

Arbeitskreis Paläopedologie

der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

Exkursions-Handouts zur

Exkursion am 02./03.06.2000

Leitung: Prof. Dr. Wolfgang Boenigk (Köln), PD Dr. Manfred Frechen (Köln/Cheltenham), Dr. Ulrich Hambach (Köln), Frank Nehring (Bonn), Bettina Smykatz-Kloss (Bonn), Mathias Stoffels (Bonn), Dr. Michael Weidenfeller (Mainz), Prof. Dr. Ludwig Zöller (Bonn).

Programm (festes Schuhwerk erforderlich):

02.06.2000, 8.00 h: *Exkursion I*, Abfahrt vor dem Geographischen Institut.

a) Lössprofil Koblenz-Metternich: *Innerwärmzeitliche Bt-Horizonte?*

Führung: Prof. Dr. W. Boenigk (Köln), PD Dr. M. Frechen (Köln/Cheltenham), Dr. U. Hambach (Köln), Dr. M. Weidenfeller (GLA RLP, Mainz)

Mittagsimbiss (mit Weinprobe im Felsenkeller) im Weingut Schwab, am Profil (bewirtschafteter Aufschluss; Preis nicht im Fahrpreis inbegriffen).

b) *Saprolite* (und ggfs. Plastosole) auf tertiären Hochflächen an der ICE-Trasse im Niederen Westerwald. Geochemie und Tonmineralogie von Bohrkernen entlang der ICE-Trasse.

Führung: Mathias Stoffels (Geol. Inst. Univ. Bonn).

Rückkehr nach Bonn bis 19 Uhr

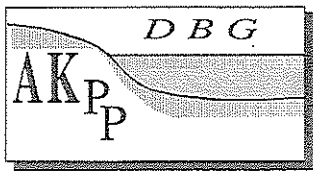
03.06.2000, 8.00 h: *Exkursion II: Lössbildung und Landschafts-genese im Pleiser Hügelland bei Bonn.*

Abfahrt vor dem Geographischen Institut.

Großaufschlüsse an der ICE-Trasse Köln-Frankfurt, u.a. spätglazial-holozäne Bodenbildung, hochglaziale „Nassböden“ und Gleye, Eltviller Tuff, Kolluvien).

Führung: Prof. L. Zöller, Frank Nehring, Nick Preston, Bettina Smykatz-Kloss.

Rückkehr nach Bonn (Hbf.) bis 14 Uhr.



Arbeitskreis Paläopedologie

der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

Exkursions-Handouts zur

Exkursion am 02./03.06.2000

Leitung: Prof. Dr. Wolfgang Boenigk (Köln), PD Dr. Manfred Frechen (Köln/Cheltenham), Dr. Ulrich Hambach (Köln), Frank Nehring (Bonn), Bettina Smykatz-Kloss (Bonn), Mathias Stoffels (Bonn), Dr. Michael Weidenfeller (Mainz), Prof. Dr. Ludwig Zöller (Bonn).

Programm (festes Schuhwerk erforderlich):

02.06.2000, 8.00 h: *Exkursion I*, Abfahrt vor dem Geographischen Institut.

a) Lössprofil Koblenz-Metternich: *Innerwürmzeitliche Bt-Horizonte?*

Führung: Prof. Dr. W. Boenigk (Köln), PD Dr. M. Frechen (Köln/Cheltenham), Dr. U. Hambach (Köln), Dr. M. Weidenfeller (GLA RLP, Mainz)

Mittagsimbiss (mit Weinprobe im Felsenkeller) im Weingut Schwab, am Profil (bewirtschafteter Aufschluss; Preis nicht im Fahrpreis inbegriffen).

b) *Saprolite* (und ggfs. Plastosole) auf tertiären Hochflächen an der ICE-Trasse im Niederen Westerwald. Geochemie und Tonmineralogie von Bohrkernen entlang der ICE-Trasse.

Führung: Mathias Stoffels (Geol. Inst. Univ. Bonn).

Rückkehr nach Bonn bis 19 Uhr

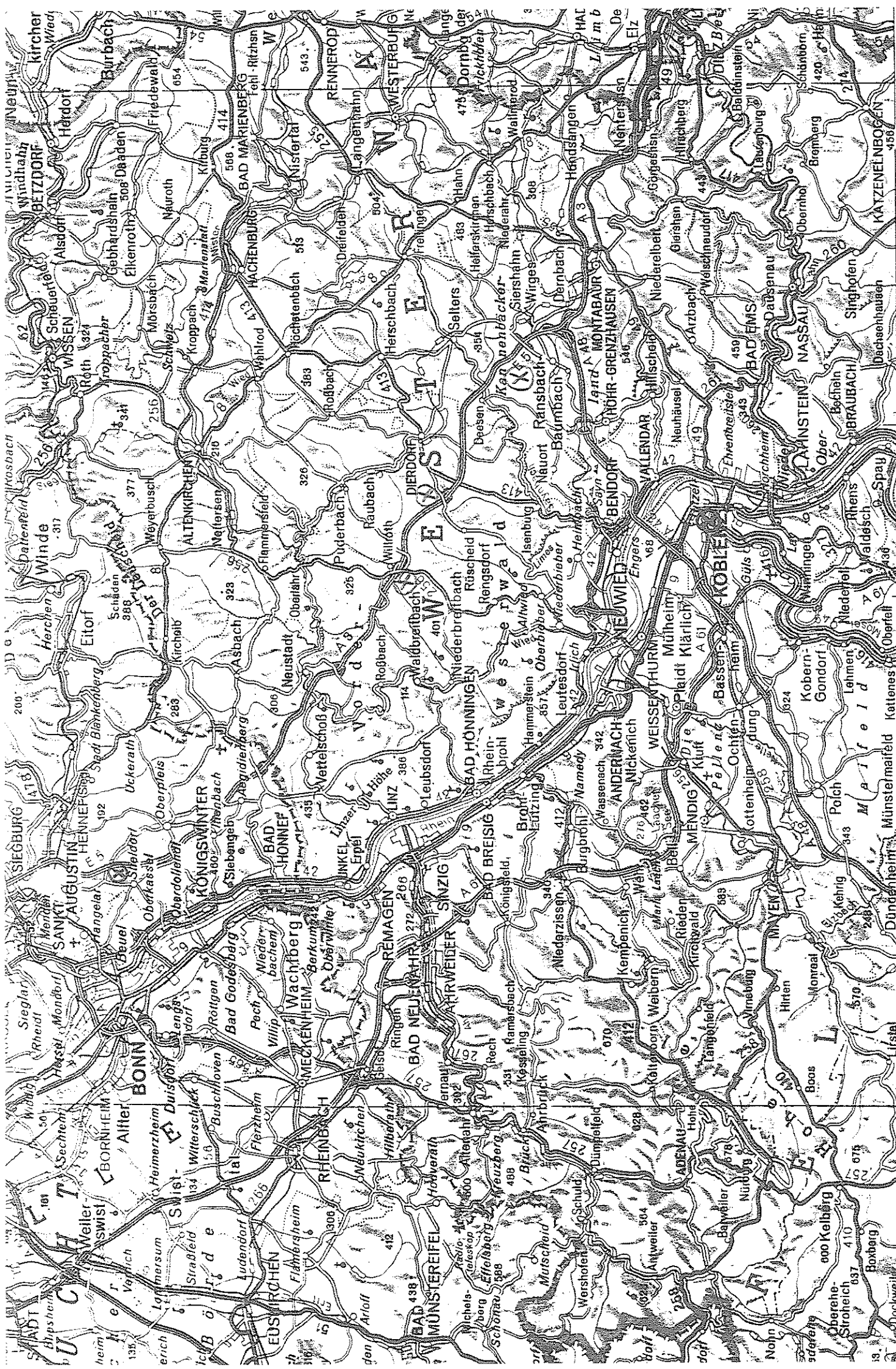
03.06.2000, 8.00 h: *Exkursion II: Lössbildung und Landschaftsgenese im Pleiser Hügelland bei Bonn.*

Abfahrt vor dem Geographischen Institut.

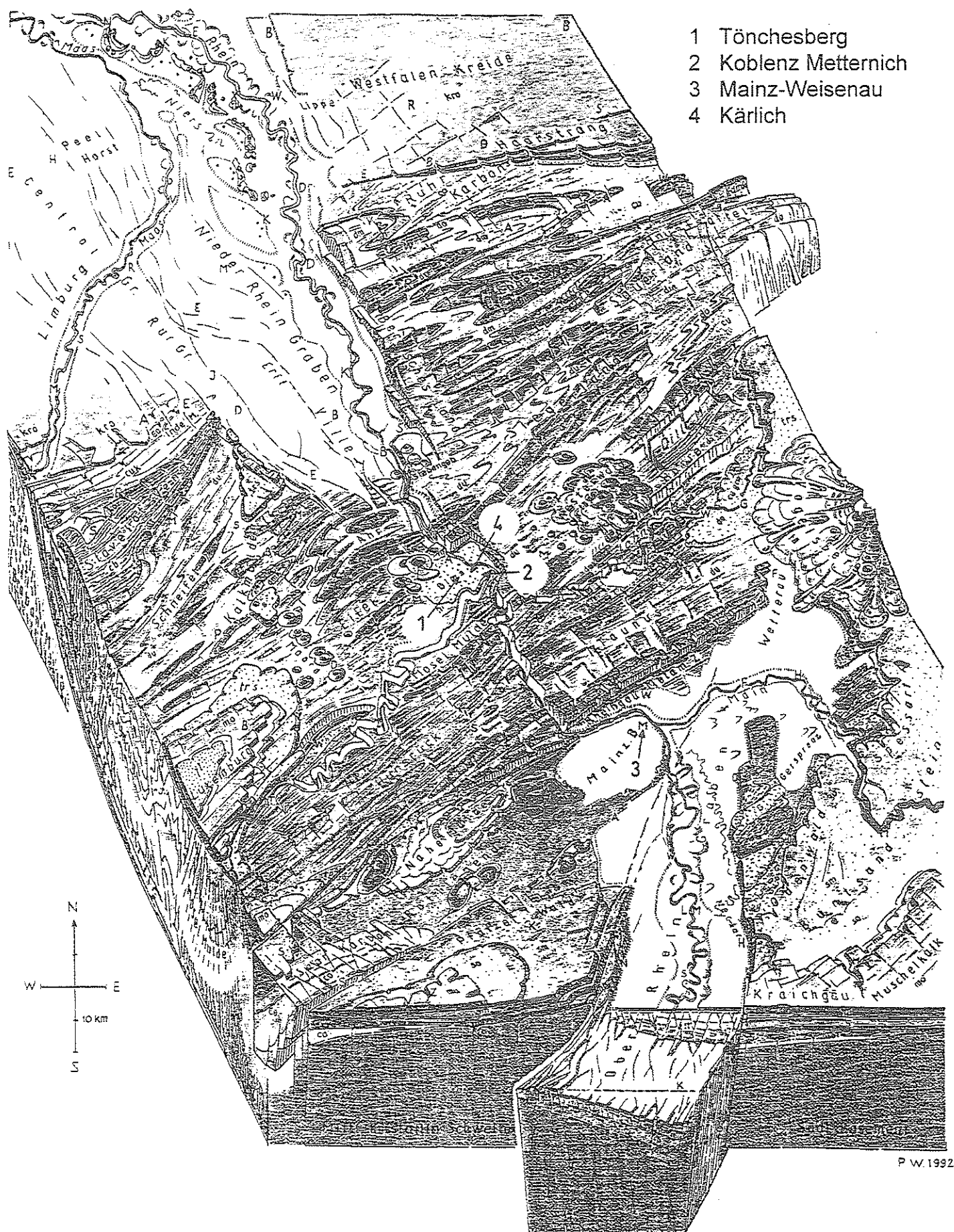
Großaufschlüsse an der ICE-Trasse Köln-Frankfurt, u.a. spätglazial-holozäne Bodenbildung, hochglaziale „Nassböden“ und Gleye, Eltviller Tuff, Kolluvien).

Führung: Prof. L. Zöller, Frank Nehring, Nick Preston, Bettina Smykatz-Kloss.

Rückkehr nach Bonn (Hbf.) bis 14 Uhr.



i n | 7°00' a n d - P f 30' a | z 8°00'



Stop 2: Koblenz-Metternich

Theme: The Late Middle and Upper Pleistocene Loess/Palaeosol deposits of section Koblenz-Metternich, Moselle valley

Guides: Michael Weidenfeller¹, Wolfgang Boenigk², Manfred Frechen³, Ulrich Hambach² & J. Reinders⁴

¹Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Emy-Roeder-Str. 5, D-55129 Mainz
email: office@saphir.gla-rlp.de

²Geologisches Institut, Universität zu Köln, Zulpicher Str. 49a, D-50674 Köln, Germany
email: Boenigk@uni-koeln.de, e-mail: uli.hambach@uni-koeln.de

³Centre for Environmental Change & Quaternary Research, GEMRU, Francis Close Hall, Swindon Road, Cheltenham GL50 4AZ, U.K.
email: MFrechen@chelt.ac.uk

⁴Department of Geography, Roxby Building, University of Liverpool, Liverpool L69 3BX, U.K.
e-mail: jan.reinders@newmail.net

Topics: Loess stratigraphy, last interglacial/glacial cycle, early glacial pedocomplex, Upper Weichselian tephra

Access: Motorway A 61, exit Koblenz-Metternich, direction of Koblenz; after 2 km turn right to Koblenz-Güls; in Koblenz-Güls turn left to Koblenz-Metternich, loess site on the left

Geological setting: The Koblenz-Metternich section is situated in the valley of the river Moselle ("Mosel") at the southern border of the Neuwied basin (fig.1) which is part of the Rhenish Shield ("Rheinisches Schiefergebirge"). In the area of interest, Tertiary sediments are missing. Quaternary fluvial sediments are covering the Devonian bedrock. After an increase of tectonic uplift of the Rhenish Shield about 800, 000 years ago, the rivers Rhine, Moselle and Lahn incised into the Devonian bedrock as evidenced by the terrace stair case. In this part of the Rhenish Shield it is possible to subdivide the Quaternary terraces into three groups: Main Terraces ("Hauptterrassen"), Middle Terraces ("Mittelterrassen") and Lower Terraces ("Niederterrassen"). Main, Middle and the Older Lower Terrace ("Ältere Niederterrasse") are covered with flood loam, loess sediments and their derivatives, respectively. The Younger

Loess in the Middle and Upper Rhine Area

Revised edition

Michael Weidenfeller¹ & Ludwig Zöller² (eds.)



K.C. von LEONHARD

Bonn and Heidelberg, Germany, March 25 – April 1 1999

INQUA IGCP - UNESCO/IUGS

¹Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Emy-Roeder-Str. 5, D-55129 Mainz

email: Michael.Weidenfeller@gla-rlp.de

²Universität Bonn, Geographisches Institut, Meckenheimer Allee 166, D-53115 Bonn

email: zoeller@slide.giub.uni-bonn.de

Reference: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (eds.) (1999): Loess in the Middle and Upper Rhine Area. - Field Guide Loessfest '99, International conference in celebration of the 175th Anniversary of the first recognition of the origins of the loess by von Leonhard - Bonn and Heidelberg, Germany, March 25 – April 1 1999, 83 pp., 34 fig., 6 tab., 7 photos, (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz) Mainz.

© by Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, Emy-Roeder-Str. 5, D-55129 Mainz

Lower Terrace ("Jüngere Niederterrasse") is only covered by flood loam. Beside the very detailed loess/palaeosol sequences from sections within inter and intracrater depressions of the East Eifel Volcanic Field, continuous loess records have been described in lee position from the valleys of the rivers Rhine and Moselle.

At section Koblenz-Metternich, loess and loess derivatives were deposited up to 24 m thick on terrace sediments of river Moselle. The sediments of Koblenz-Metternich have been described by GÜNTHER (1907), MORDZIOL (1926), HOFER (1937), REMY & PAAS (1959), REMY (1960, 1968), LÖHR & BRUNNACKER (1974). Sedimentological, pedological and soil chemical investigations were carried out by BOENIGK, FRECHEN & WEIDENFELLER (1994) (fig.2). Systematic thermoluminescence dating was provided by FRECHEN, BOENIGK & WEIDENFELLER (1995). In a detailed high-resolution luminescence dating study, 45 samples were investigated by thermoluminescence (TL) and infrared optically stimulated luminescence (IRSL). For both methods the regeneration (REGEN) and the additive method (ADD) were used for the analysis of the accumulated dose. Altogether 180 independent age estimates were determined to determine the deposition age of the sediments. Palaeomagnetic investigations were contributed by HAMBACH, REINDERS & KRUMSIEK (this volume), micromorphological results by BOENIGK, FRECHEN & SCHWEITZER (in press) and archaeological excavations were undertaken by CONARD, BOSINSKI & ADLER (1995).

The penultimate glacial deposits, OIS 6

At section Koblenz-Metternich, the fluvial deposits consist of quartzite, sandstone, schist and quartz gravel. Volcanic minerals like clinopyroxene and hornblende are dominating the sand grain-size fraction, garnet was found quite often (BOENIGK, FRECHEN & WEIDENFELLER 1994). The heavy mineral spectra indicates, that these sediments are designated to be of Middle or Lower Pleistocene deposition age. BOENIGK & FRECHEN (1998) demonstrated for the fluvial sediments from the section at Kärlich, which include deposits of the river Moselle, that the Middle Pleistocene sediments are influenced by the volcanic activity of the East and West Eifel Volcanic Field, as evidenced by the presence of pyroxenes in the heavy mineral spectra. At section Koblenz-Metternich, REMY & PAAS (1959) defined the terrace on morphological reason as an equivalent of the lower Middle Terrace ("Untere Mittelterrasse") of the river Moselle. These fluvial sediments are designated to be of the penultimate glacial deposition age (oxygen isotope stage, OIS, 6), as evidenced

by luminescence dating of the loess deposits on top of the gravel. The fluvial sediments are covered by carbonate-free flood loam, indicating more moderate climate and environmental conditions. In the final part of the penultimate glaciation, loess was accumulated.

The last interglacial, OIS 5e

A red brown forest soil ("Parabraunerde") formed upon penultimate glacial loess. TL and IRSL age estimates of the soil sediments range from 102 to 130 ka and from 92 to 117 ka, respectively (FRECHEN, BOENIGK & WEIDENFELLER 1995) (fig. 3 and 4). The Bt horizon is designated to represent the last interglacial maximum (OIS 5e, Eemian soil). The lithological and chronostratigraphic situation is similar to that of the Tönchesberg profile (FRECHEN, BOENIGK & HAMBACH: this volume).

The Early glacial, OIS 5d-a

A reworked humic-rich sediment was deposited on top of the Bt horizon. Micromorphological investigations (BOENIGK, FRECHEN & SCHWEITZER in press) give evidence for two chernozems or forest-steppe horizons. The part of the loess/palaeosol sequence, ranging from the Eemian soil to the top of the upper chernozem, is called "Lower Pedocomplex". On top of the upper chernozem reworked humic-rich sediments were accumulated and covered by pellet sands and reworked loess. TL age estimates range from 63 to 97 ka. On top of the reworked loess, typical aeolian loess with a carbonate content of 25 % was deposited. In the lower part of this horizon, cryoturbation features are likely. The upper part of the loess horizon was superimposed by intensive soil formation, as indicated by a red brown, clay-rich Bt horizon and a carbonate enrichment with loess dolls ($\varnothing < 6\text{cm}$) in the C horizon. Clay coatings are not as common as in the Bt horizon of the Lower Pedocomplex, the clay content and hydromorphic features are less.

The palaeosol is covered by humic-rich reworked sediments, which are superimposed by two chernozems in profile A (Foto 1). A light yellow silty loess-like sediment ($< 5\text{cm}$ thickness) was deposited on top of the uppermost chernozem. The chronological results underline, that this sediment is not an equivalent of the "marker loess" at section Tönchesberg (FRECHEN, BOENIGK & HAMBACH: this volume). A pure aeolian input for a marker loess, as required after the definition of KUKLA (1994), is unlikely. The sequence, ranging from the sediments from the base of the upper Bt horizon to the base of the "marker loess" is defined as "Upper Pedocomplex".

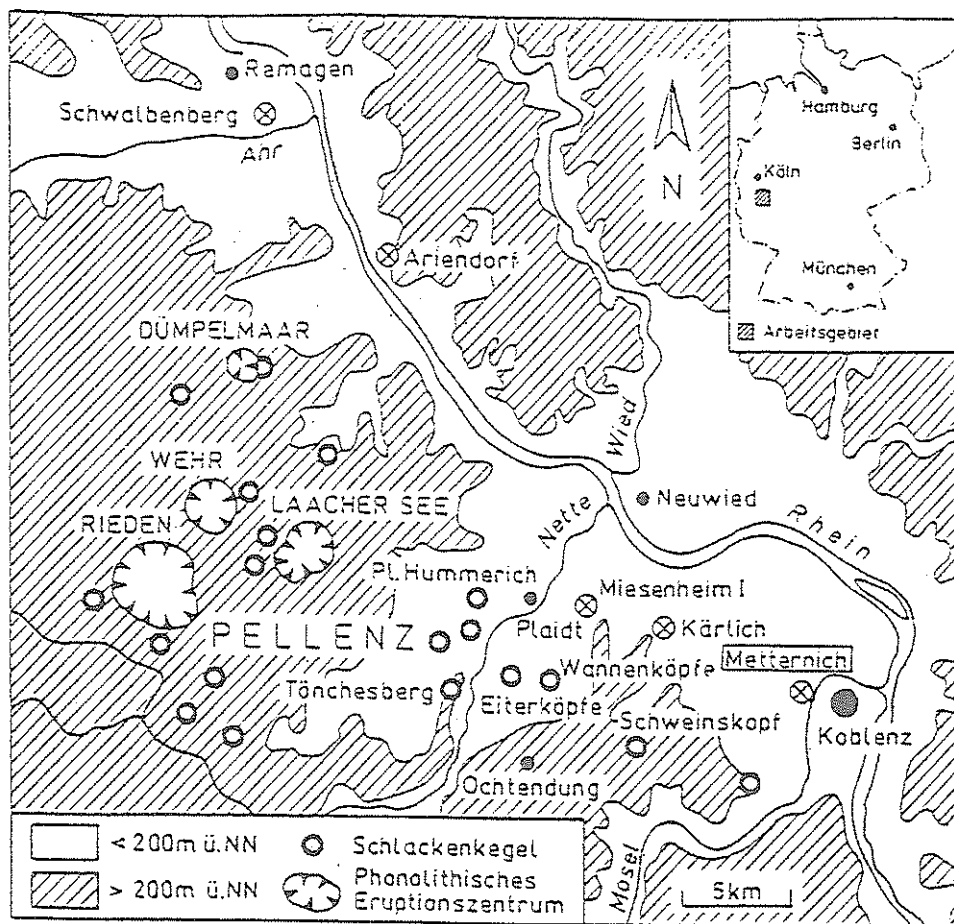


Fig. 1: Map showing the locality of the Koblenz-Metternich section in the Mosel valley

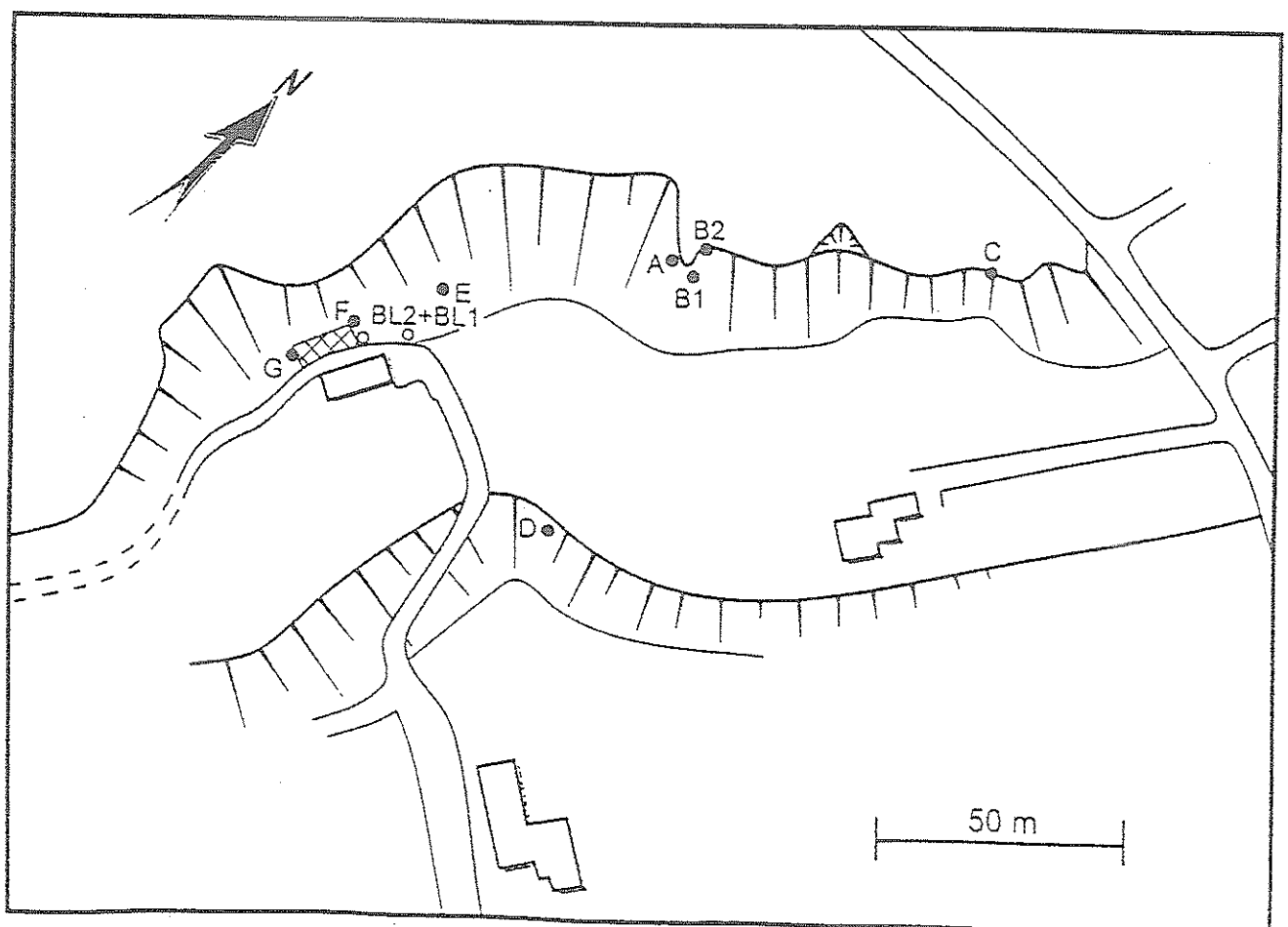
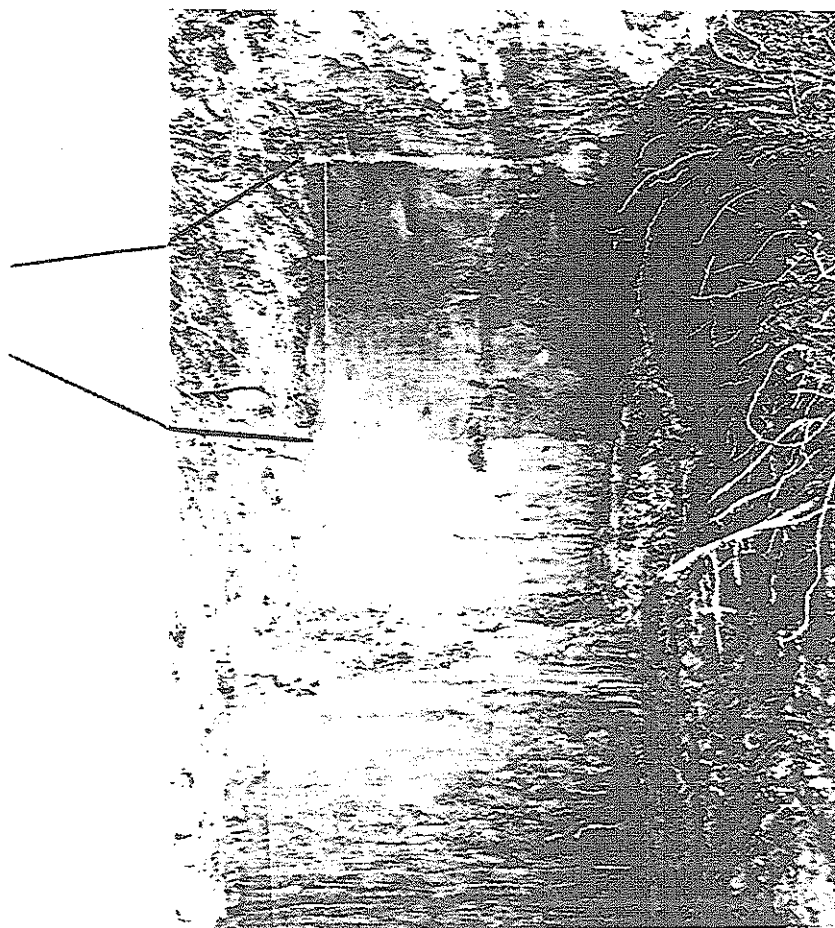
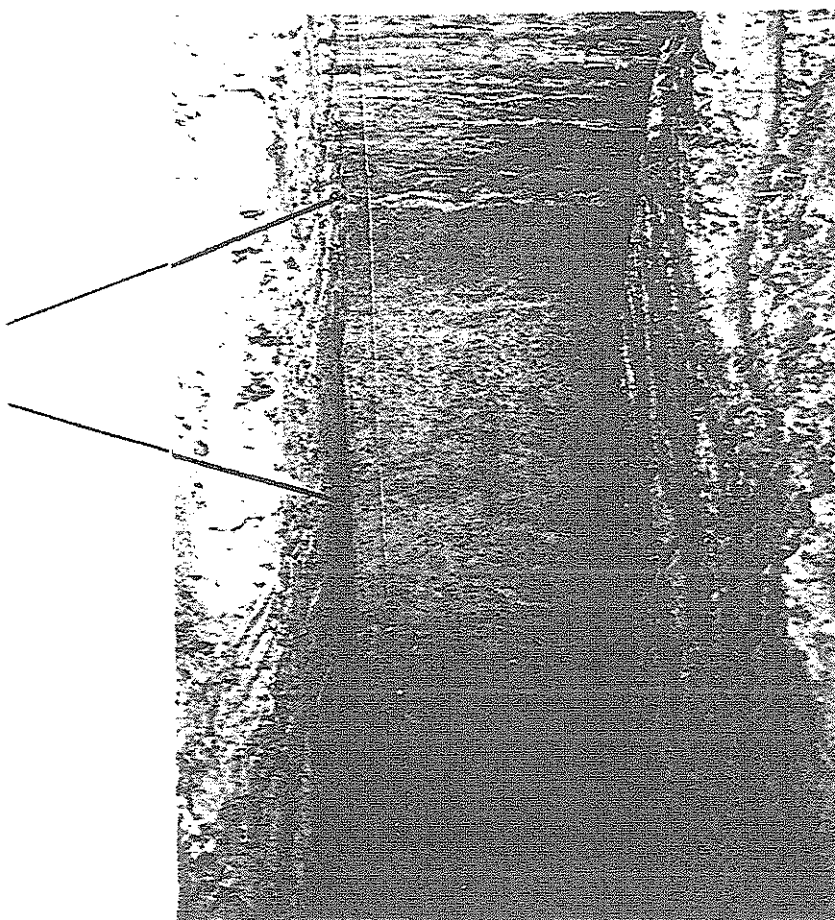


Fig. 2: Position of the profiles (A, B1, B2, C, D, E, F, G) and the drillings (BL1, BL2) at Koblenz-Metternich section

Upper Pedocomplex



Lower Pedocomplex



Photos 1 & 2:
Koblenz-Metternich
Profile A

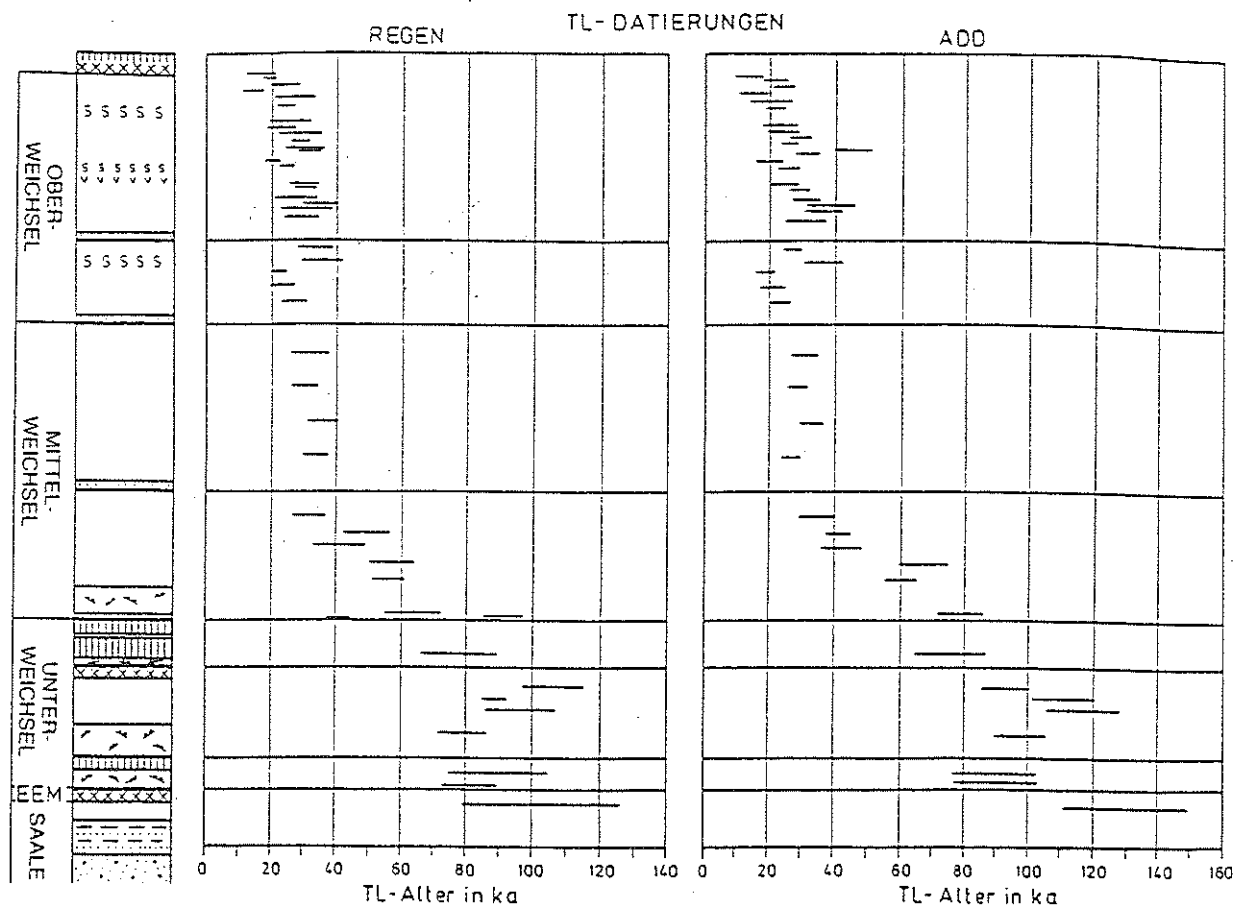


Fig. 3: Comparison of the TL ages in the loess section of Koblenz-Metternich, determined by regeneration (REGEN) and additive (ADD) method (after FRECHEN, BOENIGK & WEIDENFELLER 1995)

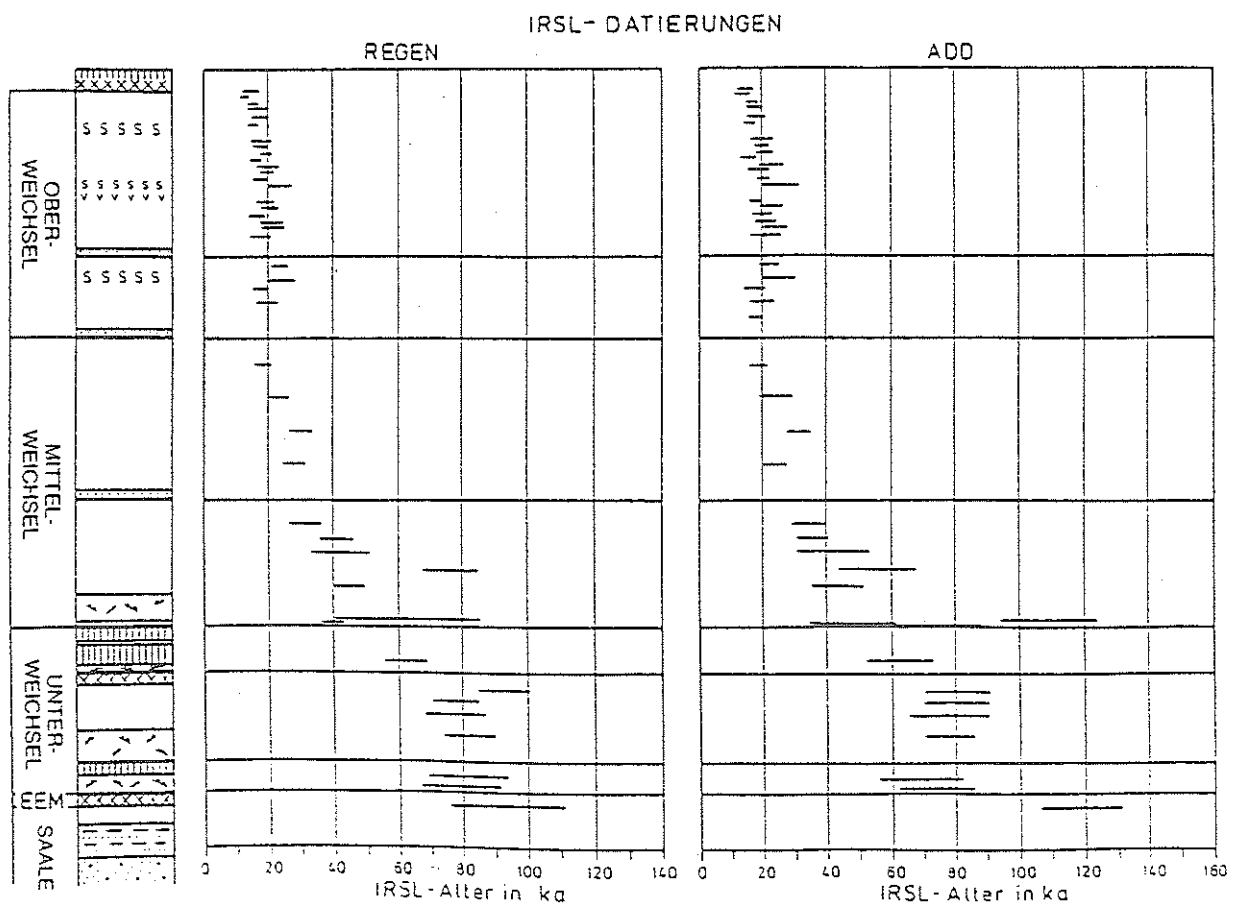


Fig. 4: Comparison of the IRSL ages in the loess section of Koblenz-Metternich, determined by regeneration (REGEN) and additive (ADD) method (after FRECHEN, BOENIGK & WEIDENFELLER 1995)

Middle Palaeolithic artefacts were found 80m southwest of profile A (CONARD, BOSINSKI & ADLER 1995), where the Upper Pedocomplex is exposed (fig.5). Profiles E, F and G give evidence for a more detailed record of the Upper Pedocomplex (BOENIGK, FRECHEN & SCHWEITZER 1999). Between "marker loess" and Bt horizon of the Upper Pedocomplex, a Bt horizon with intensive fabric and clay coatings is intercalated (fig.6).

The Middle glacial, OIS 4 and 3

On top of the marker loess-like horizon, reworked humic-rich sediments and reworked loess were accumulated (profile B). In the lower part of the reworked humic-rich sediment, LÖHR & BRUNNACKER (1974) found a tephra, the "Metternicher Bims". During the field investigations of the previous years, this tephra was not exposed. The stratigraphic position and the eruption age are under discussion.

The overlying loess/palaeosol sequence is an equivalent of those sediments from the section at Tönchesberg (fig.8). REMY (1968) postulated, that the boundary between Lower and Middle Weichselian is represented by a reworked soil between two loesses. In the 1994' field campaign, this soil was not exposed but represented by an erosional plane and a loess-rich gravel horizon (1st gravel horizon). TL age estimates range from 60 to 40 ka. However, between first and second gravel horizon, no obvious age increase with depth was determined. TL and IRSL age estimates range from 18 to 30 ka for the latter sediments. The boundary between middle and late glacial (OIS 3/2) is defined at the second erosional plane and gravel horizon. The boundary between Lower and Middle Weichselian is likely at the base of the "marker loess", as evidenced by luminescence age estimates.

The last glacial maximum, OIS 2

The Upper Weichselian record is characterized by the deposition of reworked and aeolian loess, intercalated by three weak gleyed horizons and a third erosional plane and gravel horizon in profile B. No age increase with depth was determined for the sediments between the second and third gravel horizon. Thus, the Middle and Upper Weichselian loesses were deposited by a very high accumulation rate. Due to the high accumulation rate, no luminescence age difference was determined for the sediments between the hydromorphic soils ("Naßböden"), which are typical for Upper Weichselian loess sequences in Central Europe.

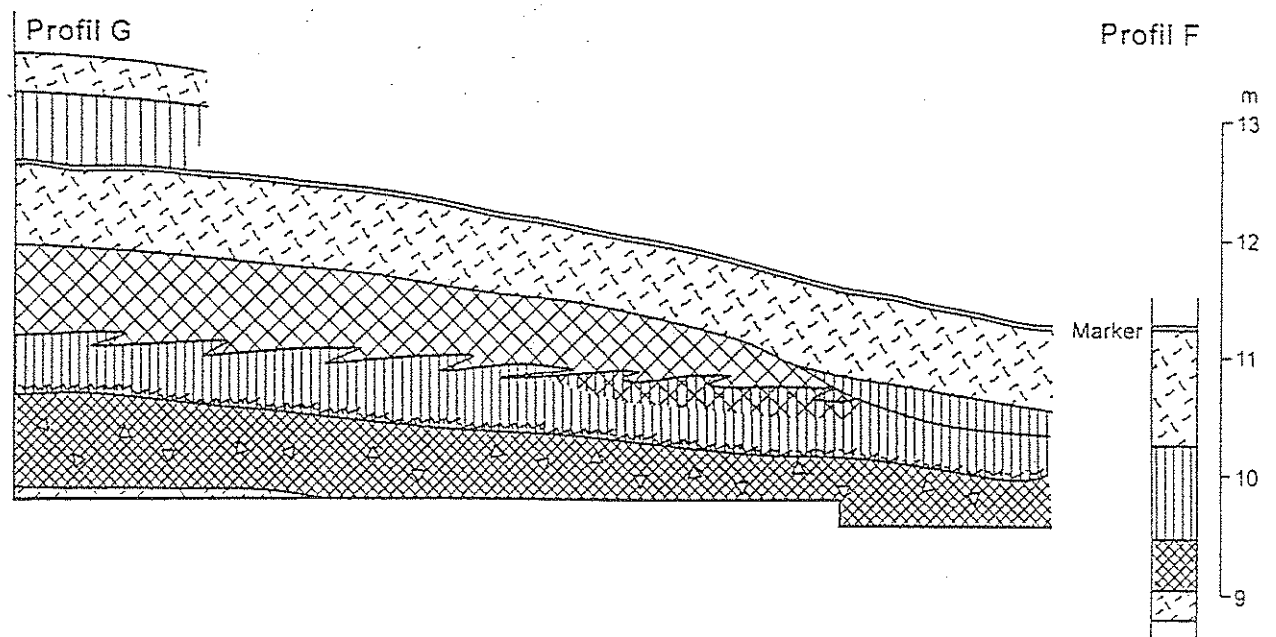


Fig. 5: Loess/palaesoil sequence between profile G and F
(after BOENIGK, FRECHEN & SCHWEITZER 1999)

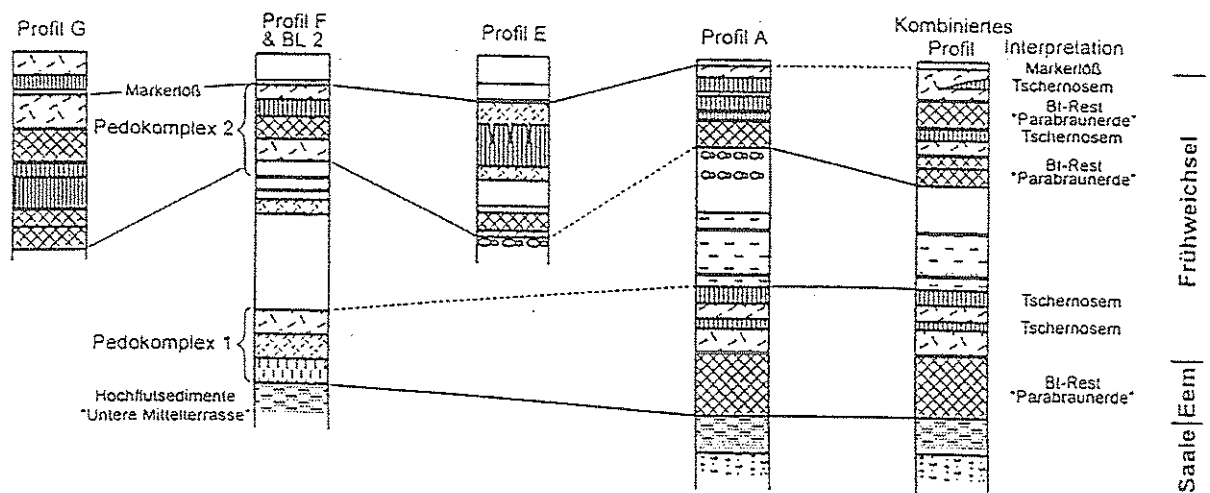


Fig. 6: Correlation between the profile A, E, F, and G and compilation to a combined profile
(after BOENIGK, FRECHEN & SCHWEITZER 1999)

In profile C a thin layer of basaltic ash is sandwiched by loess. The eruption age was indirectly determined by luminescence dating and ranged from 17.5 to 22 ka at the section at Koblenz-Metternich. The luminescence age estimates do not have sufficient resolution in order to distinguish between the "Eltvillè" and "Rambach" tephra (FRECHEN & PREUSSER 1996). The exposed tephra is defined as an "Upper Weichselian Tephra".

In profile C, IRSL age estimates increase with depth, ranging from 13 to 23 ka. The youngest loess was accumulated between 13 and 15 ka. The Upper Weichselian sediments were covered by pumice of the cataclysmic Laacher See eruption during the Alleröd-Interstadial about 12.9 ka ago.

Rock magnetism

Rock magnetism is a powerful tool for the characterisation of sedimentary environments. The applied techniques are relatively rapid, simple, sensitive, non-destructive and inexpensive. In the last years significant progress was achieved in using rock magnetic parameters as proxies for provenance, depositional and postdepositional processes, paleoclimatic variations, etc. (e.g. DEKKERS 1997).

Loess-palaeosol sequences (LPSS) comprise alternating successions of palaeosols in loess. The palaeosols were formed under wetter and warmer climatic conditions and are characterised by the enhancement of magnetic minerals. Hence, magnetic low-field susceptibility (κ , KAPPA) may serve as a climatic proxy and its course with depth allows for the correlation of LPSS with the marine oxygen isotope record. The main source for the magnetic signal in palaeosols is thought to be the increased concentration and activity of magnetite (Fe_3O_4) producing bacteria (e.g. HELLER & EVANS 1995). However, this primary magnetite fraction is subjected to various alteration processes and may oxidise in whole or in part during early diagenesis to maghemite ($\gamma\text{-Fe}_3\text{O}_4$) and/or hematite ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) (REINDERS et al. 1999).

At the site Koblenz-Metternich profile A and B of BOENIGK et al. (1994) was sampled for rock magnetic (0-19.3 m, 10 cm spacing) and palaeomagnetic (19-26.5 m, 2.4 cm spacing) investigations. For the entire section the whole suite of concentration dependent parameters (CDP's) (κ , isothermal remanent magnetisation (IRM), anhysteretic remanent magnetisation (ARM) as well as grain-size indicative parameters (e.g. S-parameter) and the anisotropy of κ (AMS) were determined. Here, we present the results of the κ , IRM, ARM measurements and the S-parameter. The ARM is widely accepted as a proxy for the concentration of single

domain (SD) magnetite grains. Its ratio to κ is used here as a proxy for the intensity of pedogenesis. In Fig. 7 the S-parameter, the CDP's and their interparametric ratios are plotted as a function of depth. From 18 down to 25 m the profile almost parallels the Tönchesberg site (profile B). The lowermost 2 m, however, probably represent a detailed record of latest Saalian to Eemian sediments. At least five interstadial paleosols can be recognised in the Middle to Upper Weichselian part of the profile.

Discussion

The Lower Pedocomplex consists of a strong Bt-horizon of a brown forest soil and two chernozems or forest-steppe horizons. The Upper Pedocomplex is characterized by two Bt horizons of brown forest soils and at least two chernozems and several horizons of humic rich reworked pedosediments. The Bt horizon of a brown forest soil ("Parabraunerde") is not an equivalent for a complete interglacial cycle. It is likely that forest soils occur during an interstadial of the Lower Weichselian (oxygen isotope stage 5c and 5a).

On the base of soil stratigraphy and chronological results, the Upper Pedocomplex can be correlated with the Lower Weichselian humic-rich horizons at section Tönchesberg (fig.8). At section Koblenz-Metternich, the interstadial soils of the Middle Weichselian record are much more detailed than at the Tönchesberg section. Due to the two intercalated pedocomplexes in Koblenz-Metternich, including three Bt horizons of brown forest soils and at least four chernozems, the stratigraphic position of the fluvial terrace (Lower Middle Terrace) designated to have formed during the penultimate glaciation, is under discussion. However, if the chronological results are taken into account the last interglacial/early glacial sequence, which is the equivalent of oxygen isotope stage 5, is much more complicated and detailed in the loess record of the Middle Rhine area than previously thought.

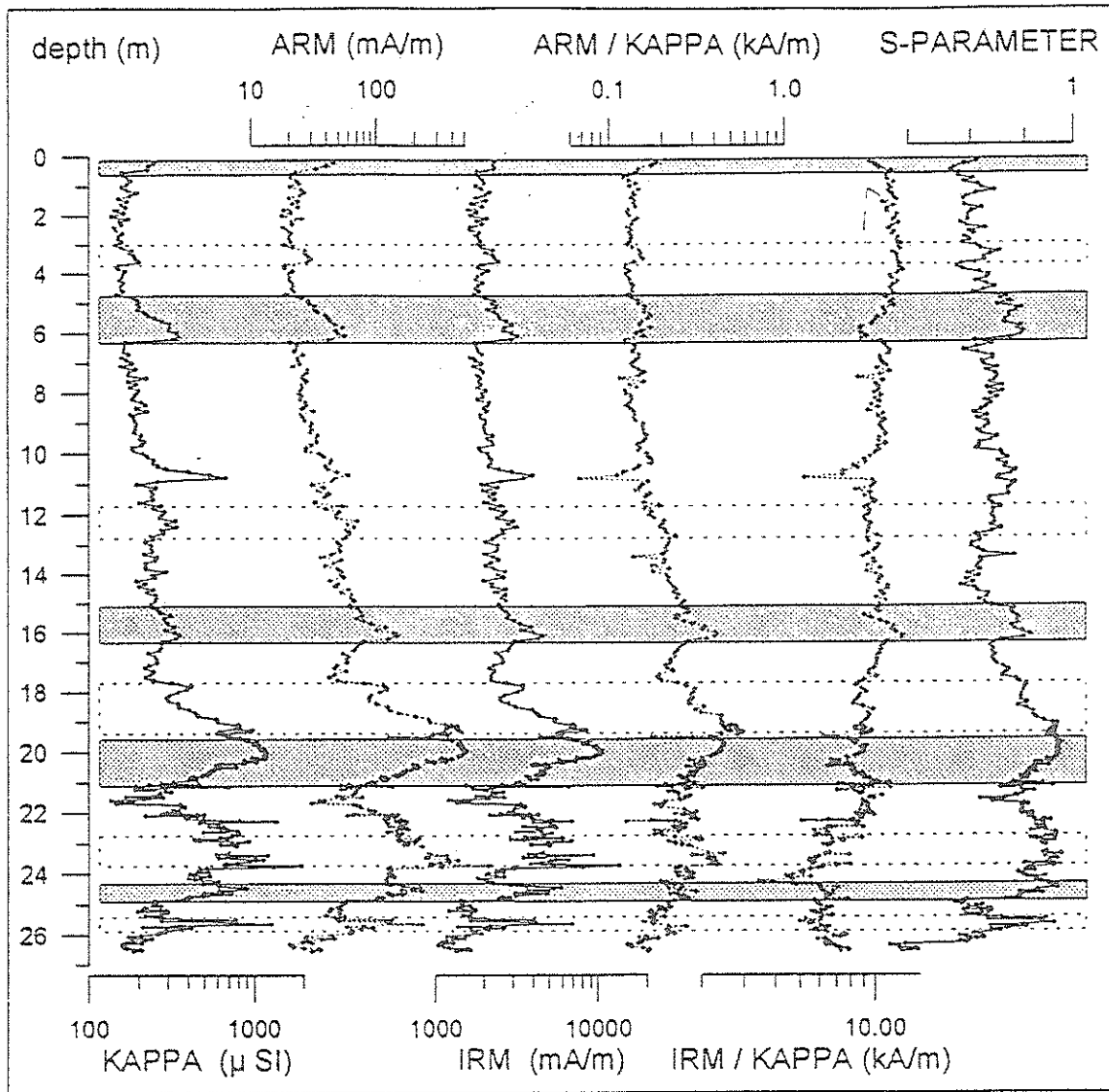


Fig. 7: Rock magnetic parameters at the site Koblenz-Metternich (profile A & B) plotted as a function of depth. Grey shaded horizons: paleosols which are already visible in the field. Horizons framed by dashed lines: evidence from rock magnetic parameters for in situ pedogenesis.

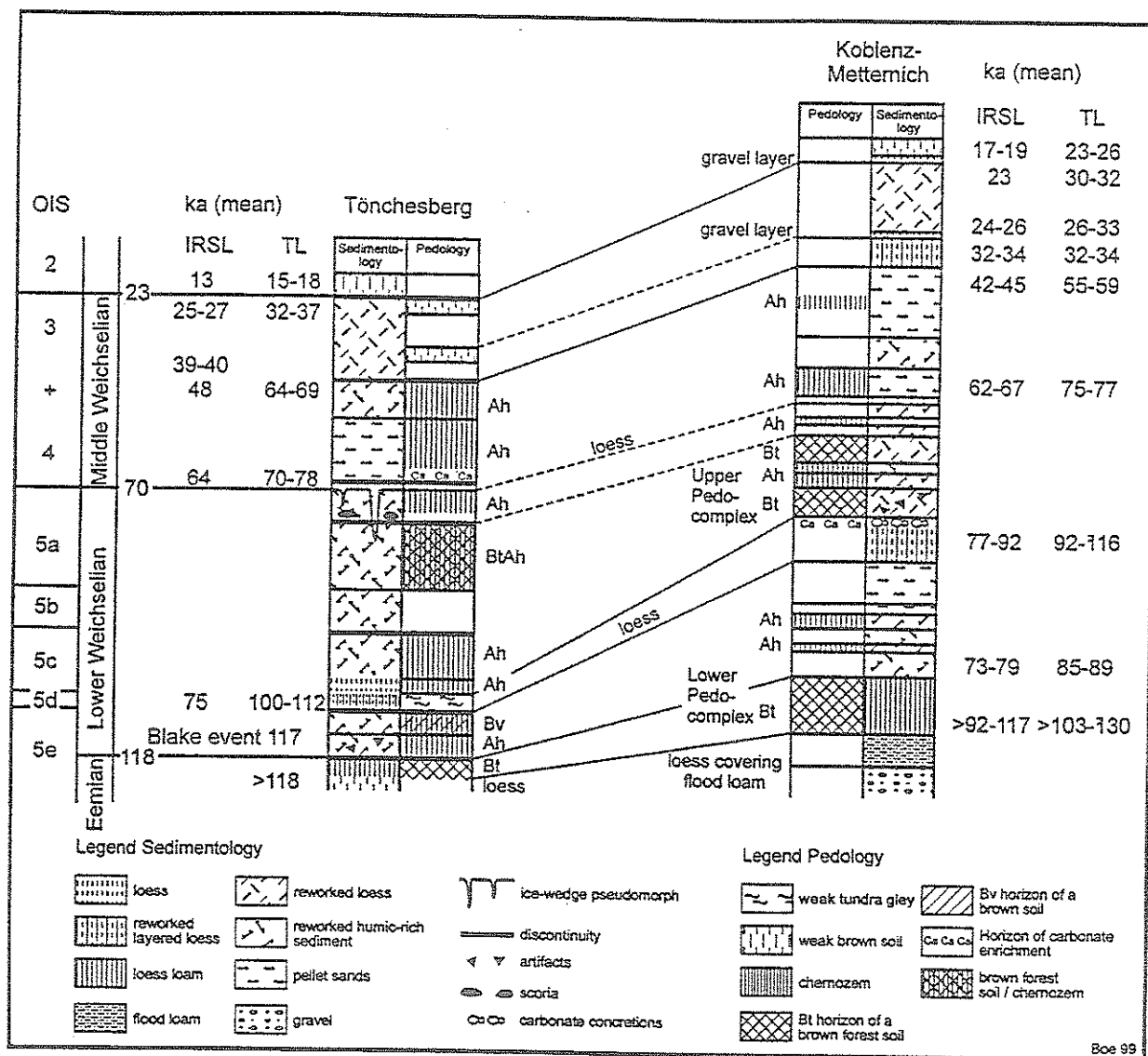


Fig. 8: Correlation of the loess/palaeosol sequence from the sections at Tönchesberg and Koblenz-Metternich (after FRECHEN, BOENIGK & HAMBACH in this volume) (Bt = clay-rich B horizon of brown forest soil; Ah = humic-rich A horizon).

References

- BECKER, U. & BOENIGK, W. & HENTZSCH, B. (1989): Reverse Magnetisierung in den frühwürmzeitlichen Deckschichten am Tönchesberg/Osteifel.- Mainzer naturw. Archiv, 27: 1-22, 8 Abb.; Mainz.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (1994): Lumineszenz-Datierungen an kolluvialen Sedimenten des Elsbachtales: erste Ergebnisse.- Archäologie im Rheinland 1994: 177-179, 2 Abb., 1 Foto; Bonn.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (1998): Zur Geologie der Deckschichten von Kärlich/Mittelrhein. - Eiszeitalter und Gegenwart, 48: 38-49; Hannover.
- BOENIGK, W., FRECHEN, M. & WEIDENFELLER, M. (1994): Die mittel- und oberpleistozäne Deckschichtenfolge im Naturschutzgebiet "Eiszeitliches Lößprofil" in Koblenz-Metternich.- Mainzer geowiss. Mitt., 23: 287-320, 14 Abb., Mainz.
- BOENIGK, W., FRECHEN, M. & SCHWEITZER, U. (1999): Mikromorphologische Charakterisierung von Bodenhorizonten der pleistozänen Deckschichten aus Kärlich und Koblenz-Metternich. - Mainzer geowiss. Mitt., 28: 111-142, 17 Abb.; Mainz.
- CONARD N., BOSINSKI G. & ADLER, D. (1995): Koblenz-Metternich. - In: W. SCHIRMER (Hrsg.): Quaternary field trips in Central Europe. - Volume 2: 882-885; Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München.
- DEKKERS, M.J. (1997): Environmental magnetism: an introduction.- Geologie en Mijnbouw, 76: 163-182
- FRECHEN, M. (1991): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Mittelrheingebiets.- Geologisches Institut, Universität zu Köln, Sonderveröffentlichungen, 79: 1-137; Köln.
- FRECHEN, M. (1994): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Tönchesberges aus der Osteifel.- Eiszeitalter und Gegenwart, 44: 79-93, 7 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- FRECHEN, M., BOENIGK, W. & HAMBACH, U. (1999) (this volume): The Late Middle and Upper Pleistocene Loess/Palaeosol deposits of section Tönchesberg, Neuwied Basin. - In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (eds): Loess in the Middle and Upper Rhine Area: 5-16; Mainz (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz).
- FRECHEN, M., BOENIGK, W. & WEIDENFELLER, M. (1995): Chronostratigraphie des "Eiszeitlichen Lößprofils" in Koblenz-Metternich. - Mainzer Geowiss. Mitt., 24: 155-180, 13 Abb., 2 Tab.; Mainz.

- FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau.- Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, 20: 53-66; Frankfurt a.M.
- GÜNTHER, A. (1907): Paläolithische Fundstellen im Löss bei Coblenz.- Jahrbuch des Vereins von Altertumsfreunden im Rheinland, 116: 344-365, 7 Abb., 3 Taf., Bonn.
- HELLER, F. & EVANS, E.M. (1995): Loess magnetism.- Reviews of Geophysics, 33,2: 211-240.
- HOFER, H. (1937): Koblenz-Metternich. - Bonner Jahrbuch, 142: 275-278; Bonn.
- KUKLA, G. (1994): Mysterious early glacial dust storms.- QRA-Konferenz "Wind blown sediments in the Quaternary record, London, 5.1.-8.1.1994, abstract proceedings; London.
- LÖHR, H. & BRUNNACKER, K. (1974): Metternicher und Eltviller Tuff-Horizont im Würm-Löß am Mittel- und Niederrhein.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 102: 168-190, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- PREUSSER, F. & FRECHEN, M. (1995): Luminescence dating of Upper Weichselian marker horizons: Eltville and Rambach Tephra.- Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung 1/95: 76-77; Bremen.
- REINDERS, J., HAMBACH, U. & KRUMSIEK, K. (1999) (this volume): The loess-paleosol sequence (LPSS) from Koblenz-Metternich: Independent paleo- and rock magnetic dating approach identifies Dansgaard-Oeschger cycles (DOCs). - In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (eds): Loess in the Middle and Upper Rhine Area: 31-36; Mainz (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz).
- REMY, H. (1960): Der Löß am unteren Mittel- und Niederrhein.- Eiszeitalter und Gegenwart, 11: 107-120, 5 Abb., 1 Tab.; Öhringen.
- REMY, H. (1968): Zur Stratigraphie und Klimaentwicklung des jüngeren Pleistozäns in Mittel- und Westeuropa unter besonderer Berücksichtigung des Lösses.- Decheniana, 121: 121-145, 4 Abb., 5 Tab.; Bonn.
- REMY, H. & PAAS, W. (1959): Die Löß-Profile von Koblenz-Metternich und Moselweiß.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4: 331-336, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.

Stop 2: Koblenz-Metternich

Theme: The loess-paleosol sequence (LPSS) from Koblenz-Metternich:
Independent paleo- and rock magnetic dating approach identifies
Dansgaard-Oeschger cycles (DOCS)

Authors: Jan Reinders¹, Ulrich Hambach² & Klaus Krumsiek²

¹Department of Geography, Roxby Building, University of Liverpool, Liverpool L69 3BX, U.K.
e-mail: jan.reinders@newmail.net

²Geologisches Institut, Universität Köln, Zùlpicher Str. 49a, D-50674 Köln
e-mail: uli.hambach@uni-koeln.de
e-mail: krumsiek.klaus@uni-koeln.de

Methods

The Mettenich LPSS (river Rhine area, Germany) comprises the last glacial/interglacial cycle in a 27 m thick succession (BOENIGK et al. 1994). The lower 13.5 m were quasi-continuously sampled for paleo- and rock magnetic studies (~ 2.4 cm spacing). Sample recovery and preparation was conducted as outlined in REINDERS & HAMBACH (1995). Rock magnetic parameters (RMPS) were determined for at least every second sampling level. Measurements included the determination of concentration dependent parameters (CDPs): magnetic low-field susceptibility (κ), acquisition of isothermal and anhysteretic remanent magnetizations (IRMS, ARMS), and of parameters sensible to variations of magnetic grain-size (frequency dependent susceptibility, χ_{fd}), coercivity (alternating field demagnetization (AFD) of IRM and ARM, $S_{035} = (1 - \text{IRM}_{@0.35\text{T}^{\text{back field}}} / \text{IRM}_{@2.4\text{T}})/2$) and depositional environment (anisotropy of κ , (AMS)). IRMs of selected samples were thermally treated to identify mineral magnetic constituents. Paleomagnetic investigations comprise ca. 120 (ca. 1300) stepwise AFD (blanket 20mT-AFD) corresponding to a density of two paleofield determinations per sampling level.

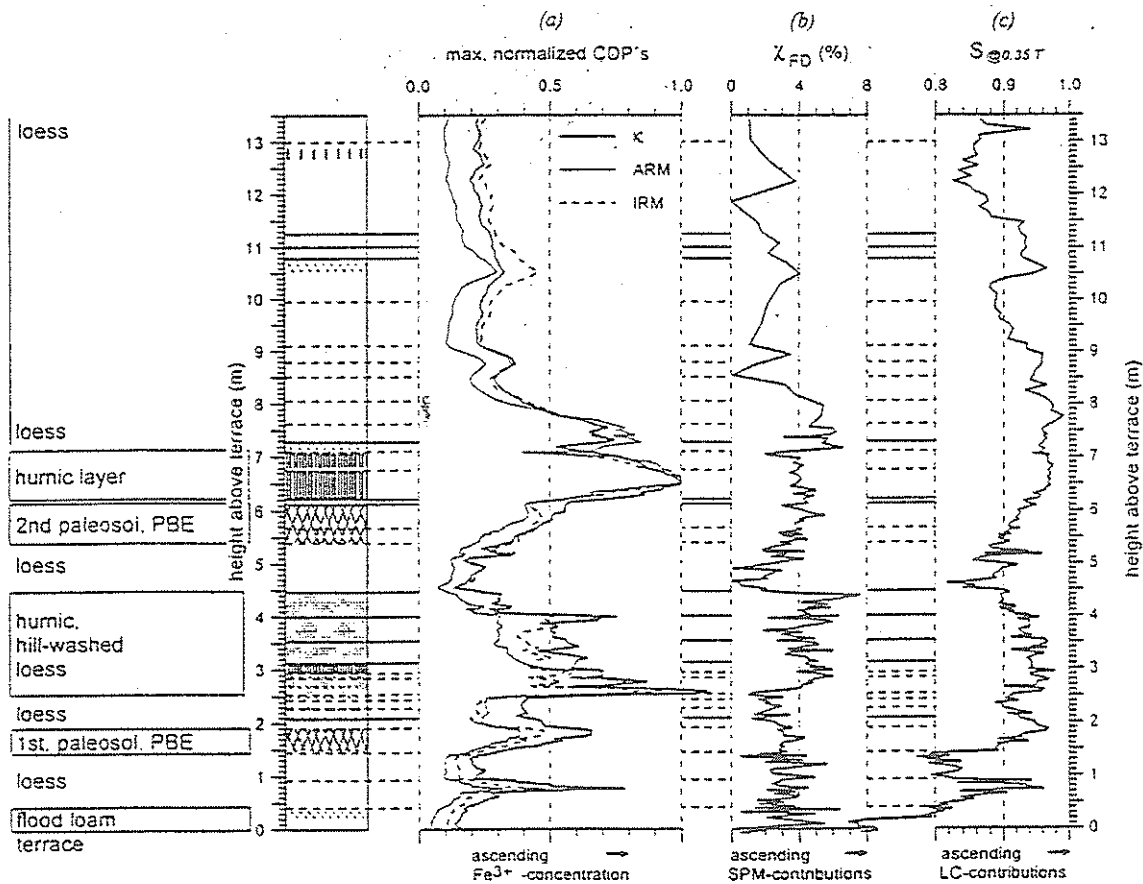


Figure 1: Height / stratigraphy dependence of RMPs. Left side: Stratigraphy after Boenigk et al. (1994). Horizontal bold lines: hiatus, broken lines: facies changes. (a) CDPs normalized with respect to the pedogenic maximum. (b) χ_{fd} indicates relative contributions of superparamagnetic (SPM) minerals (e.g. Heller & Evans 1995). (c) S_{035} decreases with ascending HC-contributions. It approaches unity for purely low coercive (LC) mineral assemblages.

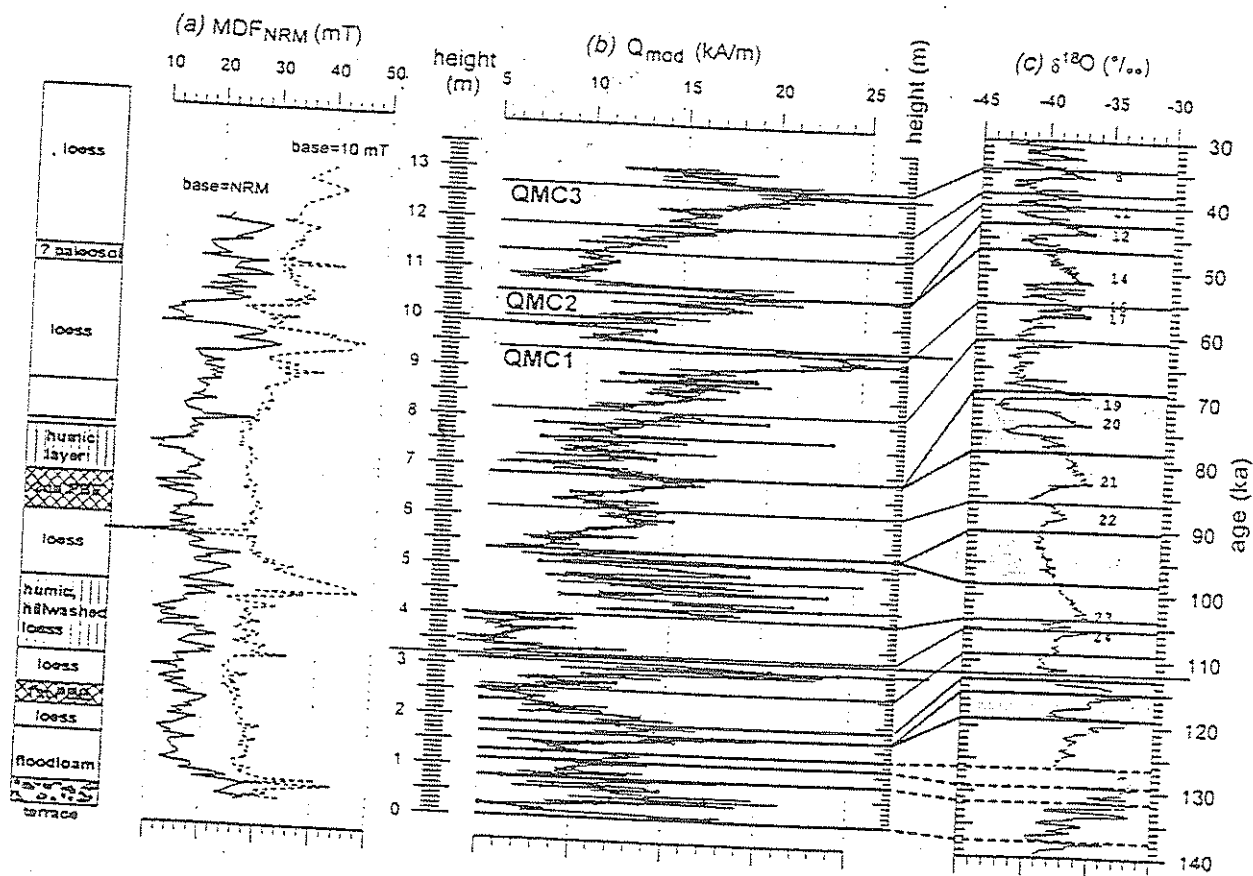


Figure 2: Geochronological approach. Left: revised lithology column. (a) Medium destructive field (MDF) of the NRM for different base values. (b) Q_{mod} smoothed in 2.5 cm intervals with standard deviation. (c) GRIP $\delta^{18}O$ -data. Bold numbers: interstadials (IS) (Dansgaard et al. 1993). Proposed correlation of Q_{mod} and GRIP-record is indicated by tie lines between panels (b) and (c). Grey shades mark age intervals not represented at the Metternich section.

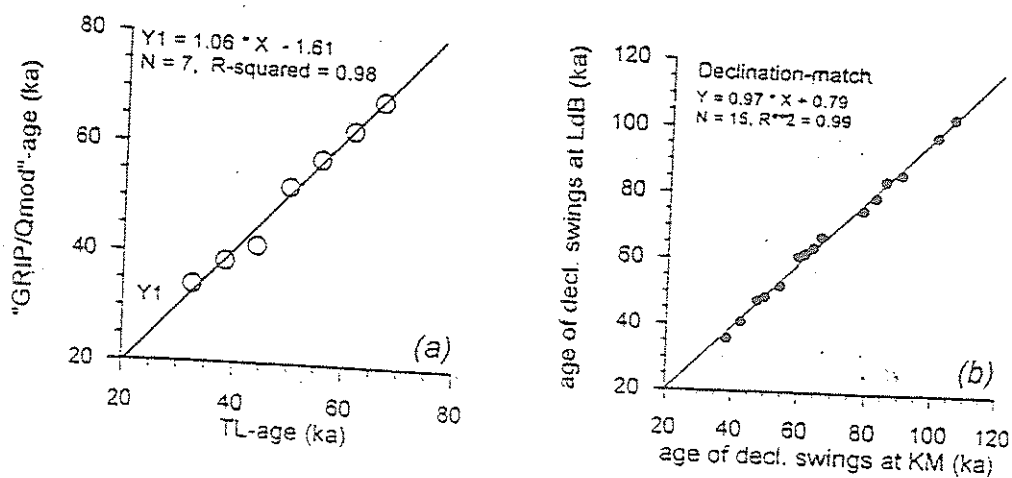


Figure 3: Evaluating GRIP- Q_{mod} ages using (a) TL-data, (b) "secular variation stratigraphy".

Rock magnetic investigations

Thermal IRM-demagnetizations identify only maghemite clearly, but suggest that hematite contributes to the high-coercive (HC) fraction. Magnetite and titanomagnetites/-maghemites may be present, but the evidences are weak. Obviously, an expected primary, authigenic magnetite fraction related to pedogenetic processes (e.g. HELLER & EVANS 1995) did not survive early diagenesis in large amounts, but was oxidized to maghemite/ hematite. Despite this diagenetic influence, the results of rock magnetic investigations suggest a long term paleoclimatic control of magnetic mineral concentration and grain-size assemblage by high (low) values of CDPs, magnetic grain-size- and coercivity- proxies in the paleosols (loesses) (fig.1). Short term, small scale variations of RMPs resolve facies changes and hiatus proposed by BOENIGK et al. (1994) remarkably well. This observation and an integrative multi-parameter approach (including interparametric ratios, AMS, IRM coercivity fractions) which was applied to access the duration - time/depth-relation - of diagenesis and its implications for short term environmental changes suggest that 1. the intensity of diagenetic processes was controlled by the intensity of pedogenesis (hence, paleoclimate), and 2. that diagenetic processes did not reach far into the sediment column under normal conditions (outside the parabraunerde paleosols (PDEs) (REINDERS 1999).

Paleomagnetic investigations

The ratio of the NRM-intensity with κ , ($Q_{mod} = NRM_{@20mT}/\kappa$, but also $NRM_{@20mT}/(ARM, IRM)$) displays saw-tooth patterns in the upper loess (7 - 13 m, fig. 2 (b)). The course of these Q_{mod} -cycles (QMCs) is characterized by increasing ratios with ascending height, prior to the drastic decrease. Peak values are accompanied by local maxima of the MDF (figure 2 (a)) indicating that the NRM-intensity is controlled by magneto-mineralogical changes, hence by paleoclimate, and not by the strength of the Earth's magnetic field (EMF). These ratios were correlated to the GRIP $\delta^{18}O$ record, which reflects European paleoclimate (THOUVENY et al. 1994), under the premise that peaks of the QMCs are related to moister climates (REINDERS in prep.). IS 12 is not represented because: 1. The rock magnetic signature at ca. 10.5 m points to a paleosol. QMC2 was consequently tied to IS 14. 2. Accumulation rates do not vary by far more than one order of magnitude under comparable environmental conditions, leading to the correlation QMC3 - IS8, the youngest relatively long lasting DOC. The same argument holds for the correlation of QMC1-IS 17. The age model is consistent with thermoluminescence (TL) ages (FRECHEN et al. 1995, fig. 3(a)) up to 70 ka B.P.

corroborating the inference that NRM-normalizations describe an in-situ signal and reflect rapid climate variations - DOCs. The correlation of high Q_{mod} -values with moister climates was then speculatively expanded to the lower part of the section ($h < 7.0$ m), where luminescence methods rapidly approach their limits (FRECHEN et al. 1995). This part of the chronology was evaluated using the Lac du Bouchet paleofield record (LdB-PFR, THOUVENY et al. 1990, scaled after THOUVENY et al. 1994) and the Metternich-PFR (KM-PFR) which was acquired as a depositional remanent magnetization. It was preserved, despite being partly affected by diagenesis. Reversals of the EMF proposed for the last 140 ka are not recorded, because they tend to occur within those time intervals seldom represented in terrestrial sediments, rather than because of their short duration (REINDERS 1999). The declination-series of the KM-PFR closely resembles the LdB declination. The ages of contemporary characteristic declination swings (defined by amplitude and duration) deviate by 3.2 kyr at the most (fig. 3(b) and allow to extend the chronology back to 100 ka B.P.

Conclusions

A direct correlation of RMPs to the paleoclimate trend ("susceptibility dating") can be misleading, because in-situ signals cannot be discriminated. Diagenesis related to pedogenetic processes affect primary magnetic minerals, but they do usually reach not deep into the sediment column. The paleomagnetic record at the Metternich site reflects in-situ acquisition of an independent signal (declination) which is not erased during diagenesis but merely stabilized (enhanced coercivity) by the oxidization of part of the remanence carrying magnetic mineral fraction. Normalizations of the NRM-intensity with respect to CDPs hence do not primarily mirror paleointensity fluctuations of the EMF but paleoclimate. They can be used to date the Metternich-LPSS, which is characterized by episodic accumulation (rates between 6 cm/kyr and 50 cm/kyr). The significance of the GRIP $\delta^{18}\text{O}$ -record for European paleoclimatic variations is corroborated by the results of this study.

Acknowledgements

GRIP-data provided by NSIDC, University of Colorado, and WDC-A for Paleoclimatology, NGDC Boulder, Colorado. The LDB-PFR was kindly provided by N. Thouveny (Marseille).

References

- Boenigk, W., Frechen, M. & Weidenfeller, M., *Mainzer geowiss. Mitt.*, **23**, 287-320, 1994.
- Dansgaard, W. et al., *Nature*, **264**, 218-220, 1993.
- Frechen, M., Boenigk, W. & Weidenfeller, M., *Mainzer geowiss. Mitt.*, **24**, 155-180, 1995.
- Heller, F. & Evans, M., *Rev. Geophys.*, **33**, 2, 211-240, 1995.
- Reinders, J. & Hambach, U., *Geophys. J. Int.*, **122**, 407-418, 1995.
- Reinders, J., *Edition Wissenschaft, Reihe Geowissenschaften*, **57**, 1999.
- Thouveny, N., Creer, K.M. & Blunk, I., *Earth planet. Sci. Letters*, **97**, 140-161, 1990.
- Thouveny, N. et al., *Nature*, **371**, 503-506, 1994.

Die Mesozoisch-Tertiäre Verwitterung im Westerwald und im südlichen Siebengebirge.

(Exkursion 1 am 02.06.2000)

VON MATTHIAS STOFFELS, JEAN THEIN & MICHAEL VEERHOFF¹

Fahrt route: Koblenz-Metternich → BAB48 → Dernbacher Dreieck → BAB3 → AS Dierdorf → AS Bad Honnef/Linz → Bonn

Top. Karten (TK50): L5308 Bonn, L5510 Neuwied, L5512 Montabaur

Geol. Karten (GK25): 5309 Königswinter, 5310 Asbach, 5410 Waldbreitbach, 5411 Dierdorf, 5412 Selters, 5512 Montabaur

Exkursionspunkte:

- 1 Trassen-Einschnitt an der Autobahnausfahrt Dierdorf [PFA53]**
Mesozoisch-tertiärer Saprolit auf Tonschiefern, sandigen Schiefern & Sandsteinen des Ober- & Mittel-Siegen (Hunsrückschieferfazies); Wechsel von Oxidations- und Reduktionszone
- 2 Einschnitt südlich des Rottbitze-Tunnels zwischen DB-km 49,225 und DB-km 49,575 [PFA41]**
Mesozoisch-tertiärer Saprolit auf Ton- & Sandsteinen des Ober-Siegen (Siegener Normalfazies); Wechsel von Oxidations- und Reduktionszone; Hunsrückkerze; hydrothermaler Zersatz

Einführung

Bereits in den 80er Jahren des 20. Jahrhunderts wurde von der Deutschen Bahn AG der Bau einer ICE-Neubaustrecke zwischen den Ballungszentren Köln und Frankfurt/Main mit dem Ziel geplant, die stark durch Personen- und Güterverkehr frequentierte Rheinschiene zu entlasten und die Fahrzeit zwischen den beiden Ballungszentren erheblich zu verkürzen. Die Neubaustrecke wurde 1985 in den Bundesverkehrswegeplan als dringliche Baumaßnahme aufgenommen und ein großräumiger Planungskorridor zwischen den Autobahnen A61 und A3 ausgewiesen, in dem fünf Varianten einer Trassenführung (u.a. mit der Anbindung der Städte Bonn, Koblenz und Mainz) auf ihre Machbarkeit, Wirtschaftlichkeit und Umweltverträglichkeit geprüft wurden.

Letztendlich hat sich die Variante 0 als die weitaus günstigste Trassenführung herausgestellt. Die Linienführung verläuft dabei von Köln Hbf über Siegburg, Montabaur, Limburg nach dem Grundsatz der Verkehrsbündelung parallel zur Autobahn A3 bis zum Wiesbadener Kreuz und weiter bis zum Flughafen Frankfurt/Main (Abb. 1) und knüpft dort an das bereits bestehende Streckennetz der Deutschen Bahn an. Bei der Querung des Rheinischen Schiefergebirges auf einer Länge von rund 100 Kilometern müssen z.T. starke Reliefunterschiede überwältigt werden. Im Rahmen der Baumaßnahme müssen daher innerhalb des Schiefergebirges 21 Tunnel mit einer Gesamtlänge von rund 31 Kilometern vorgetrieben werden. Die Tunnelabschnitte liegen konzentriert im Bereich des Siebengebirges, des Westerwaldes und des Taunuskamms. Auf einer Länge von 40 Kilometern sind zusätzlich bis zur Fertigstellung der ICE-Neubaustrecke im Jahr 2001 Einschnitte in das vorhandene Gelände erforderlich. Im Rahmen der geologischen Vorerkundung wurden ca. 1000 Bohrungen jeweils bis zu 30 Metern unter die zukünftige Schienenoberkante abgeteuft, die bis vor wenigen Monaten noch für eine wissenschaftliche Bearbeitung zur Verfügung standen.

Die ICE-Neubaustrecke durchquert in diesem Querprofil durch das Schiefergebirge alle anstehenden Serien des Altpaläozoikum (Metavulkanite und Metasedimente am Taunus-Südrand), des Unter- und Mitteldevon, sowie deren tertiäre Deckbildungen (Sedimente, Tuffe und Ergussgesteine). Insbesondere werden auf langen Strecken die eintönigen siliziklastischen, stark verfalteten Serien des Siegen und Ems erschlossen, die nahezu im gesamten Trassenverlauf tiefgründig kaolinitisch verwittert sind.

An dem ausgezeichneten Bohrkernmaterial, aber vor allem an den während der Bauphase der Neubaustrecke (seit 1997) geschaffenen künstlichen Aufschlüssen lassen sich in einmaliger Weise die mesozoisch-tertiären Verwitterungsbildungen und ihre Abhängigkeit von der lithologischen Beschaffenheit des Ausgangsgesteins, von der geologischen Struktur sowie ihre zeitliche Veränderung im Laufe der klimatischen und neotektonischen Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges studieren.

¹ Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. M. STOFFELS, Prof. Dr. J. THEIN, Geologisches Institut der Universität Bonn, Nussallee 8, 53115 Bonn, Email: stoffels@geo.uni-bonn.de; Dr. M. VEERHOFF, Kemsli, Klingel & Veerhoff, Beratende Geologen, Von-Weichs-Straße 9a, 53121 Bonn

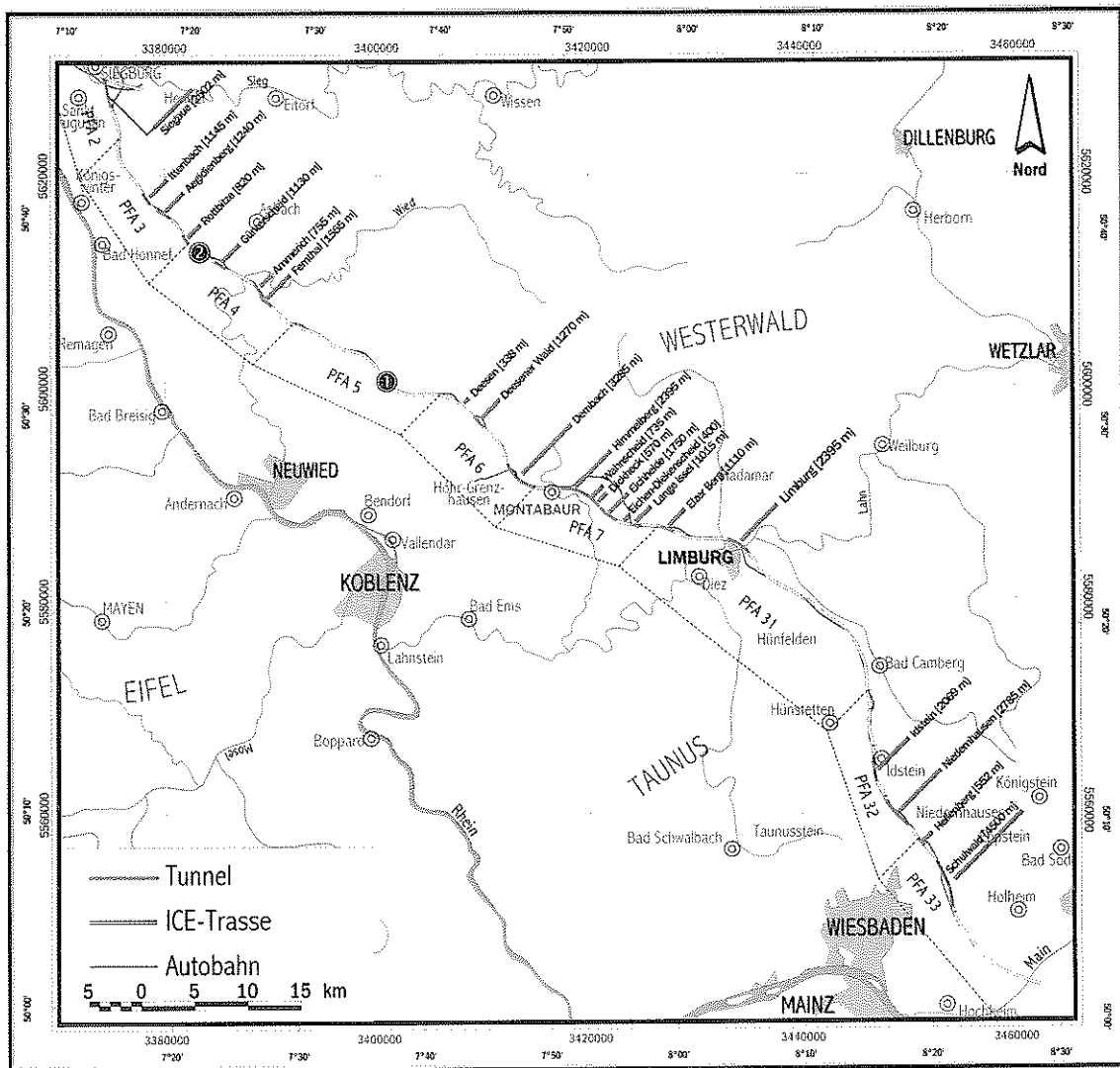


Abb. 1: Verlauf der ICE-Neubaustrecke Köln-Rhein/Main und Lage der beiden Exkursionspunkte
(① Einschnitt an der AS Dierdorf, ② Trogbauwerk südlich des Rottbitze-Tunnels)

Große Teile des Rheinischen Schiefergebirges waren nach der variscischen Gebirgsbildung in Zeiten tektonischer Ruhe ununterbrochen Festland und wurden nahezu zu einer Festebene abgetragen. Lediglich die Härtlingszüge des Taunus- und Emsquarzits ragten wahrscheinlich als Höhenrücken aus dieser morphologisch nur wenig gegliederten Festebene heraus. Während des Mesozoikum und des Tertiär konnte sich unter dem Einfluss eines tropisch bis subtropisch humiden Klimas durch Einwirkung kohlensäurereicher Humuswässer auf den siliziklastischen Gesteinen (Ton-, Siltschiefer, Sandsteine, Quarzite) des Devon eine tiefreichende siallitische, z.T. aber auch ferallitische Verwitterungsrinde mit nach unten abnehmender Verwitterungsintensität bilden.

Die Zersetzung der Gesteine ist dabei im wesentlichen auf die Umwandlung des Chlorits und der Feldspäte zu Kaolinit zurückzuführen, wobei Eisen, Mangan, Silizium, Erdalkalien und Alkalien mobilisiert und weggeführt wurden. Unter extremen Verwitterungsbedingungen wurden Quarzite und Sandsteine so zu weißen Sanden zersetzt, ein ursprünglich vorhandener Tongehalt ließ Klebsande entstehen und Ton- bzw. Siltschiefer wurden zu Ton und Schluff umgewandelt. Nur die erkennbar erhaltene Reliktstruktur (Trennfugen: Schichtung, Schieferung & Klüftung) der Sande, Tone und Schluffe sowie die meist angelösten und kavernenösen Quarzgänge lassen dann noch Rückschlüsse darauf zu, dass sie *in situ* durch Zersatz devonischer Gesteine gebildet worden sind.

Innerhalb des Verwitterungsprofils ändern sich das chemische Milieu von sauer über neutral zu schwach alkalischen Bedingungen. Ebenso ändert sich das Redoxpotential von positiven zu schwach negativen Bedingungen und es bildet sich in Abhängigkeit von der Lage der Grundwasseroberfläche eine Oxidations- und eine Reduktionszone aus. Im Bereich von Redoxklinen (vorwiegend an Trennfugen) können massige schwach Phosphor-haltige Fe-Mn-Krusten gebildet werden. Diese als Hunsrückerde (VIERSCHILLING, 1910) bekannten Goethit-Hämatit-haltigen Vererzungen wurden bis zum Beginn des 20. Jahrhundert im Schiefergebirge abgebaut.

Die wichtigsten und mengenmäßig am häufigsten auftretenden Edukte für die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke bilden die unterdevonischen Tonschiefer des Siegen und Ems. Deren wesentliche petrographischen Merkmale seien hier kurz aufgezählt (nach MOSBACH 1954, SCHULZ-DOBRICK 1975, FELIX-HENNIGSEN 1990):

Mineralbestand:

Hauptbestandteile:

Quarz	35-45	Gew.-%
Feldspat	2-10	Gew.-%
Illit-Muskovit	30-35	Gew.-%
Chlorit	25-30	Gew.-%

der Chlorit gehört zur Gruppe der Fe-Mg-Chlorite und wird als Eisen-Rhipidolit bezeichnet
bei den Feldspäten dominieren die Plagioklase (Albit) mit einem Anteil von >70%; Kalifeldspäte kommen nur in Spuren vor

Nebenbestandteile:

org. C	0,2-0,5	Gew.-%
Sulfide (Pyrit)	0,2-0,5	Gew.-%
Apatit	<0,5	Gew.-%
Schwerminerale	<0,5	Gew.-%
(Zirkon, Rutil, Turmalin)		

Geochemie:

SiO ₂	59	Gew.-%	Na ₂ O	0,2	Gew.-%
Al ₂ O ₃	20	Gew.-%	K ₂ O	3,5	Gew.-%
Fe ₂ O ₃	8	Gew.-%	TiO ₂	1	Gew.-%
FeO	5	Gew.-%	P ₂ O ₅	0,15	Gew.-%
MgO	2,5	Gew.-%	SO ₃	5	Gew.-%
MnO	0,1	Gew.-%	GLV	5	Gew.-%
CaO	0,1	Gew.-%			

Mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke auf Tonschiefern

Morphologisch wird die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke in eine Bodenzone (Solum) ohne erkennbare reliktsche Gesteinsstruktur und pedogenem Gefüge und in eine Saprolithzone untergliedert, in der die ursprüngliche Struktur (Trennflächen) erhalten geblieben ist und die eine Trennung in eine obere Oxidationszone und einen unteren Reduktionshorizont aufweist (SPIES, 1986).

Merkmale der Bodenzone

(nach FELIX-HENNIGSEN & SPIES, 1986; SPIES, 1986; FELIX-HENNIGSEN 1990; VEERHOFF & SPIES 1996)

- ⊙ maximal bekannte Mächtigkeit 6 m; meist abgetragen oder nur vereinzelt unter der konservierenden Bedeckung von tertiären Sedimenten oder in deren Umgebung kleinflächig erhalten
- ⊙ häufig durch Fe-Akkumulation rot gefärbt
- ⊙ erhöhter Tongehalt gegenüber dem darunter folgenden Saprolit
- ⊙ Illit-Muskovit stärker zu Kaolinit umgewandelt
- ⊙ gegenüber dem Saprolit deutliche Desilifizierung

Merkmale der Oxidationszone:

(nach FELIX-HENNIGSEN & SPIES, 1986; SPIES, 1986; FELIX-HENNIGSEN 1990; VEERHOFF & SPIES 1996)

- ⊙ immer vorhanden, die Mächtigkeit der Oxidationszone schwankt in Abhängigkeit von den paläo-morphologischen und -hydrogeologischen Verhältnissen zwischen 10 und 100 Metern
- ⊙ unterschiedlich gefärbt; die Färbung ist abhängig von der Intensität der Fe-Abfuhr bzw. -Infiltration
 - bei starker Enteisung → weiß bis hellgelblichgrau
 - bei mäßiger Enteisung → hellgelblichbraun bis hellrötlichbraun
 - bei lateraler Eisenzufuhr → rötlichbraun bis rot, z.T. rotviolett
- ⊙ die primäre organische Substanz ist oxidiert

- ⊙ die primären Sulfide sind oxidiert
- ⊙ an fossilreiche Horizonte gebundene Karbonate sind gelöst

Vertikale Phasenzusammensetzung der Oxidationszone

Illit-Muskovit-Kaolinit-Zone

- ⊙ Chlorit vollständig kaolinisiert (Reliktminerale: Qz, Illit-Muskovit, Fsp)
- ⊙ auf Klüften, in Störungszonen, in Qz-Gängen sowie in sandigen Lagen sekundäre Ausfällung oxidischer Eisenminerale (Goethit, Hämatit)
- ⊙ Gesteine sind deutlich entfestigt, leicht brechbar und zerfallen blättrig

Nach dem Ende der tropisch-subtropischen Klimaepoche konnte sich die Oxidationszone als Folge von Hebungsvorgängen und einer damit verbundenen Absenkung der Grundwasser-Oberfläche in die → Reduktionszone ausdehnen und es entstand eine

Illit-Muskovit-Kaolinit-Chlorit/Vermiculit-Mixed-Layer-Zone

- ⊙ Chlorit nicht vollständig kaolinisiert (Reliktminerale: Qz, Illit-Muskovit, Chlorit, Fsp)
- ⊙ Chlorit wurde z.T. Chlorit/Vermiculit-WL-Minerale umgewandelt
- ⊙ Farbe: grauliv bis olivbraun

Merkmale der Reduktionzone:

(nach FELIX-HENNIGSEN & SPIES, 1986; SPIES, 1986; FELIX-HENNIGSEN 1990; VEERHOFF & SPIES 1996)

Mächtigkeit stark schwankend, jedoch meist geringer als 10 Meter; z. T. fehlend

schwarzgraue bis graue Farbe

primäre organische Substanz (<0,5 Gew.-% org. C; Hauptursache der schwarzgrauen Färbung der Schiefer) ist erhalten

primäre Sulfide (<0,5 Gew.-%, vorwiegend Pyrit) sind erhalten

primäre Karbonate sind erhalten

Vertikale Phasenzusammensetzung der Reduktionszone

Illit-Muskovit-Kaolinit-(Chlorit)-Zone

- ⊙ Chlorit (vollständig) kaolinisiert (Reliktminerale: Qz, Illit-Muskovit, Chlorit, Fsp)
- ⊙ Gestein deutlich entfestigt zu einer grusigen tonig-schluffigen Grundmasse

Illit-Muskovit-Chlorit-Smectit-Kaolinit-Zone

- ⊙ Chlorit z.T. in Smectit umgewandelt und nur zu einem geringen Anteil kaolinisiert (Reliktminerale: Qz, Illit-Muskovit, Chlorit, Fsp)

Hydrothermaler Zersatz

Der rein deszendente Verwitterungsgenese von Kaolinit steht ein hydrothermaler Zersatz der devonischen Gesteine gegenüber. Dieser Zersatz tritt häufig in der Nähe junger Störungen und Quarz-Gänge sowie in der Nähe von Förderschloten tertiärer Vulkanite auf. An solche Bereiche gebundene Kaolinisierungszonen weisen nicht die typische vertikale Zonierung der Verwitterungsdecke auf. Als Areale eines derartigen hydrothermalen Gesteinszersatzes kommen prinzipiell entlang der ICE-Neubaustrecke die ausgedehnten Vulkanitgebiete des Siebengebirges und des Westerwaldes (Abb. 2) sowie der Taunus in Frage, aus dem azendenter Zersatz in den Thermalwasser-Bohrungen von Selters und Wiesbaden (May, et al. 1996, Kirnbauer 1998) und entlang der zahlreichen Pseudomorphosen-Quarz-Gänge nachgewiesen wurde.

Der Gesteinsersatz findet ausschließlich unter reduzierenden Bedingungen statt und ist häufig mit einer deutlichen Siderit ausfällung verbunden. Als neugebildete Phasen finden sich vorwiegend auf Trennfugen und kavernen Qz-Gängen neben Siderit auch weitere Karbonate wie Dolomit, Ankerit, Magnesit sowie die Kaolinit-Varietät Dickit, für dessen Bildung hydrothermale Wässer von mindestens 50°C benötigt werden (SPIES 1986).

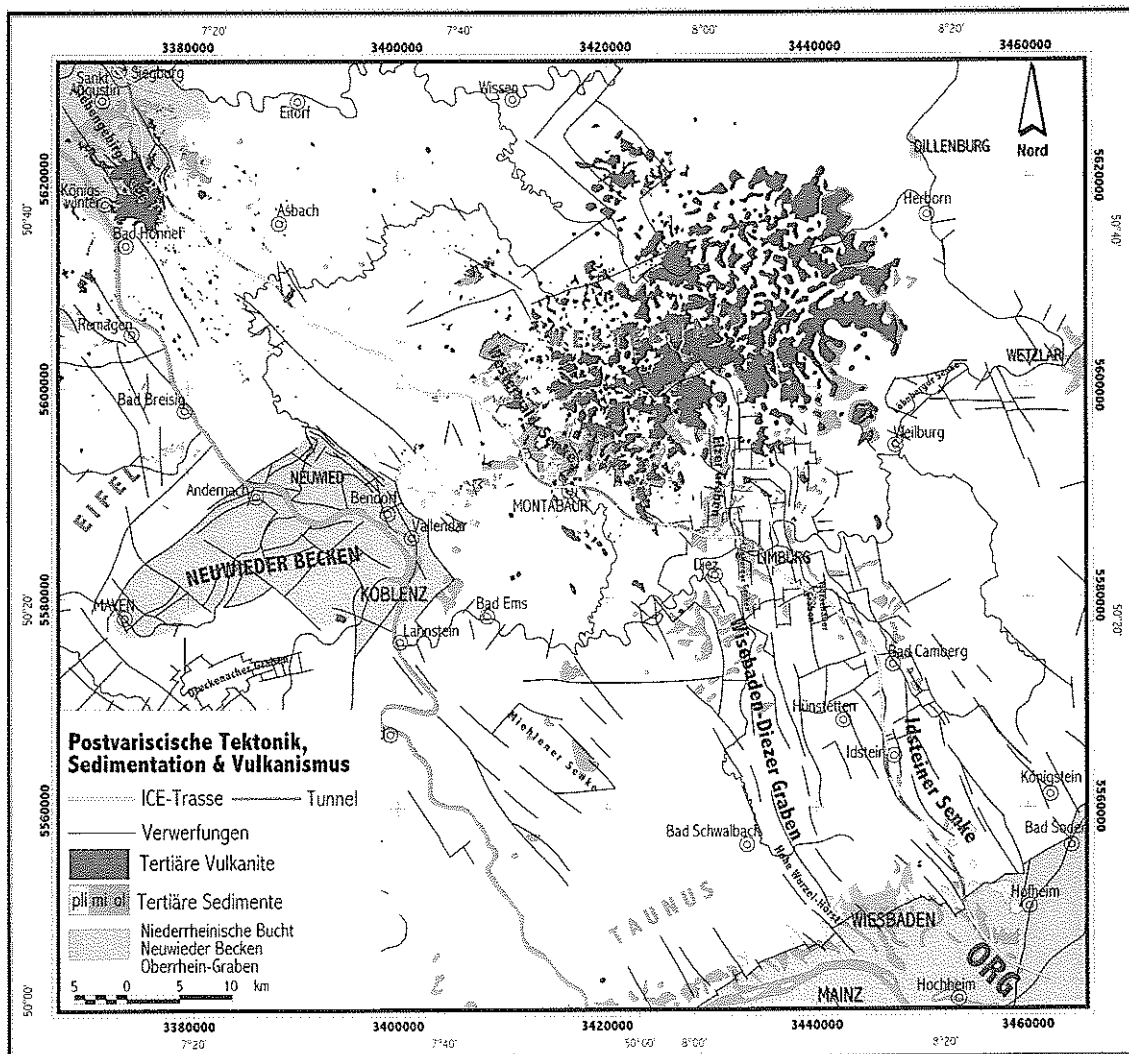


Abb. 2: Postvariscische Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Bereich der ICE-Neubaustrecke Köln-Rhein/Main; besonders in der Nähe der postvariscischen Pseudomorphosen-Quarzgänge des Südaunus und in den beiden tertiären Vulkanfeldern des Siebenbrunngebirges und des Westerwaldes ist eine ascendente Genese der Zersatzzonen wahrscheinlich.

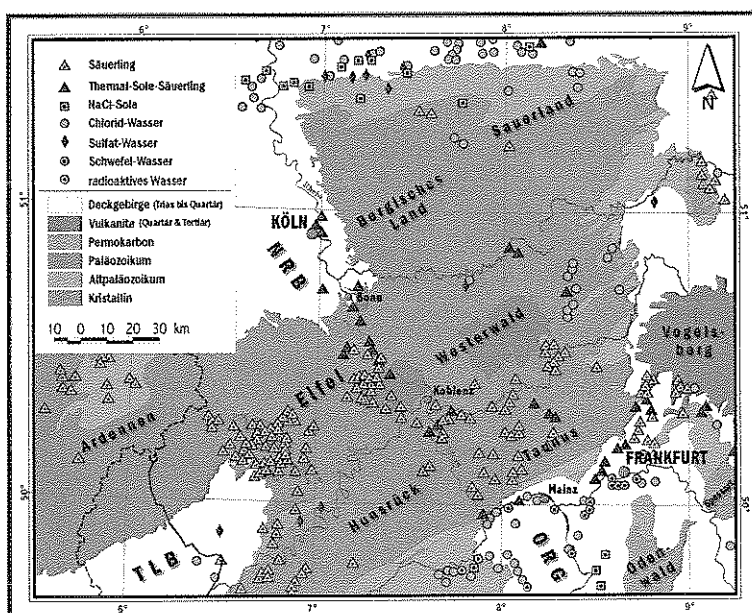


Abb. 3: Verbreitung von Mineral- und Thermalwässern im Rheinischen Schiefergebirge und seiner Umrandung

Exkursionspunkt 1

Unterfahrung der Autobahnausfahrt Dierdorf; GK 5411 Dierdorf [PFA53; r³⁴00600, h⁵⁶00825]

Im rund 15 Meter tiefen Einschnittes an der Autobahnausfahrt Dierdorf sind steil einfallende Tonschiefer, sandige Schiefer und Sandsteine des Ober- und Mittelsiegen in Hunsrückschieferfazies aufgeschlossen. Die Schieferung verläuft weitgehend schichtparallel. Der Aufschluß liegt im Bereich des Siegerner Schuppensattels und zeigt in seinem südlichen Teil bilderbuchhaft eine intensive Verzahnung von Oxidations- und Reduktionszone, die im wesentlichen auf den lithologischen Wechsel der Gesteine zurückzuführen ist.

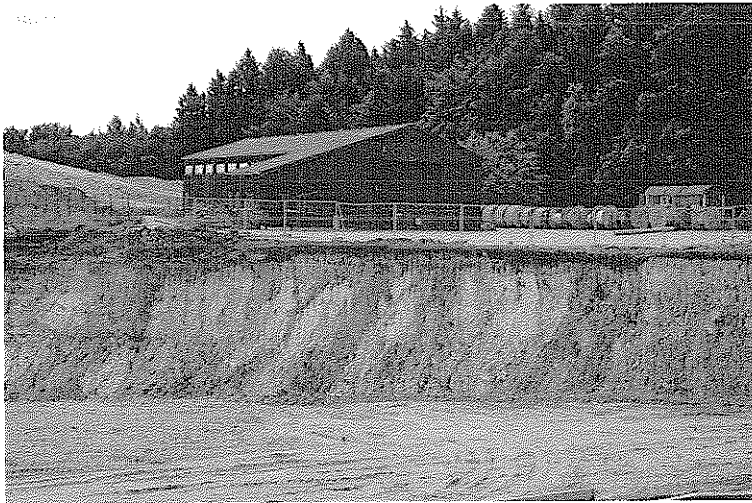


Abb. 4: Wechsel von Sandsteinen (dunkel) und Tonschiefern (hell) im Aufschluß AS Dierdorf. Das Foto gibt den Baustand vor der aktuellen Eintiefung des Einschnittes wider.

Exkursionspunkt 2

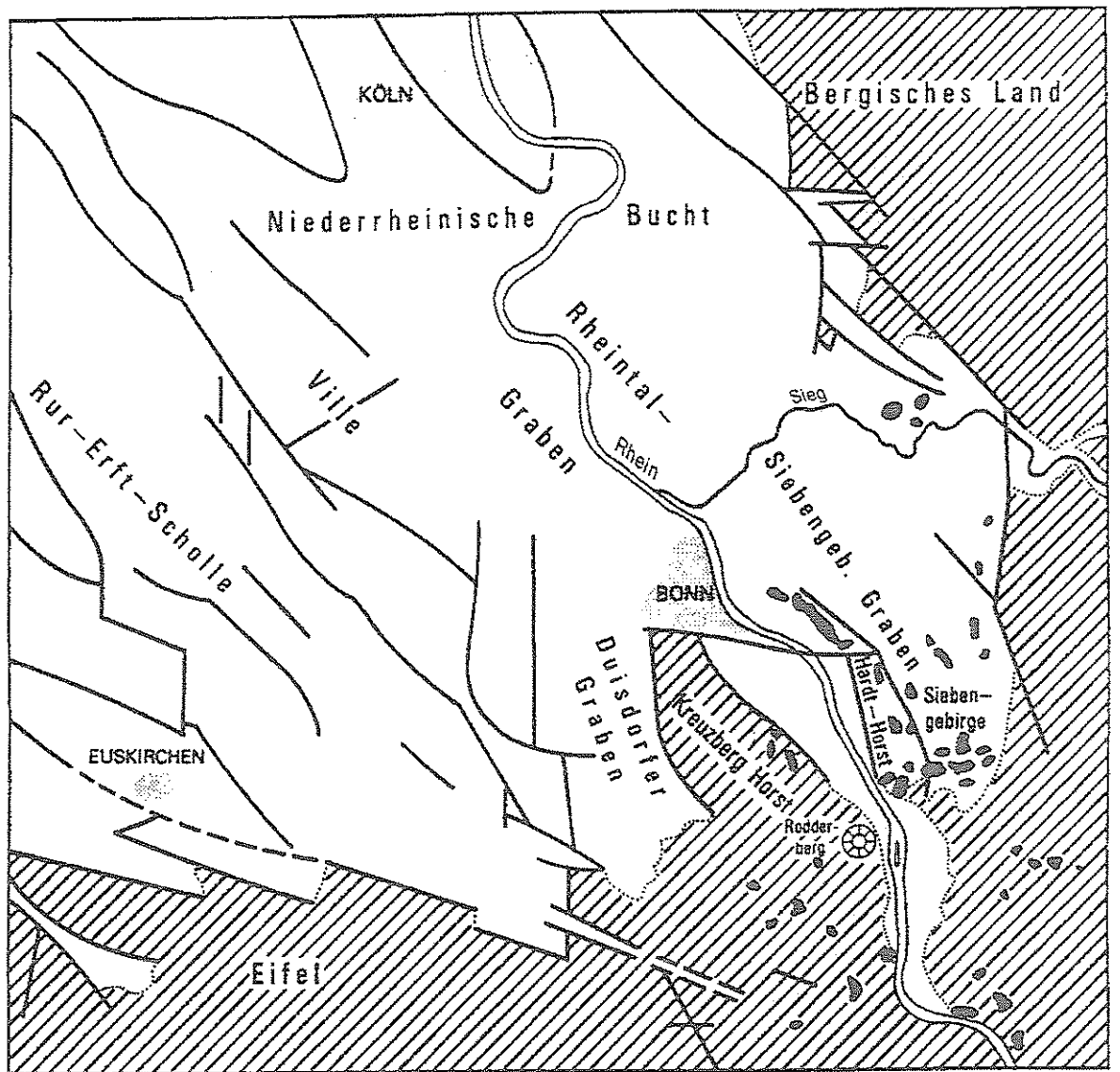
Trogbauwerk südlich des Rottbitze-Tunnels [PFA41; r³³82250 h⁵⁶13650]

Zwischen dem Günterscheid-Tunnel im Süden und dem Rottbitze-Tunnel im Norden entsteht zur Zeit ein ca. 1 km langes Trogbauwerk parallel der Autobahn A3. In dem bisher noch nicht fertiggestellten Abschnitt zwischen DB-km 49,225 und DB-km 49,575 steht eine Wechselfolge von intensiv zersetzten Ton- & Sandsteinen des Obersiegen in Siegerner Normalfazies an. Die Sandsteine führen zahlreiche Pflanzenreste. Die Folge fällt im Nordteil des Einschnittes zunächst relativ flach nach NE ein. Im Südteil des Einschnittes zeigt das Einfallen der Schichten eine zunehmende Versteilung bis zur saigeren Lagerung. Die Oxidationszone reicht zwischen DB-km 49,225 und DB-km 49,475 bis zur Basis des Einschnittes hinab. In den Entwässerungsgräben zu beiden Seiten des Einschnittes ist der Übergang von der Oxidationszone zur Reduktionszone deutlich zu erkennen. Auf Klüften finden sich gelegentlich weiße Beläge mit Kaolinit, die eine hydrothermale Beeinflussung und Überprägung wahrscheinlich machen. Der Südteil des Einschnittes zeigt einen lebhaften lateralen Wechsel von Oxidations- und Reduktionszone. Kleinere Störungsbahnen und Klüften, die den Einschnitt in diesem Bereich häufig von nahe der Geländeoberkante bis zur Basis steil durchsetzen sind intensiv mit Eisen-Mangan-Krusten vererzt.

Literatur:

- FELIX-HENNIGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge.- Relief, Boden, Paläoklima, 6: 192 S.; Berlin.
- FELIX-HENNIGSEN, P. & SPIES, E.-D. (1986): Mineralogische und geochemische Untersuchungen an jungmesozoisch-tertiären Verwitterungsprofilen des Rheinischen Schiefergebirges.- Mitt. Dt. bodenkdl. Ges., 43/2: 191-196; Göttingen.
- KIRNBAUER, T. (1998): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge.- Nass. Verein f. Naturk., Sonderband 1: 328 S.; Wiesbaden.
- MAY, F. ; HOERNES, S. & NEUGEBAUER, H.J. (1996): Genesis and distribution of mineral waters as a consequence of recent lithospheric dynamics: the Rhenish Massif, Central Europe.- Geol. Rdsch. 85,4: 782-789; Stuttgart.
- SCHULZ-DOBRICK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variskischer Geosynklinalablagerungen im Rhenoharzynikum.- Inaugural-Diss. Univ. Göttingen; 86 S.; Göttingen.

- SPIES, E.-D.** (1986): Vergleichende Untersuchungen an präpleistozänen Verwitterungsdecken im Osthunsrück und an Gesteinszersatz durch ascendente (Thermal-) Wässer in der Nordosteifel (Rheinisches Schiefergebirge).- Inaugural-Diss. Univ. Bonn; 182 S.; Bonn.
- VIERSCHILLING, A.** (1910): Die Eisen- und Manganerzlagertstätten im Hunsrück und im Soonwald.- Inaugural-Diss. TH Aachen; 43 S.; Berlin.
- VEERHOFF, M. & SPIES, E.-D.** (1996): Tropische Verwitterung im Rheinischen Schiefergebirge – Klimazeugen und Lagerstätten.- in: SCHÄFER, A. & THEIN, J. (eds.): Geologische Stoffkreisläufe und ihre Veränderungen durch den Menschen.- Terra Nostra, **96/7**: 99-118; Bonn.



Devongesteine des Rheinischen Schiefergebirges

tertiäre Vulkanite

quartäre Vulkanite

Störung, Bruchlinie

0 5 10 km

Abb. 2: Tektonik und Vulkanismus der südlichen Niederrheinischen Bucht
(nach FRECHEN 1976, verändert)

Grunert (1988)



- | | | | | | |
|--|--|---|--------------------------------|--|-------------------|
|  | devonisches Grundgebirge mit tertiären Flächen |  | starkzeraltete Hauptterrassen |  | Mittelterrassen |
|  | vulkanische Bergländer |  | geringzeraltete Hauptterrassen |  | Niederterrassen |
|  | einzelne Vulkanberge |  | isbadeckte Ebene (Börde) |  | holozäne Talboden |

Abb. 1: Die Rheinische Bucht in ihren zwei Stockwerken, die Kölner Tieflandsbucht und die als Höhenflur in das Rheinische Schiefergebirge eingreifende Mittelrheinische Gebirgsbucht (aus E. MEYEN und H. MÜLLER-MINY, 1967, verändert)

Grunert (1983)

86,6

86,8

Brüninghoven

87,2

teum ad

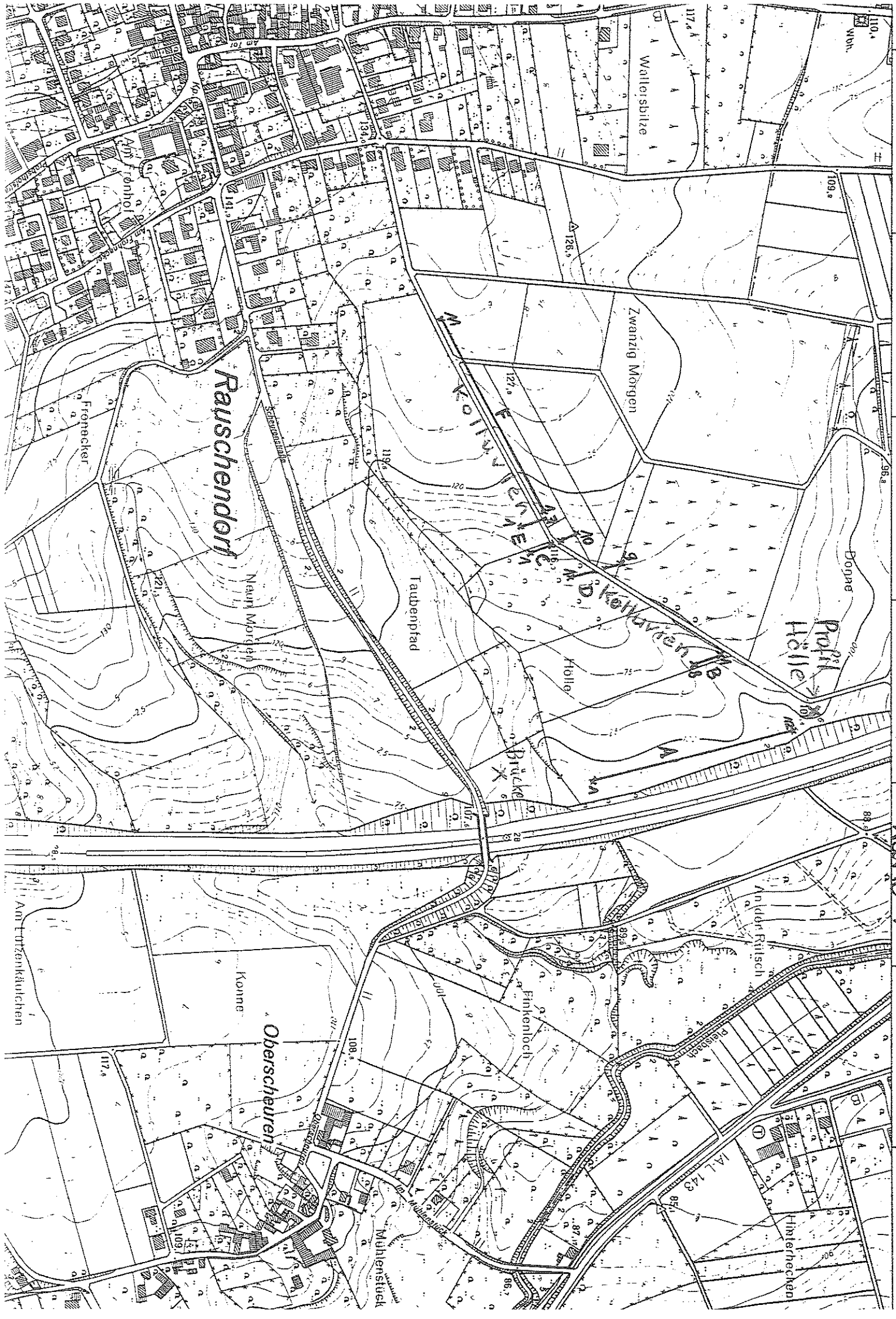
87,4

Kasse 1

Nieder
pries

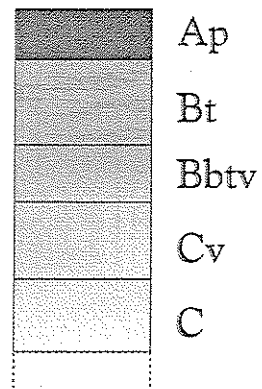
Dambroich 87,8

21



m 0

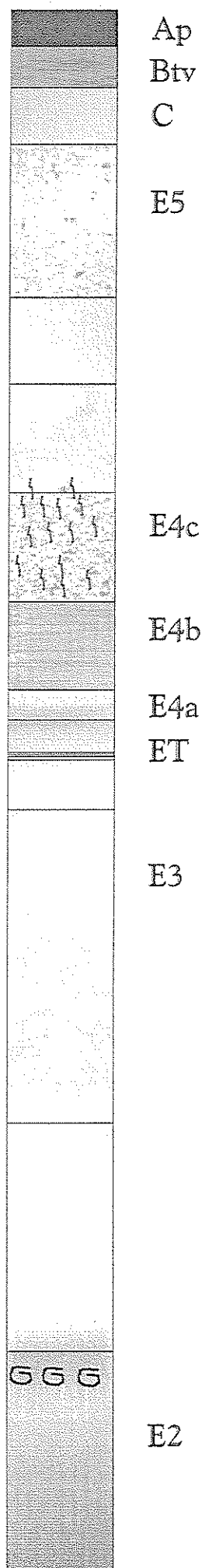
BRÜCKE



5

10

HÖLLE

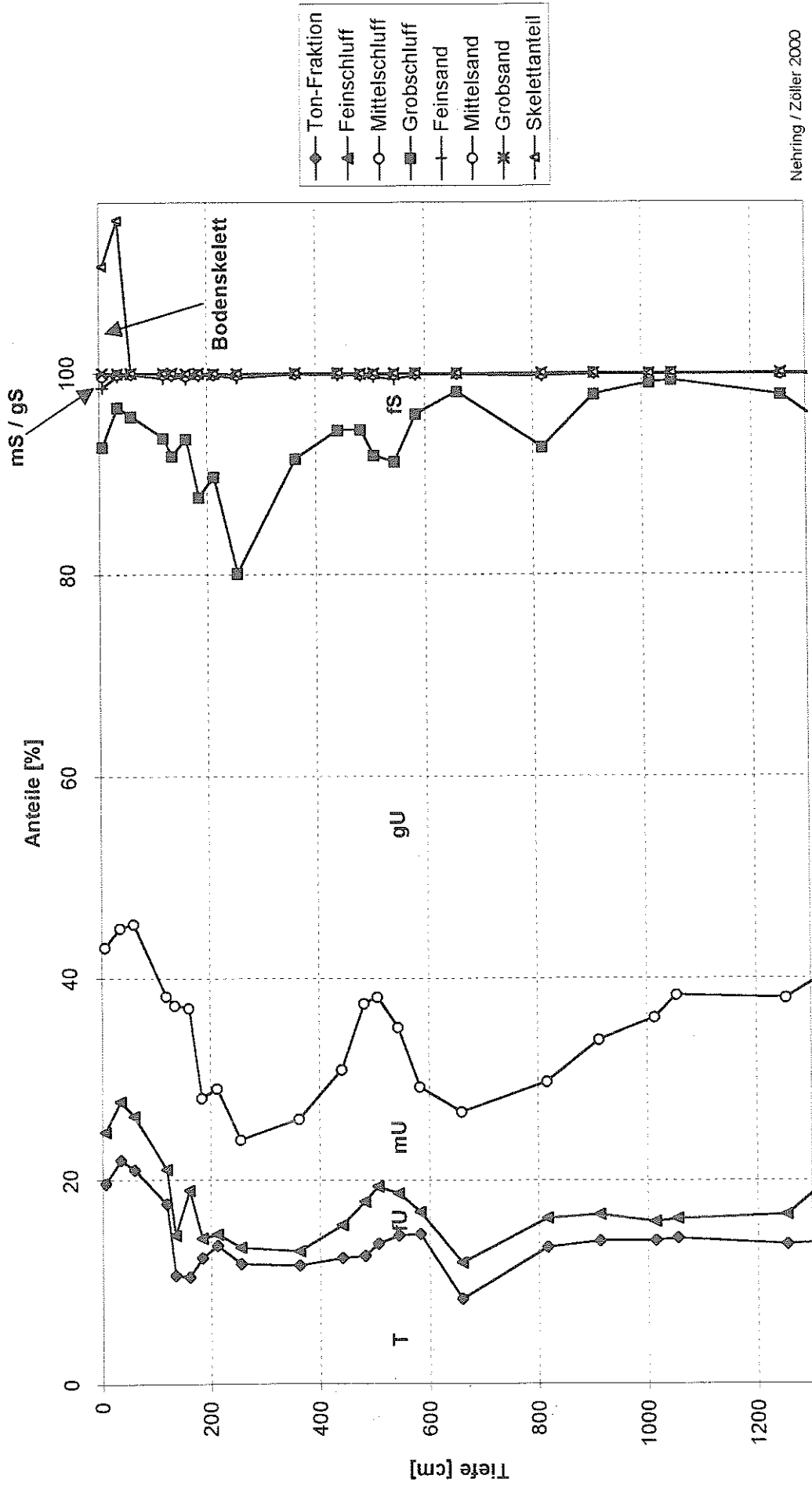


PROFILE AN DER ICE-TRASSE BEI RAUSCHENDORF / BIRLINGHOVEN

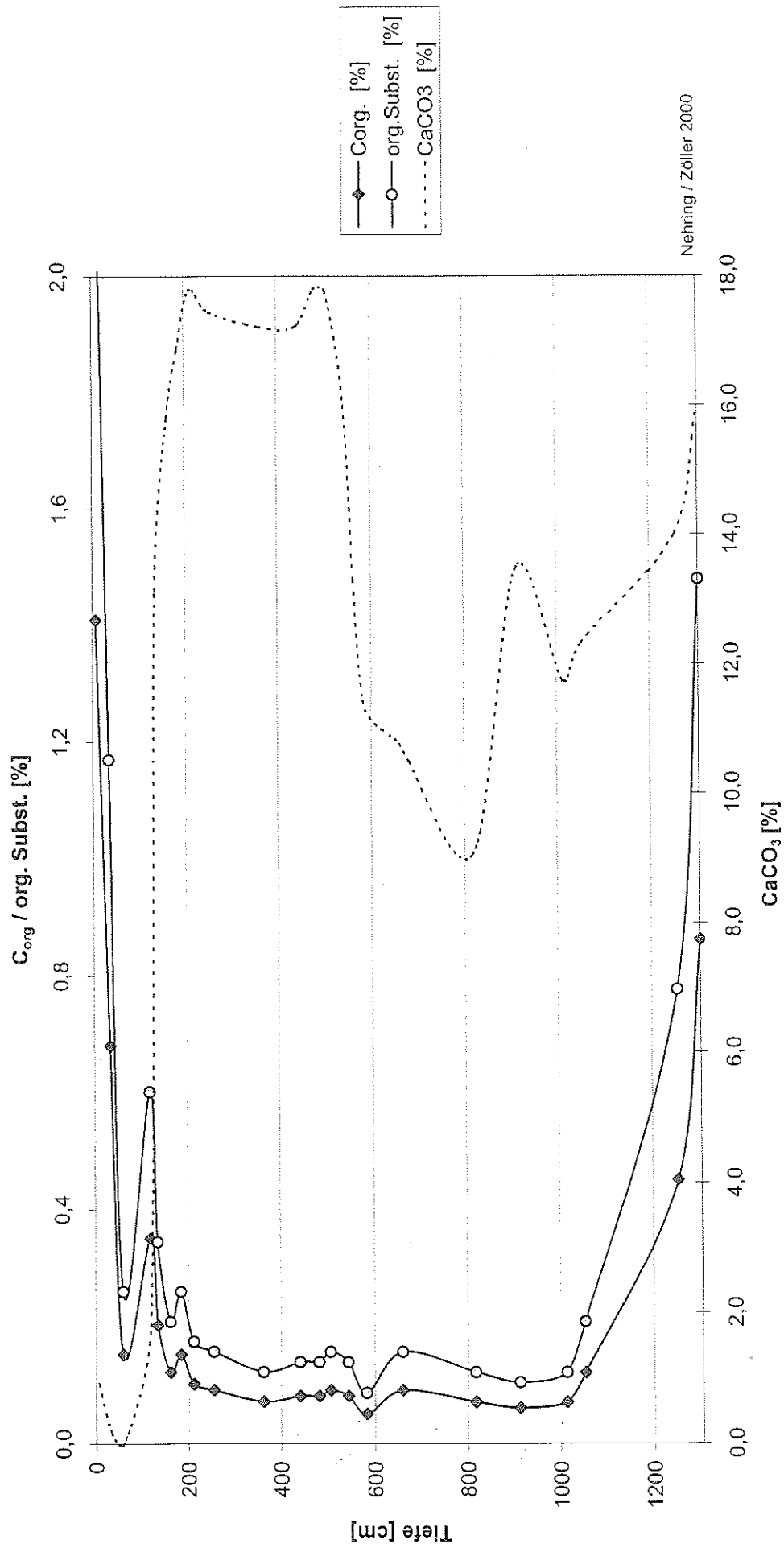
Ap
Btv
C
E5
E4c
E4b
E4a
ET
E3
E2

E. Nehring &
L. Zöllner (2000)

Korngrößenanalyse Rauschendorf / Birlinghoven



Organische Substanz und Carbonatgehalt (nach Scheibler) Rauschendorf / Birlinghoven



Nehring / Zöller 2000

Probe	Quarz	Plagioklas	K-Feldspat	Calcit	Dolomit	Glimmer (10 A)	Chlorit/ Smeektit	Kaolinit	andere
0.55 m	XXX	x	o	Xx	x	o	I	+	I 4.38; 2. KF 3.3oA
0.80	XXX	Xx	x	XX	Xx	o	I	o	8.4 Amphibol
1.00	XXX	Xx	o	XX	Xx	o	o	o	9.4 Talk; 8.5 Amphibol
2.35	XXX	x	o	XX	Xx	o	o	o	7.4 Meta-Halloysit; 8.2 Amphibol
2.80	XXX	Xx	o	XX	Xx	o	o	o	
3.25	XXX	X	x	XX	Xx	x	o	o	8.4 Amphibol
3.50	XXX	o	o	XXx	xx	x	I	I	9.4 Talk; 2.68 Hämatit
4.15	XXX	xx	o	XX	Xx	o	o	o	
4.90	XXX	x	+	XX	Xx	x	o	o	9.4 Talk; 8.4 Amphibol; 2.70 Hämatit
5.50	XXX	+	x	Xx	x	o	I	o	9.35 Talk; 8.2-8.4 Amphibol; 2.70 Hämatit
5.90	XXX	+	x	Xx	Xx	o	+	I	Amphibol
6.25 (ET)	XXX	x	X	XX	X	o	I	o	Sanidin o (neben normalem KF) Amphibol
6.50	XXX	o	+	Xx	X	I	I	+	Al-Goethit; Pyroxen; Zeolith
7.75	XXX	Xx	+	XX	Xx	o	o	o	
8.65	XXX	Xx	+	XX	Xx	o	I	+	Amphibol

xxx= >50% o=5-10 %

xx= 20-50% I= 2-5 %

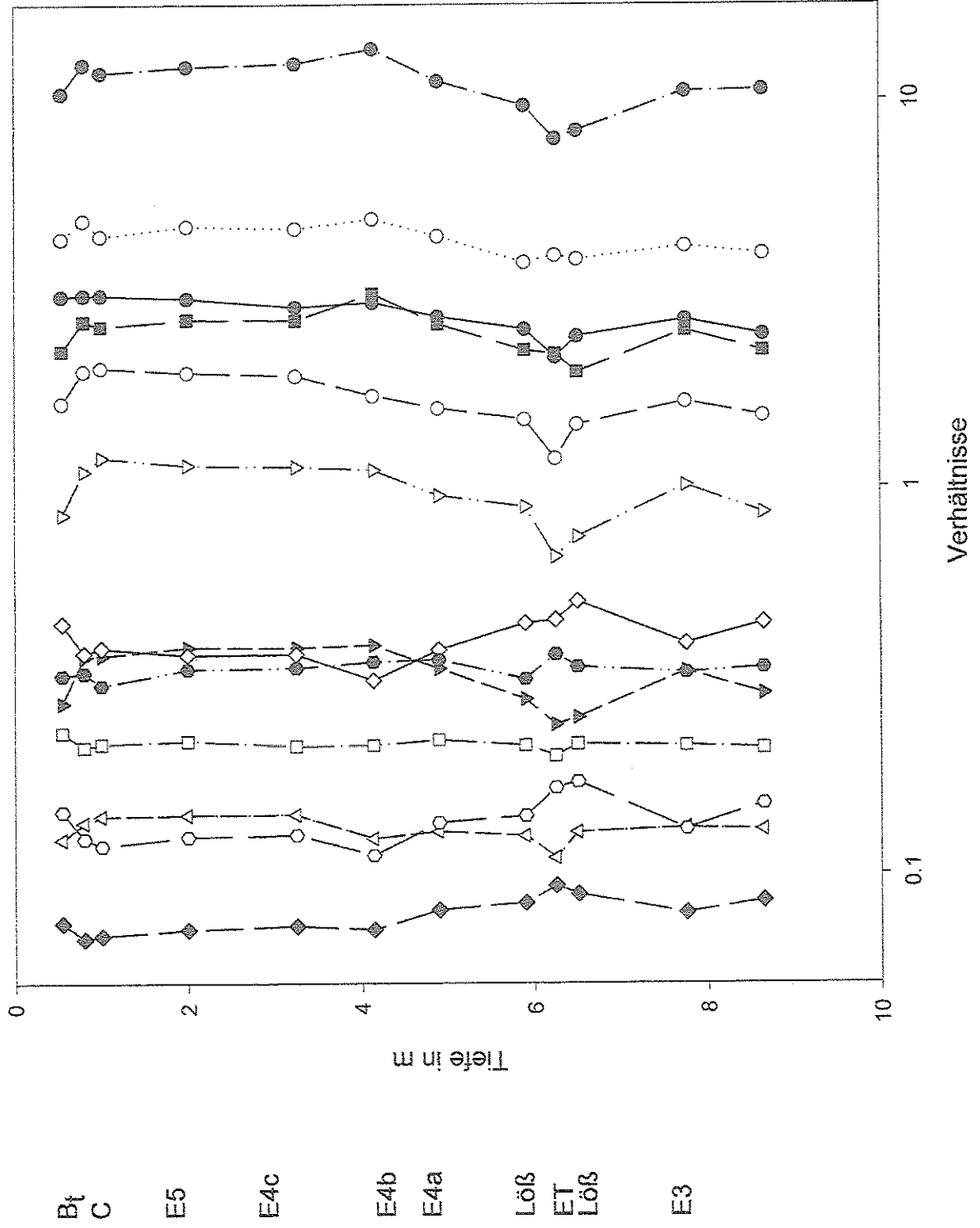
X=10-20% I = 2%

aus: Diss. Bettina Smykatz-Kloss

(in Vorbereitung)

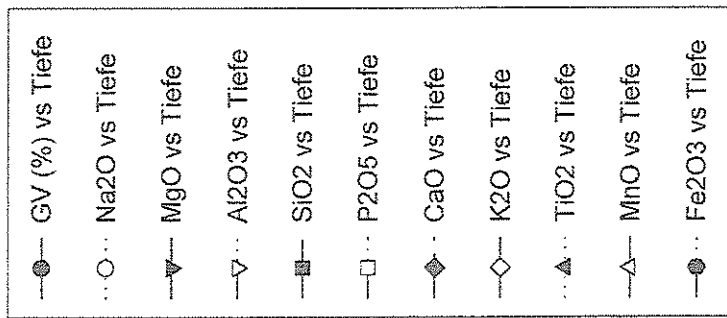
Smykatz-Kloss/Zöller (in Vorbereitung)

Profil Birlinghoven

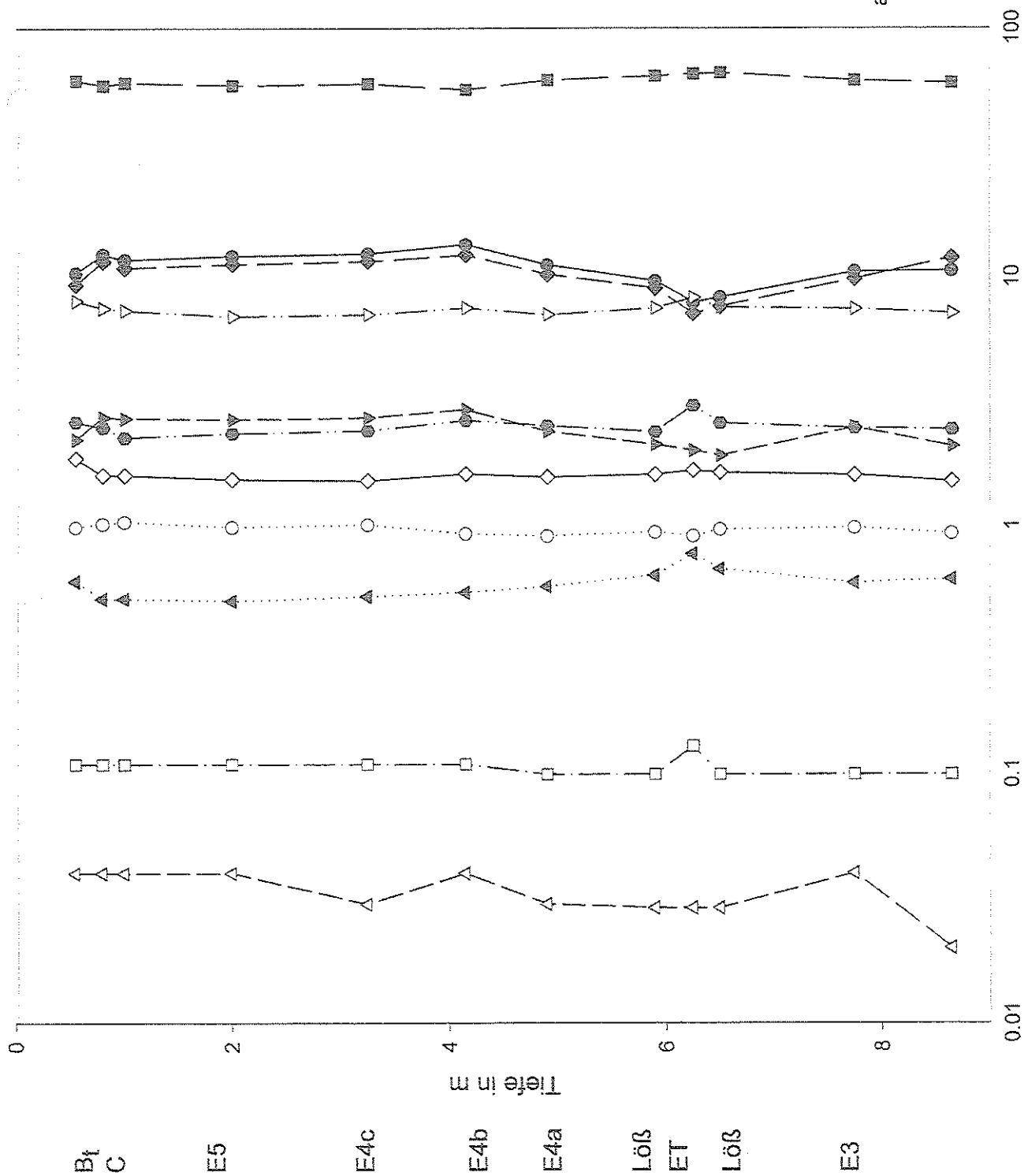


aus: Diss. Bettina Smykatz-Kloss (in Vorbereitung)
 Smykatz-Kloss/Zöller (in Vorbereitung)

Profil Birlinghoven



aus: Diss. Bettina Smykatz-Kloss (in Vorbereitung)
 Smykatz-Kloss/Zöller (in Vorbereitung)

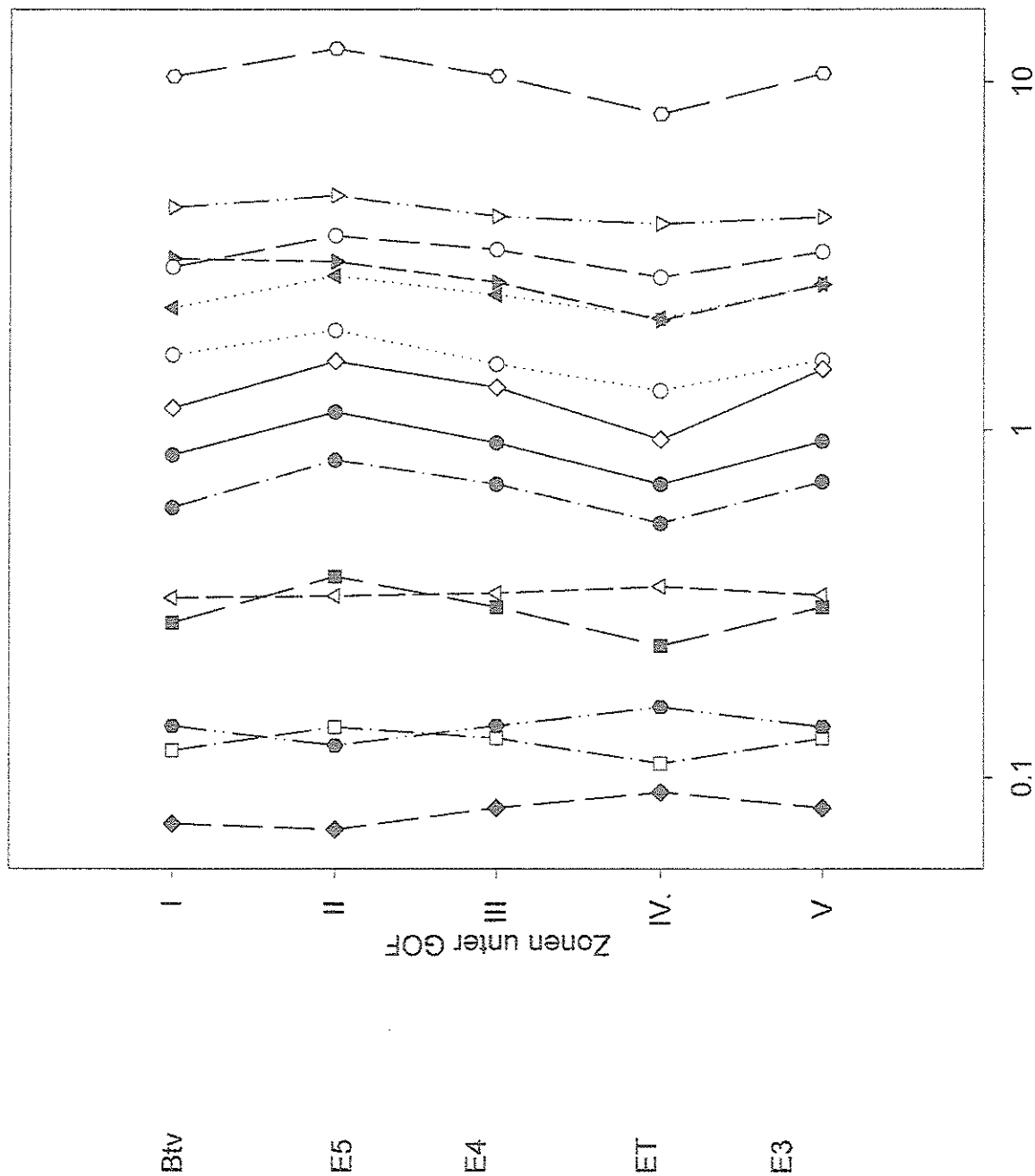


Probe	Quarz	Calcit	Dolomit	Plagioklas	Feldspat	Kaolinit	Illit	Chlorit	quellf. Komp.	Sulfide	Pyroxen	Hornblende
Eltviller Tuff	XXX	XX	XX	X	X	X	XX	+	I		I	I

xxx= >50%	0= 5-10%
xx= 20-50%	I=2-5%
X=10-20%	I= 2%

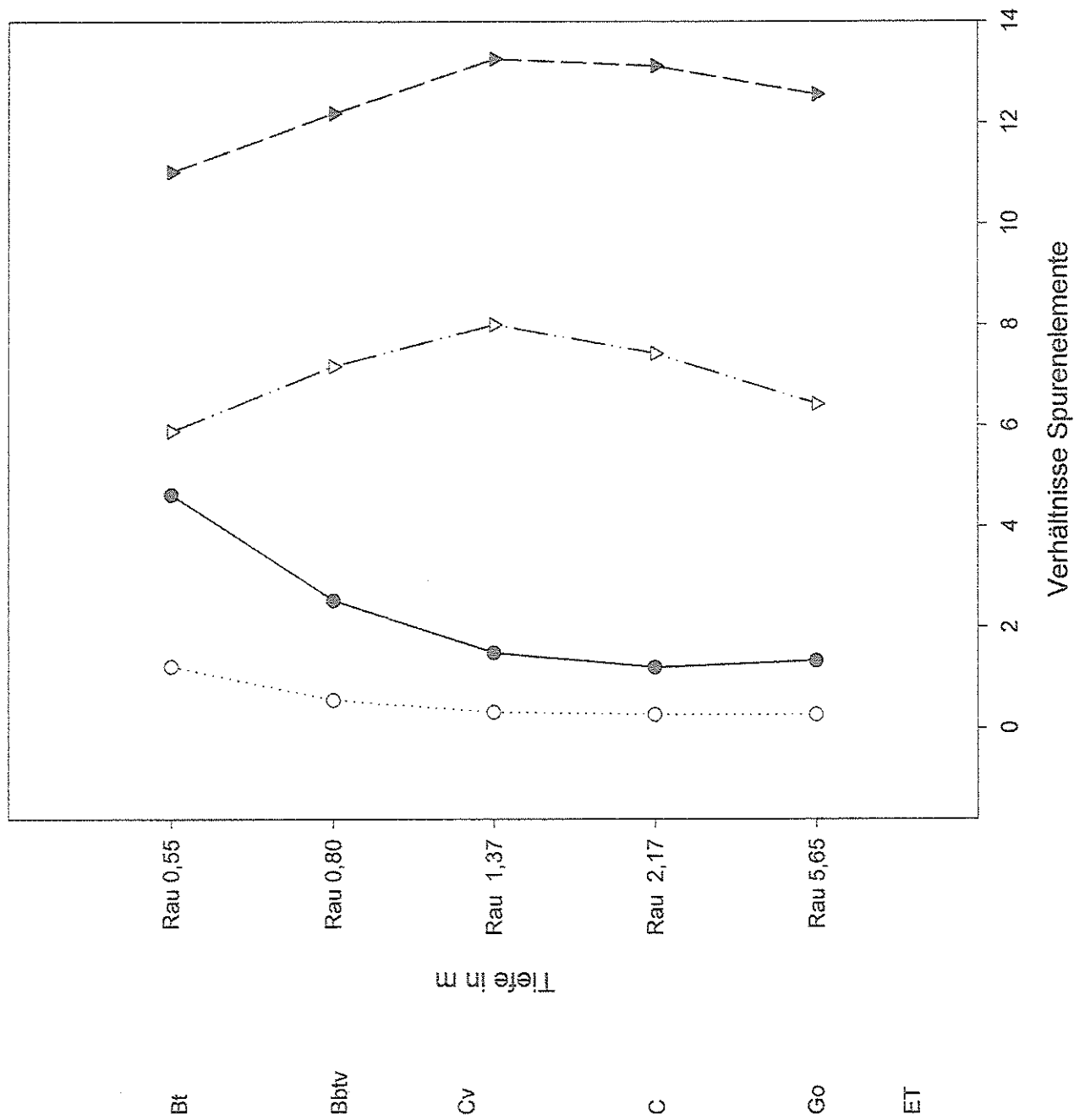
aus: Diss. Bettina Smykatz-Kloss
(in Vorbereitung)
Smykatz-Kloss/Zöller (in Vorbereitung)

Profil Birlinghoven Verwitterungszonen

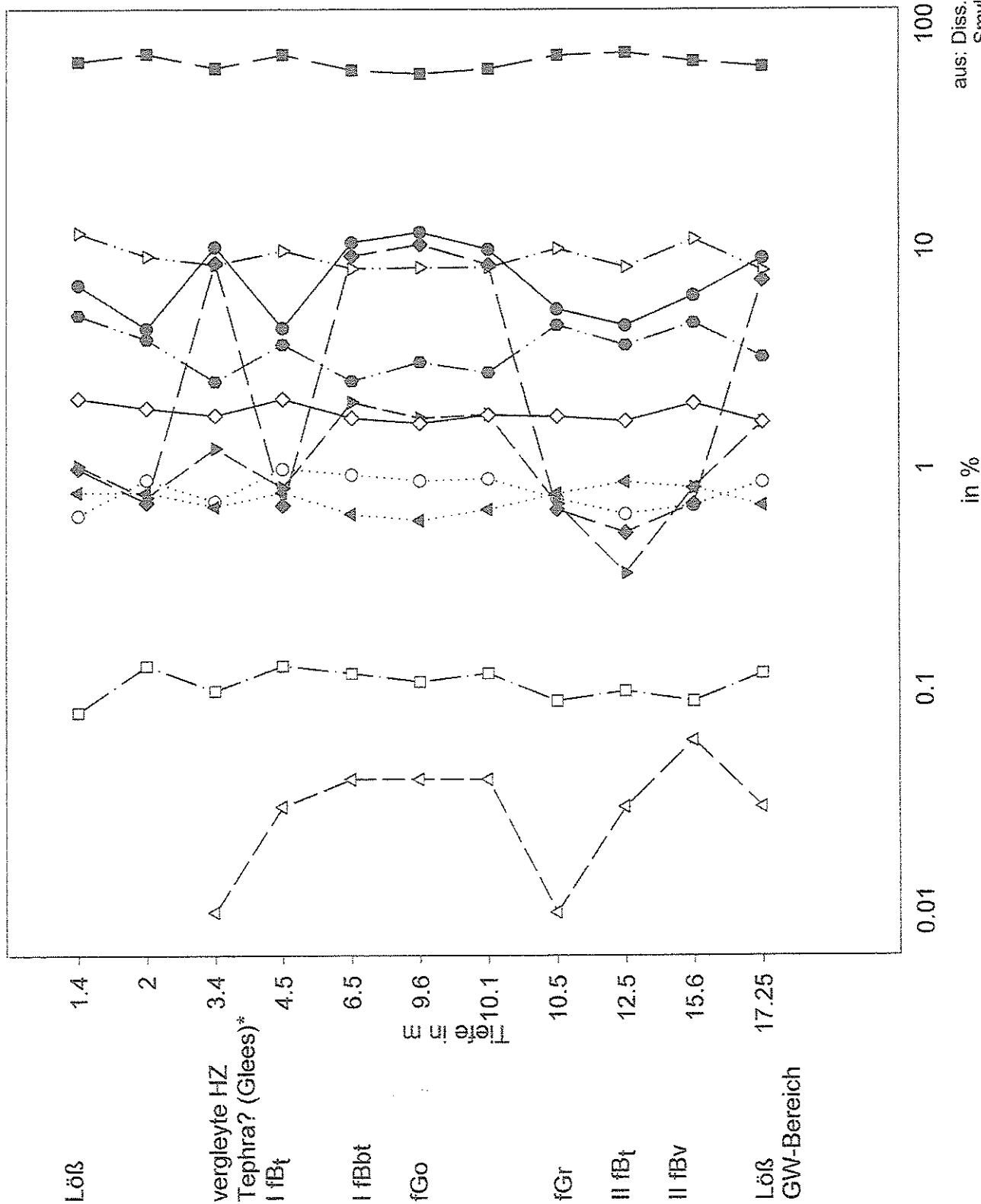


aus: Diss. Bettina Smykatz-Kloss (in Vorbereitung)
 Smykatz-Kloss/Zöller (in Vorbereitung)

Profil Rauschendorf Verhältnisse Spurenelemente/Tiefe



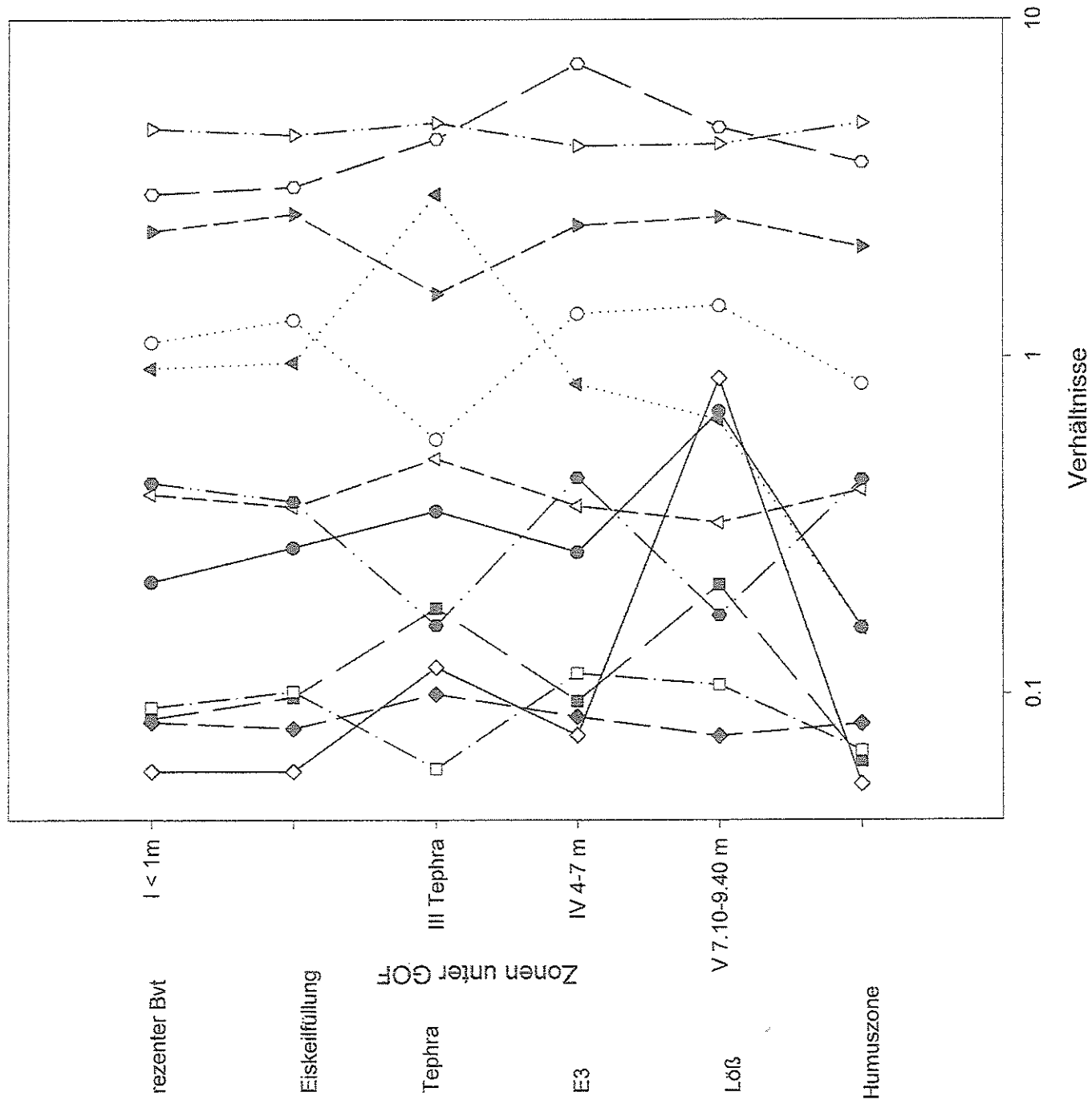
Bohrkern Bockeroth



* mit XRD-Aufnahmen nachgewiesen

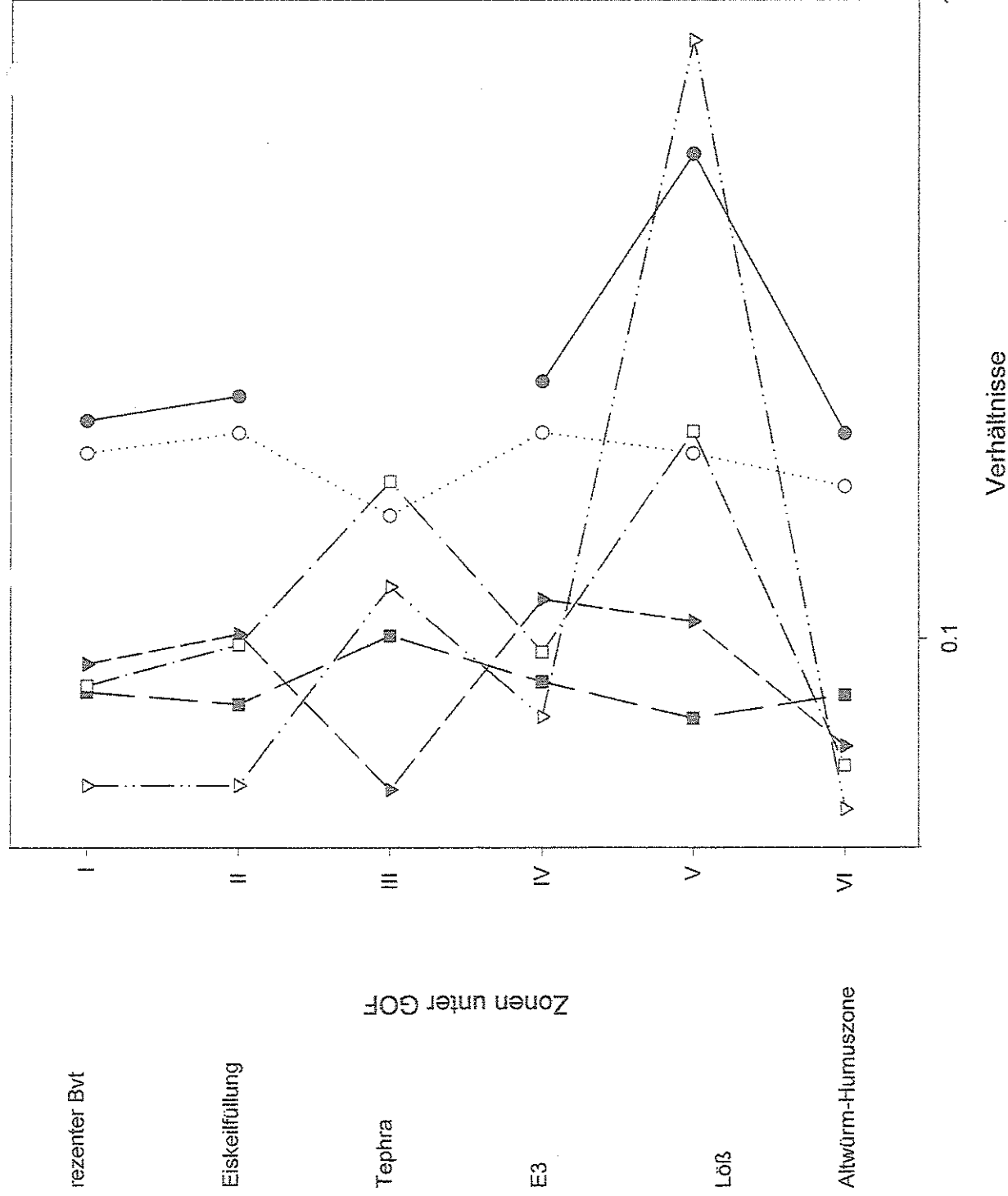
aus: Bettina Smykatz-Kloss (in Vorbereitung)
Smykatz-Kloss/Zöller (in Vorbereitung)

Neustadt an der Wied



aus: Diss. Bettina Smykatz-Kloss (in Vorbereitung)
Smykatz-Kloss/Zöller (in Vorbereitung)

Neustadt an der Wied



Komponenten MgO, Sr, CaO im kalkhaltigen Löss angereichert

aus: Diss. Bettina Smykatz-Kloss (in Vorbereitung)
Smykatz-Kloss/Zöller (in Vorbereitung)

Probe	Q	z	KF	Plag	Glimmer (Illit)	Chlorit	Smektit	mixed- layer	Kaolinit	Feldspäte	Amphibol	Calcit	Cristobalit
0.6 m	X	X	X	Xx	o	o	I			PI > KF			
1.55 m	X	X	X	Xx	o	o	+			PI > KF			
2.30 m	X	X	X	I	+	+		Xx		KF >> PI			
2.75 m	X	X	X	X	o	o				KF >> PI			
3.40 m	X	X	o	o	+	+	o	Xx		PI > KF	o	+	
4.90 m	X	X	o	o	o	o	I			PI = KF			
5.90 m	X	X	XX	o	o	o				KF >>> I			
6.40m	X	X	o	Xx	o	Xx	I			PI >> KF			I
7.20 m	X	X	o	X	o	X	o			KF > PI			I
8.0 m	X	X	Xx	XX	o	o	o			PI > KF			
9.2 m	X	X	X	Xx	o	o							
Trachytuff	X		XXX	X	X		XX			KF >>> PI			
verwitterter Trachytuff	o		XXx	XX	X		XXx			KF > PI			
Bentonit (Smektit)	I		X	I	I	I	XXX			PI >> PI			
TB													

xxx=	>50%	o=	5-10%
xx=	20-50%	I=	2-5%
X=	10-20%	i=	2%

