daran lässt sich erkennen, dass die rechtsrheinischen MT in vier unterschiedliche Terrassen-Körper zu untergliedern sind. Um zu überprüfen, ob die oben liegende, rechtsrheinische MT im Norden (MT – r, n, oben) seitlich aus zwei Terrassen mit unterschiedlichen Höhenlagen bestehen, wurden 17 Profilschnitte hergestellt (G1-G17 in Abb. 134, Abb. 138). Nach den 17 Profilschnitten ist der Höhenunterschied innerhalb

der Terrassen (MT – r, n, oben) eher auf die Richtung der Profillinie als auf die Zusammensetzung der zwei verschiedenen Terrassen zurückzuführen. Deshalb kann sie als eine einheitliche Terrasse betrachtet werden.

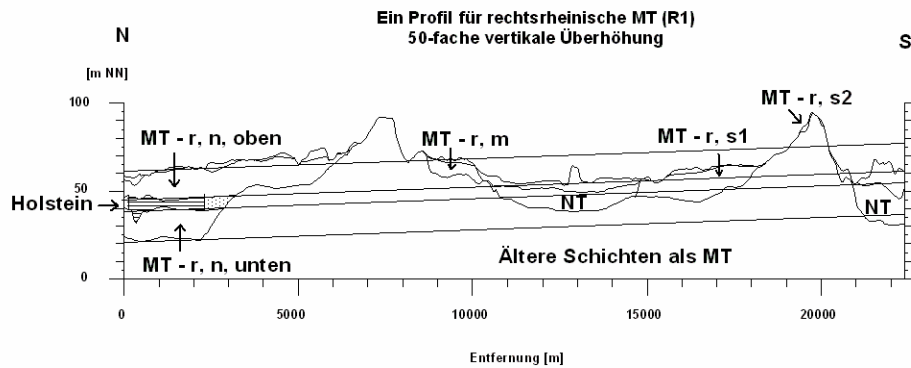


Abb. 136 Ein zweidimensionaler Profilschnitt zum Vergleich der rechtsrheinischen MT (R1 in der Abb. 134) in Bezug auf das Gefälle mit einer Neigung von  $0,04063587^\circ$  (vgl. Tab. 7) mit den Bohrungen in der Nähe des Profilschnittes

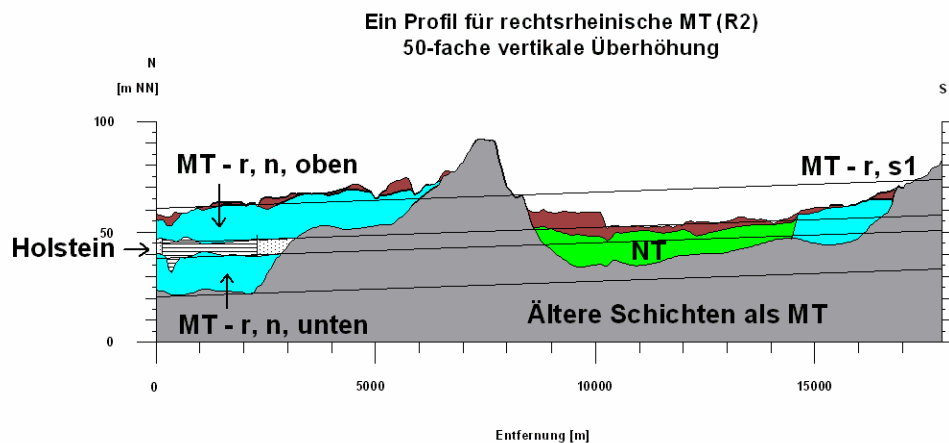


Abb. 137 Ein zweidimensionaler Profilschnitt zum Vergleich der rechtsrheinischen MT (R2 in der Abb. 134) in Bezug auf das Gefälle mit einer Neigung von  $0,04063587^\circ$  (vgl. Tab. 7). Horizontale schraffierte Fläche von Holstein-Schichten: Modellierte Fläche; punktierte Fläche von Holstein-Schichten: Extrapolierte Fläche.

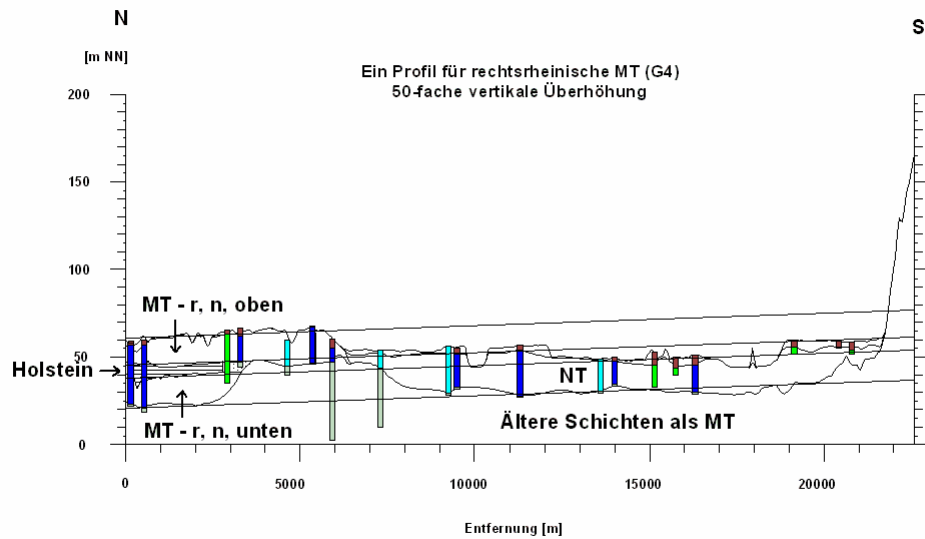


Abb. 138 Ein zweidimensionaler Profilschnitt zum Vergleich der rechtsrheinischen MT (G4 in der Abb. 134) in Bezug auf das Gefälle mit einer Neigung von  $0,04063587^\circ$  (vgl. Tab. 7) mit den Bohrungen in der Nähe des Profilschnittes

Zum Vergleich der linksrheinischen und rechtsrheinischen MT wurde zunächst ein Profilschnitt in der Richtung von Westen nach Osten im Süden des Gebietes hergestellt (Abb. 139). Danach weist die Oberkante der rechtsrheinischen MT im Süden (MT – r, s1) eine viel niedrigere Höhenlage auf als die der linksrheinischen MT im Süden (MT – l, s). Zum Vergleich aller linksrheinischen und rechtsrheinischen MT in einem Profilschnitt, wurden acht Profillinien in der Mitte des Gebietes hergestellt (Abb. 134), um die günstigen Richtungen der Profillinie herauszufinden. Dann wurden alle MT-Vorkommen auf einer der Profillinien senkrecht zur Profillinie projiziert. Je nach der Richtung der Profillinie zeigen die projizierten MT nach links oder nach rechts auf dem Profilschnitt verschobenen Lagen. Durch die Verschiebung der Lagen der Terrassen auf einem Profilschnitt wurden die verschiedenen linksrheinischen und rechtsrheinischen MT-Vorkommen zum Vergleich unterschiedlich zur Deckung gebracht. Zum deutlichen Vergleich der MT-Vorkommen wurden dann nur die projizierten MT-Vorkommen auf dem Profilschnitt gezeichnet. In der Abbildung 140 wurden alle MT-Vorkom-

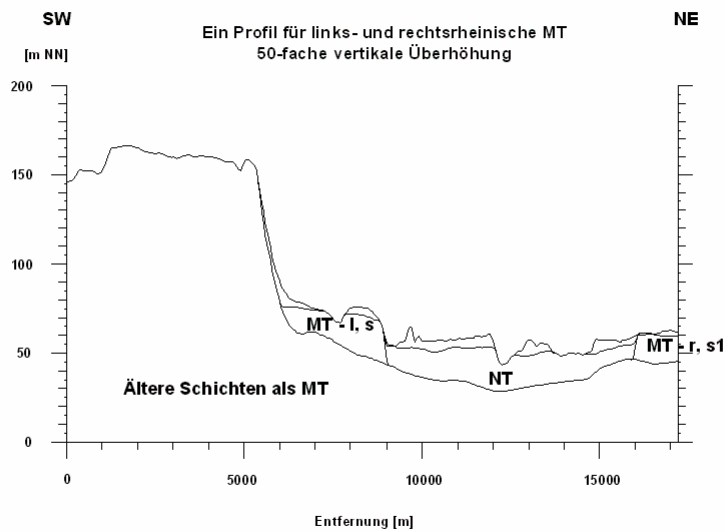


Abb. 139 Ein zweidimensionaler Profilschnitt zum Vergleich der linksrheinischen MT im Süden (MT – l, s) mit der rechtsrheinischen MT im Süden (MT – r, s1) von der Profillinie S1 in der Abb. 134.

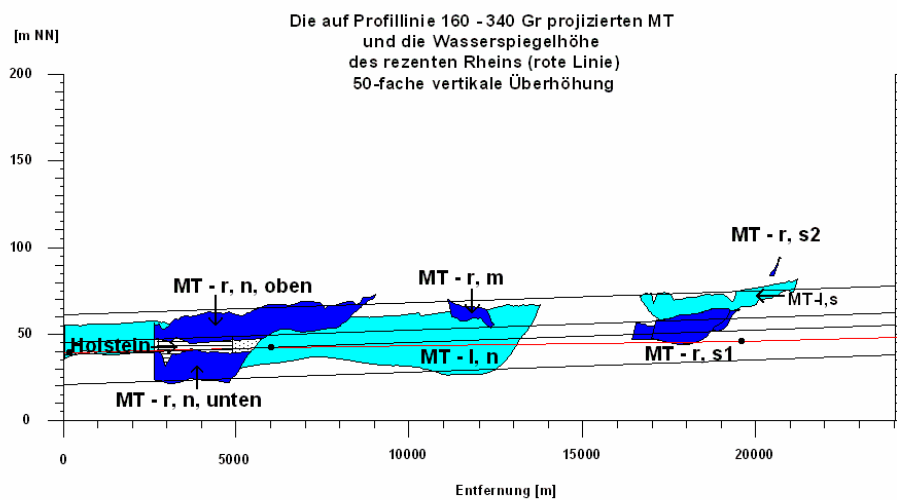


Abb. 140 Ein zweidimensionaler Profilschnitt zum Vergleich der linksrheinischen MT im Süden (MT – l, s) mit der rechtsrheinischen MT im Süden (MT – r, s1). Die MT wurden auf die Profillinie 160 – 340 ° in der Abb. 134 senkrecht projiziert. (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

men auf der Profillinie von 160 – 340 ° senkrecht zur Profillinie projiziert, damit die linksrheinische MT im Süden (MT – l, s) und die rechtsrheinische MT im Süden (MT – r, s1) verglichen werden können, da die Profillinie mit der Richtung



von  $160 - 340^\circ$  als eine Fließrichtung des Flusses beim Eintritt in das Gebiet betrachtet werden kann. Dabei liegt die linksrheinische MT im Süden deutlich höher als die rechtsrheinische MT im Süden. Daher sind die beiden Terrassen als unterschiedliche Terrassen zu bestimmen. Da die Profillinie mit der Richtung von  $170 - 350^\circ$  für die Fließrichtungen des Flusses ab Mitte des Gebietes besser als oben beschriebene Richtung geeignet ist, wurden alle MT-Vorkommen auf die Profillinie senkrecht projiziert (Abb. 141). Die projizierten MT-Vorkommen lassen sich miteinander in der Abbildung vergleichen. Die oben liegende Terrasse der rechtsrheinischen MT im Norden (MT – r, n, oben), die rechtsrheinische MT in der Mitte (MT – r, m) und die linksrheinische MT im Süden (MT – l, s) weisen auf eine annähernd gleiche Höhenlage im Bezug auf das gezeichnete Gefälle hin, damit sie als gleiche Terrassen betrachtet werden können. Um die Höhenlagen der MT in Bezug auf die Höhe des Gefälles zu vergleichen, wurden die relativen Höhen der Oberkante und der Unterkante der MT zur obersten Linie des Gefälles in der Abb. 140 und Abb. 141 berechnet und in einem Diagramm dargestellt (Abb. 142). Aufgrund der langen Erstreckung der linksrheinischen MT im Norden (MT – l, n) und ihrer Höhenunterschiede innerhalb der Terrasse wurden ihre relative Höhen an vier Stellen von Norden nach Süden berechnet und als vier Spalten in das Diagramm eingetragen (MT – l, n1; MT – l, n2; MT – l, n3; MT – l, n4).

Zusammenfassend wurden die Terrassen dann von der hohen zu der niedrigen Höhenlage wie folgt gegliedert:

Die MT mit der höchsten Höhenlage: Die rechtsrheinische MT im Süden  
(MT – r, s2)

Die MT mit der zweit höchsten Höhenlage: Die rechtsrheinische MT im Norden  
(MT – r, n, oben), die rechtsrheinische MT in der Mitte (MT – r, m) und  
die linksrheinische MT im Süden (MT – l, s)

Der sich in der tiefsten Höhenlage befindene Rinnenschotter (MT – r, n,  
unten) und das Frimmersdorf Interglazial gehören auch zu dieser  
Terrasse.

Die MT mit der dritt höchsten Höhenlage: Die linksrheinische MT im Norden  
(MT – l, n) und die rechtsrheinische MT im Süden (MT – r, s1)

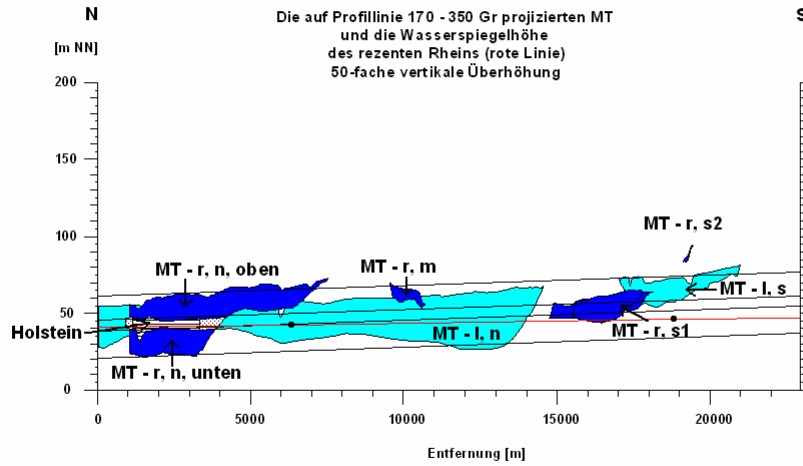


Abb. 141 Ein zweidimensionaler Profilschnitt zum Vergleich der rechtsrheinischen MT im Norden (MT – r, n), in der Mitte (MT – r, m) und der linksrheinischen MT im Norden (MT – l, n). Die MT wurden auf die Profillinie 170 – 350 ° in der Abb. 134 senkrecht projiziert. (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

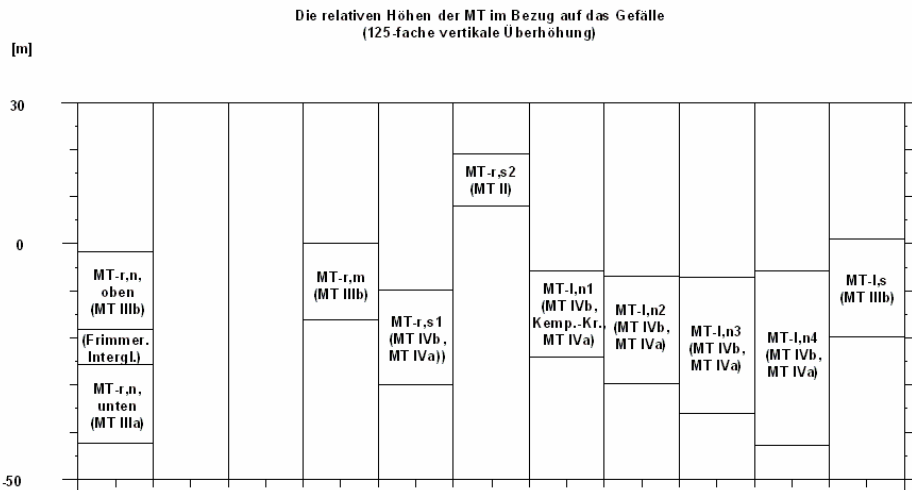


Abb. 142 Die relativen Höhen der MT im Bezug auf die oberste Linie des Gefälles in der Abb. 140 mit der Neigung von  $0.04063587^\circ$

Um alle MT und die NT auch ohne Projektionen zu vergleichen, wurden die neuen Profillinien (Abb. 143) erstellt. Dann wurden in der Abbildung 144 alle Profilschnitte der NT als Linien dargestellt. Für die linksrheinischen MT und die rechtsrheinischen MT wurden die Profilschnitte getrennt (Abb. 145, Abb. 146) und zusammengesetzt (Abb. 147) dargestellt. In der Abbildung 148 wurden dann alle vereinfachten MT und NT zusammen gezeichnet. Diese Abbildung ermittelt die gegenseitige Lage der Terrassen in der Region annähernd.

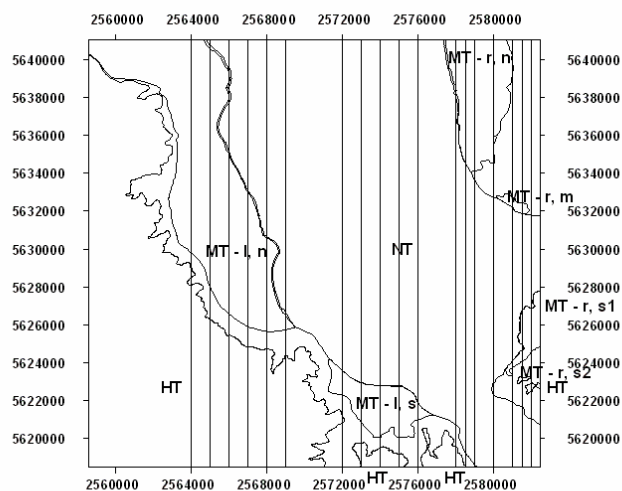


Abb. 143 Die Profillinien zur Konstruktion der nicht projizierten Terrassen

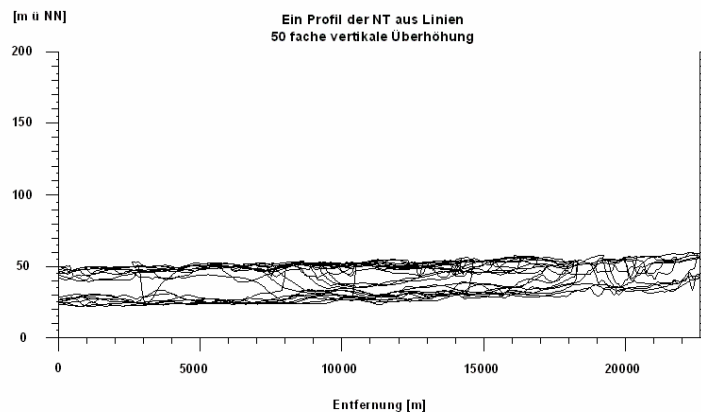


Abb. 144 Die Profilschnitte der Niederterrassen als Linien, die durch die Profillinien in der Abb. 143 hergestellt worden sind.



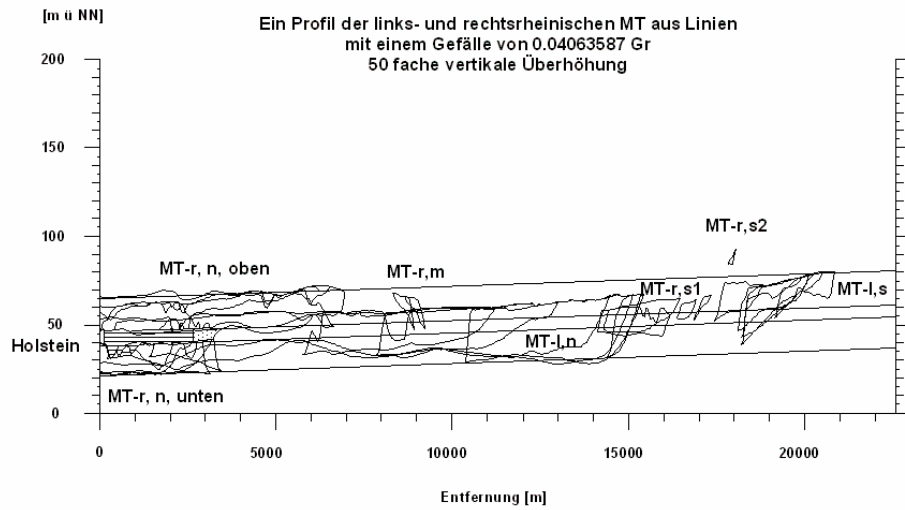


Abb. 147 Die Profilschnitte der links- und rechtsrheinischen Mittelterrassen als Linien, die durch die Profillinien in der Abb. 143 hergestellt worden sind, mit einem Gefälle von  $0.04063587^\circ$ .

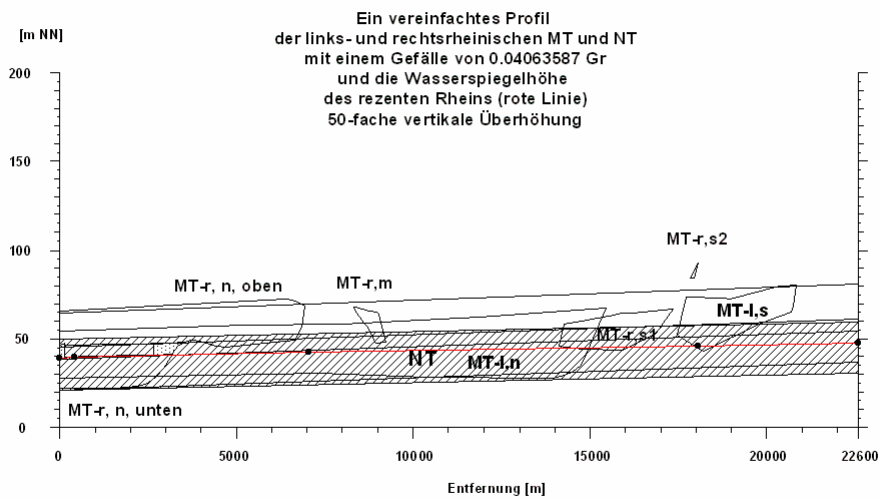


Abb. 148 Ein schematisch vereinfachter Profilschnitt der links- und rechtsrheinischen MT und NT, die durch die Profillinien in der Abb. 143 hergestellt worden sind, mit einem Gefälle von  $0.04063587^\circ$ . Die NT in der Abbildung weisen ein Gefälle von  $0.0235334^\circ$  auf. (vergrößerte Abbildung s. auf der CD)

Die Terrassenkörper im Nordosten des Arbeitsgebietes (MT – r, n, oben und MT – r, n, unten in Abb. 136) und die interglazialen Schichten (Holstein in Abb. 136) zeigen die gleiche Ausbildung wie Mittelterrasse IIIa, Mittelterrasse IIIb und das dazwischen eingeschaltete Interglazial, die Kempen-Krefelder Schichten, die dem Holstein-Interglazial zugeordnet wurden (BRUNNACKER et al. 1978a). Damit können die Terrasse MT – r, n, unten mit der MT IIIa und die Terrasse MT – r, n, oben mit der MT IIIb korreliert werden. Mit der Einschaltung der warmzeitlichen Sedimente zeigen die Terrassenkörper einen kalt-warm-kalt-Rhythmus, was auf den komplexen Vorgang der kaltzeitlichen Erosion einer Terrassenbasis, der kaltzeitlichen Akkumulation, der warmzeitlichen Erosion, der warmzeitlichen Akkumulation, der kaltzeitlichen Akkumulation und der kaltzeitlichen Erosion der nächsten Terrassenbasis in der Reihenfolge zurückzuführen ist (BOENIGK 1991). Die zwischen MT IIIa und MT IIIb eingeschalteten interglazialen Schichten, die von BRUNNACKER et al. (1978 a) als Kempen-Krefelder Schichten bezeichnet worden waren, wurden von BOENIGK (1995) aufgrund der Korrelierung der Mittelterrassen des Niederrheins mit den des Mittelrheins durch Vergleichen der Petrographie, der morphologischen Positionen und Deckschichtenfolgen als Frimmersdorfer Schichten bestimmt, deren Typlokalität sich im Südwesten von Grevenbroich an der Erft befindet (vgl. VON DER BRELIE & KILPPER & TEICHMÜLLER 1959). Damit können die interglazialen Schichten im Nordosten des Arbeitsgebietes (Holstein in Abb. 136) mit den Frimmersdorfer Schichten korreliert werden. Der untere Terrassenkörper (MT – r, n, unten) ist dann älter als das Frimmersdorfer Interglazial und in die Elster – Kaltzeit eingestuft worden. Der ist mit den tiefen Höhenlagen der Basis im Niederrhein als Rinnenschotter bezeichnet worden (QUITZOW 1956) und wird als Fortsetzung der Ariendorfer Terrasse mit der Mittleren Mittelterrasse korreliert. Der obere Terrassenkörper (MT – r, n, oben in Abb. 136), die mit der Mittelterrasse IIIb gleichgestellt worden ist, ist in die Elster-Kaltzeit zwischen Frimmersdorfer Interglazial und Holstein-Interglazial eingestuft worden und mit der Unteren Mittelterrasse im Mittelrhein verknüpft worden.

Im Gegensatz dazu wurden die rechtsrheinischen Schichten (Holstein in Abb. 136), die zwischen zwei Terrassen (MT – r, n, oben und MT – r, n, unten ) eingeschaltet sind, aufgrund von pollenanalytischen Untersuchungen (KAISER &

SCHÜTRUMPF 1960) der Holstein-Warmzeit zugeordnet. Daher ist es nicht ausgeschlossen, die im Nordosten des Arbeitsgebietes erbohrten Schichten aus Tonen oder Schluffen mit humosen und torfigen Partien auch mit den Holstein-Schichten zu korrelieren, die von KLOSTERMANN (1992) in die Literatur eingeführt worden sind und in Holstein-I, die Untere Mittelterrasse 1 und Holstein-II untergliedert werden. In diesem Fall kann das Frimmersdorfer Interglazial (BOENIGK 1995) mit dem Holstein-I (Holstein sensu lato, KLOSTERMANN 1992) korreliert werden, das über der Mittleren Mittelterrasse (Rinnenschotter) liegt. Damit kann die stratigraphische Lage des Frimmersdorfer Interglazials bei KLOSTERMANN (1992) als die zwischen den Oberen Mittelterrassen eingeschalteten Schichten in Frage gestellt werden. Aufgrund der annähernd gleichen Höhenlagen, die durch die obigen Projektionen im Bezug auf das Gefälle ermittelt worden sind, wiesen die rechtsrheinische MT in der Mitte (MT – r, m in Abb. 134) und die linksrheinische MT im Süden (MT – l, s) das gleiche Alter wie die rechtsrheinische MT (MT – r, n, oben) auf.

Die linksrheinische MT im Norden (MT – l, n) und die rechtsrheinische MT im Süden (MT – r, s1) mit den niedrigeren Höhenlagen als die oben genannte frühere Untere Mittelterrasse weisen aufgrund der annähernd gleichen Höhenlagen von der obigen Projektion das gleiche Alter auf. Sie wurden von BRUNNACKER et al. (1978 a) als Mittelterrasse IV bezeichnet und in die Saale-Kaltzeit eingestuft. Das Alter wurde später von BOENIGK (1995) korrigiert, so dass ein Teil der Mittelterrasse IV zur Elster-Kaltzeit und ein anderer zur Saale-Kaltzeit gehört. Damit wird das Holstein-Interglazial, das mit den Kempen-Krefelder Schichten (KEMPF 1966) zu korrelieren ist, innerhalb der Mittelterrasse IV erwartet. Die unterschiedlichen Terrassenbasen (MT – l, n1 - n4 in Abb. 142) der linksrheinischen MT im Norden (MT – l, n) weisen darauf hin, dass diese aus mehreren Terrassen bestehen. Aus der tiefen Terrassenbasis (MT – l, n4) ist abzuschätzen, dass auch der Rinnenschotter am Aufbau der Terrasse an dieser Stelle beteiligt ist. Die Existenz der älteren quartären Schichten unterhalb der Mittelterrasse IV wird auch von BRUNNACKER et al. (1978 a) beschrieben. Die linksrheinische MT im Norden (MT – l, n) ist in dieser Arbeit als jüngere Schicht als die rechtsrheinische MT über den Interglazial-Schichten im Norden (MT – r, n, oben) bestimmt.

Die rechtsrheinische MT im Süden (MT – r, s2), deren Verbreitung von der digitalen geologischen Karte übernommen worden ist, liegt sehr hoch. Diese Höhenlage ist mit der der Oberen Mittelterrasse am Unteren Mittelrhein im Zusammenhang zu sehen. Sie ist dann der Oberen Mittelterrasse der Elster-Kaltzeit zuzuordnen und bildet damit die älteste MT im Arbeitsgebiet. Aufgrund des kleinen Vorkommens ist die genauere Einstufung dieser Terrasse in die detaillierte Gliederung, z.B. in die Obere Mittelterrasse 1 – 3, in diesem Arbeitsgebiet derzeit nicht möglich. Beim Extrapolieren der Terrasse nach Norden mit dem Gefälle von  $0,04063587^\circ$  lässt sich die Terrasse mit den MT II bei Anstel (RW: 2550000, HW: 5659000), Anstel östlich (RW: 2551400, HW: 5658800) und Fortuna-Garsdorf (RW: 2544500, HW: 5651610) nach den Höhenlagen korrelieren (vgl. BRUNNACKER et al. 1978 a).

Die MT IIIa, das Frimmersdorf Interglazial und die MT IIIb sind nach dem neuesten Stand der Terrassengliederung von BOENIGK & FRECHEN (2006) als MT5 zusammengefasst worden, da die weitere Untergliederung der Terrasse in „a“ und „b“ aufgrund der nicht eindeutigen Zuordnung des Alters der Terrasse, insbesondere der MT III und der MT IV, von den Autoren abgelehnt wurde. Die Untereinheiten dieser Terrassen stimmen auch nicht mit der Definition der Terrasse der Autoren überein. Der Rinnenschotter wird z. B. nach dieser Definition nicht als eine Terrasse bezeichnet, da die Eigenständigkeit des Rinnenschotter von BOENIGK (1995) in Frage gestellt wird, und da ihm die typische Landschaftsform einer Terrasse eines Flusses fehlt. Deshalb ist der Rinnenschotter nur als ein Schotterkörper innerhalb einer Terrasse zu bezeichnen. Aus demselben Grund sind die MT IVa, die Kempen-Krefelder Schichten und die MT IVb als MT6 zusammengefasst worden. Die MT II des Arbeitsgebietes entspricht der MT2.

Die unterschiedlichen MT und NT des Arbeitsgebietes wurden auch mit dem Wasserspiegel des rezenten Rheins verglichen (Abb. 140, Abb 141, Abb. 148, Abb. 149). Danach liegt die Oberkante der MT5 (MT – r, n, oben) am Porz ca. 21 m über dem Wasserspiegel des rezenten Rheins. Die Oberkante der interglazialen Schichten liegt dort ca. 4,5 m über dem Wasserspiegel des rezenten Rheins. Die Oberkante der MT6 (MT – l, n) am Brühl liegt danach ca. 15,4 m



über dem Wasserspiegel des rezenten Rheins. Die relativen Höhenlagen der MT5 und der MT6 des Arbeitsgebietes im Bezug auf dem Wasserspiegel des rezenten Rheins stimmen mit den Werten der Literatur von BOENIGK & FRECHEN (2006) überein und bestätigen die Gliederung der Terrassen des Arbeitsgebietes. Die relativen Höhenlagen der gesamten MT im Bezug auf dem Wasserspiegel des rezenten Rheins und die Gliederung der MT des Arbeitsgebietes nach dem neuesten Stand der Terrassengliederung von BOENIGK & FRECHEN (2006) wurden in der Abb. 149 gezeichnet.

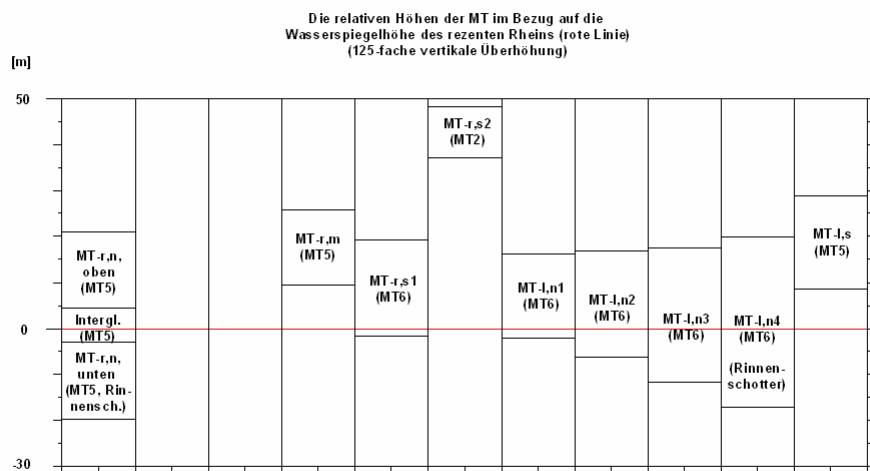


Abb. 149 Die relativen Höhenlagen der gesamten MT im Bezug auf dem Wasserspiegel des rezenten Rheins und die Gliederung der MT des Arbeitsgebietes. Rote Linie: Wasserspiegellhöhe des rezenten Rheins

Die einzelnen Profillinien wie in der Abb. 134 sind durch Zeichnen mittels Zeichen mit der Maus, durch Tastatureingabe der Koordinaten oder durch Übernahme einer schon im View vorhandenen Linie zu erstellen (maustast.ave, pglautm.ave). Auf der Profillinie werden die Lagen der Punkte in Abständen von 50 m in einem neuen Punkt-Thema bestimmt, wobei die Teile der Profillinie außerhalb des Gebietes abgeschnitten werden (ptentfkt.ave, ptaufplg.ave). Die Höhen der Punkte werden durch die nach den Höhen interpolierten Flächen im Avenueprogramm automatisch bestimmt (pthbeskt.ave). Mit diesen Punkten des Punkt-Themas wird ein Profilschnitt in einem View für Profile erstellt (plaus4pt.ave). Die Linien des Profilschnittes können auch in Polygone umgewandelt wer-

den (pгаus4pl.ave). Die Achsen des Profilschnittes werden durch das Avenueprogramm (achshrst.ave) erstellt.

Um unterschiedliche Profillinien zum Vergleich auf einem Profil zusammen zu zeichnen, sind sie auf einer Profillinie dazu senkrecht zu projizieren. Die Lagen der Punkte der zu projizierenden Profillinie auf der Profillinie, auf der die andere projiziert wird, werden durch den Vergleich und die Berechnungen der Punkte auf den beiden Profillinien bestimmt (ptprjpt.ave). Dabei werden die Koordinaten, die Entfernungen vom Anfang des Profilschnittes und die Höhen der Punkte auf der zu projizierenden Profillinie bestimmt. Mit diesen Punkten wird ein Profilschnitt wie oben beschrieben erstellt (plaus4pt.ave).

#### **7.4. Abschätzung des geologischen Werdeganges**

In diesem Kapitel wird versucht, die eigentliche Verbreitung der unterschiedlichen Mittelterrassen durch morphologische Überlegungen zu rekonstruieren, die durch Erosionsdiskordanzen voneinander getrennt vorkommen. Der Werdegang des Gebietes wird hauptsächlich durch die fluviatile Akkumulation und Erosion der Terrassen formuliert, da die quartäre Landschaft im Arbeitsgebiet als ein Teil der Kölner Scholle in der Südöstlichen Niederrheinischen Bucht aus Treppen der fluviatilen Terrassen besteht, welche auf die verstärkte tektonische Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges und der Südlichen Niederrheinischen Bucht und starke Einschneidung des Rheins in der Entstehungszeit der Mittelterrassen zurückzuführen sind (BOENIGK 1995), und hauptsächlich von den Abtragungen und den Ablagerungen der geologischen Schichten durch den Fluss Rhein geprägt ist, während im westlichen Teil der Niederrheinischen Bucht die geologischen Schichten aufgrund der anhaltenden, allgemeinen tektonischen Senkung des Gebietes bis zum Abschluss der Hauptterrassenaufschüttung hauptsächlich in den gestapelten Lagerungen „in Form eines gewaltigen Schuttfächers“ oder nach der allgemeinen Senkungszeit als kleine „zwischen-geschaltete Terrassenaufschotterung“ in „einer bescheidenen Talvertiefung“ liegen und keine oder nur geringfügige Erosion stattfand (QUITZOW 1956).

Die Hauptterrassen wurden auf der gesamten Fläche des Arbeitsgebietes abgelagert. Die Hösel-, Drüfel- Terrassen, und Hauptterrassen (BREDDIN 1928) oder die Hauptterrasse 2 (BRUNNACKER & FARROKH & SIDIROPOULOS 1982), die nordöstlich außerhalb des Arbeitsgebietes am Rande des Bergischen Landes vorkommen, weisen darauf hin. Danach wurden die Hauptterrassen an der Wende vom Cromer-Komplex zur Elster-Kaltzeit großräumig vom Fluss Rhein abgetragen, so dass der größte Teil der Verbreitungsgrenze der Hauptterrassen (vgl. Abb. 150) schon damals gebildet werden konnte. Die lokalen Erosionen in den späteren Zeiten können auf die Abtragungen von den Bächen in den Seitentälern, die von den Hauptterrassen zu den jüngeren Terrassen fließen, oder auf die Fließerden hauptsächlich in der Weichsel-Kaltzeit zurückzuführen sein, da die späteren Abtragungen und Ablagerungen des Rheins im Arbeitsgebiet nur in den tief eingeschnitten Höhenlagen durch die Erosionsdiskordanz von den Hauptterrassen abgesetzt stattfinden.

Nach der Abtragung der Hauptterrassen lagerten die Oberen Mittelterrassen in der frühen Elster-Kaltzeit auf der Erosionsdiskordanz ab. Durch die späteren Abtragungen vor der Akkumulation der Mittleren Mittelterrasse in der späten Elster-Kaltzeit wurden die Oberen Mittelterrassen im Arbeitsgebiet meistens durch den Rhein ausgeräumt, so dass nur ein kleines Gebiet der Oberen Mittelterras-

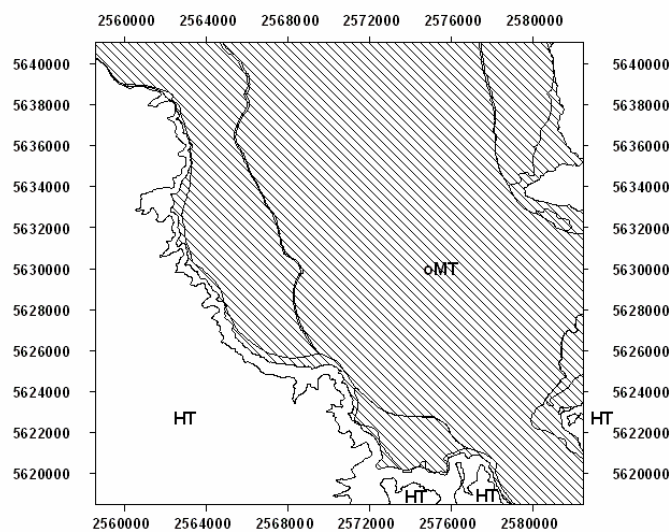


Abb. 150 Die Verbreitung der extrapolierten Terrassenoberkante der Oberen Mittelterrasse (MT – r, s2, MT II, MT2, gerasterte Fläche)

sen im Südosten des Arbeitsgebietes übrig geblieben ist (vgl. MT – r, s2 in Abb. 134, Abb. 136, Abb. 140, Abb. 143). Die schlechte Erhaltung der Oberen Mittelterrassen im Arbeitsgebiet ist auf die Auswirkung der Seitenerosion des Rheins zurückzuführen, die bei Austritt des Rheins aus dem Engtal des Unteren Mittelrheins des Rheinischen Schiefergebirges entsteht (BRUNNACKER et al. 1978 a). Die Verbreitung der Oberen Mittelterrasse vor deren Abtragungen wurde in dieser Arbeit abgeschätzt, indem man die (MT – r, s2) extrapoliert (Abb. 150).

Beim Extrapolieren wurde eine Fläche durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm berechnet (flherst1.ave), die aus einem Raster von Punkten im Abstand von 50 m besteht, die Höhen der extrapolierten Terrassenoberkante enthält, und ein Gefälle von  $0,04063587^\circ$  (vgl. Abb. 146) aufweist. Die Höhen der Fläche betragen im Norden 80,97 m NN und im Süden 97,00 m NN. Die neu berechnete Fläche wurde mit dem digitalen Geländemodell durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm verglichen (flvergl1.ave). Danach wurde eine Fläche, in der die neu berechnete Fläche der Terrassenoberkante größere Höhen als die des Geländemodells aufweisen, durch eine räumliche Abfragung in der Tabelle herausgefunden. Mit den Schnittlinien zwischen dieser Fläche und dem digitalen Geländemodell wurde dann die Verbreitungsgrenze der abgeschätzten Oberen Mittelterrasse rekonstruiert.

In der späten Elster-Kaltzeit wurde die Obere Mittelterrasse meistens großräumig abgetragen und die Mittlere Mittelterrasse abgelagert, die als Fortsetzung der Mittlere Mittelterrasse des Mittelrheins betrachtet wird (KAISER 1961, BRUNNACKER 1971). Nach QUITZOW (1956) kommen die fluviatilen Ablagerungen im Liegenden der Holstein-Schichten, die er als Rinnenschotter bezeichnet und zur Mittlere Mittelterrasse gestellt hat, nur innerhalb der tiefen Erosionsrinnen vor, und deren Verbreitung ist von ihm in Nordosten des Arbeitsgebietes erwähnt. Die tiefe Erosionsrinne ist nach QUITZOW (1956) während einer tiefen Meeresspiegelsenkung durch eine übertiefte kaltzeitliche Erosion entstanden, welche die tiefste Erosion im Niederrheingebiet darstellt. Die besonders tiefe Rinne der Mittlere Mittelterrasse (Mittelterrasse IIIa, BRUNNACKER et al. 1978 a) kann im Spätglazial am Ausgang der Kaltzeit durch rasche Auflösung des Dauerfrostbodens entstanden sein (BRUNNACKER et al. 1978 a), der

auf Eiszeittyp (SCHNÜTGEN et al. 1975) der Oberen Mittelterrasse zurückzuführen ist. Die Mittlere Mittelterrasse wird als Rinnenschotter und als grobklastische Basisbildung zum nachfolgenden Holstein-Interglazial übergeleitet (BRUNNACKER et al. 1978 a). Nach KLOSTERMANN (1992) ist „die außerordentlich große Erosionstiefe der Mittleren Mittelterrasse nicht mit der normalen Breiten- und Tiefenerosion am Ende einer Kaltzeit“ zu erklären, und ist auf das abschmelzende spätelsterzeitliche Inlandeis zurückzuführen, dessen Vorstoß in die Niederrheinische Bucht vermutet wird. Aufgrund der tiefen Erosionsbasis liegt die Mittlere Mittelterrasse „in der gesamten Niederrheinischen Bucht in begrabener Lagerung“ und daher ist deren Terrassenkreuzung „in äußersten Süden der Niederrheinischen Bucht“ zu erwarten (KLOSTERMANN 1992). Die Mittlere Mittelterrasse kommt sowohl am südlichen Niederrhein (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960) als auch am nördlichen Niederrhein „nicht nur in einigen wenigen Rinnen“, sondern „als lateral weit anhaltender Terrassenkörper im Untergrund“ vor (KLOSTERMANN 1992). Die Verbreitung der Mittleren Mittelterrasse unterhalb der Niederterrasse ist auch bei der geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25000, Blatt 5107 Brühl (1937) im beiliegenden Querprofilschnitt zu erkennen.

Nach den bisherigen räumlichen, stratigraphischen und genetischen Kenntnissen kann die tiefe Quartärbasis im Arbeitsgebiet nur von der Erosionsbasis der Mittleren Mittelterrasse gestaltet worden sein. Die noch relativ höhere Lage in der damaligen Erosionsbasis könnte noch von der Erosionsbasis der jüngeren Terrassen weiter gekappt werden, da z.T. rinnenartige Vertiefungen der Mittleren Mittelterrasse die Rinnenstruktur und die inselartigen höheren Lagen in der Erosionsbasis bilden können. Um die tiefen Erosionsrinnen der Mittleren Mittelterrasse sichtbar zu machen, wurde eine Fläche mit den relativ tiefen Höhenlagen durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (flherst1.ave) hergestellt. Diese Fläche besteht auch aus einem Raster von Punkten im Abstand von 50 m und weist ein Gefälle von  $0,04063587^\circ$  auf. Die Höhen der Fläche betragen im Norden 25,00 m NN und im Süden 41,06 m NN. Die neu berechnete Fläche wurde mit der Quartärbasis des Arbeitsgebietes durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm verglichen (flvergl1.ave). Danach wurde eine Fläche, in der die neu berechnete Fläche größere Höhen als die der

Quartärbasis aufweisen, durch eine räumliche Abfragung in der Tabelle herausgefunden. Mit den Schnittlinien zwischen dieser Fläche und der Quartärbasis wurde dann die Verbreitungsgrenze der abgeschätzten tiefen Rinnen der Mittleren Mittelterrasse rekonstruiert (Abb. 151). Um die Verbreitung der gesamten Mittleren Mittelterrasse (MTIIIa) abzuschätzen, wurde die Terrassenoberkante der Mittleren Mittelterrasse (vgl. MT – r, n, unten in Abb. 136, Abb. 146) mit dem Gefälle von  $0.04063587^\circ$  extrapoliert (Abb. 152). Die Höhen der Fläche betragen im Norden 38,27 m NN und im Süden 54,30 m NN. Die Verbreitungsgrenze wurde durch Schnittlinien zwischen der extrapolierten Fläche und der Quartärbasis bestimmt.

Die innerhalb MT5 (zwischen MTIIIa und MTIIIb) eingeschalteten interglazialen Schichten (vgl. Holstein in Abb. 136, Abb. 146) wurden nicht extrapoliert, da sie nicht in den weiten Flächen sondern hauptsächlich in den schmalen Rinnen und Altarmen des Rheins in der damaligen Warmzeit abgelagert worden waren.

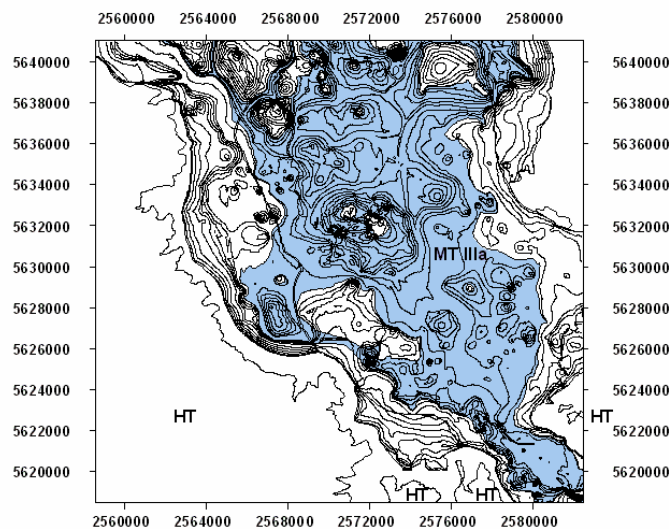


Abb. 151 Die Verbreitung der abgeschätzten tiefen Rinnen der MT5 (MTIIIa) mit den Höhenlinien der Quartärbasis unter den MT und NT (blau eingefärbte Fläche). Die Höhenlinien haben zum Teil den Höhenunterschied von 1 m und zum Teil den von 5 m, wo sie, meistens am Rand der Quartärbasis, sehr eng nebeneinander liegen.

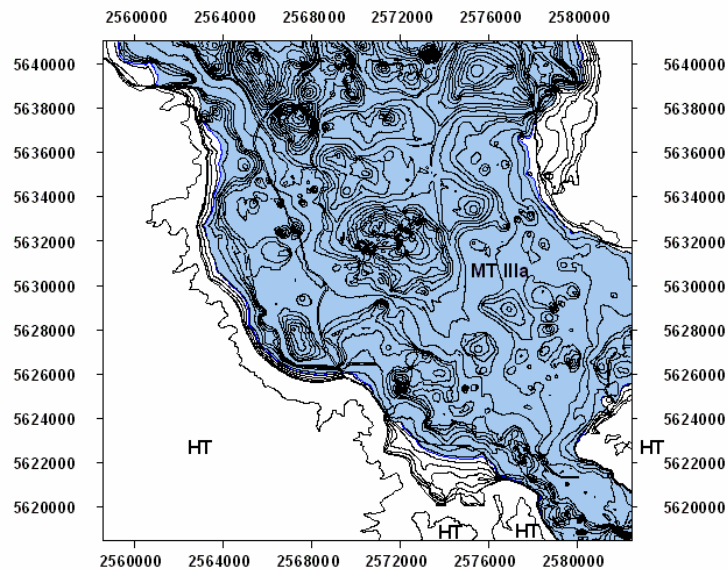


Abb. 152 Die Verbreitung der extrapolierten Oberkante des Terrassenkörpers (MT IIIa) mit den Höhenlinien der Quartärbasis wie in der Abb. 151

Nach den Ablagerung der interglazialen Schichten wurde dann der obere Teil der MT5 (MT IIIb) in der nachfolgenden Kaltzeit abgelagert. Die Terrassenoberkante der MT5 (MTIIIb, MT – r, n, oben in Abb. 136, Abb. 146) wurde auch wie die oben beschriebenen Flächen mit dem Gefälle von  $0.04063587^\circ$  extrapoliert (Abb. 153). Die Höhen der Fläche betragen im Norden 61,03 m NN und im Süden 77,06 m NN. Die Verbreitungsgrenze wurde durch Schnittlinien zwischen der extrapolierten Fläche und der Quartärbasis bestimmt. Sie nehmen aufgrund der höheren Lage eine größere Fläche ein als die des unteren Teils der MT5 (MTIIIa).

Nach der Ablagerung der MT5 (MT IIIb) wurde das Gebiet wiederum großflächig abgetragen. Die Verbreitungsgrenzen dieser Abtragungen und der nachfolgenden Schichten der Unteren Mittelterrasse (MT6, MT IV) können zum Teil nicht festgestellt werden, da sie von den späteren Abtragungen und Ablagerungen der Niederterrassen überlagert worden sind. Die Erosionsbasis der Unteren Mittelterrasse erreichte die Quartärbasis der Mittleren Mittelterrasse nicht und deren Terrassenoberkante nicht die der Mittleren Mittelterrasse (vgl. Kap. 7.3). Deshalb wurde die Verbreitungsgrenze der MT6 (MT IV) zum Teil von den jetzi-

gen Verbreitungsgrenzen der Niederterrassen übernommen, wo sich die MT5 (MT IIIb) befindet (Abb. 154). Diese Verbreitung weist auf die maximale Größe auf. An der Stelle der jetzigen Verbreitungsstelle der MT6 (MT IV) wurde sie von deren jetzigen Verbreitungsgrenzen übernommen.

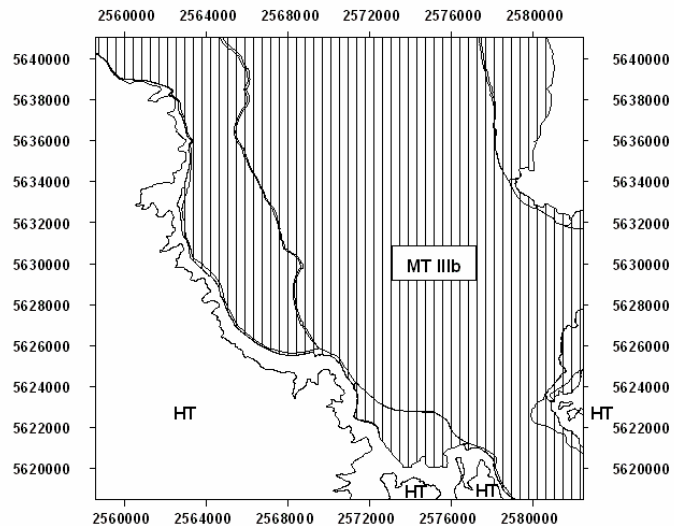


Abb. 153 Die Verbreitung der extrapolierten Terrassenoberkante der MT5 (MT IIIb, senkrecht schraffierte Fläche).

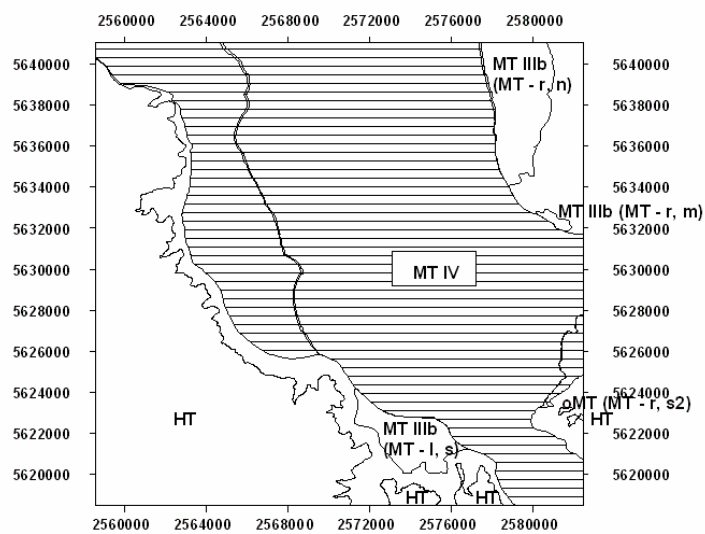


Abb. 154 Die maximale Verbreitung der Mittelterrasse MT6 (MT IV) bei den Ablagerungen (waagrecht schraffierte Fläche)



In der Weichsel-Kaltzeit wurde dann der großer Teil der MT6 (MT IV) abgetragen und die Niederterrassen wurden abgelagert (Abb. 155). Die Basis der Niederterrassen drang relativ tief in den Untergrund aber erreichte zum großen Teil nicht die Basis der Mittleren Mittelterrasse (MT5, MTIIIa). Deshalb ist zu erwarten, dass die Quartärbasis unterhalb der Niederterrassen meistens aus der Basis der Mittleren Mittelterrasse (MT5, MTIIIa) besteht. Zum Teil kann die inselartige Hochlage der Rinnenstruktur der Quartärbasis von der Erosionsbasis der Niederterrassen gekappt worden sein, so dass die Basis der Niederterrassen an der Stelle direkt über den tertiären Schichten liegt.

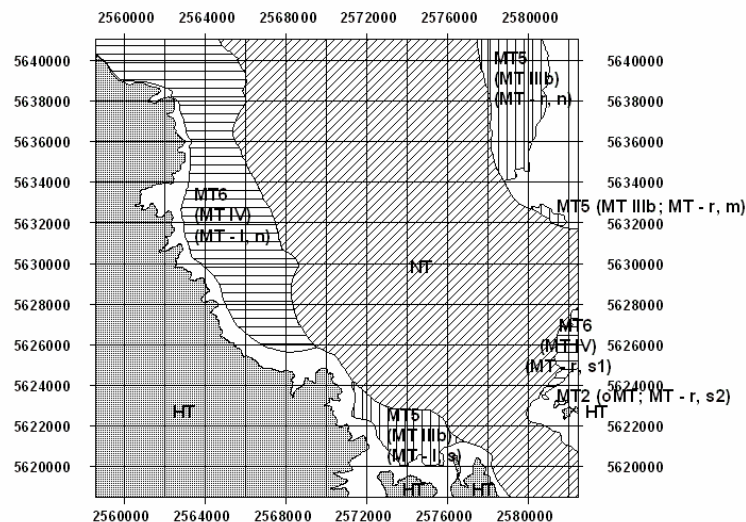


Abb. 155 Die Verbreitung der Terrassen im Arbeitsgebiet (Erklärung der Abkürzungen: Siehe Abkürzungsverzeichnis)

Um die Verbreitung der Mittleren Mittelterrasse MT5 (MTIIIa) und der tertiären Schichten direkt unterhalb der Basis der Niederterrassen abzuschätzen, wurde eine Fläche durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm (flhers-t1.ave) hergestellt, indem man die im Kapitel 5.2.2. abgeschätzte Grenze zwischen der MT5 (MT IIIa) und den Niederterrassen (Abb. 16, Abb. 19) unterhalb der Niederterrassen mit einem Gefälle von  $0,025646205^\circ$  extrapoliert. Die Höhen der Fläche betragen im Norden 30,00 m NN und im Süden 40,12 m NN. Die neu berechnete Fläche wurde mit der Quartärbasis des Arbeitsgebietes durch das vom Verfasser programmierte Avenuprogramm verglichen (flvergl1.-ave). Danach wurde eine Fläche, in der die neu berechnete Fläche größere Hö-

hen als die der Quartärbasis aufweisen, durch eine räumliche Abfragung in der Tabelle ermittelt. Mit den Schnittlinien zwischen dieser Fläche und der Quartärbasis wurden dann die Verbreitungsgrenzen der MT5 (MT IIIa) und der tertiären Schichten unterhalb der Basis der Niederterrassen rekonstruiert (Abb. 156).

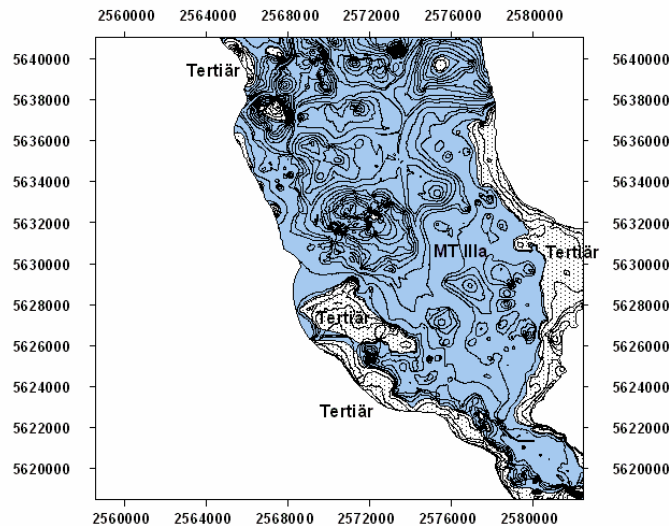


Abb. 156 Die abgeschätzten Verbreitungen der MT5 (MT IIIa) und der tertiären Schichten unterhalb der Basis der Niederterrassen (blaue Fläche)

## 8. Zusammenfassung

In der südlichen Niederrheinischen Bucht wurden die quartären geologischen Schichten hinsichtlich ihrer Verbreitung und Höhenlage (Unter- und Oberkante) untersucht, um deren Ausbildung, Lagerungsverhältnisse und stratigraphische Zuordnung zu bestimmen. Dabei wurde die Untersuchung hauptsächlich auf Mittelterrassen (MT I – MT IV) und Niederterrassen beschränkt, obwohl die Lagerungen der anderen geologischen Schichten auch berücksichtigt wurden, da diese als die Deckschichten, der Untergrund oder die Umgebungen der untersuchten geologischen Einheiten im engen Zusammenhang stehen. Alle geologischen Schichten, die über den Kieshorizonten der Terrassen liegen, wurden als Deckschichten zusammengefasst.

Die flächendeckenden Daten der Höhenlagen der geologischen Schichten wurden den Bohrdaten des Arbeitsgebietes entnommen. Die Verbreitungsgrenzen der einzelnen Schichten wurden z. T. der Digitalen Geologischen Karten entnommen, aber im großen Teil durch Modellierungen der Schichten und nach den Lagerungsverhältnissen zu den benachbarten Schichten bestimmt. Die unterschiedlichen Daten wurden durch einige Computerprogramme bearbeitet und in ein Geoinformationssystem (ArcView 3.2) integriert, da dieses in der Lage ist, die unterschiedlichen raumbezogenen Daten zu integrieren und weiter zu bearbeiten. Die unterschiedlichen Daten wurden im GIS miteinander verglichen, kontrolliert, korrigiert oder ergänzt. Je nach der Aufgabe wurden die bestimmten Bohrdaten durch gezielte Abfragen im GIS ausgewählt. Das GIS ArcView ist mit verschiedenen GIS-Funktionen und Programmierungsmöglichkeiten für spezielle Aufgaben dieser Arbeit besonders gut geeignet. Diese Arbeit wurde zum großen Teil durch eigene Avenue-Programmierungen (die Programmiersprache von ArcView) realisiert. Durch diese wurden die Behandlungen der aufgeworfenen Fragestellungen im Hinblick auf Schnelligkeiten und Genauigkeiten nicht nur effektiver, sondern zum großen Teil überhaupt erst möglich.

Zunächst wurden die geologischen Schichten nur mit den Bohrdaten ohne Modellierungen im GIS analysiert, da die Höhenwerte der Bohrdaten trotz deren Lückenhaftigkeit noch realistischer als die rechnerisch interpolierten Höhenwerte sind. Die aus den Bohrdaten ermittelten und in einem Profilschnitt zusammengezeichneten Geländehöhen, Ober- und Unterkanten der Terrassen (MT, NT) lassen die geometrische Form, die Lagerungsverhältnisse und die Gefälle der Terrassen erkennen. Dabei ist zu erkennen, dass die rechtsrheinischen MT deutlich unterschiedliche Lagerungsverhältnisse als die linksrheinischen MT aufweisen. Aus den unterschiedlichen Lagen der Gefällelinien der Terrassen konnte die Existenz der MT unter den NT erschlossen werden. Ferner konnten die Höhenlagen der interglazialen oder interstadialen Einlagerungen auf einer geologischen Karte und in einem Profilschnitt bestimmt werden.

Im Nordosten des Arbeitsgebietes wurden die Bohrdaten in einem Profilschnitt (Längsprofil) zusammengezeichnet, nach den petrographischen Daten miteinander verglichen und stratigraphisch korreliert. Dadurch konnten die geometri-

schen Formen der geologischen Schichten rekonstruiert werden, und wurden die rechtsrheinischen MT in die liegende MT IIIa (mMT, Rinnenschotter), die dazwischen eingeschalteten interglazialen Schichten (Kempen-Krefelder Schichten, Holstein-Interglazial, Holstein-Interglazial-I, Frimmersdorf Interglazial) und die hangende MT IIIb (uMT, uMT 2) untergliedert. Die Höhenlagen der geologischen Schichten (Ober- und Unterkante) konnten dadurch für spätere Modellierungen bestimmt werden.

Um die geologischen Schichten als eine zusammenhängende Fläche zu rekonstruieren, wurden die Bohrdaten durch Computerprogramme interpoliert. Dadurch wurden die punktuellen Höheninformationen rechnerisch auf eine Fläche ausgedehnt. Die so hergestellte Fläche ermöglicht mit den dicht besetzten Rasterdaten eine weiter führende Darstellung und Analyse des Gebietes. Mit dieser Fläche wurde zunächst ein Flächenmodell hergestellt. Dieses enthält eine Reihe der interpolierten Flächen, die jeweils eine geologische Schicht abgedeckte Karte darstellen. So enthält das in dieser Arbeit hergestellte Flächenmodell Rasterdaten mit einem Rasterabstand von 50 m für eine Geländeoberfläche, eine Deckschichten abgedeckte Fläche, eine Niederterrasse abgedeckte Fläche und eine Mittelterrasse abgedeckte Fläche. Dabei wurden die Grenzen zwischen MT und NT der digitalen geologischen Karte entnommen.

Die durch Interpolation hergestellten Flächen des Flächenmodells des Arbeitsgebietes müssen kontrolliert und verbessert werden, da sie z. T. nicht plausible Flächenformen enthalten, was auf die spärliche und ungünstige Verteilung der Bohrungen zurückzuführen ist. Z. B. kann die untere Fläche eine höhere Lage als die obere Fläche zeigen. Bei der Verbesserung werden die bis jetzt bekannten geologischen Kenntnisse des Arbeitsgebietes berücksichtigt. Die Verbesserung des Flächenmodells wurde je nach der Größe des Arbeitsgebietes aufgrund der unterschiedlichen Datenmengen und Aufwand unterschiedlich behandelt. So wurde das Flächenmodell in einem kleinen Teilgebiet A und im gesamten Gebiet kontrolliert und verbessert.

Die Flächen des Flächenmodells im Teilgebiet A wurden durch eine Statistik der Höhen und der Neigung der Flächen kontrolliert. Die Neigungen der Flächen

von Süden nach Norden, die auf das natürliche Gefälle des Flusses und auf die durch die tektonische Kippung von Süden nach Norden bedingte Schrägstellung der Großschollen (Kölner Scholle in diesem Fall, QUIRING 1926, QUITZOW 1959) zurückzuführen sind, wurden dadurch berücksichtigt, indem man einige Längsprofilschnitte durch die Flächen zeichnet. Bei der Kontrolle stellte sich heraus, dass die Flächen des Flächenmodells im Arbeitsgebiet in der Nähe der Grenze zwischen MT und NT große Abweichungen von den tatsächlichen geologischen Schichten aufweisen. Die im Gelände durch Abtragungen entstandenen stufenförmigen Grenzen zwischen Terrassenoberkante der MT und NT wurden durch rechnerische Interpolation als ein kontinuierlicher, glatter Übergang dargestellt. Durch Vergleich der Hangneigungen, der Statistik der Terrassenoberkante, der Quer- und Längsprofile und der Topographischen Karte wurden einige künstliche Höhen für die Terrassenoberkante berechnet. Mit diesen und den Grenzpunkten zwischen MT und NT, die der digitalen geologischen Karte entnommen und durch die rechnerisch berechneten Höhen ergänzt sind, wurde die glatte Grenze zu einem stufenförmigen Erosionshang korrigiert. Mit den korrigierten Querprofilen wurde dann das neue, verbesserte Flächenmodell hergestellt. Im Teilgebiet A weist die Quartärbasis eine deutliche Rinnenstruktur auf, die sowohl der NT als auch der MT angehören. Diese gemeinsame Rinnenstruktur weist auch auf die Existenz von Resten der MT unterhalb der NT hin. Da eine Rinne meistens eine ausgeglichene Höhe der Sohle aufweisen muss, wurde sie mit den einen Profilschnitt entlang in der Rinne künstlich berechneten Punkten korrigiert. Das so korrigierte Flächenmodell wurde wiederholt durch die Querprofile und die Bohrdaten kontrolliert, die durch die vom Verfasser erstellten Avenueprogramme zusammen gezeichnet wurden. Die Flächen der geologischen Schichten wurden auch als Polygone dargestellt. Das verbesserte Flächenmodell des Teilgebietes A lässt sich auch leicht in das Flächenmodell des gesamten Arbeitsgebietes einbauen. Damit ist eine Möglichkeit gegeben, ein großes Gebiet in einige kleine Gebiete einzuteilen, und zu verbessern, um nachher die verbesserten Flächenmodelle des Teilgebietes zusammensetzen.

Um das Flächenmodell für das gesamte Gebiet zu kontrollieren und zu verbessern, wurden zunächst 453 parallele Profillinien und Profilschnitte (Querprofile)

des Flächenmodells mit einem Abstand von 50 m von Norden nach Süden durch die vom Verfasser programmierten Avenueprogramme automatisch hergestellt. Um die Querprofile des Flächenmodells mit Bohrdaten zu vergleichen, wurden die Bohrdaten durch die vom Verfasser programmierten Avenueprogramme automatisch aus einer Tabelle abgelesen und neben den Querprofilen als viereckige Säule für Bohrungen (Polygon) gezeichnet. Dafür wurden nur die Bohrungen automatisch ausgewählt, die sich jeweils innerhalb einer Entfernung von 50 m von einem Querprofil befinden. Zum Vergleich wurden auch noch die Säulen für Bohrungen hergestellt, die sich jeweils innerhalb einer Entfernung von 100 m von einem Querprofil befinden. Die Querprofile des Flächenmodells wurden auch mit der digitalen geologischen Karte verglichen, indem man diese durch die vom Verfasser programmierten Avenueprogramme an der jeweiligen Stelle, an der sich das jeweilige Querprofil befindet, automatisch abliest und die betroffenen geologischen Schichten als senkrecht stehende Fläche (Polygon) neben den jeweiligen Querprofilen zeichnen lässt. Die Querprofile des Flächenmodells werden dann verbessert, indem man sie mit den anderen Daten vergleicht und nach den geomorphologischen und geologischen Kenntnissen korrigiert. Dabei waren viele vom Verfasser programmierte Avenueprogramme als effektive Werkzeuge zur Anwendung gekommen. Bei der Korrektur der Querprofile wurden auch die Verbreitungsgrenzen der geologischen Schichten bestimmt. Diese wurden anschließend in horizontaler bzw. vertikaler Richtung geglättet. Bei der Bestimmung der Verbreitungsgrenzen der geologischen Schichten wurden hauptsächlich die Querprofile des Flächenmodells und der digitalen geologischen Karte, die geomorphologischen und geologischen Kenntnisse des Gebietes berücksichtigt. Die Quartärbasis des gesamten Gebietes zeigt auch im Bereich der NT und MT eine deutliche Rinnenstruktur. Da diese Rinnen auch eine ausgeglichene Höhe der Sohle aufweisen müssen, wurden die Höhen der Rinnen anschließend korrigiert. Danach wurde das Flächenmodell noch dementsprechend korrigiert.

Aus dem Flächenmodell des Arbeitsgebietes wurden die Schichtenmodelle der geologischen Schichten hergestellt. Ein Schichtenmodell einer geologischen Schicht besteht aus Rasterdaten in einem Abstand von 50 m und den Punkten auf der Verbreitungsgrenze mit den Höhenwerten der Geländeoberfläche und

der Ober- bzw. Unterkante der Schichten. Die getrennt liegenden geologischen Schichten wurden als einzelne unterschiedliche Schichten behandelt und für jede Schicht wurde ein eigenes Schichtenmodell hergestellt. So wurde jeweils ein Schichtenmodell für die Deckschichten, die linksrheinische MT im Norden, die linksrheinische MT im Süden, die rechtsrheinische MT im Norden, die rechtsrheinische MT in der Mitte, die erste rechtsrheinische MT im Süden, die zweite rechtsrheinische MT im Süden und die Schichten, die älter als MT sind, im Arbeitsgebiet hergestellt. Die einzelnen Schichtenmodelle der geologischen Schichten wurden in einer Tabelle zusammengefasst, die ein Schichtenmodell des gesamten Arbeitsgebietes darstellt. Ein Schichtenmodell für die im Nordosten des Arbeitsgebietes liegenden interglazialen Schichten (Holstein-Interglazial, Kempen-Krefelder Schichten, Frimmersdorf Schichten) wurde mit den Daten aus der Tabelle 2 im Kapitel 5.2.3. durch eine Interpolation in ArcView hergestellt. Die Querschnitte der interglazialen Schichten wurden auch zum Vergleich in den Querprofilen des Flächenmodells gezeichnet.

Das Flächen- bzw. Schichtenmodell wird zur Herstellung weiterer graphischer Zeichnungen benutzt, welche die Lagerungsverhältnisse der Schichten in unterschiedlichen Perspektiven und Antworten auf bestimmte Fragestellungen darstellen. So wurden Tiefenlinienpläne der Terrassenbasis bzw. –oberkante, Isopachenkarten der MT, der NT und der Deckschichten hergestellt. Zweidimensionale Profilschnitte sind auch für beliebige Richtungen möglich. Die Geologie der Deckschichten wurde dann durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm automatisch der digitalen geologischen Karte entnommen und auf einem beliebigen Profilschnitt gezeichnet. Die interglazialen Schichten wurden auch als ein Polygon auf dem Profilschnitt zusätzlich gezeichnet. Die Bohrungen, die sich in der Nähe von einem beliebigen Profil befinden, wurden auch automatisch gezeichnet. Damit wurden auch einige hypothetische Bohrungen an beliebigen Stellen berechnet und gezeigt. Für die Verbreitung der geologischen Schichten wurde ein horizontaler Schnitt in einer beliebigen Höhe hergestellt. Mit dem Schichtenmodell wurden dann dreidimensionale Modellkörper der geologischen Schichten (NT, MT), Profilschnitte und Bohrungen gezeichnet.

Durch Profilschnitte in alle Himmelsrichtungen im Abstand von  $10^\circ$  wurden die Gefälle der Schichten bestimmt. Das Gefälle der NT wurde dann bestimmt, indem man die Windrose der bestimmten Gefälle der NT mit der Windrose eines rechnerisch ermittelten Gefälles einer Modellfläche vergleicht. Damit wurde bestimmt, dass die Geländeoberfläche der NT in der Himmelsrichtung  $175^\circ - 355^\circ$  mit der Neigung von  $0.02574417^\circ$  geneigt ist. Bei den Profilschnitten weisen die linksrheinische MT im Norden in der Himmelsrichtung  $162,7^\circ - 342,7^\circ$  ein Gefälle von  $0,03036676^\circ$  und die rechtsrheinische MT im Norden in der Himmelsrichtung  $171,9^\circ - 351,9^\circ$  ein Gefälle von  $0,04063587^\circ$  auf. Das steilere Gefälle der rechtsrheinischen MT im Vergleich zur linksrheinischen MT weist auf ein höheres Alter der rechtsrheinischen MT als das der linksrheinischen MT hin.

Mit dem Schichtenmodell wurden das Volumen und die Verbreitungsfläche der Schichten berechnet. Z. B. beträgt das Volumen der Niederterrassen im Arbeitsgebiet  $4,6 \text{ Md. m}^3$  und die Fläche  $245,6 \text{ Mio. m}^2$ .

Die Mittelterrassen kommen im Arbeitsgebiet räumlich voneinander getrennt vor. Um sie nach den Höhenlagen unter Berücksichtigung der natürlichen Gefälle von Süden nach Norden zu gliedern, wurden unterschiedliche zweidimensionale Profilschnitte durch das Flächenmodell hergestellt. Die an beiden Rheinseiten liegenden Mittelterrassen wurden durch Projektionen der Profilschnitte auf die Profillinien verglichen, die in der Mitte der Profilschnitte an beiden Rheinseiten liegen. Dadurch wurden die MT im Arbeitsgebiet im Bezug auf die Terrassenoberkante in vier Terrassen untergliedert: Die zweite rechtsrheinische MT im Süden (MT – r, s2) bildet die MT mit der höchsten Höhenlage. In der mittleren Höhenlage befindet sich die rechtsrheinische MT im Norden (MT – r, n, oben). Die rechtsrheinische MT in der Mitte (MT – r, m) und die linksrheinische MT im Süden (MT – l, s) gehören auch dieser Höhenlage an. In der tieferen Höhenlage liegen die linksrheinische MT im Norden (MT – l, n) und die erste rechtsrheinische MT im Süden (MT – r, s1). In der tiefsten Höhenlage liegt die rechtsrheinische MT im Norden (MT – r, n, unten).



Die Terrassenoberkante der linksrheinischen MT im Norden (MT – l, n) weist relativ wenige oder keine Abtragungen nach deren Akkumulation auf, was man durch den Hochflutlehm zwischen der Terrassenoberkante und den Deckschichten erkennen kann (vgl. WINTER 1968). Im Gegensatz dazu deuten alle anderen MT im Arbeitsgebiet aufgrund der relativ ungünstigen Lage der MT auf mehr oder weniger starke Abtragungen der Terrassenoberkante nach der Akkumulation hin, so dass die jetzigen Höhen der Terrassenoberkanten der MT als die mindeste Höhe aufgefasst werden können. Aus dieser Überlegung und aus der vierteiligen Gliederung der MT kann man erkennen, dass die rechtsrheinische MT im Norden (MT – r, n) und die linksrheinische MT im Norden (MT – l, n) unterschiedliche Alter aufweisen, obwohl die beiden in der Literatur als gleichaltrig beschrieben wurden (z. B. uMT 2 bei KLOSTERMANN 1992, uMT bei QUITZOW 1956, bei KAISER & SCHÜTRUMPF 1960 und bei KAISER 1961), was korrigiert werden muss. Die rechtsrheinische MT im Norden (MT – r, n) wird aufgrund der höheren Lage der Terrassenoberkante, die nach der oben erwähnten Überlegung der Mindesthöhe ursprünglich eine noch höhere Akkumulationshöhe erreicht haben kann, dem höheren Alter als die linksrheinische MT im Norden (MT – l, n) zugeordnet, da sich die MT und NT in der südlichen Niederrheinischen Bucht in Terrassentreppen befinden. Die rechtsrheinische MT im Norden (MT – r, n) entspricht nach den Lagerungsverhältnissen, den dazwischen eingeschalteten interglazialen Schichten und dem unteren Abschnitt mit der tiefen Quartärbasis der MT III im Nordwesten von Köln (BRUNNACKER et al. 1978a), während die linksrheinische MT im Norden (MT – l, n) dort schon als MT IV beschrieben worden ist, und als südliche Fortsetzung der im Norden außerhalb des Arbeitsgebietes liegenden Krefelder Mittelterrasse aufgefasst worden ist (WINTER 1968). Der untere Abschnitt der rechtsrheinischen MT (MT – r, n) wurde in der Literatur als mMT und Rinnenschotter beschrieben (QUITZOW 1956, KAISER & SCHÜTRUMPF 1960, KLOSTERMANN 1992). Die rechtsrheinische MT im Norden (MT – r, n) wird dann in den unteren Abschnitt MT IIIa, den oberen Abschnitt MT IIIb und den dazwischen eingeschalteten interglazialen Schichten untergliedert. Der obere Abschnitt wurde in der Literatur als uMT oder uMT 2 bezeichnet. Die interglazialen Schichten wurden in der Literatur als Kempen-Krefelder Schichten oder als Holstein-Interglazial bezeichnet (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960, KEMPF 1966, KLOSTERMANN 1992).

Aufgrund der Lage zwischen MT IIIa und MT IIIb wurden die interglazialen Schichten als Frimmersdorf Schichten bezeichnet (BOENIGK 1995), die vorher von BRUNNACKER et al. (1978a) als Kempen-Krefelder Schichten bezeichnet worden waren. Die gesamte MT III ist damit in die Elster-Kaltzeit einzustufen. Die einzelnen Terrassenkörper am Niederrhein weisen infolge zwischengelagerter Interglazialbildungen und infolge von Erosionsphasen einen relativ komplizierteren Aufbau als am Mittelrhein auf (vgl. BRUNNACKER et al. 1978a). Die in dieser Arbeit nach den Höhenlagen durchgeführte Gliederung der MT lässt erkennen, dass sich die MT im Arbeitsgebiet eher in der Gestaltung von der Terrassentreppe MT I – MT IV (BRUNNACKER et al. 1978a) befinden, als sie in die Gliederung des Unteren Mittelrheins, z. B. wie Obere, Mittlere und Untere MT eingestuft werden, wie die Terrassentreppe MT I – MT IV im südlichen Niederrhein durch die von warmzeitlichen Sedimenten untergliederten Terrassenkörper und die Frage nach der Eigenständigkeit der Rinnenschotter von BOENIGK (1995) eine Verstärkung gefunden hat. Die rechtsrheinische MT im Süden (MT – r, s2) ist der Oberen MT einzustufen, die aufgrund des geringen, vereinzelt Vorkommens und der fehlenden vergleichbaren Nachbarschichten nicht genauer eingestuft werden kann. Beim Extrapolieren der Terrasse nach Norden mit dem Gefälle von  $0,04063587^\circ$  lässt sich die Terrasse mit den MT II bei Anstel (RW: 2550000, HW: 5659000), Anstel östlich (RW: 2551400, HW: 5658800) und Fortuna-Garsdorf (RW: 2544500, HW: 5651610) nach den Höhenlagen korrelieren (vgl. BRUNNACKER et al. 1978a).

Die Basis und die Mächtigkeit der MT und NT weisen viel größere Unregelmäßigkeiten als die Terrassenoberkante auf, wie es die zusammen auf eine Profillinie projizierten Profilschnitte der MT und die im Bezug auf eine Gefällelinie bestimmten relativen Höhen der MT des Arbeitsgebietes deutlich erkennen lassen. Unter den linksrheinischen MT (MT IV) wird auch die Existenz der älteren quartären Schichten beschrieben (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960, WINTER 1968, BRUNNACKER et al. 1978a). Die linksrheinische MT im Norden (MT – I, n), die in den unteren Abschnitt IVa, den oberen Abschnitt IVb und die dazwischen eingeschalteten interglazialen Schichten untergliedert wird, liegt damit z. T. noch über den älteren Schichten (MT IIIa, mMT, Rinnenschotter). Die sichere Erkennung der Gliederung ist aufgrund der ähnlichen Petrographie nur dort

möglich, wo die interglazialen Schichten vorhanden sind (WINTER 1968). Die zwischen IVa und IVb eingeschalteten interglazialen Schichten, die in der Literatur (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960, WINTER 1968, BRUNNACKER et al. 1978a) als Interglazial von Efferen und Mengenich beschrieben worden sind, werden von BOENIGK (1995) den Kempen-Krefelder Schichten zugeordnet und damit mit dem Holstein-Interglazial verknüpft. Die MT IVa wird damit in die Elster-Kaltzeit und die MT IVb in die Saale-Kaltzeit eingestuft. Alle MT und NT im Arbeitsgebiet wurden in dieser Arbeit auch nur durch Profilschnitte ohne Projektion verglichen, was die Lagerungsverhältnisse der Terrassen zeigen soll. Damit wurde auch ein schematisch vereinfachter Profilschnitt der gesamten MT und NT hergestellt.

Im Kapitel 7.4. wurde durch morphologische Überlegungen versucht darzustellen, wie sich die durch Erosionsdiskordanzen voneinander getrennt vorkommenden Terrassen entwickelt haben. Durch diese Überlegungen zum Werdegang des Gebietes sollen die jetzigen Lagerungsverhältnisse der geologischen Schichten erklärt werden. Der Werdegang des Gebietes wird hauptsächlich durch fluviatile Akkumulation und Erosion der Terrassen formuliert, da die quartäre Landschaft im Arbeitsgebiet in der Terrassentreppenform hauptsächlich von den Abtragungen und der Ablagerungen der geologischen Schichten durch den Rhein geprägt ist. Um den Umfang der Abtragung des Gebietes und der Ablagerung der geologischen Schichten zu rekonstruieren, wurden die Oberkante und die Basis der jetzigen Terrassen unter Berücksichtigung von deren Längsgefällen durch das vom Verfasser programmierte Avenueprogramm extrapoliert. Durch diese Arbeit wird insbesondere die Entwicklung und Verbreitung der Rinnenschotter (MT IIIa) geklärt. Durch die Abtragung der MT III (die rechtsrheinische MT im Norden) und die anschließende Ablagerung der MT IV im Arbeitsgebiet wird versucht zu rekonstruieren, wie die im Vergleich zu der Terrassenoberkante der linksrheinischen MT im Norden (MT IV) höhere Terrassenoberkante der rechtsrheinischen MT im Norden (MT III) zustande gekommen ist. Diese Überlegung des Werdeganges des Gebietes lässt erkennen, dass die Gliederung der MT des Arbeitsgebietes in MT I (MT1) oder MT II (MT2), MT IIIa, Frimmersdorf Interglazial, MT IIIb, MT IVa, Kempen-Krefelder Schichten, MT IVb für dieses Gebiet richtig ist.

Zusammenfassend lässt sich bestätigen, dass die Ausbildung, die Lagerungsverhältnisse und die stratigraphische Zuordnung der geologischen Schichten durch die Analyse der Bohrdaten und durch die Erstellung bzw. die Analyse des Flächen- bzw. Schichtenmodells revidiert und aufgeklärt werden. Dabei stellen die bei dieser Arbeit zur Anwendung gekommenen Computerprogramme, insbesondere das GIS (ArcView) und die vom Verfasser erstellten Avenueprogramme effektive Werkzeuge für Analysen und Repräsentationen der geologischen Schichten dar. Mit der in dieser Arbeit erstellten Gliederung der MT in MT II, MT IIIa, Frimmersdorf Interglazial, MT IIIb, MT IVa, Kempen-Krefelder Schichten und MT IVb wurde die bisherige Gliederung der geologischen Schichten des Arbeitsgebietes korrigiert.

Die MT IIIa, das Frimmersdorf Interglazial und die MT IIIb sind nach dem neuesten Stand der Terrassengliederung von BOENIGK & FRECHEN (2006) MT5. Die MT IVa, die Kempen-Krefelder Schichten und die MT IVb sind als MT6 zusammengefasst worden (vgl. Kap. 7.3.). Die MT II des Arbeitsgebietes entspricht der MT2. Die geologischen Schichten bis zum unteren Abschnitt von MT6 werden nach der stratigraphischen Gliederung von BOENIGK (1995) und BOENIGK & FRECHEN (2006) der Elster-Kaltzeit zugeordnet. Die in den Schottern unter der MT6 eingeschalteten Kempen-Krefelder Schichten stellen dann das Elster/Saale-Interglazial dar. Dann ist der obere Abschnitt dieser Terrassenkörpers in die Saale-Kaltzeit einzustufen.

Die im Untersuchungsgebiet in der Literatur bis jetzt verwendeten Bezeichnungen für den oberen Abschnitt der rechtsrheinischen MT5: uMT (QUITZOW 1956, KAISER & SCHÜTRUMPF 1960, KAISER 1961), uMT 2 (KLOSTERMANN 1992), MT IIIb (BRUNNACKER et al. 1978a) für das dazwischen eingeschaltete Frimmersdorf Interglazial: Kempen-Krefelder Schichten oder Holstein-Interglazial (KAISER & SCHÜTRUMPF 1960, BRUNNACKER et al. 1978a, KLOSTERMANN 1992) und für den unteren Abschnitt der MT5: mMT bzw. Rinnenschotter (QUITZOW 1956, KAISER & SCHÜTRUMPF 1960, KAISER 1961, KLOSTERMANN 1992), MT IIIa (BRUNNACKER et al. 1978a) sollen in diesem Gebiet vermieden werden.

## 9. Diskussion

In diesem Kapitel werden die Fehlermöglichkeiten dieser Arbeit diskutiert. Diese Arbeit enthält eine Reihe von Fehlerquellen, welche z. T. vermeidbar und z. T. unvermeidbar sind. Die erste Fehlermöglichkeit liegt in den Bohrdaten, obwohl die flächendeckende Information des Untergrundes nur durch diese zu erhalten sind. Sie stammen aus unterschiedlichen Untersuchungen, z. B. geologischen, Grundwasser- und Baugrunduntersuchungen. Aufgrund unterschiedlicher Bohrverfahren, z. B. der Kernbohrung, der Rammkernsondierung, der Greiferbohrung oder der Spülbohrung, weisen sie unterschiedliche Qualitäten auf. Deshalb sind sie je nach Fragestellung und der Aufgabe sorgfältig zu überprüfen. Bei dieser Arbeit wurden nur die Bohrdaten mit den relativ genauen Höhendaten zur Bestimmung der Ausbildung und der Lagerungsverhältnisse der MT und der NT ausgewählt, um den Fehler aus den Bohrdaten möglichst gering zu halten. Die Geländehöhe bei der Bohrung, die Höhen des ersten Kiesvorkommens in einer Bohrung und die Höhen der Grenze zwischen den kiesenthaltenden Quartärschichten und den kiesfreien Tertiärschichten gelten als relativ sicher.

Als weitere Daten wurden das digitale Geländemodell DGM 25 vom Landesvermessungsamt NRW und die digitale geologische Karte von dem geologischen Landesamt NRW zur Analyse der digitalen Schichten verwendet, z. B. zur Bestimmung der Gefälle, der Mächtigkeiten oder der Verbreitungsgrenze der geologischen Schichten. Sie weisen bestimmte Ungenauigkeiten auf. So enthält das DGM 25 die durchschnittliche Höhengenaugigkeit von etwa  $\pm 2$  m in flachen Gebietsteilen,  $\pm 5$  m im Hügel- und Bergland. Der Vergleich des DGM 25 mit der digitalen geologischen Karte in Profilschnitten lässt erkennen, dass die beiden nicht genau übereinstimmen, was auf den Koordinatenfehler der beiden zurückzuführen ist. Diese Fehler entstehen aufgrund der Digitalisierung der geologischen Karte und aufgrund der Digitalisierung und der Interpolation der Rasterdaten des Geländemodells. Die quantitative Genauigkeit der Lagen oder der Höhen ist nicht zu bestimmen. Die Genauigkeit der Verbreitungsgrenzen, welche in dieser Arbeit durch die Analyse der geologischen Schichten in den Profilschnitten bestimmt worden sind, wird von der Genauigkeit des digitalen Geländemodells und der digitalen geologischen Karte beeinflusst. Das DGM 25 wur-

de z. T. durch eine vom Verfasser durchgeführte Digitalisierung der DGK 5 verbessert. Dieser Vorgang der Datenerfassung kann viele Fehler enthalten (LIEBIG 1999, DICKMANN & ZEHNER 1999). Die nicht gefaltete und nicht photokopierte, analoge Kartenunterlage soll sorgfältig digitalisiert werden, um Fehler zu vermeiden. Die durch diese Digitalisierung entstandene Fehlergrenze liegt unterhalb der von dem DGM 25 und kann vernachlässigt werden. Die Höhenlagen der modellierten geologischen Schichten sind von der Genauigkeit des DGMS nicht abhängig, da die Höhenlagen der Terrassenoberkante bzw. -unterkante nach den absoluten Höhenlagen von den Bohrdaten und nicht nach den relativen Höhenlagen der Terrassen von dem DGM bestimmt worden waren.

Bei der weiteren Bearbeitung mit dem Computer entsteht eine Reihe von Fehlerquellen. Eine unvermeidbare, räumliche Ungenauigkeit entsteht durch Generalisierungen der geographischen Karte mit einem bestimmten Maßstab, da man die wirkliche Welt in einem Computer nicht vollständig abbilden kann (DICKMANN & ZEHNER 1999). So liegt in der vorliegenden Arbeit die maximale Auflösung bei 50 m, da das vom Vermessungsamt NRW erstellte und für diese Arbeit verwendete digitale Geländemodell DGM 25 aus einem regelmäßigen Punktraster mit einer Rasterweite von 50 m besteht. Diese Auflösung wird bei der Interpolation der Bohrdaten, der Modellierung der Schichten und der Herstellung der Karten bzw. der Profilschitte beibehalten.

Bei der Auswertung von Daten in einem GIS entstehen weitere Fehlerquellen (LIEBIG 1999). Der größte Fehler dieser vorliegenden Arbeit tritt durch Interpolationen der Bohrdaten auf. Die punktuellen Höhendaten werden als eine Fläche ausgedehnt. Die rechnerisch interpolierten Höhen der zwischen den Bohrdaten liegenden Punkte können große Abweichungen von den tatsächlichen, natürlichen Höhen in terrestrischen geologischen Schichten aufweisen, bei denen ein rascher Wechsel der Fazies in einem kurzen lateralen Abstand vorliegen kann.

Durch Interpolationen der Bohrdaten, den Vergleich mit anderen Daten, z. B. dem DGM, der digitalen geologischen Karte und den georeferenzierten topographischen Karten und die Überlegungen nach den geomorphologischen bzw. geologischen Kenntnissen wurden die modellierten geologischen Schichten

(Flächen- bzw. Schichtenmodell) hergestellt, die die vom Verfasser stark interpretierte und vereinfachte geometrische Formen und Lagerungsverhältnisse der geologischen Schichten darstellen (z.B. bei der Korrektur der TOK oder der Rinnen), sodass z. T. mit einer großen Abweichung von den tatsächlichen, natürlichen geologischen Schichten gerechnet werden kann. Diese Abweichung soll nicht zu groß sein, damit die Ergebnisse und die Aussagekraft der Arbeit nicht beeinträchtigt werden sollen. Bei den mathematischen Berechnungen können Rundungs- und numerische Fehler durch eine Kordierung der Datenformate im Rechner auftreten. Eine Umwandlung von Vektor- in Rasterdaten stellt eine weitere Fehlerquelle dar (LIEBIG 1999).

Die Fehler werden dadurch überprüft, indem man die Ergebnisse mit den anderen Daten und den bekannten Fehlergrenzen vergleicht. So wurden das Flächen- bzw. Schichtenmodell im Profilschnitt mit den Bohrdaten verglichen. Die maximale Auflösung der geographischen Position kann verkleinert werden, indem man die Rasterweite der Rasterdaten des DGM und der anderen Daten verkleinert. Z. B. die Fehlergrenze von einem DGM 5 ist mit einer Rasterweite von 10 m und einer Höhengenaugigkeit von  $\pm 0,3$  bis 0,5 m viel kleiner als die von einem DGM 25. Bei einer kleinen Rasterweite der Rasterdaten erhöhen sich die Datenmenge, Kosten der Daten und der Aufwand der Arbeit. Ein großes Gebiet ist ggf. in kleine Gebiete einzuteilen. Durch eine Wahl der Interpolationsmethode kann auch die Genauigkeit der Daten erhöht werden. Durch das TIN-Verfahren, das gewöhnlich bei großmaßstäbigen Anwendungen eingesetzt wird, werden die genaue geographischen Positionen der Bohrdaten oder der linearen Strukturen erhalten bleiben, während diese bei Grid, das gewöhnlich bei regionalen, kleinmaßstäbigen Anwendungen benutzt wird, aufgrund der Rasterweite des Punktrasters nicht genauer werden (ArcView-Handbuch: Using the ArcView 3D Analyst 1999).

## 10. Dank

Mein ganz besonderer Dank gilt meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. W. BOE-NIGK, für die Anregung und die Betreuung dieser Arbeit. Ohne seine zahlreichen Diskussionen über Auswertungen und Interpretationen und Ratschläge wäre eine Durchführung dieser Dissertation nicht möglich gewesen.

Ebenfalls besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Dr. J. KLOSTERMANN vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen in Krefeld für die Unterstützung bei der Recherche der Bohrdaten aus dem Archiv. Herrn Dr. R. DIETMAR vom Umwelt- und Verbraucherschutzamt der Stadt Köln sei auch für die Unterstützung bei der Recherche der Bohrdaten aus dem Archiv sehr herzlich gedankt. Herrn Dipl.-Geol. M. GÜNTHER sei für die Durchsicht und die Korrektur des Manuskriptes sehr herzlich gedankt.

Auch meiner Ehefrau SIWOO möchte ich für die langjährige Geduld und Unterstützung sehr herzlich danken. Ohne ihr Verständnis für die langen Arbeitstage und Vernachlässigung meiner Verpflichtung in der Familie wäre die Durchführung dieser Arbeit nicht möglich gewesen. Meiner lieben Ehefrau möchte ich diese Arbeit widmen.

## 11. Verzeichnis der Schriften und Karten

### Schriften

ABRAHAM, M. (1994): Untersuchungen zur sedimentologischen Entwicklung der fluviatilen Deckschichten (Miozän/Pliozän) der Rheinischen Braunkohle. – Bonner Geow. Schr., **15**: 227 S., 29 Abb., 6 Tab.; Bonn.

AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**: 24 – 105, 23 Abb., 7 Tab.; Öhringen/Württ.

AHORNER, L. (1968): Erdbeben und jüngste Tektonik im Braunkohlenrevier der Niederrheinischen Bucht. – Z. dt. geol. Ges., **118**: 150 – 160, 4 Abb., 1 Taf.; Hannover.



- AHORNER, L. (1970): Seismo-tectonic relations between the graben zones of the Upper and Lower Rhine Valley. – In: ILLIES, S. H., & MÜLLER, S. [Hsrg.]: Graben problems. – Int. Upper Mantle Proj., Sci. Rep., **27**: 155 – 166, 5 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- AHORNER, L. (1975): Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. – Tectonophysics, **29**: 233 – 249, 9 Abb., 3 Tab.; Amsterdam.
- AHORNER, L. (1983): Historical seismicity and presentday microearthquake activity of the Rhenish Massif Central Europe. – In: FUCHS, K., & GEHLEN, K. VON, & MÄLZER, H., & MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. [eds.]: Plateau Uplift – The Rhenish Shield – A Case History: 198 – 221, 6 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- AHORNER, L. (1992): Das Erdbeben bei Roermond am 13. April 1992 und die daraus zu ziehenden Lehren für das Erdbebengefährdungspotential im Rheinland. – Mitt. Deutsch. Geophys. Ges., **1992**, (1 – 2): 51 – 57, 6 Abb.; Münster.
- AHORNER, L., & BAIER, B., & BONJER, K.-P. (1983): General pattern of Seismotectonic Dislocation and the Earthquake-Generating Stress Field in Central Europe Between the Alps and the North Sea. – In: FUCHS, K., & GEHLEN, K. VON, & MÄLZER, H., & MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. [eds.]: Plateau Uplift – The Rhenish Shield – A Case History: 187 – 197, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- AHRENS, W. (1930): Die Trennung der „Niederterrasse“ am Mittel- und Niederrhein in einen diluvialen und einen alluvialen Teil auf Grund der Geröllführung. – Z. dt. geol. Ges., **82**: 129 – 141; Berlin.
- AHRENS, W. (1942): Die Erforschung des Alters der niederrheinischen Braunkohle. – Ber. Reichsamt f. Bodenforsch.; Wien.
- AHRENS, W., & KARRENBERG, H. (1951): Stand der stratigraphischen und tektonischen Erforschung der niederrheinischen Braunkohlenformation. – Geol. Jb., **65**: 71 – 80, 1 Abb.; Hannover.
- ANDERSON, H.-J. (1962): Paläontologische Bemerkungen zur Stratigraphie des Oligo-Miocän in der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 1 – 18, 3 Abb.; Krefeld.

- ANDERSON, H.-J. (1966): Die Schichtenfolge des Tertiärs und Quartärs. – In: Geologische und bergbauliche Übersicht des rheinischen Braunkohlenreviers. – Brosch. 2. Frühjahrstag. dt. geol. Ges., **1966**: 2 – 5, 2 Abb.; Krefeld.
- ANDERSSON, J. G. (1906): Solifluktion, a component of sub-aerial denudation. – Geol. Jb. **14**: 91 –112; Hannover.
- BERG, M. W. VAN DEN (1994): Neotectonics of the Roer Valley rift system. Style and rate of crustal deformation inferred from syn-tectonic sedimentation. – Geol. Mijnb., **73**: 143 – 156, 9 Abb.; Dordrecht.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Niederrhein. – Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, **1**: 296 S., 50 Abb., 8 Tab.; Frankfurt/Main.
- BLÜTHGEN, J., & WEISCHET, W. (1980): Allgemeine Klimageographie. – 3., neubearbeitete Aufl.: 887 S., 209 Abb., 103 Tab., 4 Kt.; Berlin (WdeG – Verl.).
- BOENIGK, W. (1970): Zur Kenntnis des Altquartärs bei Brüggen (westlicher Niederrhein). – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **17**: 138 S., 20 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Köln. – [Diss. Univ. Köln 1969]
- BOENIGK, W. (1974): Zur Altersstellung des Tonlagers von Weilerswist (Südliche Niederrheinische Bucht). – Decheniana, **126** (1/2): 183 – 189, 2 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- BOENIGK, W. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Entwicklung des Rheinsystems. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 202; Öhringen/Württ.
- BOENIGK, W. (1978a): Die flußgeschichtliche Entwicklung der Niederrheinischen Bucht im Jungtertiär und Altquartär. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 1 – 9, 3 Abb.; Öhringen/Württ.
- BOENIGK, W. (1978b): Schwermineralassoziationen im Grenzbereich Tertiär-/Quartär der Erft-Scholle (Niederrheinische Bucht). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 123 – 133, 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BOENIGK, W. (1978c): Gliederung der altquartären Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 135-212, 6 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld.

- BOENIGK, W. (1978d): Zur Ausbildung und Entstehung der jungtertiären Sedimente in der Niederrheinischen Bucht. – Kölner Geogr. Arb., **36**: 59 – 68, 1 Abb., 1 Taf.; Köln.
- BOENIGK, W. (1981): Die Gliederung der tertiären Braunkohle-Deckschichten in der Ville (Niederrheinische Bucht). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 193 – 263, 10 Abb., 8 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- BOENIGK, W. (1982): Der Einfluß des Rheingraben-Systems auf die Flußgeschichte des Rheins. – Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.: **42**: 167 – 175, 5 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- BOENIGK, W. (1989): Die Tertiär-/Quartärgrenze am Niederrhein. – GeoArchaeoRhein, **2**: 25 – 34, 5 Abb.; Münster.
- BOENIGK, W. (1991): Terrassenakkumulation und Erosion am Mittel- und Niederrhein. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **82**: 69 – 79, 6 Abb.; Köln.
- BOENIGK, W. (1995): Terrassenstratigraphie des Mittelpleistozän am Niederrhein und Mittelrhein. – Meded. Rijks Geol. Dienst, **52**: 71 – 81, 4 Abb., 2 Tab.; Haarlem.
- BOENIGK, W. (2002): The Pleistocene drainage pattern in the Lower Rhine Basin. – Netherl. Journ. Geosci. / Geol. Mijnb., **81** (2): 201 – 209, 5 Abb., 1 Tab.; Utrecht.
- BOENIGK, W., & BRELIE, G. VON DER, & BRUNNACKER, K., & KOČI, A., & SCHLICKUM, W. R., & STRAUCH, F. (1974): Zur Pliozän-Pleistozän-Grenze im Bereich der Ville (Niederrheinische Bucht). – Newsl. Stratigr., **3** (4): 219 – 241, 7 Abb.; Leiden.
- BOENIGK, W., & FRECHEN, M. (2006): The Pliocene and Quaternary Fluvial archives of the Rhine System. – Quat. Sci. Rev., **25** (5/6): 550 – 574, 9 Abb., 6 Tab.; Amsterdam.
- BOENIGK, W., & KOČI, A., & BRUNNACKER, K. (1979): Magnetostratigraphie im Pliozän der Niederrheinischen Bucht. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1979** (9): 513 – 528, 4 Abb.; Stuttgart.
- BOENIGK, W., & KOWALCZYK, G., & BRUNNACKER, K. (1972): Zur Geologie des Ältestpleistozäns der Niederrheinischen Bucht. – Z. dt. geol. Ges., **123**: 119 – 161, 12 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- BOERSMA, J. R., & GELDER, A. VAN, & GROOT, T. DE, & PUIGDEFABREGAS, C. (1981): Formen fluviatiler Sedimentation in neogenen und jün-

- geren Ablagerungen im Braunkohlentagebau Frechen (Niederrheinische Bucht). – Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 275 – 307, 10 Abb., 7 Taf.; Krefeld.
- BREDDIN, H. (1925): Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **46**: 635 – 662, 2 Kt.; Berlin.
- BREDDIN, H. (1927): Löß, Flugsand und Niederterrasse im Niederrheingebiet, ein Beitrag zur Frage der Entstehung des Löß. – Geol. Rdsch., **18** (1): 72 – 78; Stuttgart.
- BREDDIN, H. (1928): Die Höhenterrassen von Rhein und Ruhr am Rande des Bergischen Landes. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **49**(1): 501 – 550, 11 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BREDDIN, H. (1930): Über Flußterrassen, diluviale und alluviale Bodenbewegungen im westlichen Niederrheingebiet. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **50** (2): 806 – 845, 8 Abb.; Berlin.
- BREDDIN, H. (1931): Die Gliederung des tertiären Deckgebirges im niederrheinischen Bergbaugbiet. – Glückauf, **67**: 249 – 255, 3 Abb., 9 Tab.; Essen.
- BREDDIN, H. (1932): Über die Gliederung und Altersstellung des niederrheinischen Braunkohlentertiärs. – Z. dt. Geol. Ges., **84**: 257 – 279, 3 Abb.; Berlin.
- BREDDIN, H. (1950): Die Hauptflözgruppe im rheinischen Braunkohlenrevier. – Braunkohle, Wärme u. Energie, **2**: 312 – 320, 378 – 385, 13 Abb.; Düsseldorf.
- BREDDIN, H. (1952): Das geologische Alter der Hauptflözgruppe des rheinischen Braunkohlenreviers. – Braunkohle, Wärme u. Energie, **4**: 95 – 104, 6 Abb.; Düsseldorf.
- BREDDIN, H. (1955): Die Gliederung der altdiluvialen Hauptterrasse von Rhein und Maas in der Niederrheinischen Bucht. – Niederrhein, **22** (3/4): 1 – 4, 1 Abb.; Krefeld.
- BRELIE, G. VON DER (1959): Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 371 – 388, 2 Tab.; Krefeld.

- BRELIE, G. VON DER (1968): Zur mikrofloristischen Schichtengliederung im rheinischen Braunkohlenrevier. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 85 – 102, 8 Abb.; Krefeld.
- BRELIE, G. VON DER, & KILPPER, K., & TEICHMÜLLER, R. (1959): Das Pleistozän-Profil von Frimmersdorf an der Erft. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 179 – 196, 6 Abb., 2 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- BRELIE, G. VON DER, & MÜCKENHAUSEN, A., & REIN, U. (1955): Ein Torf aus dem Eiszeitalter im Untergrund von Weeze. – Niederrhein, **22**: 80 – 83, 1 Abb.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K. (1971): Beiträge zur Stratigraphie des Quartär-Profiles von Kärlich am Mittelrhein. – Mainzer naturwiss. Arch., **10**: 77 – 100, 2 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- BRUNNACKER, K. (1975): Der stratigraphische Hintergrund von Klimaentwicklung und Morphogenese ab dem höheren Pliozän im westlichen Mitteleuropa. – Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. **23**: 82 – 106, 5 Abb., 1 Taf.; Berlin, Stuttgart.
- BRUNNACKER, K. (1978a): Neuere Ergebnisse über das Quartär am Mittel- und Niederrhein. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 111 – 122, 2 Abb.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K. (1978b): Der Niederrhein im Holozän. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 399-440, 14 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K. [Hrsg.] (1980): Exkursion I. Mittel- und Niederrhein. – Tag. dt. Quartärverein., 1980, Aachen: 110 S., 35 Abb., 3 Tab.; Köln.
- BRUNNACKER, K. (1986): Quaternary Stratigraphy in the Lower Rhine Area and Northern Alpine Foothills. – In: SIBRAVA, V., & BOWEN, D. Q., & RICHMOND, G. M. [eds.]: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. – Report Internat. Geol. Correlat. Programme, **24**: 371 – 379; Oxford.
- BRUNNACKER, K., & BOENIGK, W. (1976): Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän und Pleistozän der Bundesrepublik Deutschland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 1 – 17, 5 Abb.; Öhringen/Württ.
- BRUNNACKER, K., & BOENIGK, W. (1983): The Rhine Valley Between the Neuwied Basin and the Lower Rhenish Embayment. – In: FUCHS, K., &

- GEHLEN, K. VON, & MÄLZER, H., & MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. [eds.]: Plateau Uplift – The Rhenish Shield – A Case History: 62 – 72, 6 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- BRUNNACKER, K., & BOENIGK, W., & DOLEZALEK, B., & KEMPF, E.-K., & KOCI, A., & MENTZEN, H., & RAZI RAD, M., & WINTER, K.-P. (1978a): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 277-324, 16 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- BRUNNACKER, K., & FARROKH, F., & SIDIROPOULOS, D. (1982): Die altquartären Terrassen östlich der Niederrheinischen Bucht. – Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.: **42**: 215 –226, 3 Abb., 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- BRUNOTTE, E., & IMMENDORF, R., & SCHLIMM, R. (1994): Die Naturlandschaft und ihre Umgestaltung durch den Menschen. – Kölner Geographische Arbeiten, **63**: 124 S., 20 Abb., 11 Tab., 24 Kt.; Köln.
- BURGH, J. VAN DER (1978): Hölzer aus dem Pliozän der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 213 – 275, 1 Abb., 1 Tab., 10 Taf.; Krefeld.
- BURGHARDT, O. (1979): Siebengebirge – Landschaft im Wandel. – 62 S., 30 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- BURGHARDT, E., & BRUNNACKER, K. (1974): Quarzzahl und –rundung in Schottern der Niederrheinischen Bucht. – Decheniana, **126** (1/2): 333 – 352, 9 Abb., 2 Tab.; Bonn.
- BURRE, O. (1932): Beiträge zur Kenntnis des Quartärs im Rheintale in Höhe des Siebengebirges. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **53**: 247 – 260, 1 Taf.; Berlin.
- CANDE, S. C., & KENT, D. V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. – Journal of Geophysical Research, **100**: 6093 – 6095, 3 Tab.; Washington.
- DECHEN, H. VON (1884): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen, sowie einiger angrenzenden Gegenden. – Bd. II, 933 S.; Bonn.
- DERNBACH, I. (1971): Kriterien zur Klimamorphologie? Quarzgehalt und –form in Terrassen der Niederrheinischen Bucht. – Staatsexamens-Zulassungsarbeit; Köln.

- DICKMANN, F., & ZEHNER, K. (1999): Computerkartographie und GIS. – 1. Aufl.: 248 S., 53 Abb., 4 Tab.; Braunschweig (Westermann).
- DIESEL, E., & GROSSSTEINBECK, J. (1962): Über den Aufbau der Kölner Scholle auf Grund neuer Bohrungen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 83 – 95, 4 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- DOLEZALEK, B. (1966): Tektonik und Sedimentation im rheinischen Braunkohlenrevier. – Braunkohle, Wärme und Energie, **18**: 185, 1 Abb.; Düsseldorf,
- DOLEZALEK, B. (1968): Beziehungen zwischen Sedimentation und Tektonik im Deckgebirge der Ville. – Fortsch. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 103 – 109, 2 Abb.; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G., & KLOSTERMANN, J., & RIBBERT, K.-H., & WREDE, V., & ZELLER, M. (1998): Sedimentation und Tektonik im Paläozoikum und Postpaläozoikum der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **37**: 573 – 583, 4 Abb.; Krefeld.
- DÜRO, F., & GLIESE, J., & HEIDE, G., & KLEY, W., & KÜHN-FELTEN, H., & LANGE, G., & NEUBER, H., & SCHALICH, J., & SCHIMM, W., & WENRER, H., & WICHTMANN, H. (1977): Geologie und Boden. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Tagebau Hambach und Umwelt, Auswirkungen eines geplanten Tagebaus im Rheinischen Braunkohlenrevier. – 37 – 84, 5 Abb., 4 Tab., 2 Kt., 29 Taf.; Krefeld.
- FEY, M. (1974): Geomorphologische Untersuchungen im Bergischen Land. – Düsseldorfer geogr. Schr., **1**: 181 S., 44 Abb., 7 Tab.; Düsseldorf.
- FIRBAS, F. (1953): Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. – Naturwiss. **40**: 54 – 55; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- FLIEGEL, G. (1907): Eine angeblich alte Mündung der Maas bei Bonn. Beobachtungen über die Beziehungen der pliozänen und diluvialen Flußaufschüttungen von Maas und Rhein. – Z. dt. geol. Ges., **59**, Mber.: 256 – 266; Berlin.
- FLIEGEL, G. (1910a): Pliozäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **28**: 92 – 121, 1 Kt.; Berlin.
- FLIEGEL, G. (1910b): Die miozäne Braunkohlenformation am Niederrhein. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **61**: 79 S., 2 Kt., 2 Taf.; Berlin.

- FLIEGEL, G. (1910c): Erläuterungen zu Blatt Sechtem. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000: 74 S., 1 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- FLIEGEL, G. (1912): Neue Beiträge zur Geologie des niederrheinischen Tieflandes. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **33** (2): 418 – 452, 1 Taf.; Berlin.
- FLIEGEL, G. (1916): Der geologische Bau der Gegend von Köln. – Sitz. – Ber. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinld. u. Westf.; Bonn.
- FLIEGEL, G. (1922): Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. – Abh. Preuß. Geol. L.-Anst., N. F., **92**: 155 S., 5 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- FLIEGEL, G. (1923): Erläuterungen zu Blatt Wann. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000: 28 S., 5 Tab.; Berlin.
- FLIEGEL, G. (1931a): Der Flözgraben der Ville. – Braunkohle **30**: 21 – 28, 4 Abb.; Halle a. S.
- FLIEGEL, G. (1931b): Zur Geologie des Braunkohlengebietes der Ville bei Köln. – Braunkohle **30**: 272; Halle a. S.
- FRÄNZLE, O. (1969): Zertalung und Hangbildung im Bereich der Süd-Ville. – Erdkunde, **23**: 1 – 9, 2 Abb., 1 Kt.; Bonn.
- FRECHEN, J. (1942): Der geologische Aufbau des Finkenberges. – Decheniana, **101 AB**: 215 – 230, 5 Abb.; Bonn.
- FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein – Laacher Vulkangebiet – Maargebiet der Westeifel – Vulkanologisch-petrographische Exkursionen, 3. Aufl. – Slg. Geol. Führer, **56**: 209 S., 46 Abb., 7 Tab., 5 Beil.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- FRECHEN, J., & BOOM, G. VAN DEN (1959): Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 89 – 125, 26 Abb., 21 Tab.; Krefeld.
- FRECHEN, J., & HEIDE, H. (1969): Tephrostratigraphische Zusammenhänge zwischen der Vulkantätigkeit im Laacher See-Gebiet und der Mineralführung der Terrassenschotter am unteren Mittelrhein. – Decheniana, **122** (1): 35 – 74, 8 Abb., 9 Tab.; Bonn.
- GELUK, M. (1990): The Cenozoic Roer Valley Graben, southern Netherlands. – Mededel. Rijks Geol. Dienst **44** (4): 65 – 72, 9 Abb.; Haarlem.
- GELUK, M. C., & DUIN, E. J. T., & DUSAR, M., & RIJKERS, R. H. B., & BERG, M. W. VAN DEN, & ROOIJEN, P. VAN (1994): Stratigraphy and tectonics



- of the Roer Valley Graben. – Geol. Mijnb., **73**: 129 – 141, 8 Abb.; 's – Gravenhage.
- GLÄSSER, E. (1978): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 122/123 Köln – Aachen. – Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräumliche Gliederung Deutschlands: 52 S., 1 Kt.; Bonn-Bad Godesberg (Bundesforsch.-Anst. f. Landeskd. u. Raumordnung).
- GLIESE, J. (1971): Fazies und Genese der Kölner Schichten (Tertiär) in der südlichen Niederrheinischen Bucht. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **19**: 91 S., 18 Abb., 3 Tab.; Köln.
- GLIESE, J. (1977): Die Ablagerung klastischer Gesteine während der Entstehung der rheinischen Braunkohlenflöze. – Braunkohle, Tagebautechn., Energieversorg., **29**: 121 – 124, 3 Abb.; Düsseldorf.
- GLIESE, J., & HAGER, H. (1978): On Brown coal Resources in the Lower Rhine Embayment (West Germany). – Geol. en Mijnb., **57** (4): 517 – 525, 15 Abb.; Den Haag.
- GRAMANN, F., & KOCKEL, F. (1988): Palaeogeographical, lithological, palaeoecological and palaeoclimatic development of the Northwest European Tertiary Basin. – In: VINKEN, R. [Hrsg.]: The Northwest European Tertiary Basin. Results of IGCP project No. 124 – Geol. Jb., **A100**: 428 – 441, 2 Abb.; Hannover.
- GURLITT, D. (1949): Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. – Forsch. dt. Landeskd., **46**: 159 S., 28 Abb., 7 Tab.; Stuttgart.
- HAGER, H. (1966): Das Braunkohlenvorkommen. – In: Geologische und bergbauliche Übersicht des rheinischen Braunkohlenreviers. – Brosch. 2. Frühjahrstag. dt. geol. Ges., **1966**: 11 – 13, 1 Abb.; Krefeld.
- HAGER, H. (1968): Zur Gleichstellung und Genese der Flöze im rheinischen Braunkohlenrevier. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **16**: 73 – 84, 8 Abb.; Krefeld.
- HAGER, H. (1977): Zur geologischen Gliederung der Schichtenfolge im rheinischen Braunkohlenrevier. – Braunkohle, Tagebautechn., Energieversorg., **29**: 116 – 120, 1 Abb.; Düsseldorf.
- HAGER, H. (1981): Das Tertiär des Rheinischen Braunkohlenreviers: Ergebnisse und Probleme. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 529 – 563, 3 Abb., 5 Tab.; Krefeld.

- HAGER, H. (1986): Peat accumulation and syngenetic clastic sedimentation in the Tertiary of the Lower Rhine basin (F. R. Germany). – Mém. Soc. géol. France, N. S., **149**: 51 – 56, 4 Abb.; Paris.
- HAGER, H. (1988): The Lower Rhine Embayment. – In: VINKEN, R. [Hrsg.]: The Northwest European Tertiary Basin. – Geol. Jb., **A100**: 63 – 68; 1 Abb.; Hannover.
- HAGER, H., & KOTHEN, H., & SPANN, R. (1981): Zur Setzung der rheinischen Braunkohle und ihrer klastischen Begleitschichten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **29**: 319 – 352, 19 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HAGER, H., & PRÜFERT, J. (1988): Tertiär. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie am Niederrhein, 4., neubearbeitete und erweiterte Aufl.: 32 – 40, 2 Abb.; Krefeld.
- HELAL, A. H. (1958): Die Oligozänen Ablagerungen. – Das Alter und die Verbreitung der tertiären Braunkohlen von Bergisch-Gladbach. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**: 419 – 435, 6 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- HERMANN, K. (1992): Untersuchungen in neogenen Tonschichten des Rheinischen Braunkohlenreviers, südliche Niederrheinische Bucht. Bonner Geowiss. Schr., **2**: 203 S., 49 Abb., 9 Tab.; Bonn.
- HERMES, K., & MÜLLER-MINY, H. (1974): Der Rheinisch-Bergische Kreis. – In: Die Landkreise in Nordrhein-Westfalen, **8**: 371 S., 64 Abb., 49 Kt., 1 Anl.; Bonn.
- HEUMANN, G., & LITT, T. (2002): Stratigraphy and paleoecology of the Late Pliocene and Early Pleistocene in the open-cast mine Hambach (Lower Rhine Basin). – Netherl. Journ. Geosci. / Geol. Mijnb., **81** (2): 193 – 199, 3 Abb., 1 Tab.; Utrecht.
- HEUSER, H. (1998): Erläuterungen zu Blatt 5208 Bonn. - Ingenieurgeol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000: 23 S., 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- HEUSER, H., & THIELMANN, G. (1986): Erläuterungen zu Blatt 5007 Köln. – Ingenieurgeol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000: 15 S., 2 Tab.; Krefeld.
- HOPPE, C. (1970): Die großen Flußverlagerungen des Niederrheins in den letzten zweitausend Jahren und ihre Auswirkungen auf Lage und Entwicklung der Siedlungen. – Forsch. dt. Landeskd., **189**: 88 S., 13 Abb., 3 Taf.; Bonn - Bad Godesberg.

- HOYER, P. (1971): Der Bau des Niederrheingebietes und seine Entwicklung. – Der Niederrhein, **38**: 108 – 110, 1 Abb.; Krefeld.
- HOYER, P. (1978): Bau des Niederreingebietes und seine Entwicklung. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie am Niederrhein: 2. Aufl., 28 – 31, 1 Abb.; Krefeld.
- ILLIES, J. H., & BAUMANN, H. (1982): Crustal dynamics and morphodynamics of the Westren European Rift System. – Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. **42**: 135 – 165, 13 Abb., 4 Ph., 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- JONG, J. D. DE (1956): Sedimentpetrographische Untersuchungen in Terrassenschottern im Gebiet zwischen Krefeld und Kleve. – Geol. en Mijnb., N. S., **18**: 389 – 394, 5 Abb., 1 Tab.; 's – Gravenhage. – [Beitr. z. Symp. „Das Quartär an Maas und Niederrhein“]
- JUNGBLUTH, FR. A. (1918): Die Terrassen des Rheines von Andernach bis Bonn. – Verh. Naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **73**: 1 – 103, 9 Abb., 3 Taf.; Bonn.
- JUX, U. (1956): Über Alter und Entstehung von Decksand und Löß, Dünen und Windschliffen an den Randhöhen des Bergischen Landes östlich von Köln. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh. **104** (2): 226 – 254, 10 Abb., 1 Tab., 3 Beil.; Stuttgart.
- JUX, U. (1971): Rheinische Magnafazies im devonischen Weltbild. – Kölner geogr. Arb. (KAYSER-Festschr.): 141 – 157, 3 Kt.; Köln.
- JUX, U. (1982), mit Beitr. von BASTIN, H. A., & HILDEN, H. D., & JUX, E., & KAMP, H. von, & LEHMANN, H., & SCHERP, A., & SCHNEIDER, F. K., & STADLER, G., & WOLF, M.: Erläuterungen zu Blatt 5009 Overath. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000: 198 S., 11 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- JUX, U., & PFLUG, H. D. (1958): Über Aufbau und Altersgliederung des Rheinischen Braunkohlenbeckens. – Geologie, **7**, Beih. **20**: 1 – 48, 11 Abb.; Berlin.
- KAHMANN, W. (1937): Sedimentpetrographische Beiträge zur Gliederung des Tertiärs der südlichen Niederrheinischen Bucht. – Decheniana, **95** (A): 157 – 206, 8 Tab., 1 Taf.; Bonn.

- KAISER, E. (1897): Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. – Verh. Naturhist. Ver. preuss. Rheinld., Westf. u. Reg.-Bez. Osna-brück, **54**: 78 – 204, 5 Abb., 1 Kt.; Bonn.
- KAISER, E. (1903): Die Ausbildung des Rhein-Tales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Cölnener Bucht. – Verh. **XIV.** dt. Geogr.-Tag Cöln: 206 – 215, 1 Tab.; Berlin (D. Reimer).
- KAISER, E. (1907): Pliozäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **28**: 57 – 91, 1 Tab., 1 Kt.; Berlin.
- KAISER, E. (1908): Erläuterungen zu Blatt Brühl. – Geol. Kt. Preußen u. be-nachb. Bundesstaaten 1 : 25 000: 154 S., 12 Abb., 8 Taf.; Berlin.
- KAISER, K. (1956): Geologische Untersuchung über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **1**: 68 S., 17 Abb., 8 Tab., 1 Kt.; Köln.
- KAISER, K. (1961): 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. – Dt. Geographentag, 33., 1960, Köln, Festschr.: 236 – 278, 6 Abb., 7 Tab., 3 Kt.; Wiesbaden (Steiner).
- KAISER, K., & SCHÜTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleis-tozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. – Eiszeitalter u. Ge-genwart, **11**: 166 – 185, 5 Abb., 2 Tab.; Öhringen/Württ.
- KAMP, H. VON (1986): Erdgeschichte. – In: HAGER, H., & HAMMLER, U., & HILDEN, H. D., & HISS, M., & KAMP, H.VON, & LANGE, F.-G., & MI-CHEL, G., & MÜLLER, H.-P., & PAAS, W., & RHEINHARDT, M. (1986): Erläuterungen zu Blatt C 5106 Köln. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000: 8 - 18, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- KEMNA, H. A. (2005): Pliocene and Lower Pleistocene Stratigraphy in the Lo-wer Rhine Embayment, Germany. – Kölner Forum Geol. Paläont., **14**: 121 S., 35 Abb., 6 Taf.; Köln.
- KEMPF, E. K. (1966): Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des niederrheinischen Pleistozäns. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**: 5 – 60, 7 Abb., 16 Tab.; Öhringen/Württ.

- KLETT, M. (2000): Sedimentologie des Tertiärs der Niederrheinischen Bucht. – Interpretation anhand von Bohrungen und Bohrlochmessungen. – Bonner Geowiss. Schr., **28**: 133 S., 72 Abb., 4 Tab., 20 Taf.; Bonn.
- Klimaatlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – 77 Kt., 10 Taf. mit Erl.; Offenbach (Dt. Wetterdienst).
- KLOSTERMANN, J. (1983): Die Geologie der Venloer Scholle (Niederrhein). – Geol. Jb., **A 66**: 3 – 115, 40 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1984), mit Beitr. von NÖTTING, J., & PAAS, W., & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4403 Geldern. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4403**: 138 S., 8 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1985): Versuch einer Neugliederung des späten Elster- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht. – Geol. Jb., **A 83**: 3 – 42, 22 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KLOSTERMANN, J. (1988): Quartär. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg]: Geologie am Niederrhein, 4., neubearbeitete und erweiterte Aufl.: 40 – 56, 11 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1989), mit Beitr. von NÖTTING, J., & PAAS, W., & REHAGEN, H.-W.: Erläuterungen zu Blatt 4304 Xanten. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000, Erl., **4304**: 154 S., 14 Abb., 13 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. – 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- KLOSTERMANN, J., & KREMERS, J., & RÖDER, R. (1998): Rezente tektonische Bewegungen in der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **37**: 557 – 571, 6 Abb.; Krefeld.
- KNUTH, H. (1922): Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont., **1922**: 336 – 344, 2 Tab.; Stuttgart.
- KNUTH, H. (1923): Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. – Beitr. Landeskunde Rheinl., H. **4**: 1-112, 1 Abb., 5 Tab., 1 Kt., 2 Taf.; Leipzig.
- KOLFSCHOTEN, TH. VAN, & GIBBARD, P. L. (1998): The Dawn of the Quaternary: an introduction. – Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, **60**: 13 – 17, 1 Tab.; Haarlem.

- KOWALCZYK, G. (1969): Zur Kenntnis des Altquartärs der Ville (südliche Niederrheinische Bucht). – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **18**: 147 S., 21 Abb., 3 Tab., 5 Anl.; Köln.
- KRÄUSEL, R., & WEYLAND, H. (1930): Die Flora des deutschen Unterdevons. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **131**: 92 S., 52 Abb., 14 Taf.; Berlin.
- LEDOUX, H. (1987): Erdgeschichte. – In: BURGHARDT, O., & HAMMLER, U., & JÄGER, B., & LEDOUX, H., & MICHEL, G., & MÜLLER, H.-P., & RHEINHARDT, M., & RIBBERT, K.-H.: Erläuterungen zu Blatt C 5506 Bonn. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 100 000: 8 - 17, 2 Tab.; Krefeld.
- LIEBIG, W. (1999): Desktop-GIS mit ArcView GIS. – 2., neubearbeitete u. erweiterte Aufl.: 425 S.; Heidelberg (H. Wichmann).
- LOEWEN, H.-H. (1974): Der Rheinisch-Bergische Kreis – Witterung und Klima. – In: Die Landkreise in Nordrhein-Westfalen, **8**: 29 - 38, 2 Abb., 7 Tab., 2 Kt.; Bonn.
- LOHAN, N. (1999): Referenzwerte von Schwermineralassoziationen als stratigraphisches Hilfsmittel für Löss des Niederrheins. – In: BECKER-HAUMANN, R., & FRECHEN, M. [Hrsg.]: Terrestrische Quartärgeologie: 39 – 67, 11 Abb., 1 Tab.; Köln (Logabook).
- LÖHNERTZ, W. (1978): Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärlagerungen der SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **156** (2): 179 – 206, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- LÖHR, H., & BRUNNACKER, K. (1974): Metternicher und Eltviller Tuff-Horizont in Würm-Löß am Mittel- und Niederrhein. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **102**: 168 – 190, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- LUA NRW (Landesumweltamt Nordrhein – Westfalen) [Hrsg.] (2003): Morphologisches Leitbild Niederrhein. Merkblätter Nr. 41. – 57 S., 31 Abb., 3 Tab.; Essen.
- MAARLEVELD, G. C. (1956): Ergebnisse von Kies-Analysen im Niederrheingebiet. – Geol. en Mijnb., N. S., **18**: 411 – 415, 1 Abb., 2 Tab.; 's – Gravenhage. – [Beitr. z. Symp. „Das Quartär an Maas und Niederrhein“]
- MÄLZER, H., & HEIN, G., & ZIPPELT, K. (1983): Height Changes in the Rhenish Massif: Determination and Analysis. – In: FUCHS, K., & GEHLEN, K. VON, & MÄLZER, H., & MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. [eds.]: Pla-

- teau Uplift – The Rhenish Shield – A Case History: 164 – 176, 6 Abb., 1 Tab.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- MEYER, W., & ALBERS, H. J., & BERNERS, H.-P., & GEHLEN, K. VON, & GLATTHAAR, D., & LÖHNERTZ, W., & PFEFFER, K. H., & SCHNÜTGEN, A., & WIENECKE, K., & ZAKOSEK, H. (1983): Pre-Quaternary Uplift in the Central Part of the Rhenish Massif. – In: FUCHS, K., & GEHLEN, K. VON, & MÄLZER, H., & MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. [eds.]: Plateau Uplift – The Rhenish Shield – A Case History: 39 – 46, 2 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- MEYER, W., & STETS, J. (1998): Junge Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung. – Z. dt. geol. Ges., **149** (3): 359 – 379, 12 Abb.; Stuttgart.
- MEYER, W., & STETS, J. (2002): Pleistocene to Recent tectonics in the Rhenish Massif (Germany). – Netherl. Journ. Geosci. / Geol. Mijnb., **81** (2): 217 – 221, 2 Abb.; Utrecht.
- MORDZIOL, C. (1907): Die Kieseloolithe in den unterpliozänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **28**: 122 – 130; Berlin.
- MORDZIOL, C. (1908): Über den Zusammenhang des Pliozäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. – Sitz.-Ber. niederrhein. geol. Ver., **1907**: 7 – 12, 1 Taf.; Bonn.
- MORDZIOL, C. (1936): Beiträge zur „Fluvial-Stratigraphie“. Nr. 1: Die Vallendar-schotter als Typus eines „Primordial-Fluvials“ nebst einem Ausblick auf die tertiäre Geschichte des Rheinischen Schiefergebirges. – Senckenbergiana. **18**: 283 – 287, 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- MORDZIOL, C. (1951): Der geologische Werdegang des Mittelrheintales. – Geol. des Mittelrheintales u. d. Eifel, 76 S., 35 Abb., 3 Kt.; Wittlich (G. Fischer).
- MÜLLER, E. H. (1959): Art und Herkunft des Lösses und Bodenbildungen in den äolischen Ablagerungen Nordrhein-Westfalens unter Berücksichtigung der Nachbargebiete. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 255 – 265, 1 Abb.; Krefeld.
- MÜNNICH, K. O. (1957): Heidelberg natural radiocarbon measurements I. – Science, **126**: 194 – 199; Cambridge.

- MURAWSKI, H., & ALBERS, H. J., & BENDER, P., & BERNERS, H.-P., & DÜRR, ST., HUCKRIEDE, R., & KAUFFMANN, G., & KOWALCZYK, G., & MEIBURG, P., MÜLLER, R., & MULLER, A., & RITZKOWSKI, S., & SCHWAB, K., & SEMMEL, A., & STAPF, K., & WALTER, R., & WINTER, K.-P., & ZANKL, H. (1983): Regional Tectonic Setting and Geological Structure of the Rhenich Massif. – In: FUCHS, K., & GEHLEN, K. VON, & MÄLZER, H., & MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. [eds.]: Plateau Uplift – The Rhenish Shield – A Case History: 9 – 38, 17 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- MUSA, I. (1973): Rhein- und Eifelschüttungen im Süden der Niederrheinischen Bucht. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **23**: 151 S., 27 Abb., 6 Tab., 2Taf.; Bonn.
- ORTLAM, D. (1981): Neue Aspekte zur känozoischen Entwicklung im Nordteil der Mittelmeer-Mjösen-Zone. – Geol. Rdsch., **70**: 344 – 353, 5 Abb.; Stuttgart.
- PASCALY, P. (1975): Zur Hydrogeologie der südlichen Kölner Bucht zwischen Bergischem Land und Hermühlheimer Sprung. – Diss. Univ. Münster (Westfalen): 165 S., 3 Abb., 2 Tab., 29 Taf.; Münster.
- PETZELBERGER, B. (1994): Die marinen Sande im Tertiär der südlichen Niederrheinischen Bucht. – Sedimentologie, Fazies und stratigraphische Deutung unter Berücksichtigung der Sequenz-Stratigraphie. – Bonner Geowiss. Schr., **14**: 112 S., 49 Abb.; Bonn.
- PFLUG, H. D. (1959): Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. – Freiburger Forsch.-H., **C71**: 110 S., 13 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- PFLUG, H. D. (1966a): Zur Stratigraphie des mittleren Tertiärs in Hessen und in benachbarten Gebieten. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 259 – 268, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- PFLUG, H. D. (1966b): Stratigraphische Einordnung weiterer hessischer und außerhessischer Tertiär-Vorkommen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1966**: 736 – 744, 2 Abb.; Stuttgart.
- PHILIPP, H., & WEYLAND, H. (1934): Zur Altersstellung der rheinischen Braunkohlenformation. – Braunkohle, **33**: 65 – 70, 1 Abb.; Halle a. S.



- POHLIG, H. (1883): Geologisch-palaeontologische Untersuchungen in der Umgebung von Bonn. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **40**, Sitz.-Ber.: 105 – 106, 168 – 169, 225 – 228, 1 Abb.; Bonn.
- PRANGE, W. (1958): Tektonik und Sedimentation in den Deckschichten des Niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes in der Ville. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**: 651 – 682, 30 Abb., 4 Taf.; Krefeld.
- QUIRING, H. (1926): Die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Mit dem Versuch einer Terrassenchronologie des Rheins. – Jb. Kgl. preuß. geol. L.-Anst., **47**: 486 – 558, 16 Abb., 4 Tab., 3 Taf.; Berlin.
- QUIRING, H. (1931): Erläuterungen zu Blatt Bendorf. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Ländern 1 : 25 000: 67 S., 4 Abb.; Berlin.
- QUITZOW, H. W. (1954): Tektonik und Grundwasserstockwerke im Erftbecken. – Geol. Jb., **69**: 455 – 464, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- QUITZOW, H. W. (1956): Die Terrassengliederung im Niederrheinischen Tieflande. – Geol. En Mijnb., N. S., **18**: 357-373, 7 Abb.; s – Gravenhage.
- QUITZOW, H. W. (1959): Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 389 – 400, 1 Abb., 5 Taf.; Krefeld.
- QUITZOW, H. W. (1966): Paläogeographische und klimatische Verhältnisse zur Zeit der Braunkohlenbildung. – In: Geologische und bergbauliche Übersicht des rheinischen Braunkohlenreviers. – Brosch. 2. Frühjahrstag. dt. geol. Ges., **1966**: 8 – 11, 1 Abb.; Krefeld.
- QUITZOW, H. W. (1971): Tertiär. – Der Niederrhein, **38**: 101 – 103, 2 Abb.; Krefeld.
- QUITZOW, H. W. (1974): Das Rheintal und seine Entstehung, Bestandsaufnahme und Versuch einer Synthese. – In: L' évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du nord méridionale. – Cent. Soc. Géol. Belgique: 53 – 104, 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Liège.
- QUITZOW, H. W. (1976): Die erdgeschichtliche Entwicklung des Rheintals (Teil 1). – Natur und Museum, **106**: 339 – 342, 1 Abb.; Frankfurt a. M.
- QUITZOW, H. W. (1977): Die erdgeschichtliche Entwicklung des Rheintals (Teil 2). – Natur und Museum, **107**: 6 – 12, 33 – 40, 7 Abb.; Frankfurt a. M.

- QUITZOW, H. W. (1978a): Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht im Gebiet der unteren Ahr. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **28**: 9 – 50, 4 Abb., 2 Taf.; Krefeld.
- QUITZOW, H. W. (1978b): Tertiär. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.]: Geologie am Niederrhein: 2., Aufl., 21 – 23, 2 Abb.; Krefeld.
- QUITZOW, H. W., & VAHLENSIEK, O. (1955): Über pleistozäne Gebirgsbildung und rezente Krustenbewegung in der Niederrheinischen Bucht. – Geol. Rdsch., **43**: 56 – 67, 2 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- RAUFF, H. (1924): Erläuterungen zu Blatt Bonn. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000: 38 S., 9 Tab.; Berlin.
- REIN, U. (1951): Pollenanalytische Untersuchungen zur Pliozän-Pleistozängrenze am linken Niederrhein. – Geol. Jb., **65**: 773 – 777, 1 Tab.; Hannover.
- RICHTER, M. (1934): Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs am Süden der niederrheinischen Bucht. – Zbl. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B, **1934**: 455 – 471, 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- RULAND, M. R. (1925): Die Terrassen am Rande der niederrheinischen Bucht zwischen Sieg und Wupper. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **82**: 395 – 455, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Bonn.
- SCHAAKE, H. D. (1983): Die Landschaften des Rhein-Sieg-Kreises und ihre natürliche Grundlagen – In: KIERAS, P. [Hrsg.]: Der Rhein-Sieg-Kreis: 15 – 31, 10 Fotos, 1 Kt., 2 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Konrad Theiss Verl.).
- SCHÄFER, A., & UTESCHER, T., & HOCHT, F. VON DER (1997): Klastische Sedimentsysteme im Tertiär der Niederrheinischen Bucht. – Sediment '97, Köln, Exkursionsführer – Terra Nostra, **97** (3): 68 – 113, 24 Abb.; Köln.
- SCHIRMER, W. (1990): Der känozoische Werdegang des Exkursionsgebietes. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, **1**: 9 – 33, 10 Abb.; Hannover.
- SCHMINCKE, H.-U., & LORENZ, V., & SECK, H. A. (1983): The Quaternary Eifel Volcanic Fields. – In: FUCHS, K., & GEHLEN, K. VON, & MÄLZER, H., & MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. [eds.]: Plateau Uplift – The Rhe-

- nish Shield – A Case History: 139 – 151, 6 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- SCHNEIDER, H. (1969): Geologie und Grundwasserverhältnisse in der Bucht von Leidenhausen. – *Forsch. Geol. Paläont.*, **14**: 171 – 206, 10 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Münster.
- SCHNEIDER, H., & THIELE, S. (1965): Geohydrologie des Erftgebietes. – 185 S., 75 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Düsseldorf (Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten Land Nordrh.-Westf.).
- SCHNÜTGEN, A. (1974): Die Hauptterrassenfolge am linken Niederrhein aufgrund der Schotterpetrographie. – *Forsch. – Ber. Land Nordrh.-Westf.*, **2399**: 150 S., 27 Abb., 22 Tab., 5 Anl.; Opladen.
- SCHNÜTGEN, A., & BOENIGK, W., & BRUNNACKER, M., & KOCI, A., & BRUNNACKER, K., (1975): Der Übergang von der Hauptterrassenfolge zur Mettelterrassenfolge am Niederrhein. – *Decheniana*, **128**: 67-86, 12 Abb.; Bonn.
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. – 257 S., 104 Abb., 9 Photos, 14 Tab.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verl.).
- SCHRÖDER, D. (1983): Beziehungen zwischen Stratigraphie und Bodengene-  
se bei Hochflutlehmen des Niederrheins. – *Geol. Jb.*, **A 71**: 73 – 107, 15 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- SCHWARZBACH, M. (1968): Das Klima des rheinischen Tertiärs. – *Z. dt. geol. Ges.*, **118**: 33 – 68, 9 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- SCHWEITZER, H. J. (1958): Entstehung und Flora des Terrasses im nördlichen Laacher See – Gebiet. – *Eiszeitalter u. Gegenwart.*, **9**: 28 – 48, 15 Abb., 4 Taf.; Öhringen/Württ.
- SHACKLETON, N. J., & OPDYKE, N. D. (1976): Oxygen isotope and palaeo-  
magnetic stratigraphy of Pacific core V 28 – 239. Late Pliocene to latest Pleistocene. – *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **145**: 449 – 464, 5 Abb., 4 Tab.; New York.
- SINDOWSKI, K.-H. (1939): Studien zur Stratigraphie und Paläogeographie des Tertiärs der südlichen Niederrheinischen Bucht. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Abh.* **82 B**, 415 – 484, 14 Abb., 6 Beil.; Stuttgart.
- SINDOWSKI, K.-H. (1940): Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der dilu-  
vialen Rheinterrassen und Lösses des Mittel- und Niederrheingebietes

- (Über die Verwitterbarkeit der Schwerminerale III). – Z. dt. Geol. Ges., **92**: 477 – 499, 6 Abb., 6 Tab.; Berlin.
- SOBISCH, H.-G. (2000): Ein digitales räumliches Modell des Quartärs der GK 25 Blatt 3508 Nordhorn auf der Basis vernetzter Profilschnitte. – Diss. Univ. Köln: 113 S., 69 Abb., 3 Tab., 14 Anh.; Köln.
- STICKEL, R. (1936): Die genetische Gliederung und geochronologische Einstufung der Niederterrassenaufschüttungen am Mittel- und Niederrhein. – Decheniana, **93**: 351 – 368, 1 Tab.; Bonn.
- STILLE, H. (1925): Rheinische Gebirgsbildung im Kristianiagebiet und in Westdeutschland. – Abh. preuß. Geol. L.-Anst., N. F., **95**: 110 – 132, 1 Taf.; Berlin.
- TEICHMÜLLER, R. (1958): Die Niederrheinische Braunkohlenformation. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **2**: 721 – 750, 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- TEICHMÜLLER, R. (1974): Die tektonische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht. – In: ILLIES, J. H., & FUCHS, K. (eds.): Approaches to Taphrogenesis – Proceedings of an International Rift Symposium, 269 – 285, 12 Abb.; Stuttgart.
- THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. – Diss. Univ. Köln: 130 S., 31 Abb., 6 Tab.; Köln.
- URBAN, B. (1978a): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinischen Bucht. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **34**: 165 S., 13 Abb., 5 Tab., 3 Taf., 14 Beil.; Köln.
- URBAN, B. (1978b): The Interglacial of Frechen I/Rheinland – a section of Tiglian A-Type. – Geol. en Mijnb., **57** (3): 401 – 406, 4 Abb., 1 Beil.; 's-Gravenhage.
- URBAN, B. (1979): Bio- und Magneto-Stratigraphie plio/pleistozäner Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht. – Acta geol. Acad. Sci. Hung., **22** (1 – 4): 153 – 160, 4 Abb.; Budapest.
- Using Avenue (1996): Customization and Application Development for ArcView GIS. – 239 S.; Redlands (Environmental Systems Research Institute, Inc.).

- Using the ArcView 3 D Analyst (1999): 3D Surface Creation, Visualization, and Analysis. – 118 S.; Redlands (Environmental Systems Research Institute, Inc.).
- Using the ArcView Spatial Analyst (1996): Advanced Spatial Analysis Using Raster and Vector Data. – 147 S.; Redlands (Environmental Systems Research Institute, Inc.).
- UTESCHER, T., & MOSBRUGGER, V., & ASHRAF, A. R. (2002): Facies and palaeogeography of the Tertiary of the Lower Rhine basin: Sedimentary versus climatic Control. – *Netherl. Journ. Geosci. / Geol. Mijnb.*, **81** (2): 185 – 191, 2 Abb.; Utrecht.
- VAIL, P. R., & HARDENBOL, J. (1979): Sea-level changes during the Tertiary. – *Oceanus* **22**: 71 – 79, 11 Abb.; Woods Hole, Mass.
- VAIL, P. R., & MITCHUM, R. M., & THOMPSON, S. (1977): Seismic Stratigraphy and Global Changes of sea level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of sea Level. – *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, **26**: 83 – 97, 7 Abb., 1 Tab.; Tulsa, Okl.
- VIETEN, K. (1983): Tertiary Volcanism in the Siebengebirge Mountains. . – In: FUCHS, K., & GEHLEN, K. VON, & MÄLZER, H., & MURAWSKI, H., & SEMMEL, A. [eds.]: Plateau Uplift – The Rhenish Shield – A Case History: 131 – 132; Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo (Springer).
- VINKEN, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchung der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 127 – 170, 24 Abb., 11 Tab.; Krefeld.
- VINKEN, R. (1988): The Northwest European Tertiary Basin. – *Geol. Jb.*, **A 100**: 508 S., 267 Abb., 3 Tab., 7 Kt.; Stuttgart.
- VLERK, J. M. VAN DER, & FLORSCHÜTZ, F. (1950): Nederland in het Ijstijdvak. 287 S., 98 Abb., 35 Taf.; Utrecht (W. DE MAAN).
- VLERK, J. M. VAN DER, & FLORSCHÜTZ, F. (1953): The palaeontological base of the subdivision of the Pleistocene in the Netherlands.. – 58 S., 3 Abb., 29 Tab., 8 Fotos; Amsterdam.
- VOGLER, H. (1959): Die synsedimentäre Kippung der Erft-Scholle im Obermiozän und Pliozän. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 69 – 79, 1 Taf.; Krefeld.

- WESTERHOFF, W. E., & CLEVERINGA, P. (1996): Late-Pliocene and Early-Pleistocene deposits in the Dutch-German border area near Tegelen and Reuver. Contribution by MEIJER, T. – In: KOLFSCHOTEN, T. VAN, & GIBBARD, P. (eds.): The Dawn of the Quaternary. INQUA-SEQS Symposium, Kerkrade, NL, Excursion Guide. – 19 S., 27 Abb., 6 Tab.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst).
- WESTERHOFF, W. E., & CLEVERINGA, P., MEIJER, T., & KOLFSCHOTEN, TH. VAN, & ZAGWIJN, W. H. (1998): The Lower Pleistocene fluvial (clay) deposits in the Maalbeek pit near Tegelen, The Netherlands. – Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, **60**: 35 – 70, 16 Abb., 6 Tab., 1 Taf. (23 Fotos); Haarlem.
- WEYLAND, H. (1934): Beiträge zur Kenntnis der rheinischen Tertiärflora. I. Floren aus den Kieseloolith- und Braunkohlenschichten der Niederrheinischen Bucht. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **161**: 122 S., 8 Abb., 22 Taf.; Berlin.
- WEYLAND, H. (1940): Beiträge zur Kenntnis der rheinischen Tertiärflora. IV. Die altoligocäne Flora von Altenrath, Stallberg und Wintermühlenhof (mit geolog. Beitrag von SINDOWSKI). – Paläontogr., **84**, Abt. B: 16 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- WILCKENS, O. (1924): Altalluviale Flugsandbildungen am Niederrhein. – Geol. Rdsch., **15** (1): 289 – 300; Stuttgart.
- WILCKENS, O. (1927): Geologie der Umgegend von Bonn. – 273 S., 44 Abb., 10 Taf.; Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- WINTER, K.-P. (1968): Die Untere Mittelterrasse im Südteil der Niederrheinischen Bucht. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **15**: 138 S., 49 Abb., 5Tab.; Köln.
- WÖLK, E. (1934): Mächtigkeit, Gliederung und Entstehung des Niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes. – Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinlde u. Westf., **28**: 82 – 163, 16 Abb., 4 Taf.; Bonn.
- WREDE, V., & HILDEN, H. D. (1988): Geologische Entwicklung. – In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg]: Geologie am Niederrhein, 4., neubearbeitete und erweiterte Aufl.: 7 – 13, 2 Abb., 1 Tab.; Krefeld.

- WUNSTORF, W. (1912): Über Löß und Schotterlehm im niederrheinischen Tiefland. – Verh. Naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., **69**: 293 – 340, 3 Abb.; Bonn.
- WUNSTORF, W., & FLIEGEL, G. (1910): Die Geologie des Niederrheinischen Tieflandes. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **67**: 172 S., 5 Abb., 2 Taf., 2 Anl.; Berlin.
- ZAGWIJN, W. H. (1960): Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene Vegetation in the Netherlands. – Meded. Geol. Sticht., Ser. C-III-I, **5**: 1 -78 S., 8 Abb., 19 Taf.; Maastricht.
- ZAGWIJN, W. H. (1963): Pleistocene stratigraphy in the Netherlands based on changes in vegetation and climate. – Verh. Kon. Ned. geol. mijnbouwkundig genootsch. geol. serie, **21** (2), 173 – 196, 16 Abb., 3 Tab.; s'Gravenhage.
- ZAGWIJN, W. H. (1974a): The Plio-Pleistocene boundary in western and southern Europe. – Boreas, **3**: 75 –97, 10 Abb.; Oslo.
- ZAGWIJN, W. H. (1974b): The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary. – Geol. en Mijnb., **53**: 369 – 385, 8 Abb., 1 Beil.; s'Gravenhage.
- ZAGWIJN, W. H. (1985): An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. – Geol. en Mijnb. **64**: 17 – 24, 6 Abb.; Dordrecht.
- ZAGWIJN, W. H. (1989): The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of coastal lowland evolution. – Geol. Mijnb., **68**: 107 – 120, 23 Abb.; Dordrecht.
- ZAGWIJN, W. H. (1998): Borders and boundaries: A Century of stratigraphical research in the Tegelen-Reuver area of Limburg (the Netherlands). – Meded. Ned. Inst. Toeg. Geowetensch. TNO, **60**: 19 – 34, 2 Tab.; Utrecht.
- ZAGWIJN, W. H., & DOPPERT, J. W. C. (1978): UPPER CENOZOIC OF THE SOUTHERN NORTH SEA BASIN: PALAEOCLIMATIC AND PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION. – Geol. Mijnb., **57** (4): 577 – 588, 8 Abb.; s-Gravenhage.
- ZIEGLER, P. A. (1978): NORTH-WESTERN EUROPE: TECTONICS AND BASIN DEVELOPMENT. – Geol. Mijnb.; **57** (4): 589 – 626, 18 Abb., 2 Tab.; Dordrecht.

- ZIEGLER, P. A. (1994): Cenozoic rift system of western and central Europe: an overview. – Geol. Mijnb., **73**: 99 – 127, 10 Abb.; Dordrecht.
- ZIJERVELD, L., & STEPHENSON, R., & CLOETINGH, S., & DUIN, E. & BERG, M. W. VAN DEN (1992): Subsidence analysis and modelling of the Roer Valley Graben (SE Netherlands) – Tectonophysics **208**: 159 - 171, 11 Abb., 1 Tab.; Amsterdam.
- ZIMMERMANN, E. (1918): Löß und Decksand am Südrande der Niederrheinischen Bucht. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **39** (1): 155 – 179, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- ZONNEVELD, J. I. S. (1956): Schwermineralgesellschaften in niederrheinischen Terrassensedimenten. – Geol. en Mijnb., N. S., **18**: 395 – 401, 2 Abb., 2 Tab.; s – Gravenhage.

## Karten

- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, m. Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt C5106 Köln (1986), Bearb. KAMP, H. von  
Blatt C5506 Bonn (1987), Bearb. LEDOUX, H.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25000, mit Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.  
Blatt Bonn (1923), Bearb. RAUFF, H., & ZIMMERMANN, E., & KEGEL, W.  
Blatt Wahn (1923), Bearb. FLIEGEL, G.  
Blatt Sechtem (1909), Bearb. FLIEGEL, G.  
Blatt Brühl (1908), Bearb. KAISER, E.  
Blatt Brühl, 2. Aufl. (1937), Bearb. FLIEGEL, G., & ISERT, F.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25000, mit Erl. – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.  
Blatt Bendorf (1931), Bearb. QUIRING, H.
- Ingenieurgeologische Karte von Nordrhein - Westfalen 1 : 25 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.  
Blatt 5007 Köln (1986), Bearb. HEUSER, H., & THIELMANN, G.



Ingenieurgeologische Karte von Nordrhein - Westfalen 1 : 25 000, mit Erl. –  
Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.

Blatt 5208 Bonn (1998), Bearb. HEUSER, H.

Quartärbasiskarten 1 : 10 000 für das linksrheinische Köln. – Hrsg. GEW (Gas-,  
Elektrizitäts- und Wasserwerke Köln AG); Köln.

Köln (1992), Bearb. BREHM, D., & ENGELHARDT, W. bei Prof. Dr.  
HANS SCHNEIDER und Partner: Geohydrologisches Büro und  
Ingenieurbüro für Wassererschließung, Wasserversorgung und  
Umwelttechnik. – [Unveröff.]

Quartärbasiskarte 1 : 10 000. – Hrsg. RGW (Rechtsrheinische Gas- und  
Wasserversorgung AG); Köln.

Köln – Porz (1988), Bearb. ENGELHARDT, W. bei Prof. Dr. HANS  
SCHNEIDER und Partner: Geohydrologisches Büro und Ingenieurbüro  
für Wassererschließung und Wasserversorgung. – [Unveröff.]

## **12. Anhang: Die vom Verfasser erstellten Avenueprogramme**

In diesem Anhang wird eine Liste der Avenueprogramme aufgestellt, die zur  
Behandlung unterschiedlicher Aufgaben vom Verfasser erstellt worden sind,  
und kurz erläutert. Jedes Avenueprogramm enthält am Anfang einen Namen,  
eine Aufgabe und Verwendungsmethode. Ein Avenueprogramm kann als ein  
Menü, als eine Schaltfläche, als ein Werkzeug oder als ein Popup benutzt wer-  
den. Ein Avenueprogramm wird dazu bei einer ArcView-Sitzung (einem laufen-  
den ArcView-Projekt) als eine Textdatei in eine neue Scriptdatei geladen oder  
kopiert. In einem aktiven View wird dann ein Menü, eine Schaltfläche, ein Werk-  
zeug oder ein Popup für das Avenueprogramm durch eine Veränderung der Be-  
nutzeroberfläche mit dem Definitions-Manager hergestellt (Using Avenue vom  
ArcView 1996, LIEBIG 1999). Durch ein Klicken der Maus auf das Menü oder  
die Schaltfläche wird das Avenueprogramm in einem aktiven View ausgeführt.  
Bei einem Werkzeug ist die entsprechende Stelle auf dem Bildschirm mit der  
Maus einmal oder mehrmals anzuklicken. Aufgrund des großen Umfanges sind  
die Avenueprogramme nicht als Text im Anhang geschrieben, sondern auf eine

CD gespeichert worden, die am Ende dieser Arbeit als Anlage beigefügt worden ist.

Tab. 9 Liste der Avenueprogramme, die vom Verfasser erstellt worden sind.

Programm-name	Funktion
Achshrst.ave	Achsenlinien und Schriften
Arcvwxls.ave	Erstellung einer Excel- von einer ArcView-Datei
Bohrhypo.ave	Eine hypothetische Bohrung
Fadenkbk.ave	Ein Balken für ein Fadenkreuz
Flherst1.ave	Rasterpunkte für eine Fläche
Flvergl1.ave	Vergleich der beiden Flächen aus Rasterpunkten
Gitt2dkt.ave	Zweidimensionale Gitterlinien
Gittz2t1.ave	Dreidimensionale Gitterlinien
Gittz2tr.ave	3D-Randlinien eines Modellierungsgebietes
Gittzof1.ave	3D-Gitterlinien auf einer unebenen Schichtfläche
Gittzsn2.ave	3D-Gitterlinien auf einer ebenen 3D-Fläche einer Blockzeichn.
Gtzn6w.ave	3D-Gitterl. auf sechs ebenen 3D-Flächen einer Blockzeichn.
Legendfm.ave	Veränderung der Legende (Farbe oder Muster)
Lgdgrh11.ave	Eine Legende der geologischen Schichten als Graphik
Maustast.ave	Punkte, Polyline oder Polygon mit Maus und Tastatur
Mttokran.ave	Berechnung eines Randes zwischen MT und NT
Pfabm2th.ave	Korrektur einer Profilschnittlinie mit einem Mittelwert
Pfbalk1s.ave	Eine geologische Schicht als Balken mit Bohrdaten
Pfbalkhg.ave	Alle geologischen Schichten als Balken mit Bohrdaten
Pfbboent.ave	X-Koord. und Abstände der Bohrungen auf einem Profilschnitt
Pfbbopg1.ave	Bohrungen als Polygone auf einem beliebigen Profilschnitt
Pfbl2geo.ave	Teilung einer Profilschnittlinie durch eine digitale geolog. Karte
Pfbl3dmg.ave	2D-Profilschnitt, -Profilschnittlinien und 3D-Profilschnittlinie
Pfbohr3d.ave	Bohrungen als 3D-PolygonZ in einer 3D-Szene
Pfbopthg.ave	Alle geologischen Schichten als Kreuze mit Bohrdaten
Pfbptapt.ave	Profilschnitte der allen geologischen Flächen als Punkte

Pfq2bohr.ave	Bohrungen auf allen Querprofilschnitten eines Gebietes
Pfq2d1fl.ave	Alle Querprofilschn. (PI) eines Gebietes für eine geol. Fläche
Pfq2d4fl.ave	Alle Querprofilschn. (PI) eines Gebietes für alle geol. Flächen
Pfq2dpg3.ave	Alle Querprofilschn. (Pg) eines Gebietes für alle geol. Flächen
Pfqaddth.ave	Umladung der Querprofilschn. von einem View zum anderen
Pfqdelet.ave	Entladung der Querprofilschnitte von einem View
Pfqkothw.ave	Korrektur eines Querprofilschn. mit einem Punkt mit gl. HW
Pfql2geo.ave	Teilung aller Querprofilschnittl. durch eine digit. geol. Karte
Pfql3dmg.ave	Alle 3D- aus geologisch geteilten 2D-Querprofilschnittlinien
Pfql3dog.ave	Alle 3D- aus 2D-Querprofilschnittlinien ohne geol. Teilung
Pfqlhrst.ave	Alle Querprofilschnittlinien eines Gebietes
Pgaus4pl.ave	Ein Profilschnitt aller geol. Flächen als Polygone aus Polyline
Pgaus4pt.ave	Ein Profilschnitt aller geol. Flächen als Polygone aus Punkten
Pgauslkt.ave	Ein Profilschnitt einer geol. Flächen als Polygone aus Polyline
Pgaustkt.ave	Ein Profilschnitt einer geol. Flächen als Polygone aus Punkten
Pgin2pl.ave	Teilung eines Polygons in eine linke und eine rechte Polyline
Pglaustm.ave	Polyline oder Polygon aus Punkt-Thema an Mausclicken
Pglkoabm.ave	Korrektur eines Abschnittes eines Polygons oder einer Polyline
Pglkomfk.ave	Korrektur eines Polygons oder einer Polyline mit Fadenkreuz
Pglkotm1.ave	Korrektur eines Polygons oder einer Polyline mit einem Punkt
Pgzausz.ave	3D-Profilschnitt als PolygonZ aus 3D-Profilschnittlinien
Pgzrecht.ave	Ebene 3D-Flächen als PolygonZ für 3D-Blockzeichnungen
Plaus2pl.ave	Eine Polyline aus 2 Polyline als eine Mittellinie
Plaus4pt.ave	Ein Profilschnitt aller geol. Flächen als Polyline aus Punkten
Plkoabgh.ave	Korrektur eines Abschn. eines Profilschn. mit einer gl. Höhe
Plzaustm.ave	Ein 3D-Profilschnitt in einer aktiven 3D-Szene mit Punkten
Ptabstlg.ave	Punkte im bestimmt. Abst. von einer Polyline oder eines -gons
Ptaufghw.ave	Pt auf einem Polygon in einem bestimmt. Abstand von HW
Ptauflhw.ave	Punkte auf einer Polyline in einem bestimmt. Abstand von HW
Ptaufplg.ave	Punkte auf einer Polyline oder einem Polygon
Ptauftpl.ave	Pt auf den geolog. geteilten Polyline für einen Profilschnitt
Ptausm1t.ave	Ein Pt aus Mausclick, Tastatur, Punkt, Polyline oder Polygon
Ptausmpt.ave	Mehrere Punkte in einem Punkt-Thema an Mausclicken

Ptentfkt.ave	Berechnung der x-Koordinaten für einen Profilschnitt
Pthbeskt.ave	Bestimmung der Höhen der Punkte
Ptkorrig.ave	Alle korrigierte Pt nach einer Korrektur (z.B. einer Glättung)
Ptlg2d3d.ave	3D-Punkte, -Polyline oder -Polygon aus 2D-Pt, - Polyl., -Pg
Ptprjkt.ave	Projektion der Punkte auf eine Linie in einem Karten-View
Ptprjpf.ave	Projektion einer Profilschnittlinie auf eine andere Profilschnittl.
Ptprjprf.ave	Projektion der Pt auf eine Linie in einem Profilschnitt-View
Ptqpf1ds.ave	Zusammenlegung einer geol. Fläche mehrerer Querprofilschn.
Ptqpf4ds.ave	Zusammenlegung aller geol. Flächen mehrerer Querprofilschn.
Ptsammel.ave	Zusammenführung der gleichartigen Punkte in einem Thema
Ptschtgr.ave	Bestimmung der Schichtgrenzen durch Polyg. und Bohrdaten
Ptviewws.ave	Punkte aus Punkten in einem anderen View
Schmodg.ave	Schichtenmodell aller geologischen Schichten eines Gebietes
Thkopie.ave	Kopierung eines Featur-Themas (Punktes, Polyline, Polygons)
Thm1vsb.ave	Ein- oder ausschalten eines Querprofilschn. im best. HW-Abst.
Thm3vsb.ave	Ein- oder ausschalten der 2 Querprofilschn. im best. HW-Abst.
Thmbvsb.ave	Ein- oder ausschal. der Querprofil. im bestimmt. HW-Bereich
Thmzsg1.ave	Zeigen eines nächsten Querprofilschnittes
Thmsuch.ave	Suche nach einem Thema in TOC (Table of Contents)
Tickktag.ave	Skalenlinien der Gitterlinien in einem Karten-View
Tocord2r.ave	Verschiebung eines Themas nach unten oder oben in TOC
Tocordsb.ave	Verschiebung aller gleichartigen Querprofilschnitte in TOC
Vbrsch1.ave	Ein horizontaler Schnitt in einer belieb. Höhe als eine Fläche
Vbrsgr2.ave	Ein horizont. Schnitt in einer beliebigen Höhe als Grenzlinien
w-kor-g.ave	Ein Kreis oder Radien eines Kreises für eine Windrose
w-lnrand.ave	Verlängerung der Radien bis zum Rand eines Gebietes
wandpg1.ave	3D-Wand für eine offene Stelle einer 3D-Blockzeichn. (Polyg.)
wandpt1.ave	3D-W. für eine off. Stelle einer 3D-Blockzeichnung (Punkte)
wdrmod1.ave	Windrose für durch eine Modellrechnung berechnete Gefälle
windrpgl.ave	Eine Windrose für die Gefälle einer geologischen Schicht
xlsarcvw.ave	Erstellung einer ArcView- von einer Excel-Datei

## Erklärung

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit – einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen -, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie – abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen – noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde.

Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Herrn Prof. Dr. Wolfgang Boenigk betreut worden.

Teilpublikationen: keine

Young Yoo