

10. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden"
der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft
vom 30.5. - 1.6.1991 in Bonn

**Genese und quartäre Überprägung der
mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke
im Rheinischen Schiefergebirge**

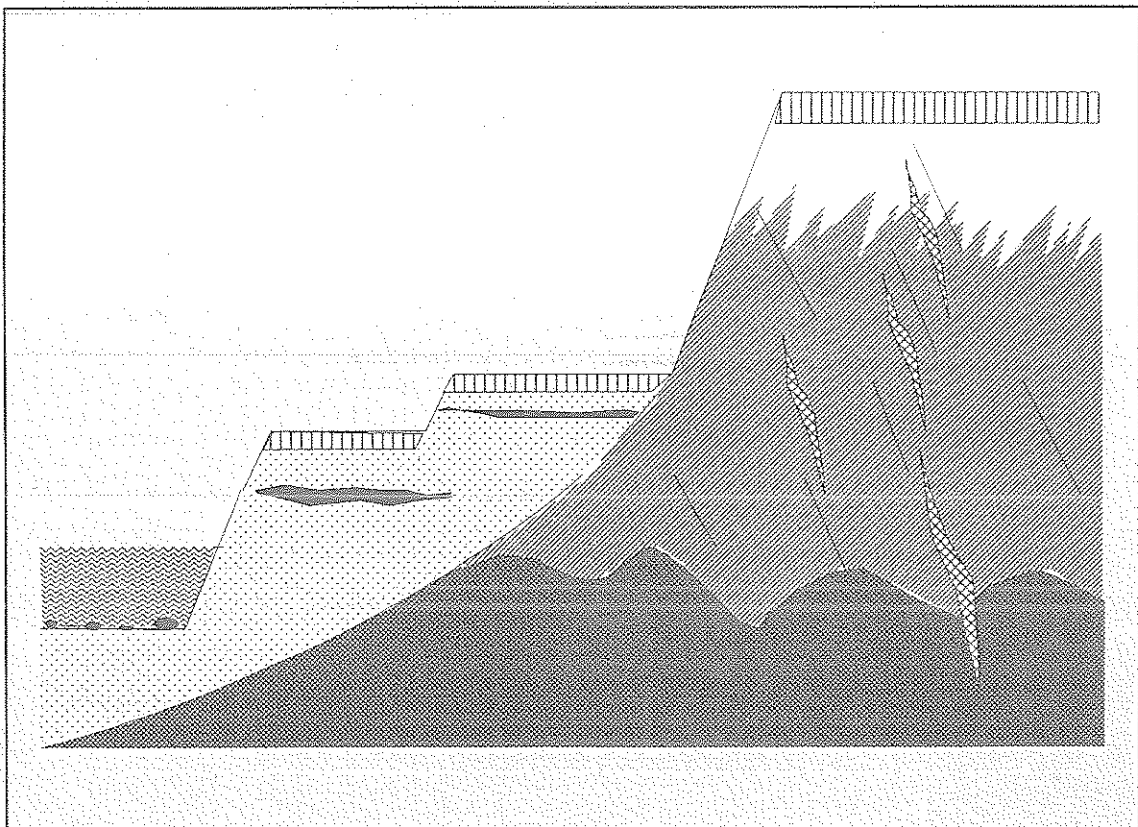
von
P. Felix-Henningsen und A. Skowronek

und

Würmzeitliche Paläoböden am Mittelrhein

von
W. Schirmer

Programm und Exkursionsführer



Münster, Bonn und Düsseldorf
1991

10. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden"
der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft
vom 30.5. - 1.6.1991 in Bonn

**Genese und quartäre Überprägung der
mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke
im Rheinischen Schiefergebirge**

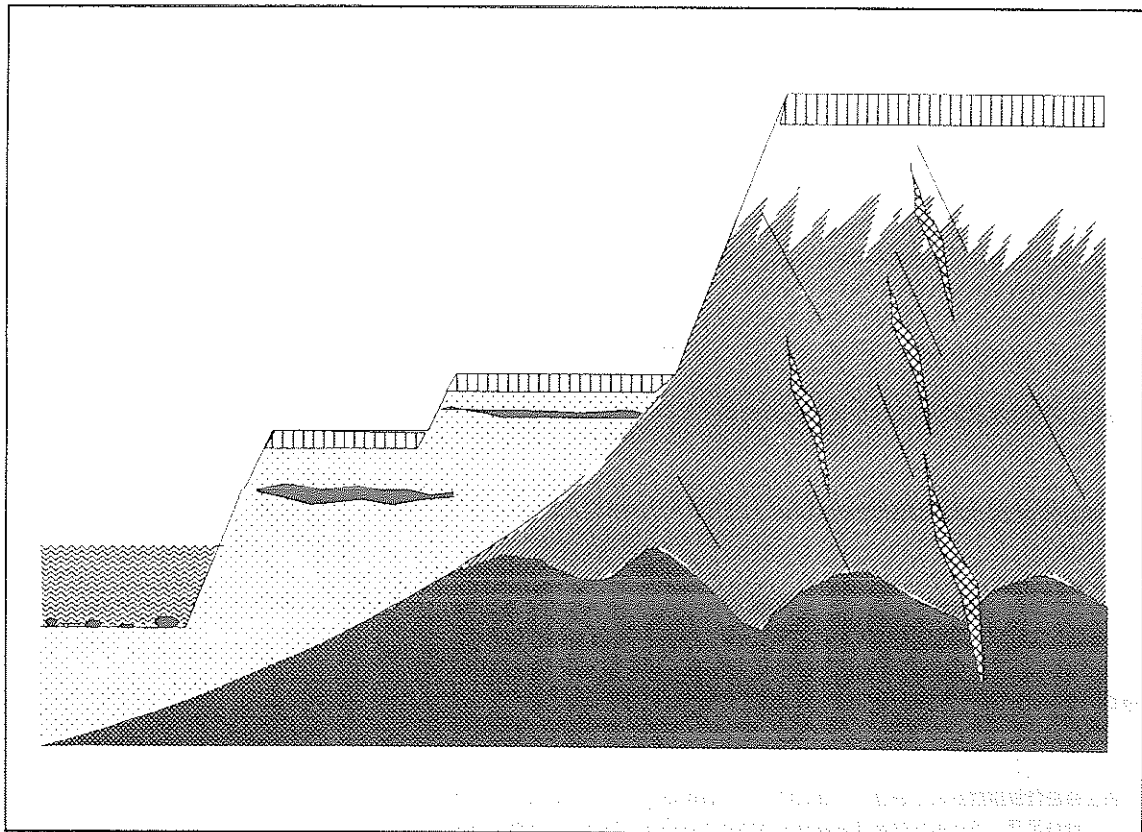
von
P. Felix-Henningsen und A. Skowronek

und

Würmzeitliche Paläoböden am Mittelrhein

von
W. Schirmer

Programm und Exkursionsführer



Münster, Bonn und Düsseldorf
1991

"Genese und quartäre Überprägung der mesozoisch-tertiären
Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge"
und

"Jungwürmzeitliche Paläoböden am Mittelrhein"
am

30., 31. Mai und 1. Juni 1991

P R O G R A M M

Do. 30.5.91 Anreise nach Bonn

Ab 18.00 Uhr Gemeinsames Abendessen im Restaurant
"Rheinterrassen" an der Beethovenhalle (s.
Stadtplan)

20.00 Uhr Sitzung des Arbeitskreises Paläoböden im
Restaurant "Rheinterrassen" an der
Beethovenhalle (s. beiliegende Tagesordnung).

Fr. 31.5.91 Busexkursion A ab Bonn, Leitung: P. FELIX-
HENNINGSEN & E.-D. SPIES.

8.00 Uhr Abfahrt vom Busparkplatz an der Hofgartenwiese
(B9, Adenauerallee, s. Stadtplan)

Nordöstliche Eifel:

1. Ahrtal bei Bad Neuenahr: Frische
unterdevonische Tonschiefer und Basis der
Verwitterungsdecke
2. Ödingen bei Oberwinter: Mesozoisch-tertiärer
Saprolit mit Reduktions- und Oxidationszone =
"Weißverwitterung", Hunsrückkerze, Quarzgang mit
Kluftfüllungen aus Kaolinit
3. Bölingen: Das Solum der Verwitterungsdecke:
Bodenprofil eines tertiären Rotplastosols

Mittagessen in Bölingen

4. Ringen: Tonsedimente des Oberoligozän-Miozän
über Saprolit

Fahrt in den Osthunsrück:

5. Lingerhahn: Bohrkernprofil der mesozoisch-
tertiären Verwitterungsdecke, Bodenprofil in
quartären Deckschichten über Saprolit
6. Rödelhausen: Kiesig-tonige Sedimente des
Oberoligozän auf der heutigen Wasserscheide des
Osthunsrücks - Beitrag von L. ZÖLLER

19.00 Uhr Rückkehr nach Bonn, gemütliches Beisammensein
im Bonner Wein- und Bönnsch-Restaurant "Zum
Bären", Fußgängerzone am Remigiusplatz (s.
Stadtplan)

Sa. 1.6.91 Busexkursion B ab Bonn, Leitung: A. SKOWRONEK

8.00 Uhr Abfahrt vom Busparkplatz an der Hofgartenwiese
(B9, Adenauerallee, s. Stadtplan)

Siebengebirge:

1. Weilberg: Aufschluß eines oberoligozänen Subvulkans, Basaltintrusion in Trachyttuff.
2. Trachyttuff-Aufschlüsse mit Merkmalen tiefgründiger Tertiärverwitterung und/oder Zersetzung durch hydrothermale Lösungen.
3. Frankenforst: Bodenprofile in quartären Deckschichten über Saprolit aus Trachyttuff.

Fortsetzung der Exkursion für Teilnehmer an der Exkursion C

für alle anderen:

bis 12.30 Uhr Rückkehr nach Bonn, Hauptbahnhof

Busexkursion C ab Siebengebirge, Leitung: W. SCHIRMER

Mittelrhein:

1. Schwalbenberg bei Remagen: Lößaufschluß mit sieben fossilen Mittelwürmböden
2. Niederterrasse 2 bei Sinzig: Sedimente mit Allerödflora unter Laacher-Bims-Tephra.

bis 17.00 Uhr Rückkehr nach Bonn, Hauptbahnhof.

Teilnehmer (Stand 21.5.91):

Dr. Ali AKTAS, 5000 Köln 1
Dr. M. ALTERMANN, 4020 Halle
Dipl.-Geogr. D. BARION, 5300 Bonn
R. BECKER-HAUMANN, 5000 Köln
H. BEUGLER, 8400 Regensburg
Dipl.-Geogr. R. BISCHOFF, 6900 Heidelberg
Dr. K.E. BLEICH, 7000 Stuttgart
Prof. Dr. H.-P. BLUME, 2300 Kiel 1
Dipl.-Geol. B. BOHNÉ, 5300 Bonn
Dr. J. BOTSCHEK, 5300 Bonn
Prof. Dr. A. BRONGER, 2300 Kiel
Dr. N. BRUHN-LOBIN, 2300 Kiel
Prof. Dr. G. BRÜMMER, 5300 Bonn
Dr. M. BUCH, 8400 Regensburg
Prof. Dr. D. BUSCHE, 8700 Würzburg
Dr. G. CLEMENS, 7000 Stuttgart
Prof. Dr. K.-H. EMMERMANN, 6500 Mainz
Frau S. ENGERT, 8401 Großberg
B. EITEL, 7000 Stuttgart 1
Dr. L. FELDMANN, 4000 Düsseldorf
Prof. Dr. Peter FELIX-HENNINGSSEN, 4400 Münster
Dipl.-Geol. Manfred FRECHEN, 5000 Köln 1
Dipl.-Ing. E. GEHRT, 3000 Hannover 51
Frau Dr. R. GERLACH, 4000 Düsseldorf
Frau Dipl.-Geogr. R. GÖBEL, 6000 Frankfurt
Prof. Dr. J. GRUNERT, 5300 Bonn 1
Dr. Marianne GRUPE, 2800 Bremen
Frau B. HAGEMEIERS, 8400 Regensburg
Dipl.-Geogr. U. HARDENBICKER, 5300 Bonn
Barbara HENTZSCH, 5000 Köln 1
Dr. Thomas HEINKELE, 4300 Essen
Dipl.-Geogr. G. HOFFMANN, 4150 Krefeld
Dipl.-Geogr. J. HOFFMANN, 6000 Frankfurt
Dr. W. HORNIG, 7000 Stuttgart
Dr. R. JAHN, 7000 Stuttgart
Dr. P. JANETZKO, 2300 Kiel
Dipl.-Geogr. H. JOISTEN, 3000 Hannover 51
Dr. B. KEIL, 6000 Frankfurt
Dr. W. KERPEN, 5308 Rheinbach

Peter KÜHN, 8950 Kaufbeuren
Frau Dr. B. LASSONCZYK, 6204 Taunusstein
Dr. M. LÖSCHER, 6902 Sandhausen
Dr. H. LOTHHAMMER, 6500 Mainz
Dr. H. MAAS, 4154 Tönisvorst 1
Dipl.-Geogr. S. MIARA, 5500 Trier
Prof. Dr. Dr. E. MÜCKENHAUSEN, 5300 Bonn 1
Detlev MÜLLER, 5000 Köln 30
Rafael NELLES, 5300 Bonn
Dr. W. PAAS, 4150 Krefeld
N. PAAS, 4175 Wachtendonk
Frau Dr. K. PALUSKOVA, 2000 Hamburg
Dr. K.-H. PAPENFUß, 7000 Stuttgart
Dr. Th. POETSCH, 2000 Hamburg
Dipl.-Geogr. A. PORTZ, 6600 Saarbrücken
Priv.-Doz. Ulrich RADTKE, 4000 Düsseldorf
Dr. D. RAU, 6901 Jena
H.-P. RECK, 6000 Frankfurt
Prof. Dr. K. RÖGNER, 5500 Trier
Frau J. RÖHN, 8400 Regensburg
Prof. Dr. G. RÖSCHMANN, 3012 Langenhagen
Frau Dr. U. RÖSNER, 8520 Erlangen
Dr. J. SCHAMP, 5300 Bonn
Dr. G. SCHELLMANN, 4000 Düsseldorf 1
Prof. Dr. W. SCHIRMER, 4000 Düsseldorf
Dipl.-Ing. R. SCHMIDT, 5300 Bonn
Th. SCHNEIDER, 6500 Mainz
Dipl.-Geogr. Th. SCHOLTEN, 4400 Münster
Prof. Dr. D. SCHRÖDER, 5500 Trier
Dipl.-Geol. T. SCHWARZ, 1000 Berlin
Prof. Dr. A. SEMMEL, 6000 Frankfurt 11
Frau Dipl.-Geogr. G. SIMON, 6350 Bad Nauheim
Prof. Dr. A. SKOWRONEK, 5300 Bonn 1
M. SOMMER, 7000 Stuttgart
Dipl.-Geogr. I. STENGEL, 8700 Würzburg
Prof. Dr. H.E. STREMME, 2300 Kiel
Dr. H. STRUNK, 8400 Regensburg
Dr. Bern THON, 5580 Traben Trarbach
Dr. J. VÖLKEL, 8400 Regensburg
Prof. Dr. G. WAGNER, 6900 Heidelberg
Dr. H.M. WEICKEN, 6600 Saarbrücken

Dipl.-Geogr. M. WEIDENFELLER, 5500 Trier

Dipl.-Geol. H. WEIER, 5401 Waldesch

S. WINKLER, 8701 Randersacker

Dr. M. WÜNSCHE, 9200 Freiberg

Dr. L. ZÖLLER, 6900 Heidelberg

GENESE UND QUARTÄRE ÜBERPRÄGUNG DER MESOZOISCH-TERTIÄREN VERWITTERUNGSDECKE IM RHEINISCHEN SCHIEFERGEBIRGE

von

P. FELIX-HENNINGSSEN, E.-D. SPIES UND A. SKOWRONEK

und

WÜRMZEITLICHE PALÄOBÖDEN AM MITTEL RheIN

von

W. SCHIRMER

Seite

1. Exkursion A:	
Genese und quartäre Überprägung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke auf unterdevonischen Schiefern (P. FELIX-HENNINGSSEN & E.-D. SPIES, Beitrag von L. ZÖLLER).....	3
1.1 Zusammenfassung	3
1.2 Exkursionsgebiete	9
1.3 Nordöstliche Eifel	11
1.3.1 Übersicht über die Verbreitung mesozoisch-tertiärer Verwitterungsrelikte	11
1.3.2 Aufschluß Lohrsdorf, Ahrtal: Ausgangsgesteine und ihr Übergang in den Saprolit, Verwitterungsbasis	15
1.3.3 Kaolingrube Ödingen/Oberwinter: Mesozoisch-tertiärer Saprolit, Reduktions- und Oxidationszonen, "Weißverwitterung"	20
1.3.4 Bölingen, Profilaufgrabung: Das Solum der Verwitterungsdecke, fossiler Rotplastosol	25
1.3.5 Tongrube Ringen: Weiterentwicklung und Abtragung der Verwitterungsdecke im Mittel- und Jungtertiär	28
1.4 Osthunsrück	30
1.4.1 Übersicht über die Verbreitung mesozoisch-tertiärer Verwitterungsrelikte	30
1.4.2 Kernbohrung Lingerhahn: Mesozoisch-tertiärer Saprolit, Reduktions- Oxidationszonen, Hunsrückerze	35
1.4.3 Lingerhahn, Profilaufgrabung: Die quartäre Überprägung der Verwitterungsdecke, Genese und Gliederung periglazialer Deckschichten	38
1.4.4 Aufschluß Rödelhausen: Weiterentwicklung und Abtragung der Verwitterungsdecke im Mittel- und Jungtertiär	42
1.4.5 Mittel- bis oberoligozäne Meerestransgression im Osthunsrück (Beitrag von L. ZÖLLER)	44
1.5 Literatur	51

2. Exkursion B:

Zur Frage (jung-)tertiärer Tiefenverwitterung in oligozänen
Trachyttuffen des Siebengebirges (B. BOHNÉ & A. SKOWRONEK)55

- 2.1 Geologisch-geomorphologische Entwicklung des Siebengebirges56
- 2.2 Stratigraphische Stellung der Siebengebirgsvulkanite60
- 2.3 Zur Klimageschichte des rheinischen Tertiärs61
- 2.4 (Jung-)tertiäre Tiefenverwitterung und/oder hydrothermaler
Gesteinszersatz im Trachyttuff?61
- 2.5 Exkursionsstandorte62
 - 2.5.1 Nachtigallental63
 - 2.5.2 Weilberg63
 - 2.5.3 Langebergsiefen65
 - 2.5.4 Bodenprofil Frankenforst I65
 - 2.5.5 Bodenprofil Frankenforst II66
 - 2.5.6 Wasserbehälter Langemarckstraße68

2.6 Literatur68

3. Exkursion C:

Würmzeitliche Paläoböden am Mittelrhein (W. SCHIRMER)70

- 3.1 Mittelwürmböden am Schwalbenberg bei Remagen70
 - 3.1.1 Das Profil70
 - 3.1.2 Profilcharakteristik73
 - 3.1.3 Kriterien zur stratigraphischen Einstufung74
 - 3.1.4 Die Bedeutung des Schwalbenberg-Profiles76
 - 3.1.5 Literatur.....78
- 3.2 Niederterrassen der Goldenen Meile80

1. Genese und quartäre Überprägung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke auf unterdevonischen Schiefer

(P. FELIX-HENNINGSSEN, E.-D. SPIES, Beitrag von L. ZÖLLER)

1.1 Zusammenfassung

An Aufschlüssen und Bohrkernen der **autochthonen mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke (MTV)**, die mit Überschneidungen den gesamten Bereich zwischen dem frischen Schiefer und der heutigen Landoberfläche erfaßten, wurden morphologische, mineralogische und geochemische Untersuchungen mit dem Ziel durchgeführt, die Genese und die quartäre Überprägung der Verwitterungsdecke zu rekonstruieren. In beiden Untersuchungsgebieten - im Übergangsbereich der nordöstlichen Eifel zur Niederrheinischen Bucht und im Osthunsrück - sind Relikte der **jüngeren Rumpflähe (R 1-Fläche)** und ihrer mächtigen Verwitterungsdecke als Folge der relativ schwachen tektonischen Hebung großflächig erhalten.

Als **Ausgangsgesteine** überwiegen in beiden Untersuchungsgebieten unterdevonische Ton- und Schluffschiefer, in die sich in einem regional unterschiedlichen Ausmaß Sandsteinbänke, quarzitische Schichten und Quarzgänge einschalten. Einzelproben der Schiefer wurden zur Abschätzung der Verwitterungsintensität und als Bezugsproben für Elementbilanzen geochemisch und mineralogisch untersucht. Ein zunehmender Sandanteil der Gesteine geht mit der Zunahme des Quarzgehalts und abnehmenden Ti/Zr-Verhältnissen einher. Kohlig-bituminöse organische Substanz verleiht den Schiefer ihre schwarzgraue Färbung. Der in beiden Gebieten sehr einheitliche **Mineralbestand der Schiefer** weist neben Illit-Muskovit und Quarz als Hauptbestandteilen einen Anteil von 25 - 30 % an Fe-Mg-Chlorit (Fe-Rhipidolith) auf. Der Chlorit ist das Mineral mit der geringsten Verwitterungsstabilität und relativ leicht säurelöslich.

Auf den paläozoischen Gesteinen bildete sich in warm-humiden Klimaperioden des Jungmesozoikums und Tertiärs eine bis zu 150 m mächtige Verwitterungsdecke, die in die **genetischen Einheiten "Solum" und "Saprolit"** untergliedert wird. Das Solum entwickelte sich im Bereich der Landoberfläche durch Prozesse der Pedogenese und weist Bodenhorizonte mit Gefügebau auf. Unter Berücksichtigung der klimamorphogenetischen Prozesse der Rumpfflächengenese stellt das Solum die jüngste Bildung der Verwitterungsdecke dar.

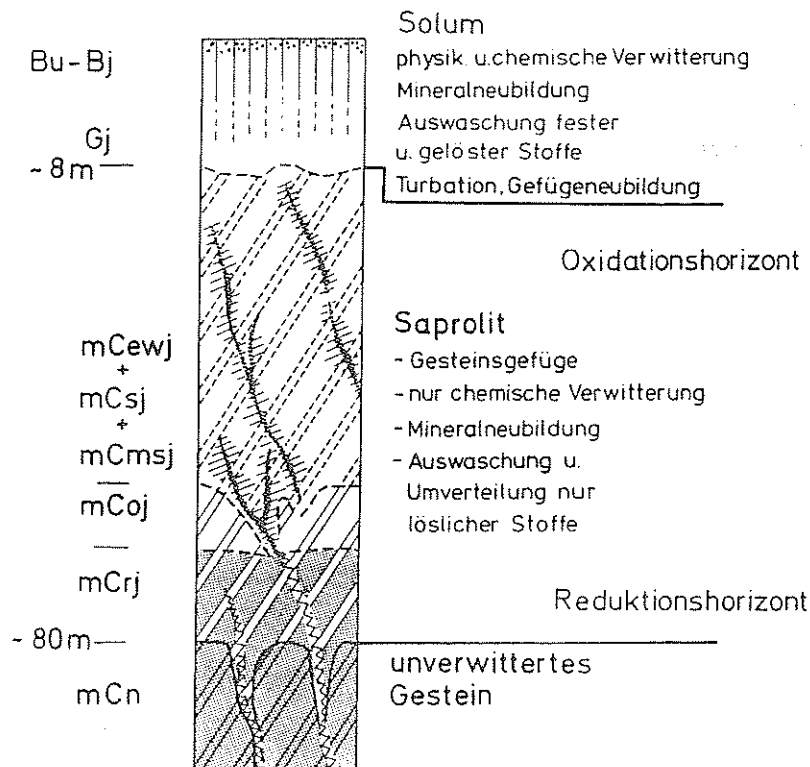


Abb. 1: Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge: Genetische Einheiten, morphologische Gliederung und Horizontsymbole

- mCrj: Reduktionszone mit der schwarzgrauen Färbung der frischen Schiefer;
- mCoj: Oxidationszone mit braun- bis grauolivener Färbung und nur schwacher Auswaschung, Oxidakkumulationen fehlen weitgehend;
- mCewj: Bleichzone mit weißer bis hellgrauer Färbung;
- mCsJ: Sesquioxidanreicherungszone mit gelben, braunen, roten und violetten Farben; relativ geringe Oxidanreicherung (< 10 Gew.% Fe_d);
- mCmsj: Massive braune, rote und violettrote Hunsrückerde, die als überwiegend vertikal verlaufende, harte und deutlich begrenzte Bänke (> 10 Gew.% Fe_d) innerhalb des gebleichten Saprolit auftreten.

Der **Saprolit** entwickelte sich unterhalb des Solums durch **Tiefenverwitterung** und weist eine ungestörte Gesteinsstruktur auf. Voraussetzung für die Bildung des Saprolits waren lange Zeiträume der tektonischen Ruhe in Kombination mit einem verwitterungsintensiven, warm-humiden Klima. In diesen Phasen übertraf das Vordringen der Verwitterungsbasis in die Tiefe die Rate der Abtragung der Verwitterungsdecke an der Landoberfläche. Der Saprolit untergliedert sich morphogenetisch in den **Oxidationshorizont** und den darauffolgenden **Reduktionshorizont**, die jeweils über 40 Meter mächtig sein können. In beiden Haupthorizonten sind Merkmalszonen ausgebildet, die mit

dem Horizontsymbol "mCj" und zusätzlichen Merkmalssymbolen morphogenetisch gekennzeichnet werden (s. Abb. 1). Die Zonen verlaufen nicht nur horizontal sondern auch vertikal, da sich ihre Ausbildung an der Permeabilität des Gesteins orientierte.

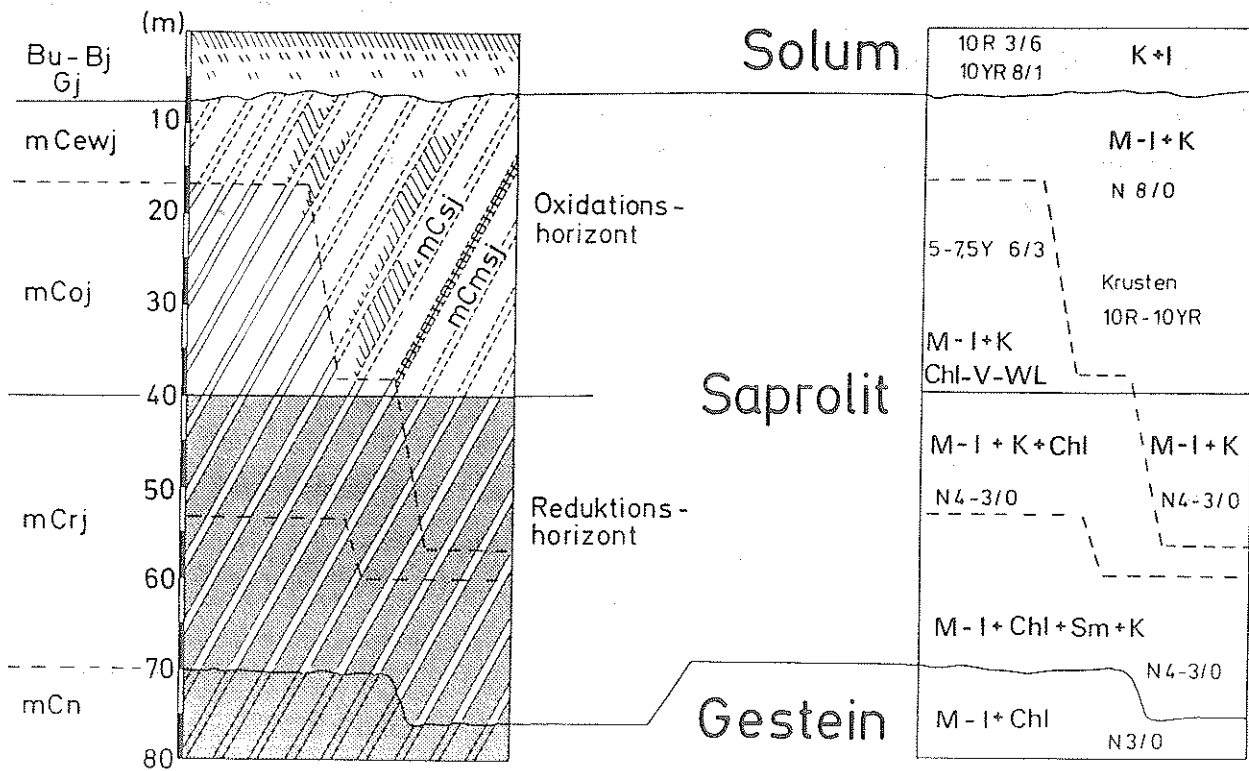


Abb.2: Morphologische und mineralogische Gliederung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Bereich der jüngeren Rumpffläche des Rheinischen Schiefergebirges (Chl = primärer Fe-Mg-Chlorit, Sm = Smectit, M-I = Muskovit-Illit, Chl-V-WL = Chlorit-Vermiculit-Wechselagerungsminerale, K = Kaolinit, Erläuterung der Horizontsymbole s. Abb. 1)

Mit der morphologischen Zonierung des Saprolits geht eine **mineralogische Zonierung** einher (Abb. 2), die ebenfalls eine deutliche Abhängigkeit von der Gesteinsdurchlässigkeit aufweist. Die **Kaolinitisierung der Schiefer** erfolgte im Reduktionshorizont der Verwitterungsdecke unter wassergesättigten Bedingungen bei gleichzeitiger Abfuhr der Lösungsprodukte. In den untersten Zonen des Reduktionshorizonts treten Kaolinit und Smectit nebeneinander als Mineralneubildung nach Chlorit auf. Nach oben verschwindet Smectit bei zunehmender Durchlässigkeit und Auswaschung des

Saprolits wieder aus dem Mineralspektrum. Zunächst noch vorhandener Rest-Chlorit wurde ebenfalls vollständig kaolinitisiert oder bei sinkenden Grundwasserständen durch Oxidation in 1:1-Chlorit-Vermiculit-Wechselagerungsminerale umgebildet. Im gebleichten Saprolit ("**Weißverwitterung**"), der die oberste, bis zu 40 m mächtige Zone des Oxidationshorizonts bildet, tritt ausschließlich Kaolinit als Mineralneubildung neben residualem Illit-Muskovit und Quarz auf.

Mit der Hydro- und Protolyse sowie der Mineralneubildung ging als dritter Teilprozeß der Tiefenverwitterung die **Elementauswaschung** einher. Sie verhinderte die Einstellung chemischer Gleichgewichtsbedingungen in den Porenlösungen und ermöglichte erst das Vordringen der Verwitterungsbasis in die Tiefe. Die Auswaschung der mobilen Elemente erfolgte unter reduzierenden Bedingungen und ihre Intensität war an die Grundwasserbewegung in den permeablen Gesteinszonen gebunden. Die Massenverluste der verwitterten Schiefer durch Auswaschung erreichen in der Bleichzone des Saprolits maximale Werte von etwa 25 - 30 % bezogen auf das Raumgewicht von frischem Schiefer. **Isovoolumetrische Bilanzen** zeigen, daß Kieselsäure aus der Lösung von Illit und Quarz in allen Zonen den größten Anteil an dem Massenverlust hat. Um den gleichen Betrag nahm das Porenvolumen des verwitternden Gesteins zu, so daß auch die Durchlässigkeit des Saprolits und damit die Effektivität der Tiefenverwitterung mit zunehmenden Massenverlusten gesteigert wurden.

In **Phasen sinkender Grundwasserstände** führten oxidierende Bedingungen innerhalb der Bleichzone des Saprolits zum Abbau der primären kohlig-bituminösen organischen Substanzen der Schiefer sowie zur Bildung von Oxidakkumulationszonen und Hunsruckerzen. Die Oxidanreicherung orientierte sich an den permeablen Gesteinszonen, die frühzeitig belüftet wurden, während in den benachbarten feinporigen Bereichen noch reduzierende Bedingungen vorherrschten. Somit konnte die Diffusion mobiler Elemente über meterweite Strecken einem Redox- und Konzentrationsgradienten folgen. Während die **Hunsruckerze** im tiefsten Bereich des Oxidationshorizonts vollständig aus Goethit bestehen und häufig von Mn-Oxid-Konkretionen begleitet werden, treten nach oben zunehmend hämatithaltige Erze auf. Erzmikroskopische und mineralogische Untersuchungen der silicatischen Matrix belegen, daß mit dem Anreicherungsprozeß der Oxide eine epigenetische Verdrängung des Kaolinit verbunden war.

Als Beispiel für das Solum der Verwitterungsdecke wurde ein fossiler, präoligozäner Boden über gebleichtem Saprolit untersucht, der sich -

ähnlich wie andere autochthone Paläoböden des Tertiärs - morphologisch in eine Konkretionszone, plinthitische Fleckenzone und eine Bleichzone gliedert und bodensystematisch als **ferrallitischer Rotplastosol** anzusprechen ist. Die Fe- und Mn-Konkretionen sowie die vorwiegend hohlraumgebundenen Oxidabscheidungen weisen darauf hin, daß die Bodenentwicklung noch unter hohen Grundwasserständen stattfand. Gegenüber dem Saprolit steigen die Tongehalte in den Bodenhorizonten stark an, wobei der Feintonanteil überproportional zunimmt. Mineralogisch sind die Bodenhorizonte durch eine nach oben fortschreitende Kaolinitisierung des Illit-Muskovit gekennzeichnet. Im Gegensatz zum Saprolit wurden vor allem Fireclay-Mineralneugebildet. Eine Gibbsitebildung war aufgrund der hohen Quarzgehalte nicht möglich.

Aus dem Bezug der autochthonen Verwitterungsbildungen zur tertiären Tektonik und zu Tertiärsedimenten lassen sich die **zwei Hauptbildungsphasen** der Verwitterungsdecke stratigraphisch eingrenzen. Die ältere Phase mit relativ hohen Grundwasserständen bis in den Bereich des Solums ist vom Alttertiär bis in das Oberoligozän nachweisbar. Sinkenden Grundwasserstände als Folge tektonischer Hebung und semiarider Klimabedingungen führten im Miozän zu oxidierenden Bedingungen im Saprolit, unter denen sich die bis zu 40 m mächtige Bleichzone ("Weißverwitterung") und die Hunsrückerde bildeten. Eine zweite Phase der tiefreichenden Oxidation gab es wahrscheinlich im Pliozän.

Die Böden der miozänen Landoberfläche wurden durch die jungtertiären Erosionsprozesse wahrscheinlich schon weitgehend abgetragen, so daß mit dem **Übergang zum Quartär** vor etwa 2 Mio. Jahren der mehr oder weniger stark erodierte Saprolit oberflächennah anstand. Während der **pleistozänen Kaltzeiten** führten Kryoturbation, Solifluktion und rückschreitenden Erosion zur weiteren Abtragung der Verwitterungsdecke sowie zur Zerschneidung der Rumpffläche. An den Talhängen der tief eingeschnittenen Flüsse und an den Rändern der stärker herausgehobenen Schollen wurden der Reduktionshorizont des Saprolits oder auch der unverwitterte Schiefer freigelegt. Über den autochthonen Relikten der Verwitterungsdecke wurden **periglaziale Deckschichten** abgelagert, die sich im Osthunsrück schwermineralogisch, petrographisch und morphologisch in drei Schichtkomplexe gliedern. Die Saprolitgesteine gingen durch Kryoturbation und Frostsprengung in ein strukturloses, lehmiges Substrat über, das zerspült oder solifluidal verfrachtet wurde.

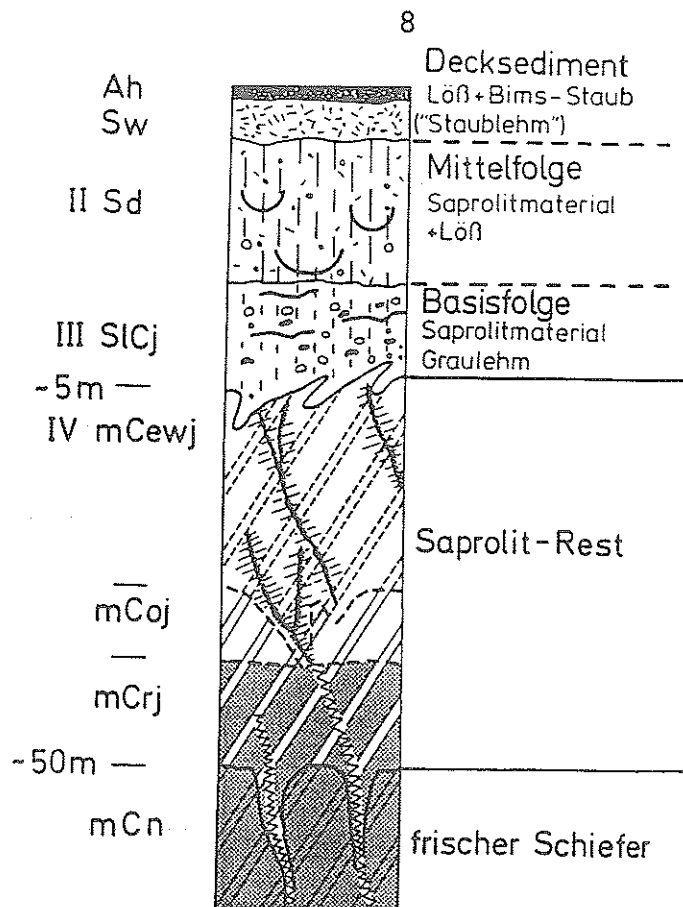


Abb. 3: Das heutige Gesamtprofil der teilweise erodierten mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke mit periglazialen Deckschichten (Erläuterung der Horizontsymbole s. Abb. 1).

Reste blieben als "Graulehm" über dem erodierten Saprolit zurück und bilden die **Basisfolge**. Der Graulehm wird von lößlehmhaltigen Solifluktuationsdecken der **Mittelfolge** überlagert. In ihnen sind mikromorphologisch reliktsche Merkmale des Bt-Horizonts einer interglazialen Parabraunerde erkennbar. Daher ist für die Lößablagerung ein rißzeitliches Alter anzunehmen. Hangend folgt als ein **äolisches Decksediment** ein bimshaltiger Lößlehm, der in der Jüngeren Tundrenzeit abgelagert wurde.

Die holozäne Bodenentwicklung in den quartären Deckschichten war von fortschreitender Silicatverwitterung und Staunässe geprägt. Lessivierung spielte dagegen kaum eine Rolle. Da der Graulehm keinesfalls das tertiäre Solum repräsentiert, sondern ein Sediment darstellt, das aus dem unterlagernden Saprolit hervorging, erscheint eine Ansprache der Böden als "Grauplastosol" auf dem Haupt- oder Subtypenniveau als nicht gerechtfertigt. Da Graulehme aus verschiedenen Niveaus der mächtigen Verwitterungsdecke stammen können, bis hinab in die pleistozänen Täler auftreten und zudem morphologisch mit grauen Substraten anderer Genese verwechselbar sind, ist der

ihnen ursprünglich beigemessene morphogenetische und paläoklimatische Aussagewert sehr begrenzt. Die untersuchten Böden in den quartären Deckschichten werden ihrem Wasserhaushalt entsprechend bodensystematisch als Pseudogleye bzw. Braunerde-Pseudogleye angesprochen.

1.2 Exkursionsgebiete

Das Untersuchungsgebiet **"Nordosteifel"** liegt im Bereich des nordöstlichen Abfalls der Eifel zur Niederrheinischen Bucht. Es umfaßt die Ahrberge südlich von Bad Neuenahr und das Gebiet nördlich der unteren Ahr bis etwa Bonn, das im Osten vom Rhein und im Westen von der Linie Mayschoß - Meckenheim begrenzt wird.

Das Untersuchungsgebiet **"Osthunsrück"** im Südosten des linksrheinischen Schiefergebirges wird im Süden vom Soonwald, im Osten vom Rheintal, im Norden von der Mosel und im Westen von den Höhenzügen des Hochwaldes und des Idarwaldes begrenzt. Die höchsten Erhebungen dieser flachhügeligen Hochfläche liegen zwischen 450 und 500 m ü. NN.

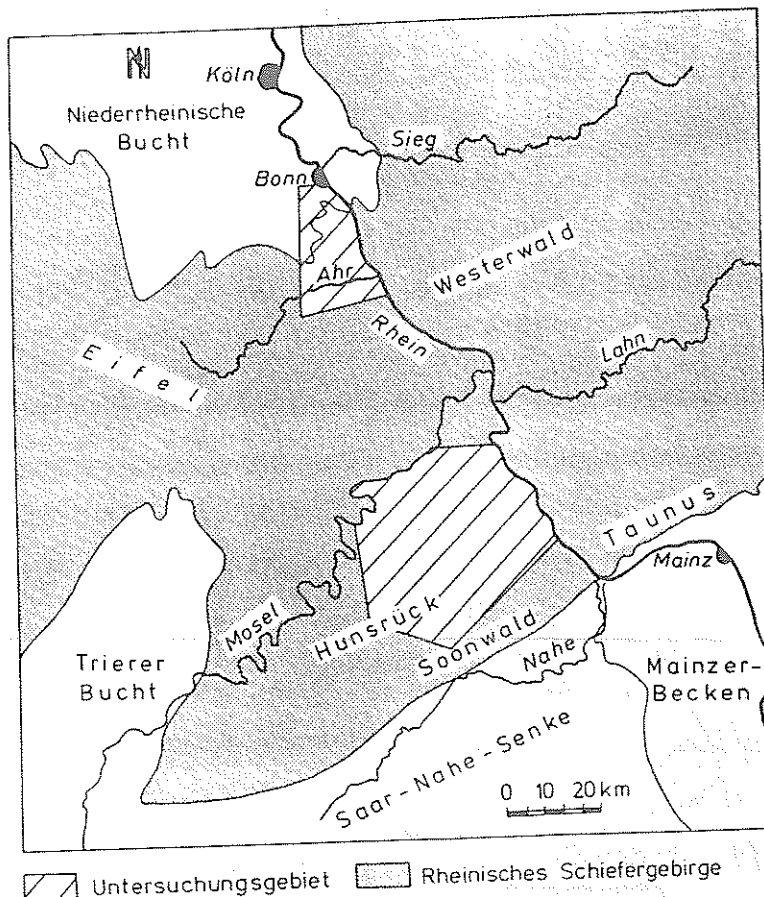


Abb. 4: Lage der Untersuchungsgebiete im Rheinischen Schiefergebirge.

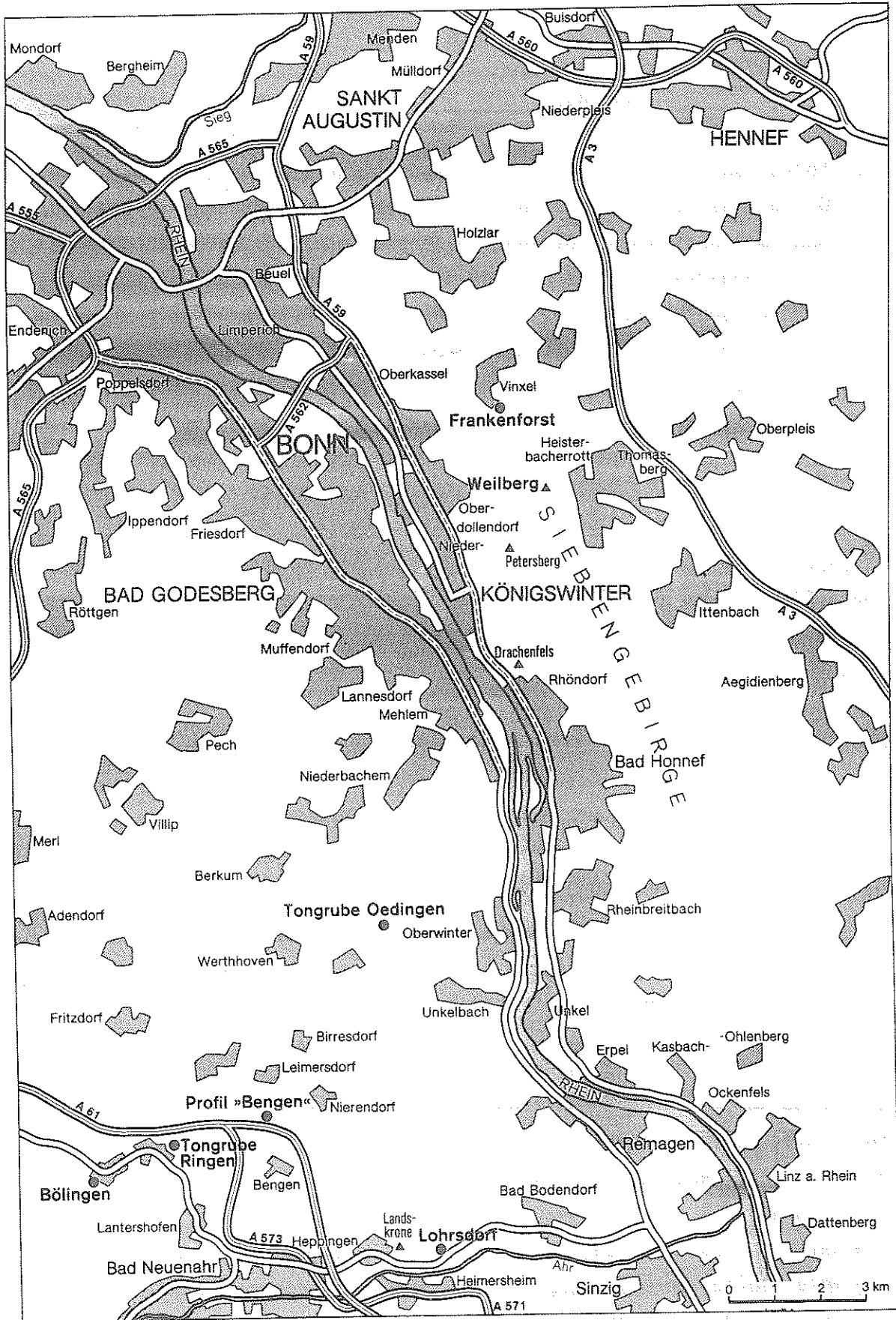


Abb. 5: Lage der Exkursionspunkte in der nordöstlichen Eifel

1.3 Nordöstliche Eifel

1.3.1 Übersicht über die Verbreitung mesozoisch-tertiärer Verwitterungsrelikte

Die unterdevonischen Ausgangsgesteine im Übergangsbereich der Eifel zur Niederrheinischen Bucht gehören stratigraphisch den Mittleren und Oberen Siegensschichten an. Frische unterdevonische Ton-Schluffschiefer und Sandsteine treten nur im Bereich der unteren steilen Talhänge der Ahr und des Rheines auf und bilden hier Ausgangsgesteine für Weinbergsböden. Flächenmäßig sind sie in diesem Gebiet unbedeutend. Erst in der Bergregion südlich der Ahr im Bereich höherer Kuppen und Rücken, auf denen die MTV weitgehend abgetragen wurde, entwickelten sich Ranker und saure Braunerden aus den frischen Gesteinen.

Aufschlüsse der MTV wurden im Ahrtal und dem nördlich anschließenden Übergangsbereich der nordöstlichen Eifel zur Niederrheinischen Bucht (Drachenfelder Ländchen) untersucht. QUITZOW (1978,1982) rechnet dieses Gebiet zur "Weiteren Niederrheinischen Bucht" sowie in seinem östlichen Teil zur Trogregion des Rheines, die durch eine flexurartige Einbiegung der R_1 -Rumpffläche ab dem Oberoligozän entstand. Mit der Spezialeinbiegung der Kruste im Bereich der Trogregion des Rheines wurde auch die MTV abgesenkt. Während im Bereich zwischen Bad Neuenahr und Lohrsdorf gebleichter Saprolit erst oberhalb von 190 - 170 m ü. NN auftritt, sind gleichartige Verwitterungsprodukte 6 - 8 km weiter östlich im Ahrtal bei Sinzig, im Niveau der Ahr, in 80 m ü. NN aufgeschlossen.

Bruchschollentektonik trug seit dem Miozän mit der Ausbildung von Kippschollen und Gräben zur Ausbildung des heutigen Reliefs bei. Tertiäre Verebnungen, die Auffüllung tektonischer Gräben mit Tertiärsedimenten, die pleistozänen Ablagerungen der Rhein-Hauptterrassen, Solifluktsprozesse und Lößbedeckung führten zu dem heute relativ schwach gegliederten Relief des Untersuchungsgebietes. Die fluviatile Zerschneidung dieser Region im Pliozän und Pleistozän war infolge der tektonischen Einbiegung nur gering, so daß das heutige Relief ein nur wenig verändertes Bild der Rumpffläche widerspiegelt, wie sie am Ende des Miozäns bestand (QUITZOW 1978). Durch die geringe Erosionstätigkeit in diesem Gebiet war auch die flächenhafte Abtragung der Verwitterungsdecke erheblich herabgesetzt. Kaolinitisierte Gesteine, die oft durch "Weißverwitterung" geprägt sind, bilden eine geschlossene Decke unter den jüngeren Sedimenten. RAUFF & KEGEL (1923), EBERT (1939 a,b) und QUITZOW (1978) weisen auf die im Vergleich zu anderen

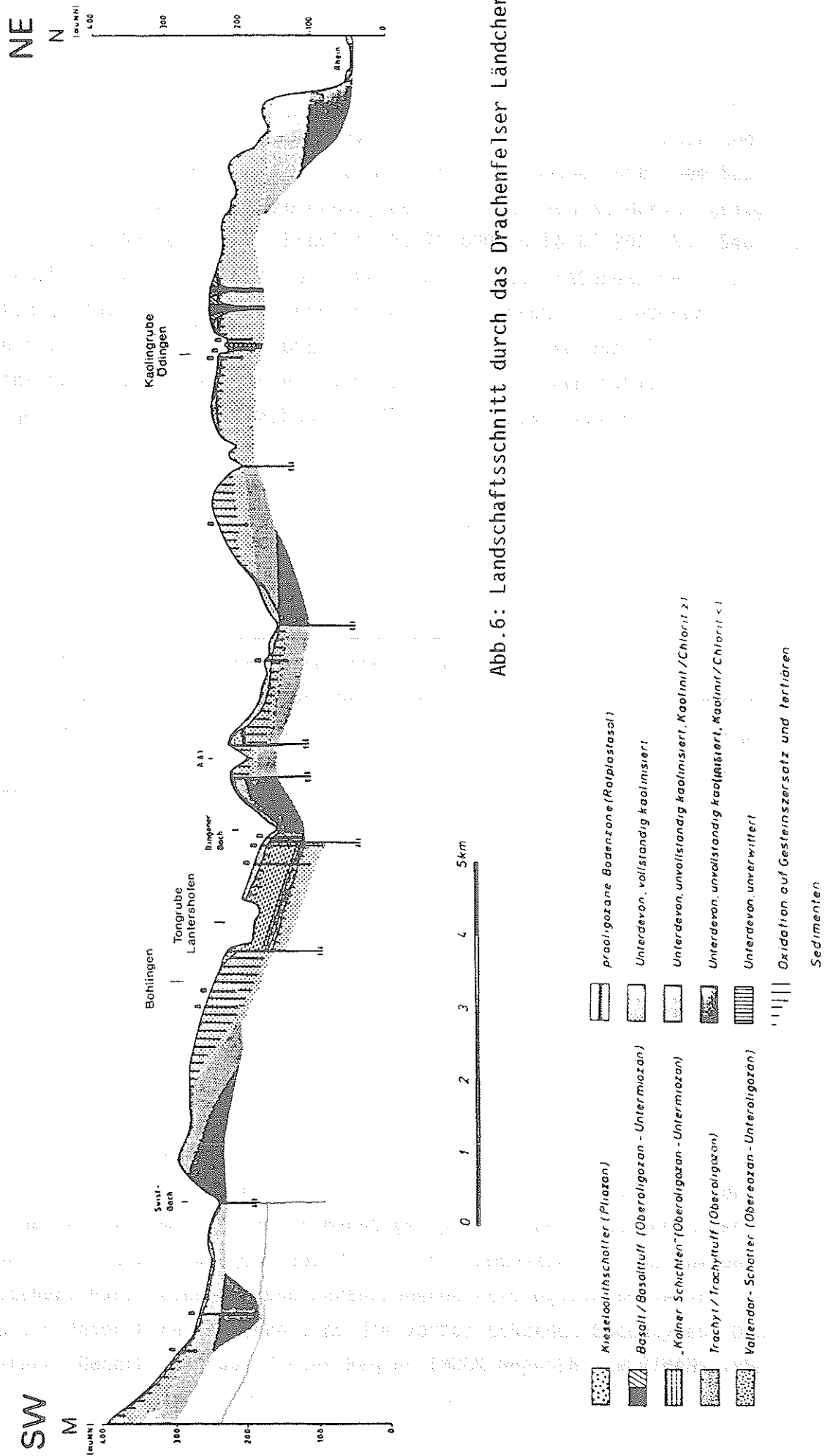


Abb.6: Landschaftsschnitt durch das Drachenfels Ländchen

Regionen des Rheinischen Schiefergebirges große Mächtigkeit der MTV hin. Mit Ausnahme kleiner Vorkommen zwischen den Ortschaften Ringen und Lantershoven wurden autochthone Reste eines tertiären Solums über dem Saprolit nicht angetroffen. Die Bezeichnung des nördlich von Niederich gelegenen Flurstücks "Auf der roten Erde" (r 25 79 600, h 56 07 200, Bl. 5408 Bad Neuenahr-Ahrweiler) rührt von oberflächennah auftretenden Relikten des roten tertiären Oberbodens her, deren Lößbedeckung in größeren Arealen fehlt (URBAN 1983). Erste Untersuchungen zur Genese und Klassifikation eines fossilen, autochthonen Rotplastosols aus einem Autobahnaufschluß bei Bengen führten FELIX-HENNINGSSEN & WIECHMANN (1985) durch.

Die autochthonen Verwitterungsbildungen werden im Untersuchungsgebiet von tertiären Vulkaniten und Sedimenten überlagert, die stratigraphische Zeitmarken darstellen. Oberoligozäne Trachyttuffe des Siebengebirgsvulkanismus verzahnen sich mit tonigen und kiesigen Tertiärsedimenten (SPIES 1986:140), den Abtragungsprodukten der Verwitterungsdecke. Kiesig-sandige Ablagerungen werden als "Vallendarschotter" stratigraphisch in das Obereozän bis Unteroligozän gestellt (QUITZOW 1978, BIBUS 1980, BOENIGK 1980,1981, MEYER 1986:250, SPIES 1986:135). Verkieselungen dieser Schotter, die als "Tertiärquarzite" bezeichnet werden, besitzen am Nordrand der Eifel und im Siebengebirge eine weite Verbreitung (RAUFF & KEGEL 1923, BURRE 1939, SPIES 1986). Sie werden als Zeugen semiarider Klimaphasen gedeutet (SOLLE 1966, QUITZOW 1969). In tektonischen Senkungsgebieten kamen Tertiärtone zur Ablagerung. Trachyttuffeinschaltungen belegen ein oberoligozänes Alter der basalen Schichten. Braunkohleflöze in den hangenden Schichten entstanden im Untermiozän. Nach den Untersuchungen von SPIES (1986:146 f.) eines Bohrkerns der Tongrube "Ringen" lagern die Tertiärsedimente unmittelbar auf dem Saprolit; das Solum war hier demzufolge bereits abgetragen, als die Sedimentation einsetzte. Innerhalb der Sedimente belegt die vollständige Kaolinitisierung der eingelagerten Trachyttuffe die Fortdauer eines verwitterungsintensiven Klimas.

Im Untersuchungsgebiet werden tertiäre Verwitterungsbildungen flächenhaft von mehrere Meter mächtigen pleistozänen Deckschichten überlagert, die vorwiegend aus solifluidal umgelagerten Lößlehm und Löß bestehen. Parabraunerden und Parabraunerde-Pseudogleye sowie in Erosionslagen Pararendzinen sind die vorherrschenden Bodentypen. Daher liefern Bodenkarten aus dieser Region (MÜCKENHAUSEN & WORTMANN 1958,

SCHNEIDER 1983, STÖHR 1966 a) nur lückenhafte Informationen über die Verbreitung tertiärer Verwitterungsbildungen, die bei der bodenkundlichen Aufnahme unter den Deckschichten nicht mehr erfaßt wurden. Hinweise auf die große Verbreitung der tertiären Verwitterungsprodukte in diesem Gebiet enthalten dagegen die geologischen Karten von EBERT (1939 a,b, Bl. Altenahr und Bl. Ahrweiler) und von AHRENS (1939, Bl. Linz). Westlich des Untersuchungsgebietes im Verlauf des Geländeanstiegs zur Eifel treten bei einer geringmächtigeren Lößbedeckung kaolinitische Verwitterungsprodukte als Bestandteil der Solifluktsdecken auf. Pseudogleye und Braunerde-Pseudogleye sind verbreitet, da umgelagerte kaolinitische Substrate im Solum der rezenten Böden eine Staunässesohle bilden. Untersuchungen zur Genese der primären Pseudogleye in diesem Gebiet wurden von MÜCKENHAUSEN et al. (1971) durchgeführt. SCHULTE-KARRING & SCHRÖDER (1986) befaßten sich mit der Unterbodenmelioration der Standorte.

In den angrenzenden Gebieten der Eifel sind die rezenten Böden im Bereich der Rumpfflächenreste großflächig in umgelagerten Substraten der MTV entwickelt. MÜCKENHAUSEN (1950, 1951, 1953) kartierte "Graulehme" auf den Blättern Altenahr, Aremberg, Blankenheim und Röttgen. Auf der Bodenkarte 1 : 50 000, Blatt L 5506 Münstereifel (RESCHER 1978), werden große Areale im Bereich der Wasserscheiden von Pseudogleyen und Braunerde-Pseudogleyen aus tertiären Verwitterungsprodukten eingenommen. Im Rahmen von geologischen Diplomkartierungen südlich der Ahr auf den Blättern 5408 Bad Neuenahr-Ahrweiler und 5409 Linz a. Rh. (FINKE 1987, GAWLIK 1987) wurde ebenfalls die flächenhafte Verbreitung der MTV festgestellt, deren Umlagerungsprodukte bei fehlenden oder geringmächtigen Lößauflagen das Ausgangssubstrat der rezenten Böden darstellten.

In den Bereichen der Osteifel, in denen sich eine vertikale Zonierung der Verwitterungsdecke mit ihrer zur Tiefe abnehmenden Intensität der Gesteinsverwitterung nicht erkennen läßt, ist die eindeutige Rückführung des Kaolinitanteils der Substrate auf tertiäre Verwitterungsprozesse fraglich. Im Gefolge des tertiären und quartären Vulkanismus stiegen postvulkanische und z.T. thermale CO_2 -Wässer im Bereich tektonischer Störungszonen auf. Noch heute sind CO_2 -Quellen in der Osteifel in großer Zahl vorhanden. Die ascendenten Wässer zersetzten die Gesteine im Bereich ihrer Aufstiegswege und führten zu einer Neubildung von Kaolinit. Bei diesen Zersatzzonen handelt es sich nach Untersuchungen von SPIES (1986) um relativ schmale, linienhaft verlaufende Bereiche von einigen Metern bis

hundert Metern Breite. In den von SPIES (1986:117 f.) untersuchten zersetzten Gesteinen aus der Thermalwasserbohrung Walpurgisquelle bei Bad Neuenahr tritt der kaolinitische Zersatz der unterdevonischen Gesteine noch in 345 m Tiefe auf. Auch in anderen Bereichen des Ahrtals wurde Gesteinszersatz festgestellt, der die Basis der MTV weit unterschreitet. Neben der außergewöhnlichen Zersetzungstiefe und einer fehlenden vertikalen Zonierung sind Zersatzzonen an charakteristischen Mineralneubildungen zu erkennen. Das zur Kaolinitgruppe zählende 7 Å-Mineral Dickit ist verbreitet neben Kaolinit anzutreffen. Da Dickit im Verwitterungsmilieu nicht gebildet wird und in den Ausgangsgesteinen nicht vorlag, kann er als Zeigermineral für die Gesteinszersetzung durch ascendente Wässer gelten. Im reduzierenden Milieu der tieferen Zonen treten in zersetzten Gesteinen auch Siderit und andere Carbonate auf.

Die MTV war bereits ausgebildet, als die postvulkanische Tätigkeit frühestens ab dem Oberoligozän einsetzte. Somit war auch eine Überprägung der verwitterten Gesteine durch Zersetzungsprozesse im Bereich der Aufstiegswege möglich (SPIES 1986:122). Die für die Untersuchungen der MTV in diesem Gebiet gewählten Aufschlüsse ließen keine Einwirkung ascender Wässer erkennen.

1.3.2 Aufschluß Lohrsdorf, Ahrtal

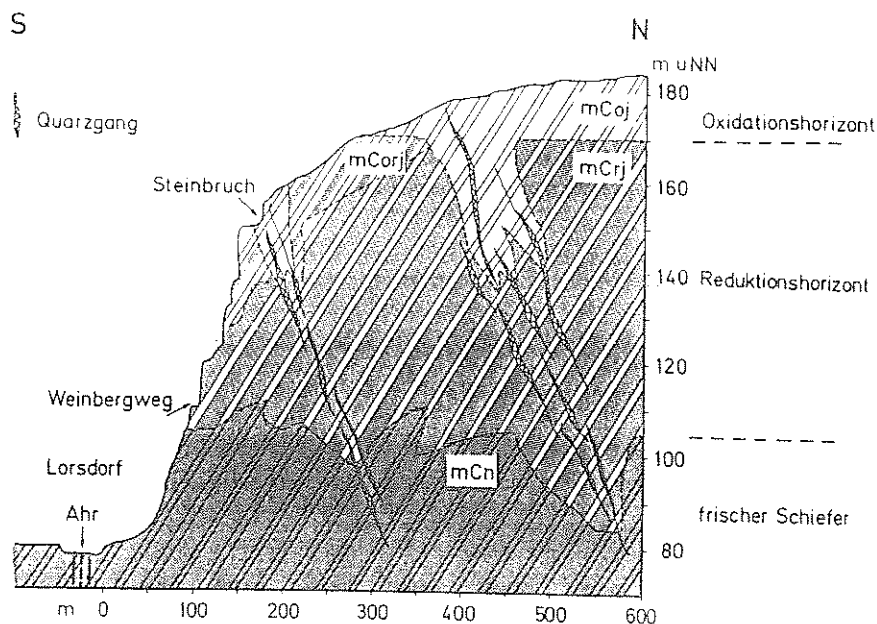


Abb. 7: Profilschnitt des nördlichen Ahrtalhanges bei Lohrsdorf mit der Zonierung des Saprolits (Erläuterung der Horizontsymbole s. Abb. 1).

1.3.2.1 Unverwitterte Schiefer:

Raumgewicht: 2,49 - 2,58 g/cm³ in tonreicheren Hunsrückschiefern,
2,67 - 2,69 g/cm³ in Schieferen der nördöstlichen Eifel.

Spezifisches Gewicht: 2,70 - 2,72 g/cm³.

Qualitative Mineralzusammensetzung:

- Muskovit: $KAL_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$
- Fe-Mg-Chlorit: $(Mg^{2+}_{2,12} Fe^{2+}_{2,16} ME^{3+}_{1,72})(Si_{2,28} Al_{1,72})O_{10}(OH)_8$
Fe-Rhipidolith
- Akzessorische Minerale: Pyrit, Apatit, < 1 Gew.%
- Schwerminerale: Ultrastabile Gruppe Zirkon, Turmalin, Rutil
- Kohlig-bituminöse organische Substanz: 0,3 - 0,5 Gew.% C

Quantitative Mineralzusammensetzung:

Tab.1: Unterdevonische Schiefer: Angenäherte Gewichtsanteile (Gew.%)
der Minerale der Tonfraktion < 2 μm (T) und der Gesamtprobe (G)

	Tonfraktion	Gesamtprobe
Muskovit/Illit	51 - 62	30 - 39
Chlorit	25 - 39	24 - 27
Quarz	8 - 12	36 - 46
Feldspäte	Sp.	0 - 10

Erläuterungen zu Tab. 1:

Muskovit/Illit: Gew.% $K_2O \times 10$ (n. FANNING & KERAMIDAS 1977: 208)

Chlorit: Gew.Verlust nach HCl+NaOH-Extraktion

Quarz + Feldspäte: Quarz und Feldspäte als Differenz:
100 % - (% I/M + % Chl).

Quarz: Quarzgehalt (n. TILL & SPEARS 1969)

In Sandsteinen kann der Quarzgehalt bis auf 90 % ansteigen.

HCl+NaOH-Extrakt der Tonfraktion

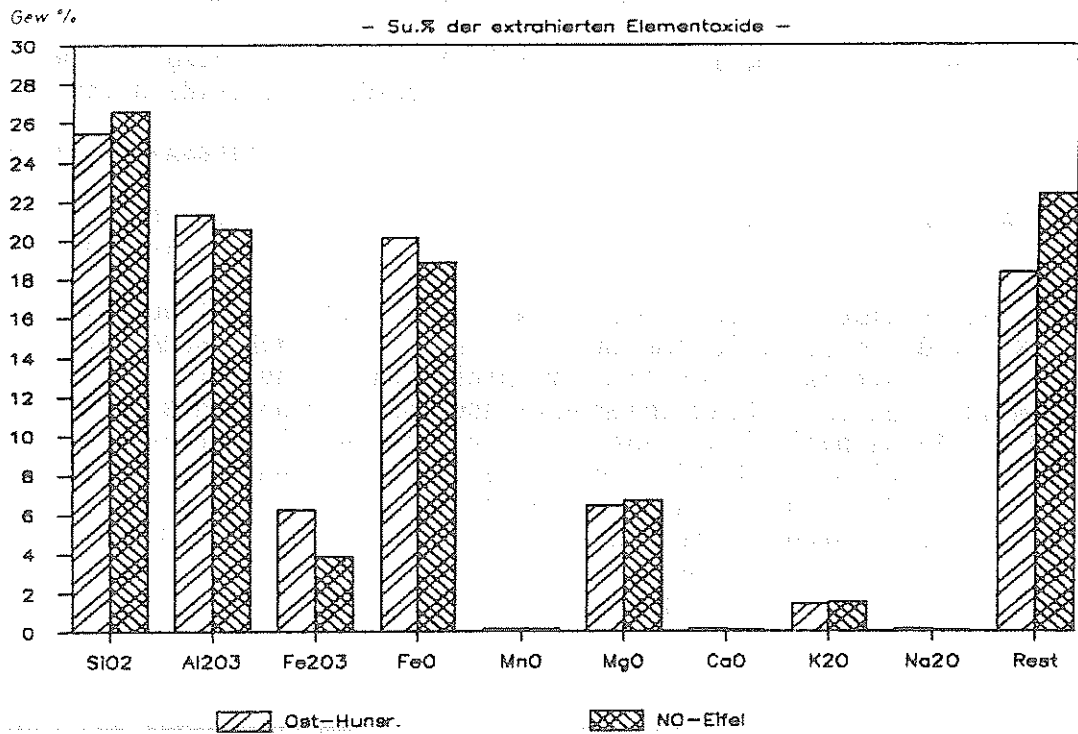


Abb. 8: Elementzusammensetzung der leicht verwitterbaren Minerale der Tonfraktion, im wesentlichen primärer Chlorit.

Frische Ton-Schluff-Schiefer

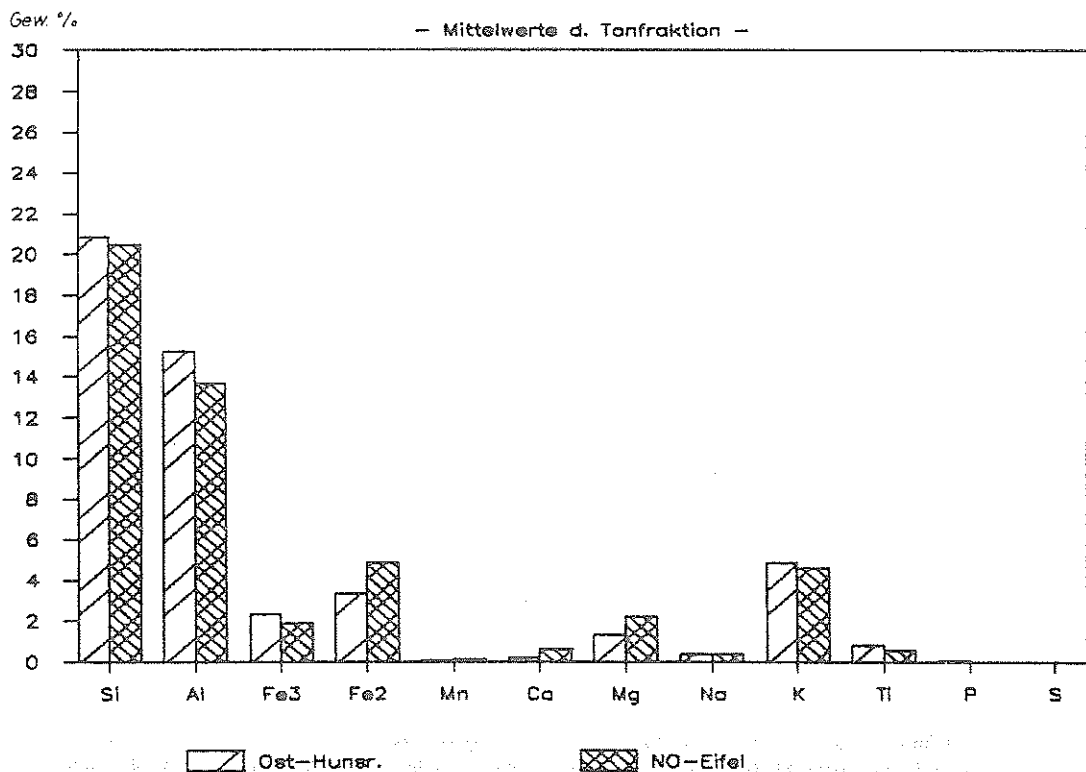


Abb. 9: Elementgehalte in der Tonfraktion frischer Schiefer der nordöstlichen Eifel und des Osthunsrücks.

1.3.2.2 Verwitterungsbasis und Reduktionshorizont

Aufschluß: Weinbergweg bei Lohrsdorf, Steilkante in etwa 110 m ü. NN
TK25 5409 Linz, h 2574300 r 5601050

Morphologische Merkmale:

mCn und mCrj: Steilstehende und schwach geklüftete schwarzgraue (10 Y 4/1) frische Tonschiefer

mCorj: Schwarzgraue Tonschiefer der Reduktionszone, Gesteinsaufhellung durch oxidativen Abbau der organischen Substanz mit olivgrauen (10 Y 5/2) Zonen, die von den Klüften her nur einige mm tief in die massive Schiefermatrix hineinreichen; nach oben zunehmende Oxidation; Bereiche mit Quarzgängen und sandigen Schiefern sind überwiegend hellolivgrau (7,5 Y 5/2 - 6/2) gefärbt, weisen aber noch diffus begrenzte Flecken und Zonen schwarzgrauer (7,5 Y 4/1) und olivgrauer (7,5 Y 4/2) Färbung auf. Schieferungs- und Kluftflächen zeigen verbreitet dünne schwarze und rostbraune Oxidbeläge. Quarzgänge zeigen Lösungskavernen und eine aufgelockerten Struktur. Im Gegensatz zu Quarzgängen der Oxidationszone des Saprolits sind sie in diesem Bereich **nicht** mit Fe-Oxiden inkrustiert und vererzt.

- Mineralogische Veränderungen:

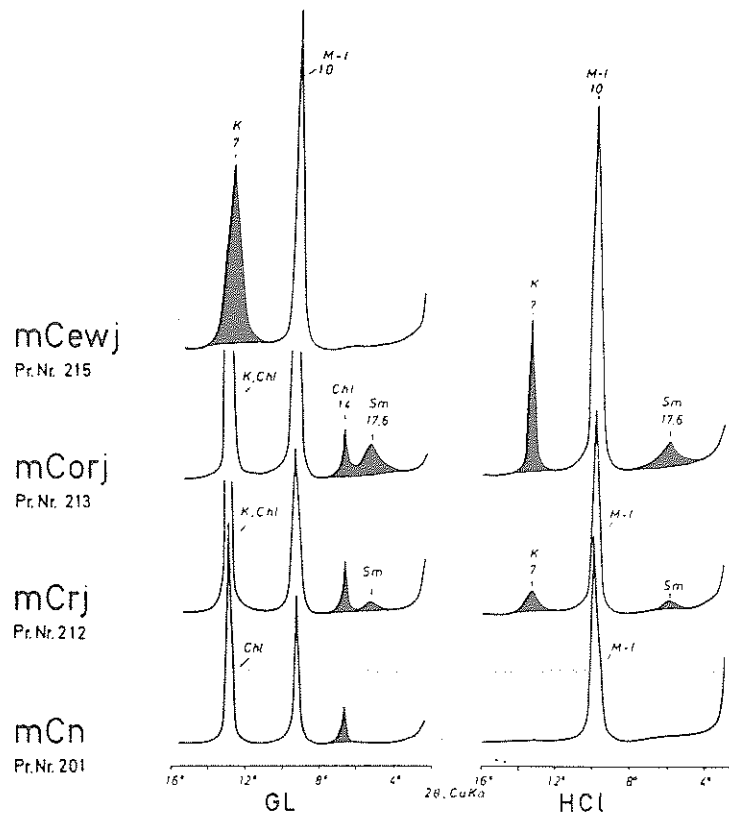


Abb. 10: Mineralogische Veränderungen des frischen Schiefers (mCn) in den Reduktionszonen (mCrj, mCorj) und im gebleichten Saprolit (mCewj); Beispiel aus dem Osthunsrück, Aufschluß "Wahlbach" (K=Kaolinit, M-I=Muskovit-Illit, Sm=Smectit, Chl=Chlorit).

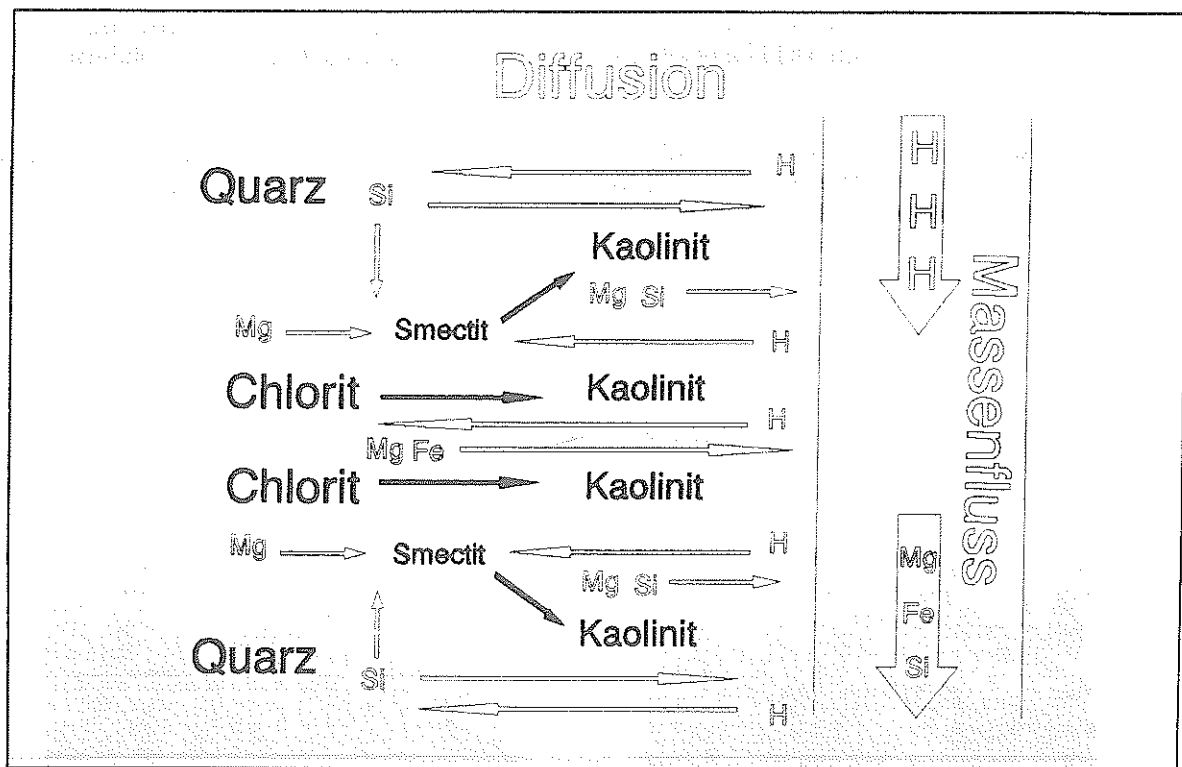


Abb. 11: Schema der Neubildung von Kaolinit und Smectit in der unteren Zone des Reduktionshorizonts der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke.

Zusammenfassung:

- Oberhalb der Verwitterungsbasis tritt eine mindestens 40 m mächtige Zone mit unvollständiger Kaolinitisierung des primären Chlorit auf; Neubildung von Smectit und Kaolinit mit nach oben zunehmenden Gehalten;
- Smectit in oberen Zonen als Folge der Desilifizierung wieder abnehmend, dort nur Kaolinit - z.T. neben Rest-Chlorit;
- Mineralneubildung im ehemals reduzierenden Milieu unter Wassersättigung - Kluftgrundwasser und Haftwasser;
- in hellgrauen, oxidierten und dunkelgrauen Zonen gleiche Gehalte an neugebildeten Mineralen;
- Im Quartär führte Oxidation der primären organischen Substanz nach Gesteinsfreilegung durch den Taleinschnitt zur olivgrauen Gesteinsaufhellung. Sie erfaßte die Schiefer in Abhängigkeit vom Verwitterungsgrad und damit von der Gesteinsdurchlässigkeit. Daher ist die oxidative Gesteinsaufhellung im Bereich der Klüfte und nach oben zunehmend. Einige (Dezi)Meter weit im Gesteinsinneren sind schwarze reduzierte Zonen ausgebildet.

Die morphologischen und mineralogischen Veränderungen der Schiefer sind in ihrer Intensität und ihrem Vordringen zur Tiefe an primäre Gesteinseigenschaften gebunden, welche die Gesteinsdurchlässigkeit bestimmten. Petrographischer Schichtwechsel, Klüftung sowie die Einschaltung von Quarzgängen führen zu vertikal orientierten Grenzen zwischen unterschiedlich intensiv verwitterten Zonen, die sich im Decameterbereich miteinander verzahnen.

1.3.3 Kaolingrube Ödingen/Oberwinter: Mesozoisch-tertiärer Saprolit, Reduktions- und Oxidationszonen, "Weißverwitterung"

Aufschluß: Tagebau der Fa. Erbslöh & Co., Geisenheim, Zweigwerk Oberwinter
TK 25 5309 Königswinter, h 5609150 r 2582775

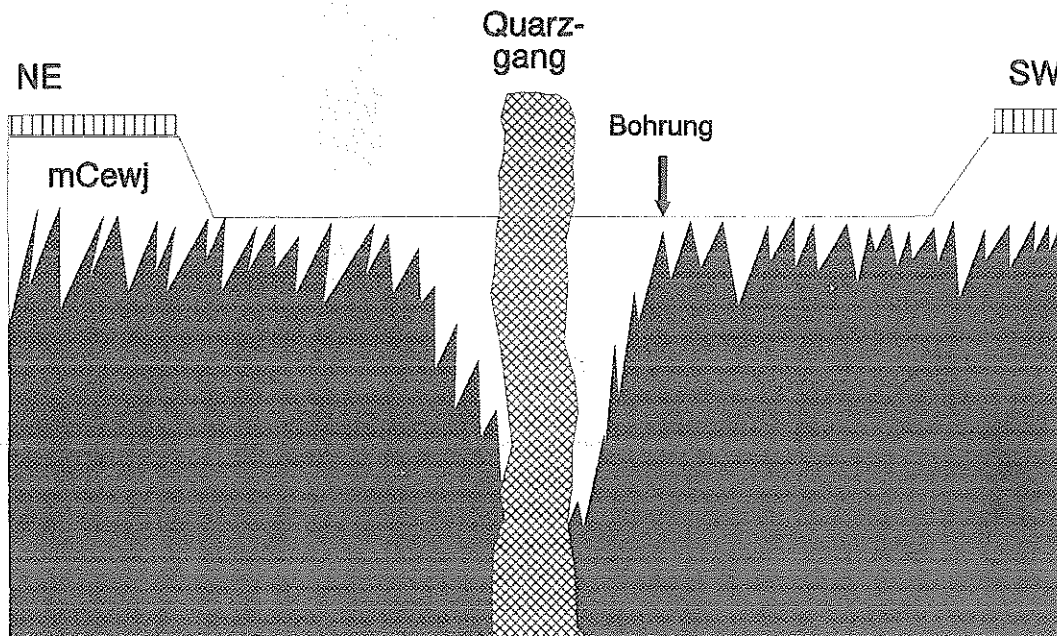


Abb. 12: Schematischer Geländeschnitt durch den Aufschluß Ödingen

Morphologische Merkmale:

Oxidationshorizont im Saprolit, Bleichzone ("Weißverwitterung"):

mCewj: weiße (N 8/0) Ton-, Schluffschiefer und Sandsteine, weich, mit der Hand zerreibbar; stellenweise treten schwach vererzte rote bis braune Sandsteinbänke (mCsjs, mCmsjs) auf.

Reduktionshorizont im Saprolit, obere Reduktionszone mit vollständiger Kaolinitisierung des Chlorits:

mCrjs: schwarze (N 3/0) bis dunkelgraue (N 4/0) schluffige Tonschiefer und Tonschiefer, weich, mit der Hand zerreibbar; Quarzgänge innerhalb der Reduktionszone zeigen starke Anlösungserscheinungen.

Petrographische Merkmale:

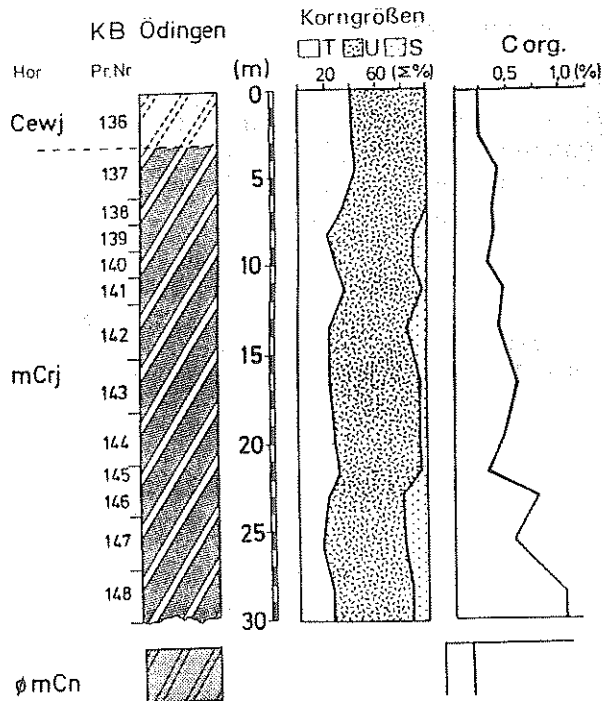


Abb. 13: Bohrkerndiagramm aus dem Aufschluß Ödingen: Korngrößenverteilung und Gehalte an organischem Kohlenstoff.

Mineralogische und geochemische Merkmale:

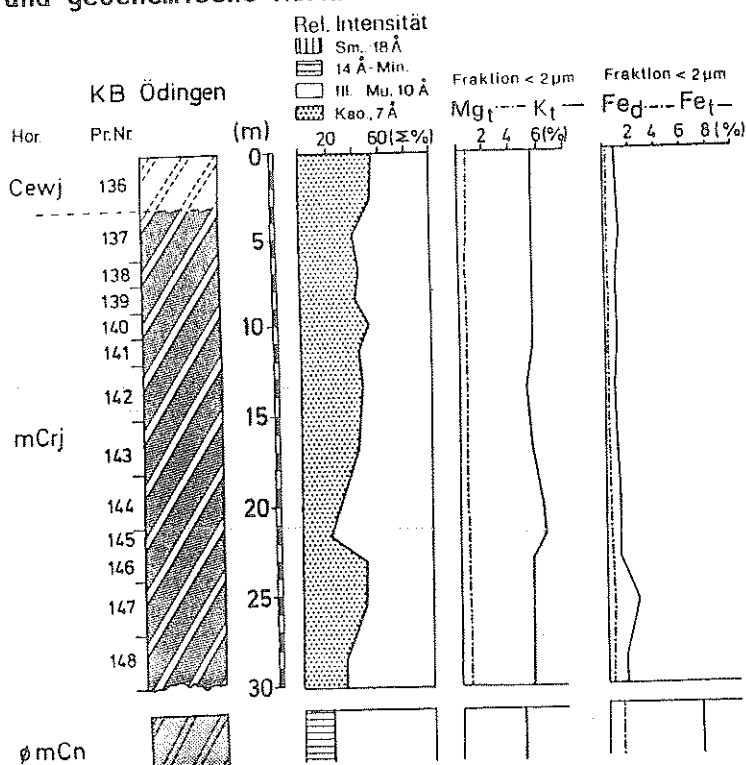


Abb. 14: Bohrkerndiagramm aus dem Aufschluß Ödingen: Tonmineralverteilung (relative Intensitäten), Gesamtgehalte an Mg, K und Fe, sowie freie Eisenoxide (Fe_d).

Isovolumetrische Bilanzierung:

Element-Gew.% x Raumgew. g/cm³ = Element-Vol.gewicht in g/100 cm³ Gestein

ergeben die Elementgehalte pro Volumeneinheit. Im Vergleich zum Ausgangsgestein lassen sich Elementgewinne und -verluste bilanzieren. Voraussetzung ist, daß Gestein und Saprolit ursprünglich petrographisch einheitlich waren. Prüfung z.B. über Quotienten verwitterungsstabiler Minerale oder verlagerungsresistenter Elemente, hier Ti/Zr-Verhältnisse.

Tab.2: Isovolumetrische Bilanz eines Saprolitprofils (Aufschluß "Wahlbach", Osthunsrück) (GLV = Glühverlust; RG = Raumgewicht, Rest = MnO+CaO+Na₂O+P₂O₅+SO₃, in g/100 cm³).

Tab. 2a: Volumengewicht (g/100 cm³) der Elementoxide des frischen Schiefers (mCn) und Volumengewichtsdifferenzen (g/100 cm³) der Saprolitproben (mCrj = untere Reduktionszone, mCorj = obere Reduktionszone, teilweise oxidiert, mCewj = Bleichzone, K = Kaolinit, Sm = Smectit):

Zone Min.neub.	mCn	mCrj (K)Sm	mCorj K,Sm	mCewj K
SiO ₂	153,1	-18,1	-21,1	-38,0
Al ₂ O ₃	50,0	- 0,8	- 5,4	- 7,5
Fe ₂ O ₃	21,8	- 2,3	- 4,0	-14,7
MgO	6,3	+ 0,4	- 1,1	- 4,7
K ₂ O	9,4	+ 0,3	- 0,3	- 3,0
TiO ₂	2,5	- 0,1	- 0,1	- 0,3
GLV	13,0	- 0,5	- 1,0	- 3,0
Rest	2,0	- 0,6	- 2,0	- 1,7
Summe (=RG)	258,0	-24,0	-35,0	-73,0

Tab. 2b: Relative Zusammensetzung der Massenverluste in %, bezogen auf den Gesamtmassenverlust der Proben (mCrj = untere Reduktionszone, mCorj = obere Reduktionszone, teilweise oxidiert, mCewj = Bleichzone, K = Kaolinit, Sm = Smectit):

Zone Min.neub.	mCn	mCrj (K)Sm	mCorj K,Sm	mCewj K
SiO ₂	0	80,2	61,0	52,1
Al ₂ O ₃	0	3,5	15,5	10,3
Fe ₂ O ₃	0	10,4	11,4	20,2
MgO	0	1,7	3,0	6,4
K ₂ O	0	-1,5	1,0	4,2
TiO ₂	0	0,4	0,6	0,6
GLV	0	2,0	3,0	4,1
Rest	0	3,3	4,5	2,1
MV	0	100	100	100

$$\frac{\text{Gew.}\% \times \text{RG}}{\text{g}/100\text{g}} = \frac{\text{Vol.}\%}{\text{g}/100\text{cm}^3}$$

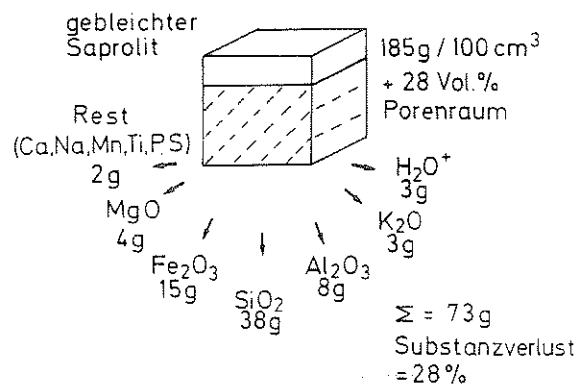
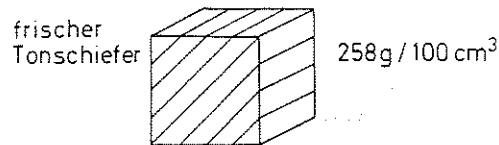


Abb.15: Elementauswaschung und Porenraumgewinn des gebleichten Saprolits im Vergleich zu unverwittertem Schiefer.

Herkunft der Kieselsäure:

Tab. 3: SiO₂ : Al₂O₃ - Mol-Verhältnisse von Chlorit und Verwitterungsneubildungen

Fe-Mg-Chlorit (n = 11): 1,99

Kaolinit (Grundformel): 2,00

Smectit (n = 8): 5,12
(WEAVER & POLLARD 1973:67)

Tab.4: Quarzgehalte und Quarzverluste in einem Saprolitprofil (Aufschluß "Wahlbach", Osthunsrück) (Bestimmung n. TILL & SPEARS 1969; mCrj = untere Reduktionszone, mCorj = obere Reduktionszone, teilweise oxidiert, mCewj = Bleichzone, K = Kaolinit, Sm = Smectit):

Zone	Min.neub	Quarz Gew.%	Quarz g/100 cm ³	Quarzverlust g/100 cm ³
mCewj	K	40	74	16 = 18 %
mCorj	K, Sm	35	78	12 = 13 %
mCrj	(K)Sm	35	82	8 = 9 %
mCn		35	90	0 = 0 %

Kaolinitgehalte und Kaolinitkristallinität:

Kaolinitgehalte (Bestimmung n. ISLAM & LOTSE, 1986):

Gebleichter Saprolit aus

- Ton-Schluffschiefern: 20 - 25 Gew.%
- Sandigen Schiefern u. Sandsteinen: 15 - < 10 Gew.%

Kaolinitkristallinität:

D M S O - Dimethylsulfoxid

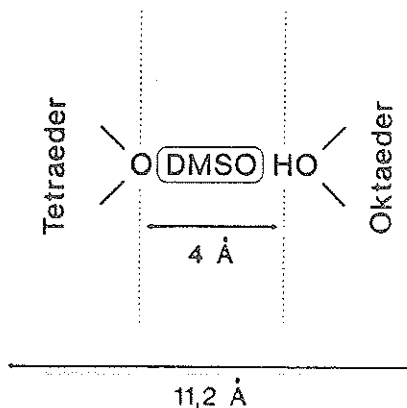


Abb. 16: Prinzip der Aufweitung von Kaolinit durch Dimethylsulfoxid (DMSO)

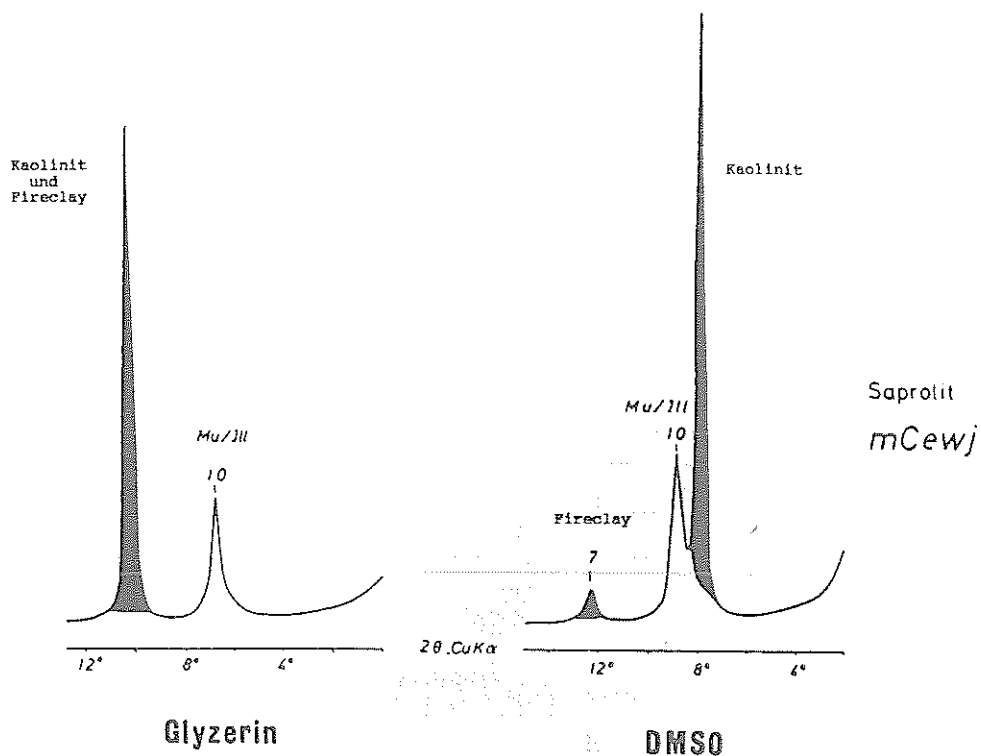


Abb. 17: Röntgendiagramme der Tonfraktion aus dem gebleichten Saprolit (mCewj). Ergebnis: In allen Saprolitzonen überwiegt **Kaolinit** (mit DMSO [Dimethylsulfoxid] von 7 auf 11,2 Å aufweitbar), Anteile an **Fireclay** (mit DMSO nicht aufweitbar) bis 10 %.

1.3.4 Bölingen, Profilaufgrabung: Das Solum der Verwitterungsdecke

1.3.4.1 Profil "Bengen": Autochthones präoligozänes Solum der Verwitterungsdecke (Vgl. FELIX-HENNINGSSEN & WIECHMANN 1985)

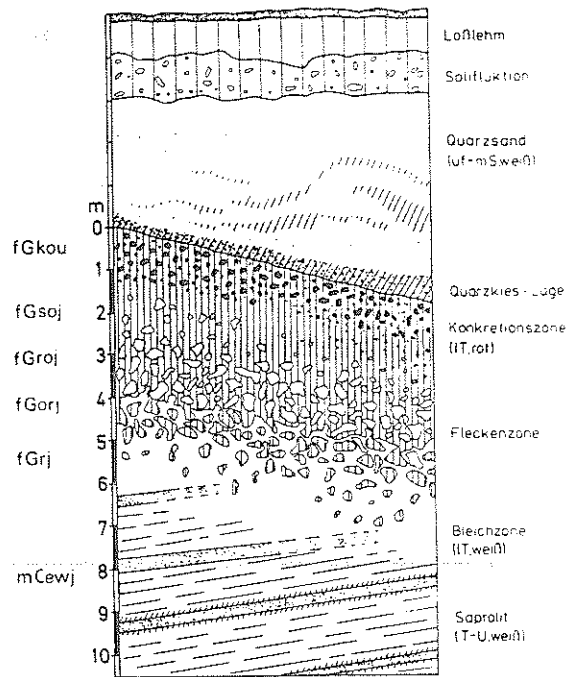


Abb. 18: Autochthoner präoligozäner Rotplastosol, Profil "Bengen", nordöstliche Eifel.

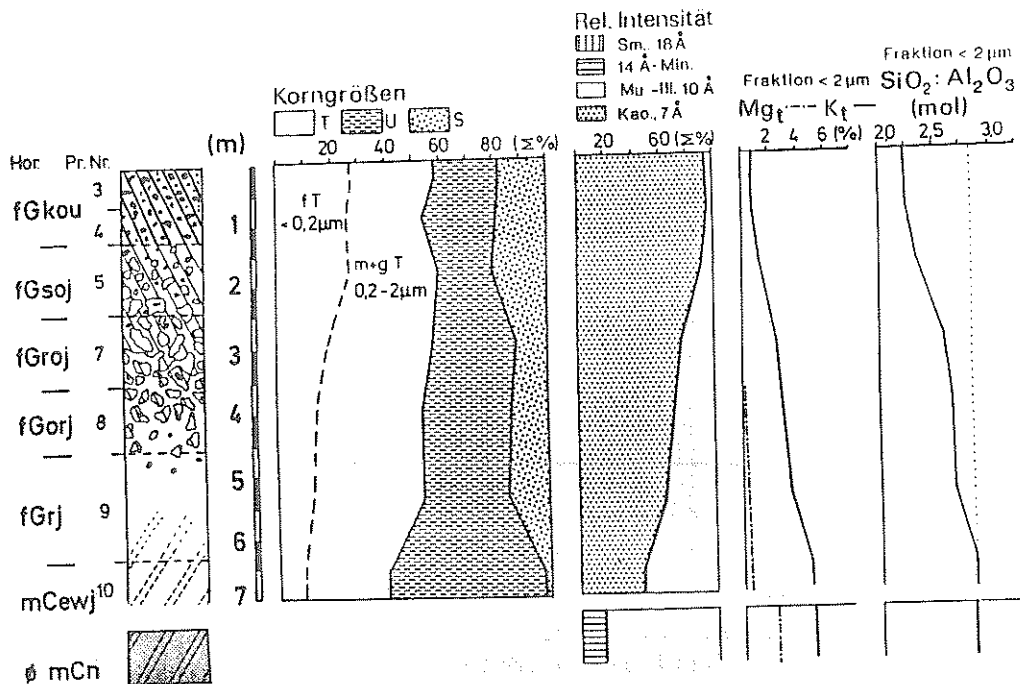


Abb. 19: Profil "Bengen": Korngrößenverteilung, Verteilung der Tonminerale, Gesamtgehalte an Kalium und Magnesium sowie SiO₂:Al₂O₃-Mol-Verhältnisse der Tonfraktion.

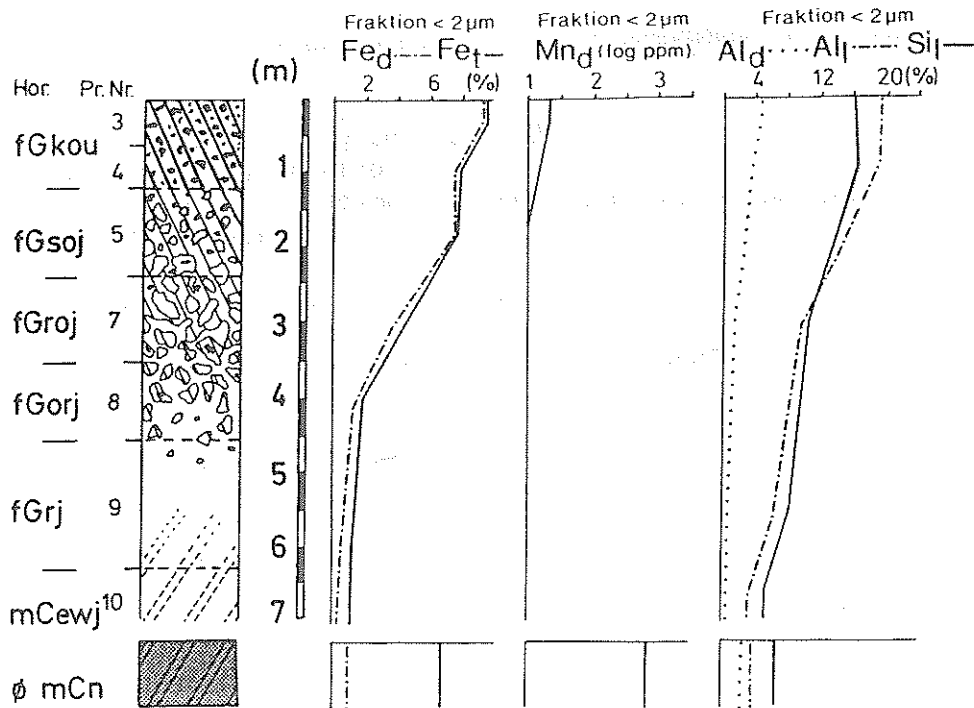


Abb. 20: Profil "Bengen": Gehalte an pedogenen Oxiden und amorpher Kieselsäure.

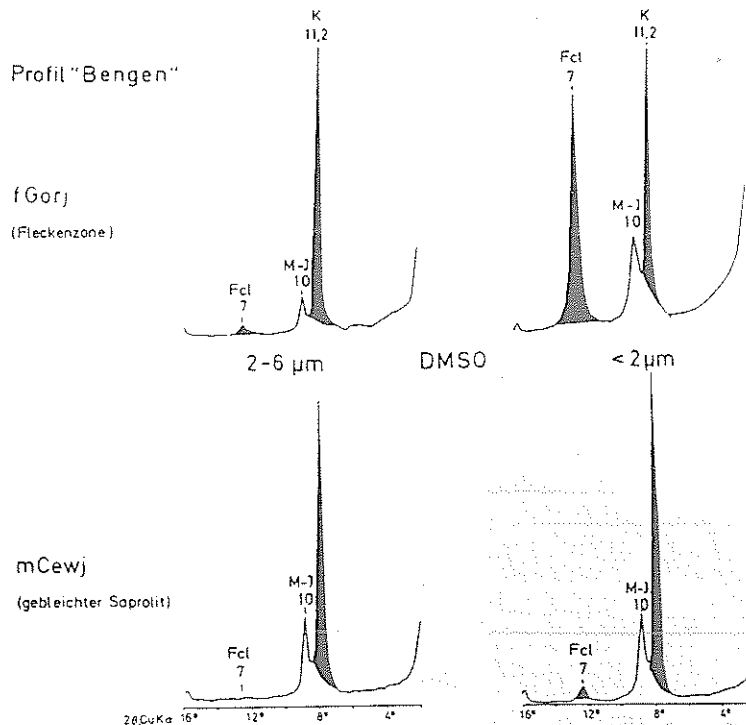


Abb. 21: Profil "Bengen": Verteilung von Kaolinit und Fireclay in der Feinschluff- und Tonfraktion von Solum und Saprolit (Fcl=Fireclay, K=Kaolinit, M-I=Muskovit-Illit).
Ergebnis: Neubildung von Fireclay in der Tonfraktion der Bodenhorizonte durch Kaolinitisierung von Illit-Muskovit und kongruente Kaolinitlösung.

1.3.4.1 Profil Bölingen: Fossiler Rotplastosol auf miozänen Sedimenten

Lage: SE-Ortsrand von Bölingen
 Relief: Schwache geneigte Hanglage, 5 - 10°
 Nutzung: Ödland mit Grasvegetation
 Ausgangsgestein: Miozäne Beckensedimente, überlagert von einer Lößlehm-Solifluktuationsdecke

- Ap 0 - 25 cm, d.graubrau (7,5 YR 3/2-3), U14, h3.
 AhBv 25 - 50 cm, d.braun mit braungrauen humosen Flecken (7,5 YR 4/4 + 3/3), U14.
 SwBv 50 - 80 cm, gelbbraun (10 YR 5/6), Lu4, schwach rostfleckig, Mn-Konkretionen.
 SdBv 80 - 95, d.gelbbraun (7,5 YR 4/6) mit braunroten Flecken ((2,5 YR 4/6), Lut.
 II Bj1 95 - 165 cm, ziegelrot (10 R 4/8), T1, scharfkantige Gesteinsbruchstücke, u.a von Hunsrückern.
 Bj2 165 - 230 cm, ziegelrot (10 R 4/8) mit rotbraunen Flecken (5 YR 5/8), T1.
 IIIBj3 230 - 360 cm, hellgrau (2,5 Y 6/1) mit graugelben (2,5 Y 7/4-6) und ziegelroten (2,5 YR 6/6) Zonen, Tu4.

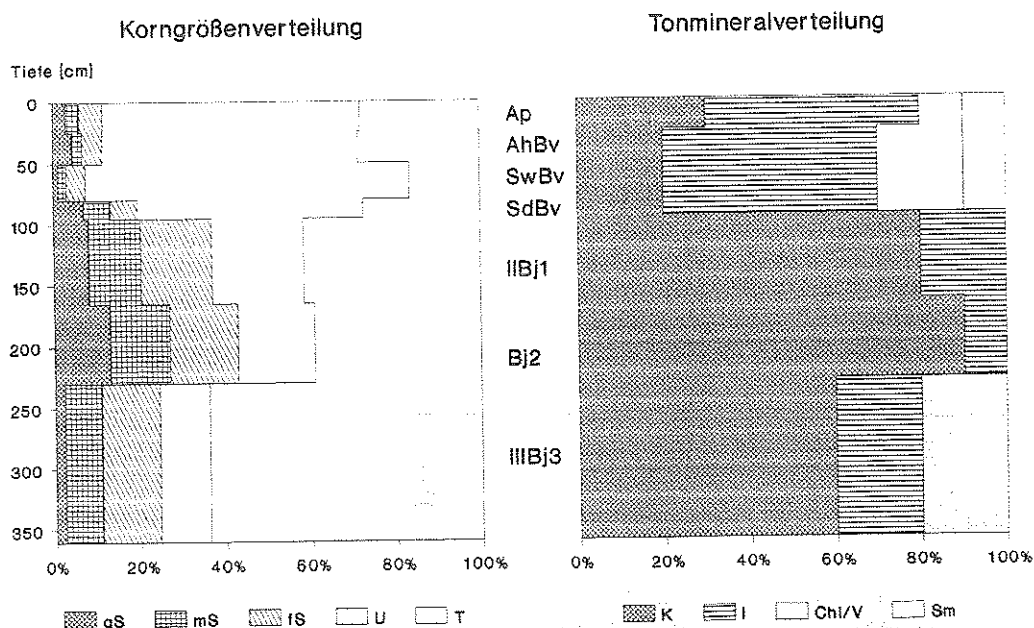


Abb. 22: Profil Bölingen - Korngrößenverteilung und Mineralzusammensetzung der Tonfraktion.

1.3.5 Tongrube Ringen: Weiterentwicklung und Abtragung der Verwitterungsdecke im Mittel- und Jungtertiär

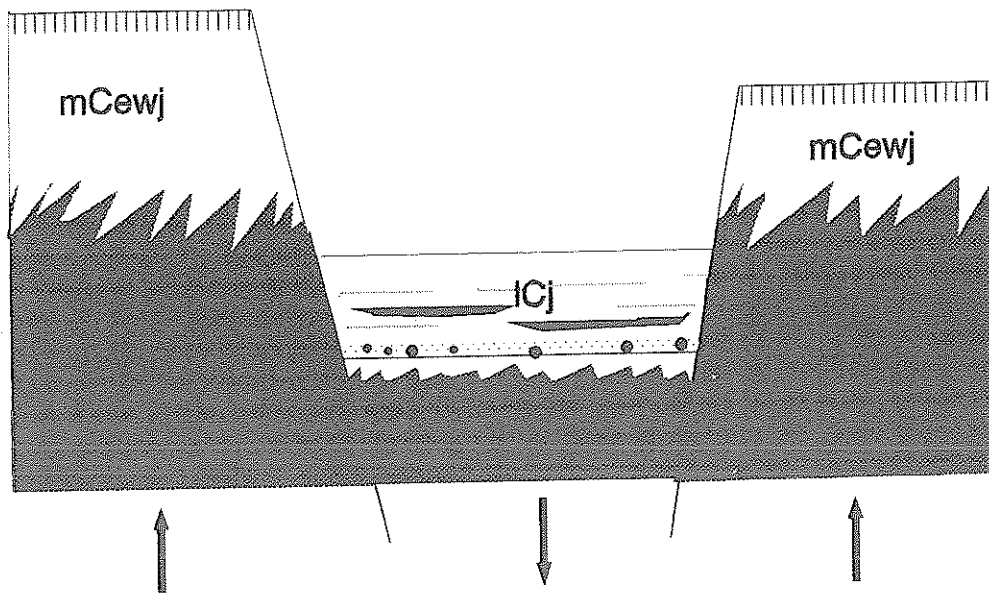


Abb. 23: Schematisches Profil durch die Ringener Senke - Hochschollen mit bis zu 40 m mächtigem Oxidationshorizont (mCewj, "Weißverwitterung") infolge der tektonischen Hebung und der damit einhergehenden Grundwasserabsenkung im Untermiozän; Tiefschollen von Tertiärsedimenten überlagert, unter denen ein Oxidationshorizont nur geringmächtig ausgebildet ist.

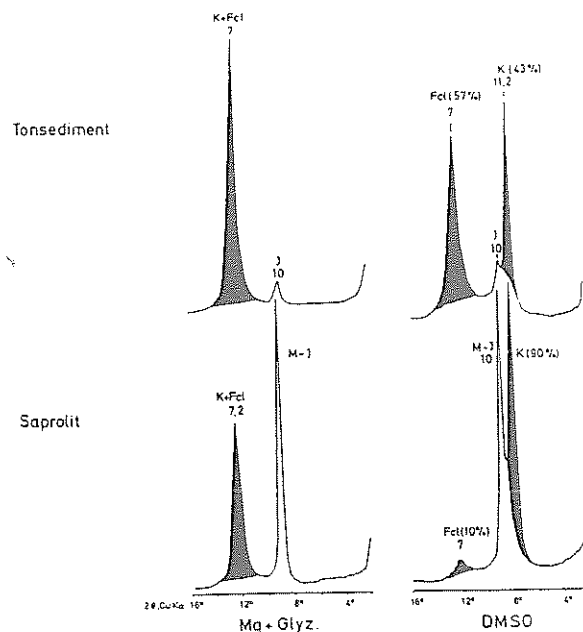


Abb. 24: Tongrube Ringen: Anteile an Kaolinit und Fireclay im Tonsediment und im unterlagernden Saprolit (FcI=Fireclay, K=Kaolinit, M-I=Muskovit-Illit). Der hohe Fireclay-Anteil belegt einen überwiegenden Anteil an Tonmineralen aus dem Solum der Verwitterungsdecke und damit eine großflächige Abtragung der alttertiären Böden im Untermiozän.

Bohrung Ringen 3

Bohrung Ringen 1

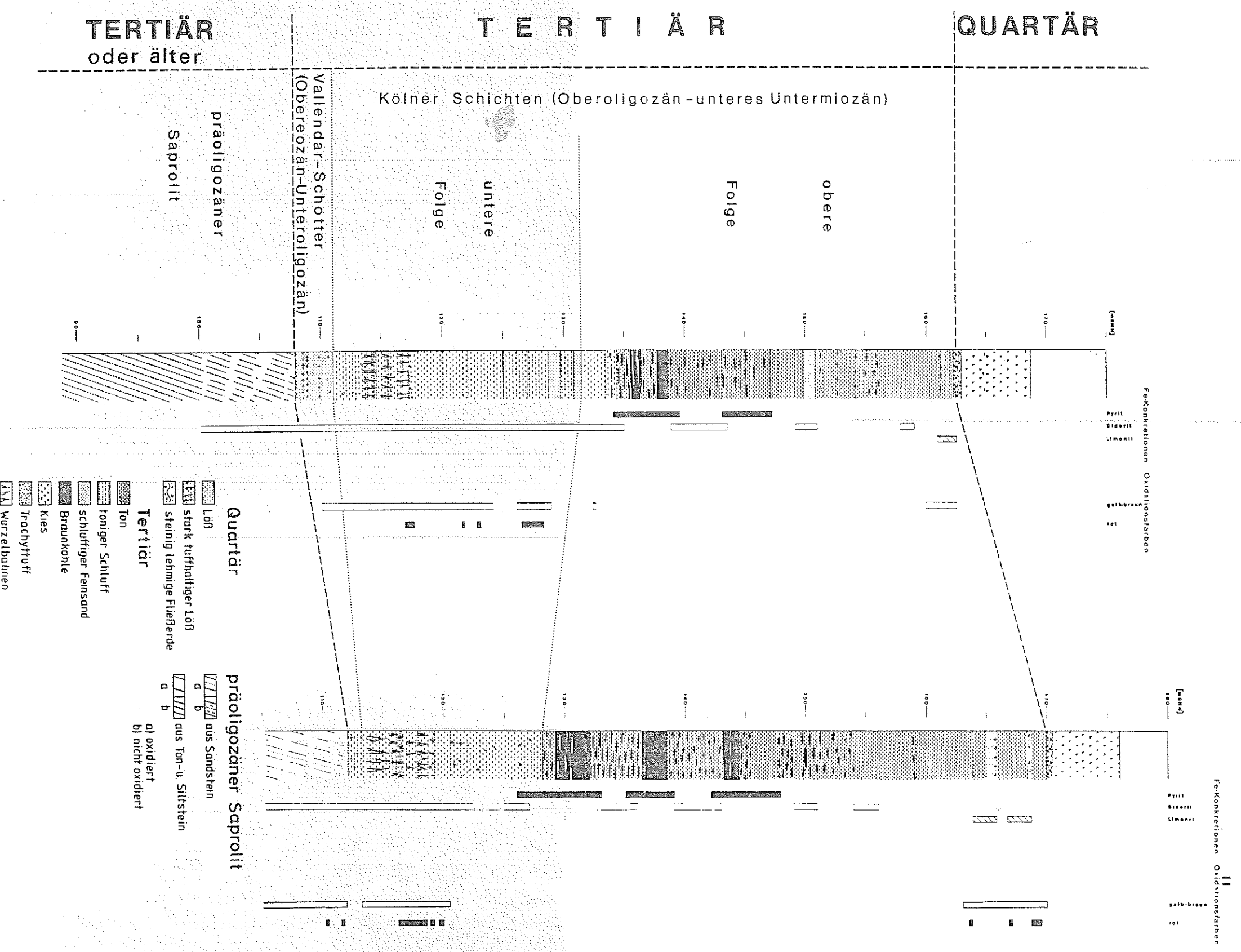


Abb. 25: Bohrkernprofile aus der Tongrube Ringen (aus SPIES 1986)

1.4 Osthunsrück

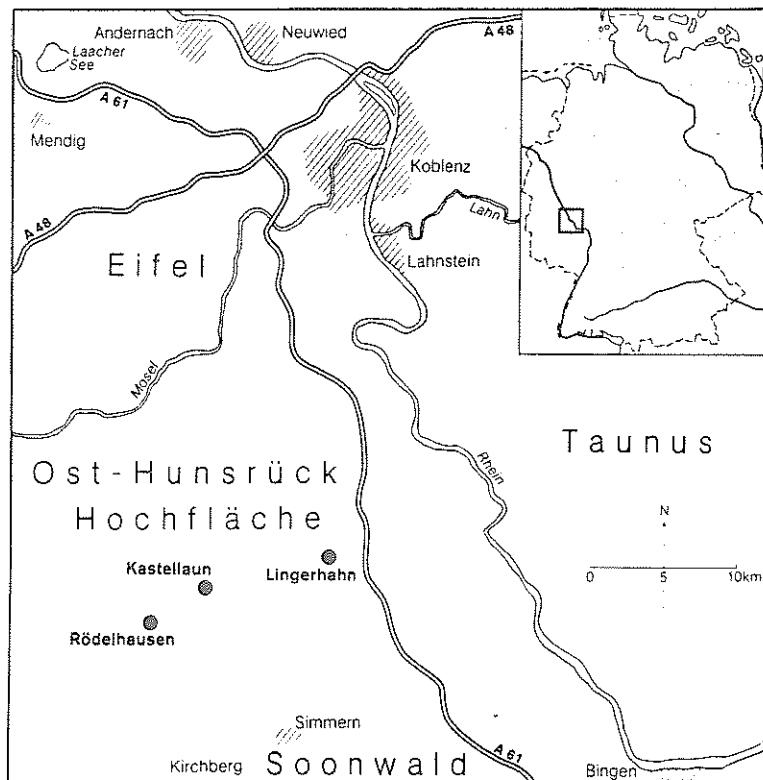


Abb. 26: Lage der Exkursionspunkte im Osthunsrück

1.4.1 Übersicht über die Verbreitung mesozoisch-tertiärer Verwitterungsrelikte

Die unterdevonischen Gesteine im Kernbereich des Ost-Hunsrücks bestehen überwiegend aus Hunsrückschiefern, die den Siegen- und Unterems-Schichten angehören. Es handelt sich um relativ homogene tonige bis tonig-schluffige Schiefer. Die bis zu 4000 m mächtigen Sedimente untergliedern sich in drei Subhorizonte, von denen der Kauber Dachschiefer die größte Verbreitung aufweist. Er stellt für die meisten hier untersuchten Proben der MTV im Ost-Hunsrück das Ausgangsgestein dar.

Eine Auswertung der Protokolle von etwa zweihundert Wasserbohrungen, von Manuskriptblättern der geologischen und bodenkundlichen Landesaufnahme sowie von Literaturhinweisen wurde durch eine Kartierung der tertiären Verwitterungsbildungen ergänzt. Die Ergebnisse belegen für die Rumpffläche des Osthunsrücks eine ehemals flächenhafte Verbreitung einer ca. 80 - 100 m mächtigen kaolinitischen Verwitterungsdecke (SPIES & FELIX-HENNINGSSEN 1985, SPIES 1986). Unverwitterte Schiefer und der Übergang in die mesozoisch-

tertiäre Verwitterungsdecke sind nur in den tief ausgeräumten Tälern des Külzbachs und Simmerbachs sowie in den unteren Abschnitten ihrer Seitentäler aufgeschlossen. Diese Täler weisen in manchen Bereichen einen asymmetrischen Talquerschnitt auf (Abb. 27), wenn sie dem Verlauf tektonischer Störungen folgen. Die Gesteinszerrüttung im Bereich der Störungszonen und Schollenneigung beeinflussen im Pleistozän die Lauf- richtung und Eintiefung der Bäche. Infolge der Schollenneigung sind die Ränder der Hochschollen oft durch Steilkanten markiert. Durch die relative Heraushebung und die verstärkte Erosion im Bereich der steilen Geländekan- ten (s. Abb. 27) tritt das unverwitterte Gestein zu Tage, so daß hier zahlreiche Dachschieferbrüche angelegt wurden. Unmittelbar an die Steilkanten grenzende Hangverebnungen sind die einzigen Landschaftsbereiche des Osthunsrücks, in denen sich kleinflächig holozäne Braunerden in Frost- und Hangschutt der frischen Schiefer entwickelt haben (FELIX-HENNINGSSEN & SPIES 1985).

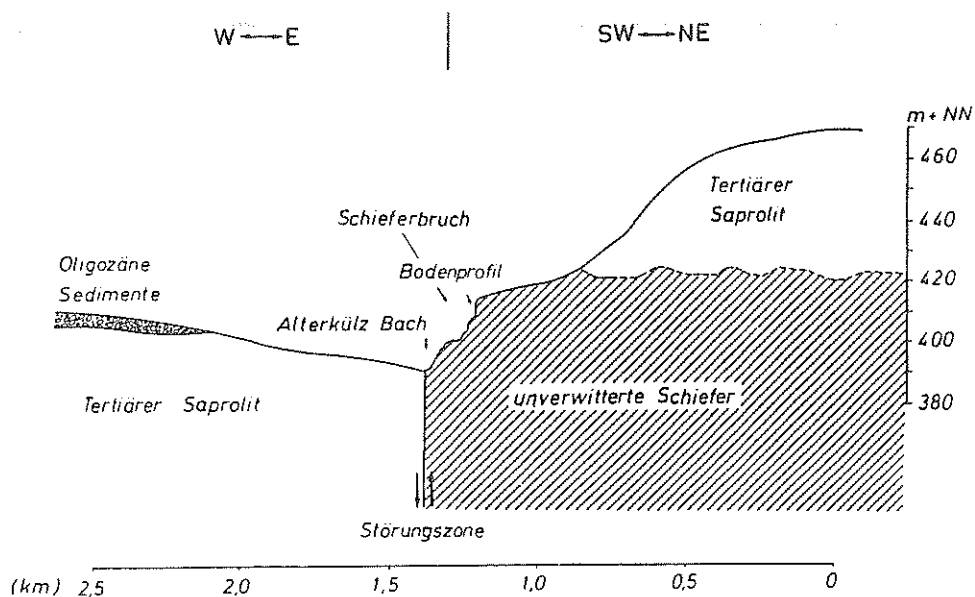


Abb. 27: Geländeschnitt durch das Külzbachtal bei der Ortschaft Altekülz.

Von der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke sind im Osthunsrück nur noch Relikte des Saprolits erhalten, die von Tertiärsedimenten und pleistozänen Solifluktuationsdecken unterschiedlicher Mächtigkeit überlagert werden. Autochthone Reste eines reliktschen oder fossilen tertiären Solums wurden bei den Untersuchungen nirgends angetroffen und sind auch aus der Literatur nicht bekannt. "Graulehme" oder "Weißlehme", die als präpleistozäne Böden u.a. in der "Übersichtskarte der Bodengesellschaften

von Rheinland-Pfalz" (STÖHR 1966 a) aufgeführt sind, werden von SPIES (1986) und FELIX-HENNINGSSEN (1990) zum Formenschatz der pleistozänen Deckschichten gerechnet. Diese kaolinitischen Substrate, die im Bereich der heutigen Landoberfläche Stauschichten im Solum der rezenten Böden bilden, unterlagen im Pleistozän vielfältigen Umlagerungsprozessen. Dennoch kennzeichnen sie ungefähr die Verbreitung des autochthonen Saprolit.

Vereinzelt treten isolierte und kleine Vorkommen von kiesigen Tertiärsedimenten auf, die den Saprolit überlagern. Sie werden stratigraphisch in den Zeitraum zwischen Obereozän und Oberoligozän gestellt (KUTSCHER 1954, QUITZOW 1969, SPIES 1986) und blieben vorwiegend auf tektonischen Tiefschollen vor der vollständigen pleistozänen Erosion verschont. In den pleistozänen Solifluktsdecken verbreitet vorkommende gerundete Kiese und Gerölle, die sogar auf den Höhen der Wasserscheide Mosel - Nahe noch vorkommen, deuten darauf hin, daß einst die gesamte Rumpffläche des Osthunsrücks mit solchen Oligozänsedimenten bedeckt war. Die Sedimente aus Quarzgeröllen, Kiesen und Sanden, die oft in einer tonigen Matrix vorkommen, werden als fluviatile Aufarbeitungsprodukte der Verwitterungsdecke gedeutet (KUTSCHER 1954, QUITZOW 1969, BIRKENHAUER 1973). ZÖLLER (1983) diskutiert die Möglichkeit einer litoralen Bildung dieser Sedimente. Danach soll das transgredierende Tertiärmeer im oberen Mitteloligozän in präexistenten Durchbruchstätern des Soonwaldes aus dem Mainzer Becken weit in den Osthunsrück vorgestoßen sein und die oberen Teile der Verwitterungsdecke aufgearbeitet haben. In Tertiärkiesen auf der Wasserscheide Mosel-Nahe bei Rödelhausen (s. Beitrag ZÖLLER) wurden Foraminiferen gefunden, wie sie aus dem Oligozän des Mainzer Beckens bekannt sind. Die Tertiärkiese liegen nach ZÖLLER nicht auf den Resten der alten Rumpffläche, sondern auf jüngeren marinen Abrasionsflächen und wurden in einem marin-brackischen Milieu abgelagert.

Oligozäne Tonsedimente kommen auf einer von Störungen begrenzten Tiefscholle westlich von Pleizenhausen (TK 5911 Kisselbach, r 25 96 420, h 55 44 240, 420 m ü. NN) vor. Eine Forschungsbohrung, welche unter geringmächtigen quartären Deckschichten ein 15,5 m mächtiges Tonlager über dem tertiären Saprolit erschloß, wurde von SPIES (1986: 83 f.) bearbeitet. Wie hier wurde auch unter anderen untersuchten Oligozänvorkommen des Osthunsrücks unmittelbar der autochthone tertiäre Saprolit angetroffen. Dieses zeigt, daß die alttertiären Böden der Rumpffläche bereits vor oder im Verlauf der oligozänen Sedimentbedeckung abgetragen wurden.

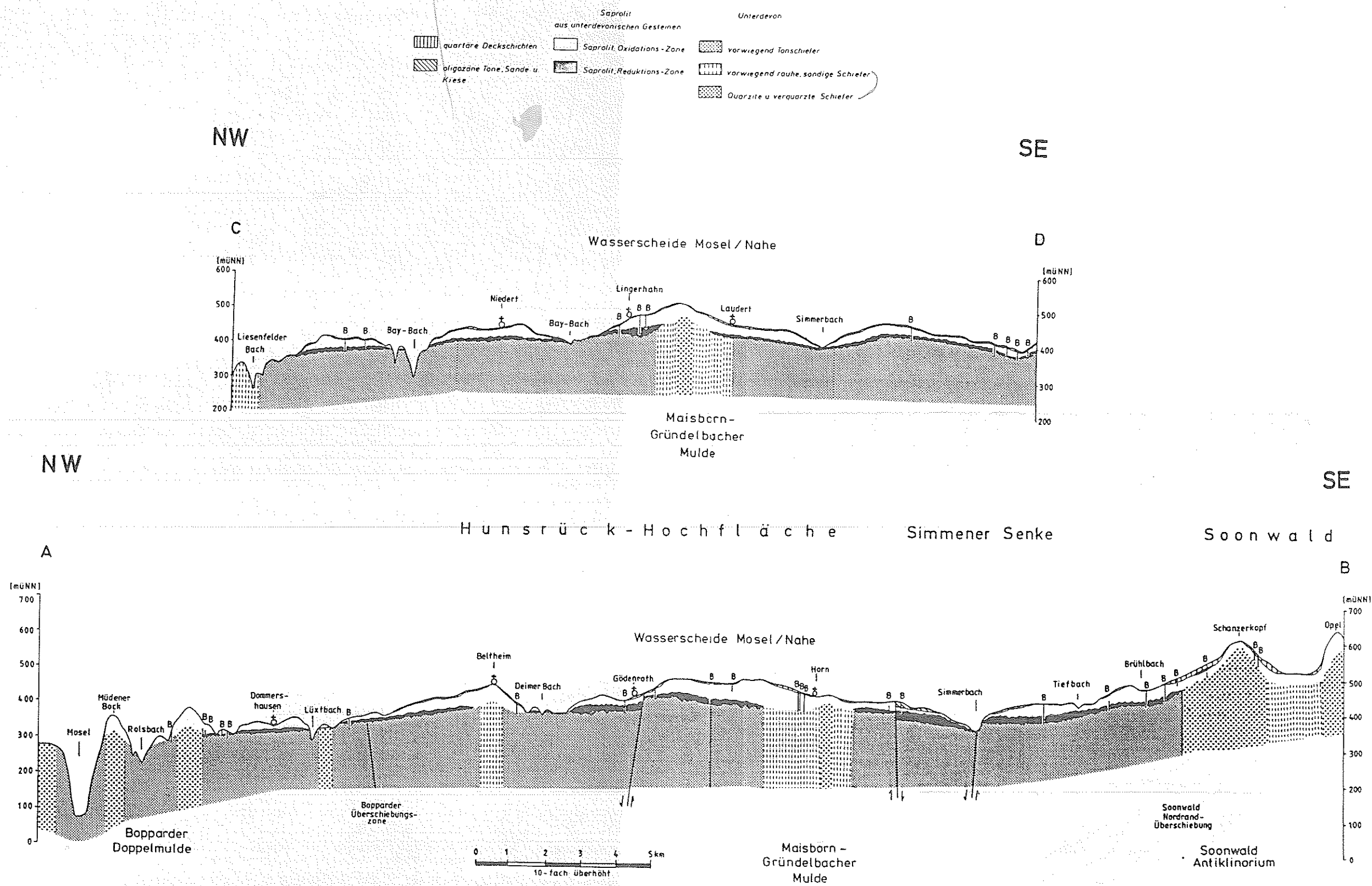


Abb. 28: Geländeschnitte durch die Osthunsrück-Hochfläche

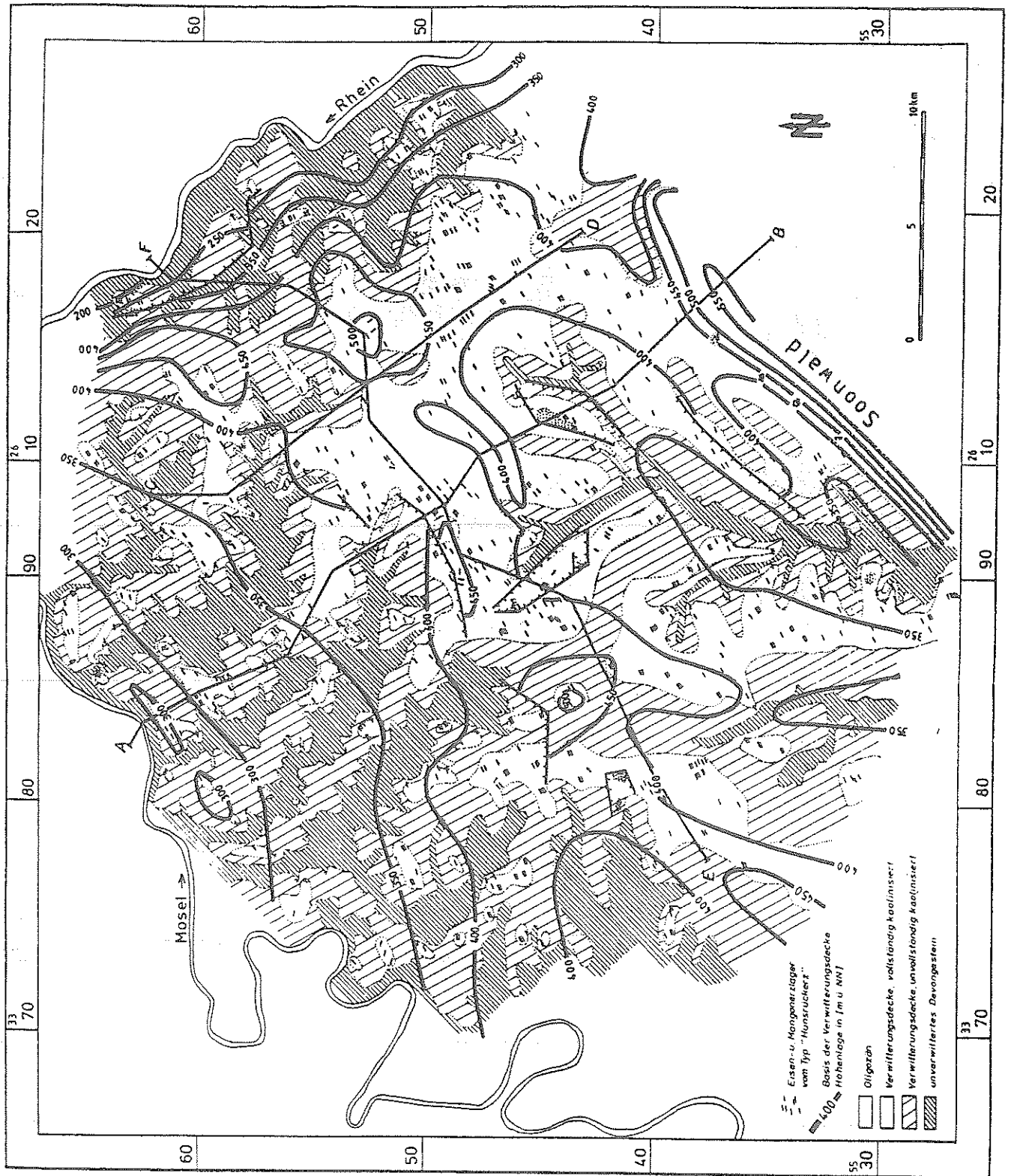


Abb. 29: Verbreitung mesozoisch-tertiärer Verwitterungsrelikte im Osthunsrück und Höhenlage der Verwitterungsbasis.

1.4.2 Kernbohrung Lingerhahn: Mesozoisch-tertiärer Saprolit, Reduktions-Oxidationszonen, Hunsrückzerze

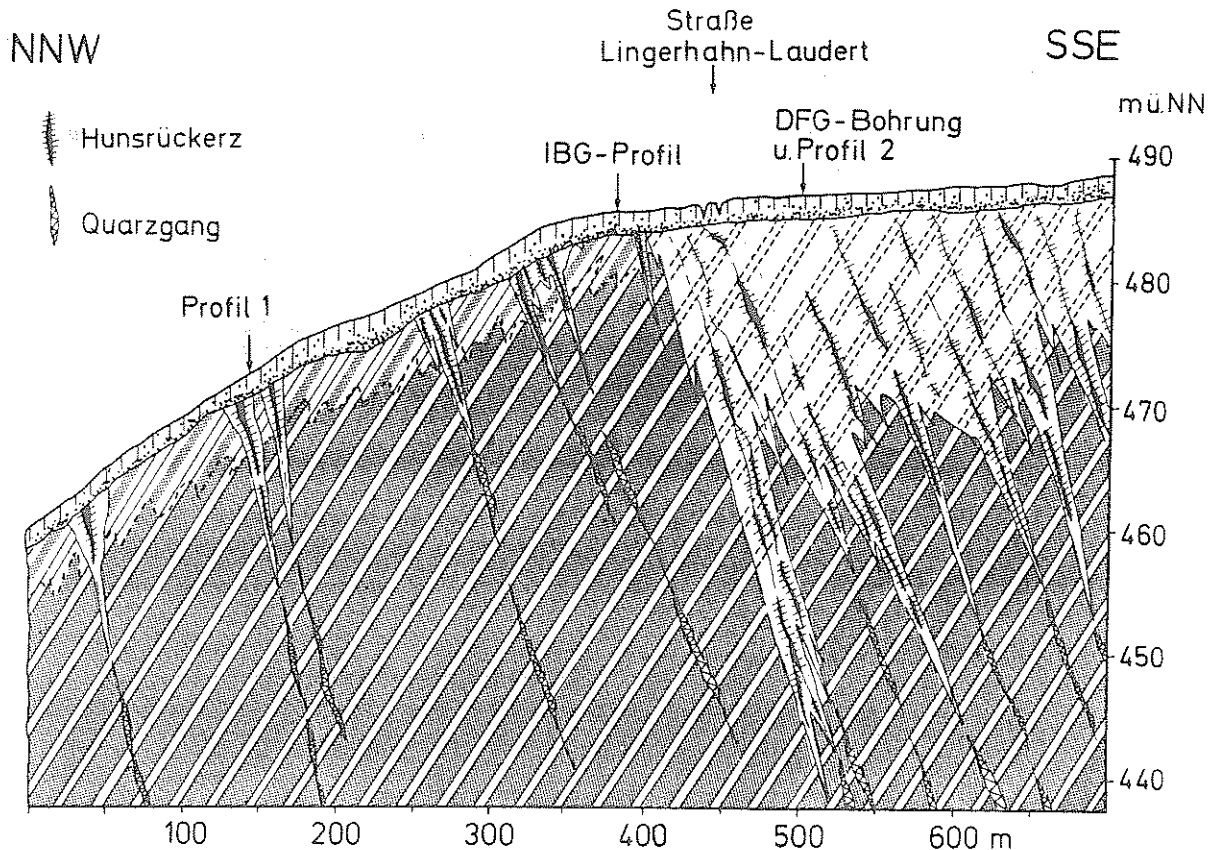


Abb. 30: Geländeschnitt östlich der Ortschaft "Lingerhahn"

(Kurz-)Profilbeschreibung der Kernbohrung Lingerhahn":

Bohrpunkt in einem Waldstück östlich der Ortschaft Lingerhahn, 487 m ü. NN (TK 5911 Kisselbach, r 33 98 380, h 55 52 050).

- 1Cj + B** 0 - 1,70 m = quartäre Deckschichten mit rezenten Bodenhorizonten, s. Profilbeschreibung Kap. 1.4.3
- mCewj + mCsja:** 1,70 - 18,10 m, gelblichweiße (2,5 GY 7/1) tU-Schiefer, mit rötlichgrauen (7,5 R 7/1) und bräunlichgelben (10 YR 8/2-3) Zonen, mürbe bis weich, zerreibbar; Einschaltungen von rotbraunen (7,5 - 2,5 YR 6/2 - 5/2) Oxidanreicherungs-zonen in sandigeren Schiefern und vererzten Quarzgängen.
- mCoja:** 18,10 - 22,35 m, gelbbraune (10 YR 6/4) bis grauolive (7,5 Y 5/2) stU-Schiefer, rotbraune Oxidbeläge auf Schieferungsflächen, mürbe bis weich.
- mCrja:** 22,35 - 30,45 m, schwarzgraue (N 3 - 4/0) uT - tU-Schiefer in enger Wechsellagerung mit tfsU-Schichten (Flaserschichtung), mürbe bis weich, Quarzgängchen mit Pyrit.

- mCs_j: 30,45 - 31,70 m, rotbraune (5 YR 6/4) und rötlichbraune (7,5 YR 6/6) tsU-Schiefer, mürbe bis weich.
- mCew_j: 31,70 - 33,70 m, grauweiße (10 Y 8/1) bis hellgelbgraue (2,5 Y 8/4) stU-Schiefer, weich, feine Rostbändchen.
- mCs_j + mCms_j: 33,70 - 39,80 m, rote bis rötlichbraune (10 R - 2,5 YR 4/3 - 5 YR 4/6 - 7,5 YR 5/8) stU-Schiefer, mürbe bis hart, z.T. stark vererzt, im Wechsel mit gelbgrauen - grauroten (10YR 7/6 - 2,5 YR 6/2) Zonen mit rostbraunen Oxidbelägen auf Schieferungsflächen.
- mCew_j: 39,80 - 42,30 m, weiße (10 Y 8/1) bis gelbgraue (2,5 Y 8/4) stU-Schiefer, mürbe bis weich, feine Rostbändchen, Einschaltung stärker vererzter Zonen, braunrot (2,5 YR 5/6).
- mCr_j: 42,30 - 51,00 m, schwarzgraue (N 3 - 4/0) uT - tU-Schiefer in enger Wechsellagerung mit tfsU-Schichten (Flaserschichtung), mürbe, Quarzgängchen mit Pyrit.

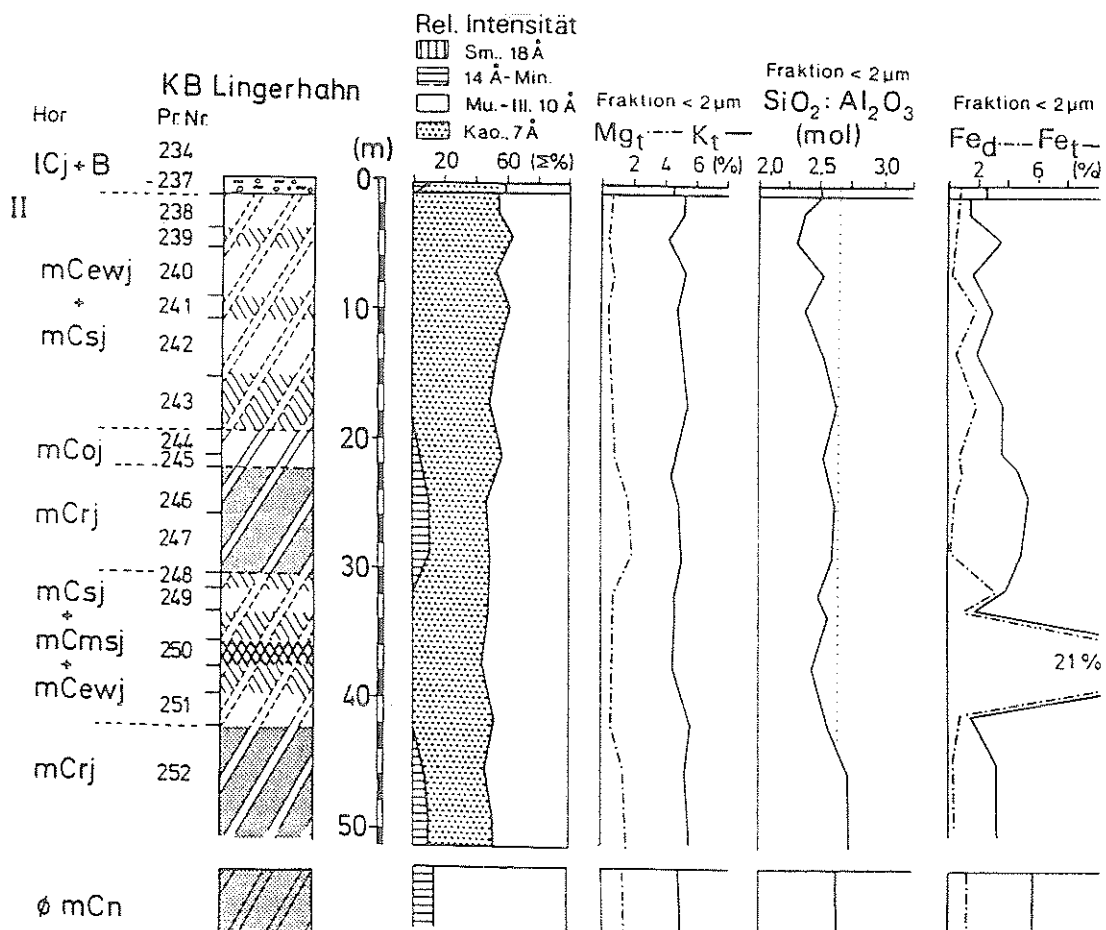


Abb. 31: Kernbohrung "Lingerhahn": Mineralzusammensetzung, SiO₂:Al₂O₃-Verhältnisse, Mg-, K- und Fe-Gehalte der Tonfraktion.

Hunsrückenzerze:

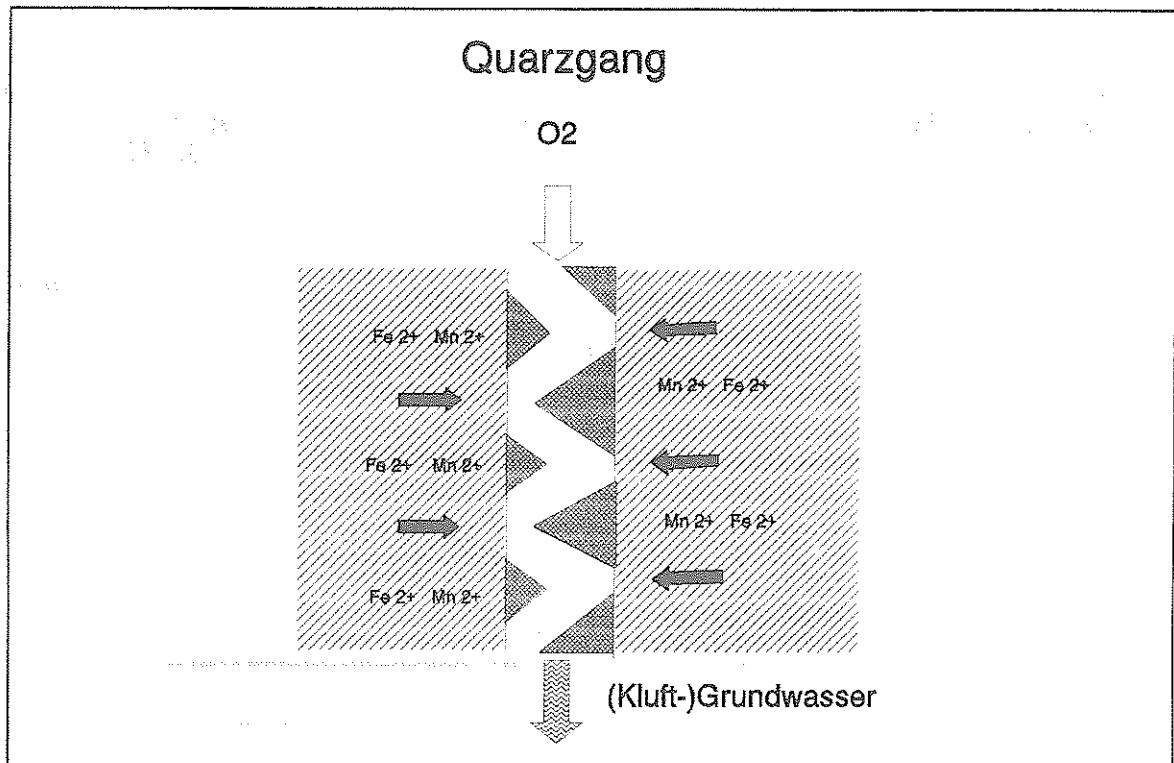


Abb. 32: Prozeßschema der Bildung von Hunsrück-erzen im Bereich angelöster Quarzgänge

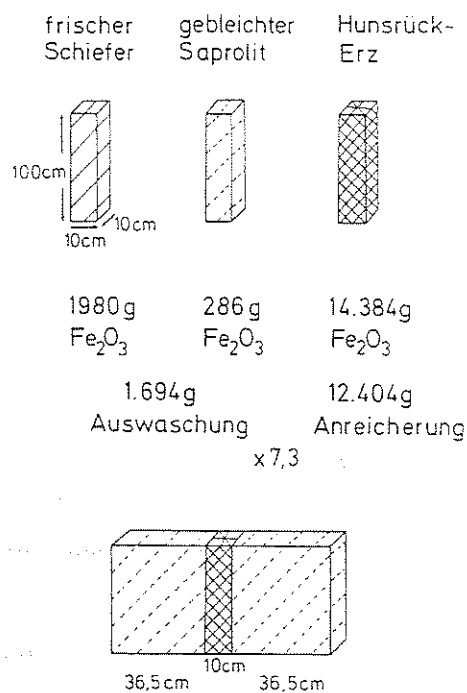


Abb. 33: Isovolumetrische Modellbilanz der Fe-Oxid-anreicherung in einer 10 cm starken Hunsrück-erzbank.

1.4.3 Lingerhahn, Profilaufgrabung: Die quartäre Überprägung der Verwitterungsdecke, Genese und Gliederung periglazialer Deckschichten

Lage: Neben dem Bohrpunkt der Kernbohrung "Lingerhahn" in einem Waldstück östlich der Ortschaft Lingerhahn, 487 m ü. NN (TK 5911 Kisselbach, r 33 98 380, h 55 52 050)

Nutzung: Mischwald

Relief: Ebene Plateaulage

Ausgangsgesteine: Solifluktsdecken aus Saprolitmaterial, Lößlehm und bimshaltigem Löß

Bodentyp: Pseudogley-Braunerde

- | | |
|-----------|--|
| 01 | Buchenstreu |
| Of | 2 - 0 cm, fermentierte Laubstreu. |
| Ah | 0 - 5 cm, d.grauer (10 YR 3/2- 2/2) uL, h, Krümelgefüge, gleitender Übergang in |
| SwBv | 5 - 30 cm, gelbbrauner (10 YR 6/4) uL, g, x, mit schwarzen und rostbraunen Flecken, rundliche schwarzbraune Fe-Mn-Konkretionen bis 1 cm ϕ , Krümelgefüge, mäßig durchwurzelt; Gestein: Bimshaltiger Löß (Decksediment), gleitender Übergang in: |
| BvSw | 30 - 50 cm, bräunlichgrauer (2,5 Y 7/3) uL, g, x, mit rostbraunen Flecken (10 YR 6/4-8), rundliche schwarzbraune Fe-Mn-Konkretionen bis 1 cm ϕ , Krümel- bis Subpolyedergefüge, schwach durchwurzelt; Gestein: Bimshaltiger Löß (Decksediment), deutliche untere Schichtgrenze. |
| II rBt-Sd | 50 - 130 cm, gelbbrauner (7,5 - 10 YR 5/6-8) uL, g, x, mit gelblichgrauen (2,5 Y 7/2-3) Bleichzonen, die orangebraune Säume aufweisen (10 YR 6/6-8), schwarze und dunkelbraune konkretionäre Oxidbeläge, oben Prismengefüge, nach unten zunehmend plattige Struktur; Gestein: Löß-Graulehm-Solifluktion (Mittelfolge), wellige Untergrenze durch Aufschleppungen des liegenden Graulehms, Bildung von taschenförmigen Steinanreicherungen; deutliche untere Schichtgrenze. |
| III SICj | 130 - 170 cm, gelbgrauer (2,5 Y 8/2) bis bräunlichgrauer (10 YR 7/3) slU, hellgraue Flecken (10 YR 8/1) mit orangenem Saum, plattige Struktur; Gestein: Graulehm (Solifluktsdecke aus aufgeweichtem, gebleichten Saprolitmaterial; Basisfolge), gleitender Übergang in |
| IV mCewj | > 170 cm, Saprolit, s. Kernbohrung "Lingerhahn", Kap. 1.4.2 |

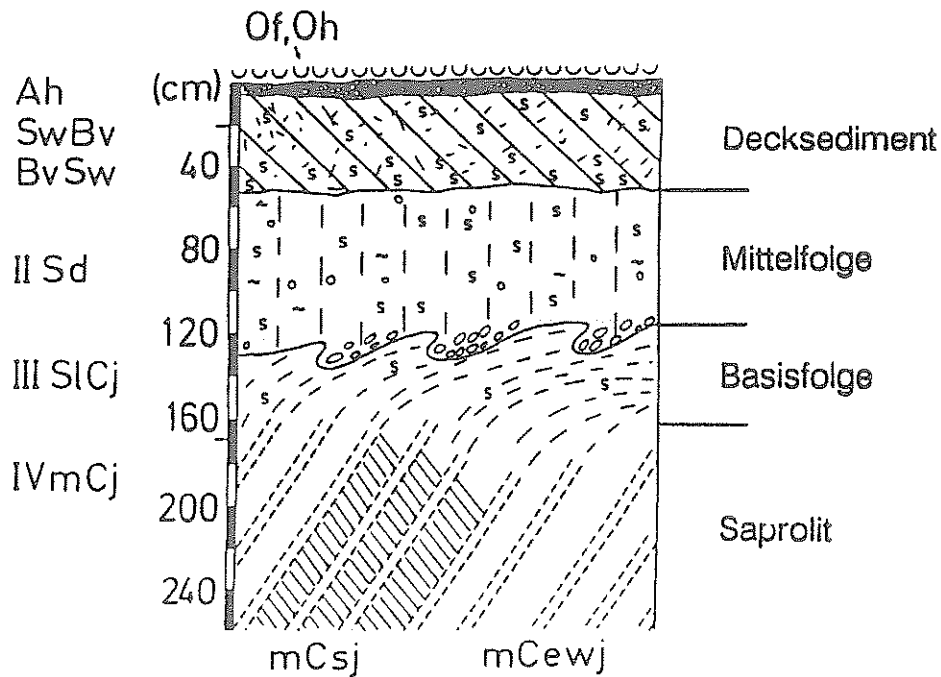


Abb. 34: Profil "Lingerhahn" - Profilaufbau und Schichtenfolge

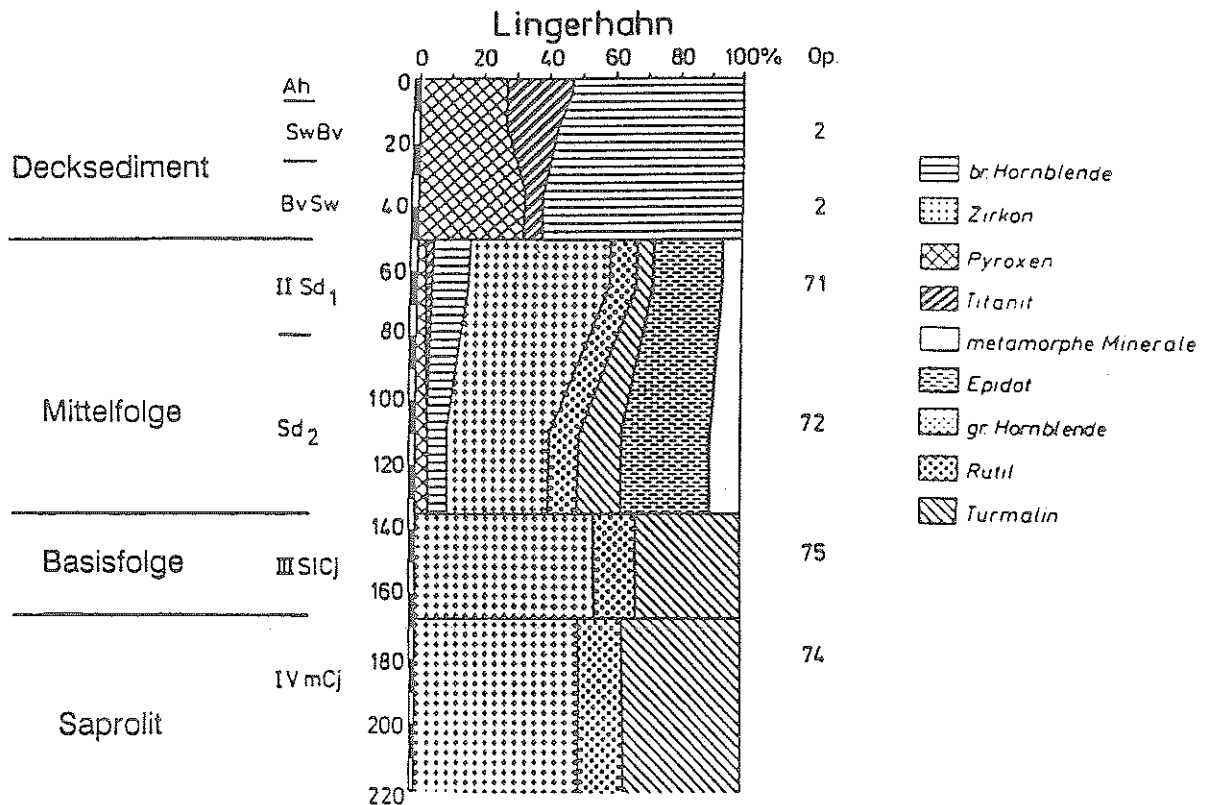


Abb. 35: Profil "Lingerhahn" - Schwermineralzusammensetzung im Saprolit und quartären Deckschichten (in % der Summe transparenter Schwerminerale der Fraktion 30 - 400 μm ; Op. = %-Anteil an opaken Mineralen.)

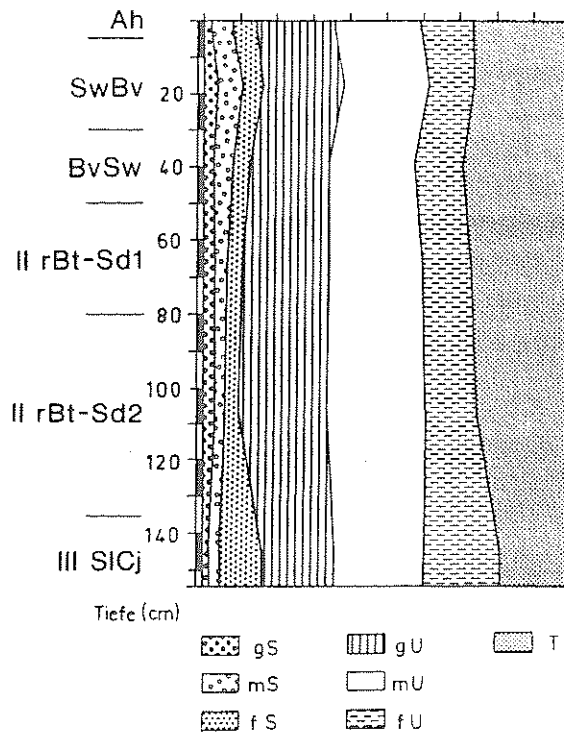


Abb. 36: Profil "Lingerhahn" - Korngrößenverteilung.

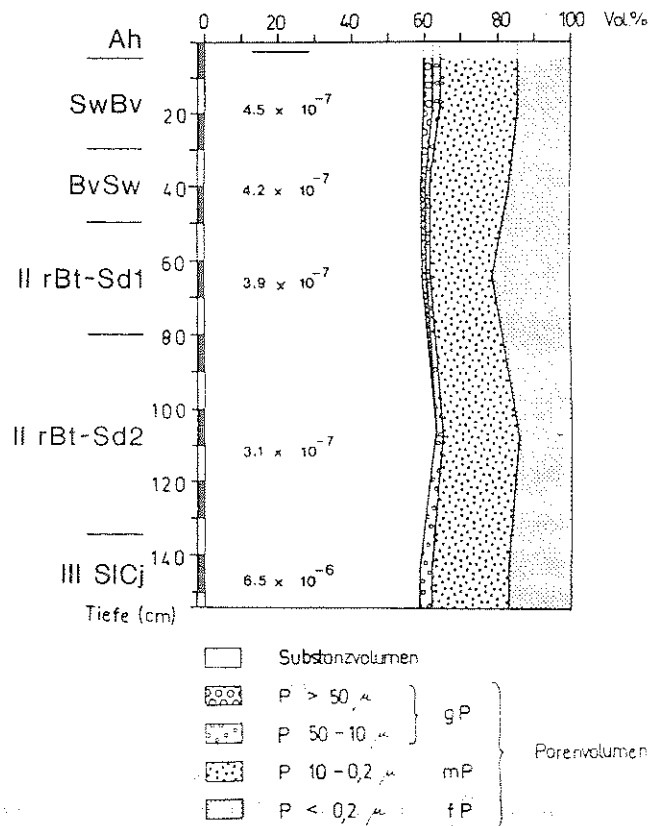


Abb. 37: Profil "Lingerhahn" - Porenvolumen und Porenverteilung sowie gesättigte Wasserleitfähigkeit (K_s in cm/sec)

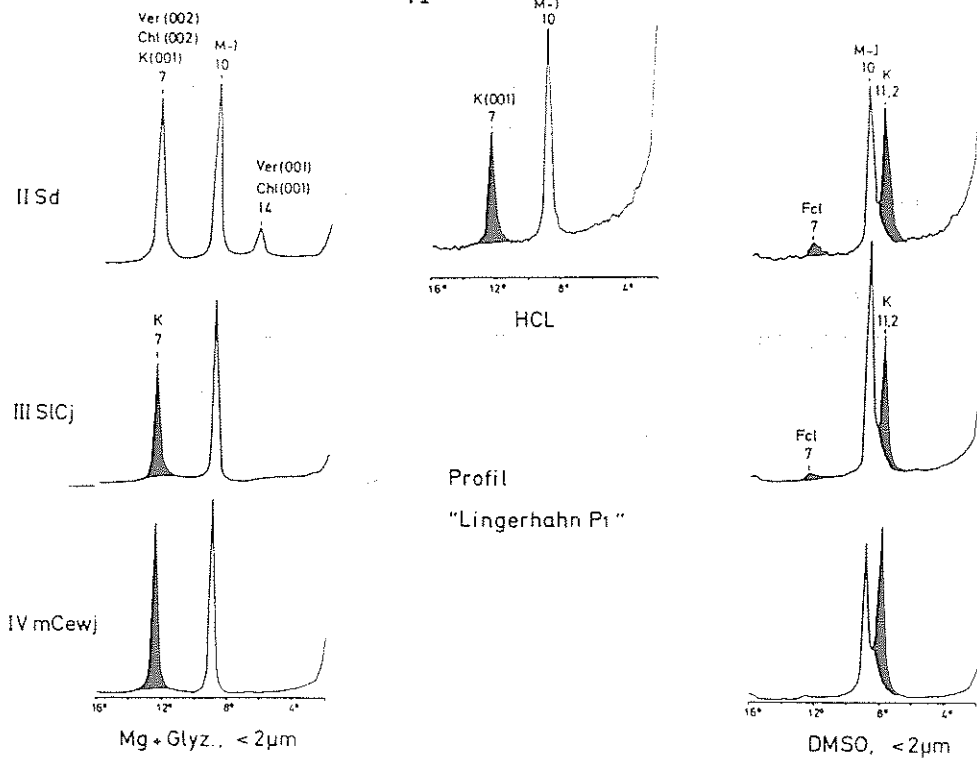


Abb. 38: Profil "Lingerhahn" - Tonmineraldiagramme (Glyzerin-, HCl- und DMSO-Präparate) des Saprolits (IV mCewj), der Basisfolge (III SICj) und der Mittelfolge (II Sd) (Fcl=Fireclay, K=Kaolinit, M-I=Muskovit-Illit, Ver=Vermiculit, Chl=Chlorit).

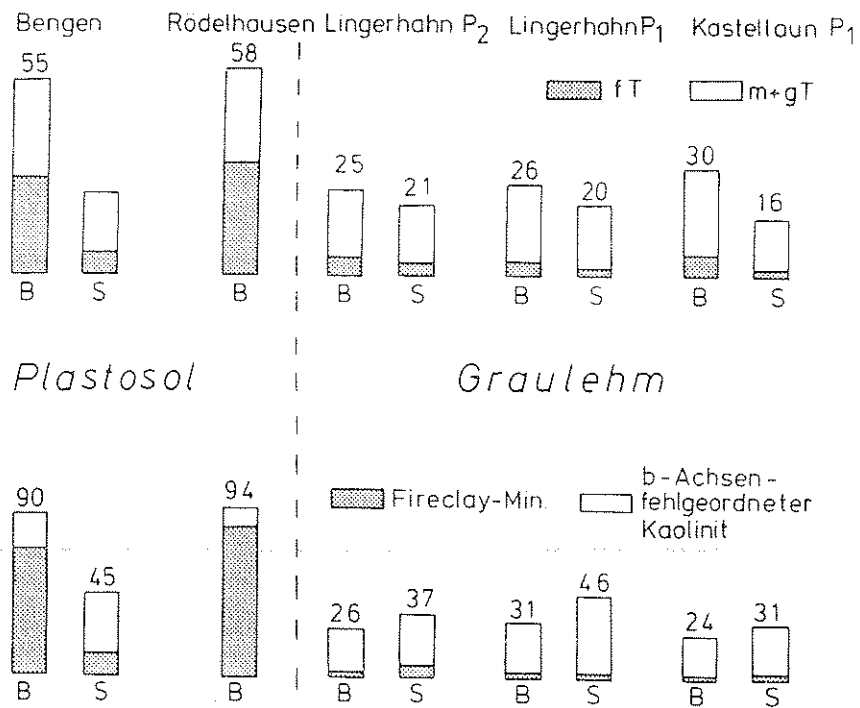


Abb. 39: Tongehalte (Gew.%) mit Anteilen an Feinton und Mittel- + Grobton und "Kaolinitgehalte" (% relative Intensität) mit Anteilen an Kaolinit und Fireclay in Substraten aus Plastosolen und Graulehmen (B) im Vergleich zum jeweils unterlagernden Saprolit (S).

1.4.4 Aufschluß Rödelhausen: Weiterentwicklung und Abtragung der Verwitterungsdecke im Mittel- und Jungtertiär

Oligozäne Sedimente bilden im Osthunsrück kleine Ton- und Kiesvorkommen in erosionsgeschützten Lagen und sind großflächig an den Substraten pleistozäner Solifluktsdecken beteiligt. Die tertiären Sedimente bestehen aus den transportierten und sortierten Substraten des aufgearbeiteten Solums und der obersten Zonen des Saprolits. Durch Geländeverbiegungen gelangten die Sedimente in unterschiedliche Höhenniveaus. Die reinen Quarzkiese des oligozänen Kiesvorkommens bei der Ortschaft Rödelhausen (TK 6009 Sohren, r 25 95 425, h 55 40 500, 455 m ü. NN) weisen keine Beimengung von Fremdgeröllen auf, was einen weiten fluviatilen Transport unwahrscheinlich macht. Einzelproben des lehmig-tonigen Substrats wurden hinsichtlich der Textur und der mineralogischen Zusammensetzung untersucht.

Morphologie und Petrographie:

Von den etwa 20 - 25 m mächtigen Sedimenten sind die oberen 10 m aufgeschlossen. Schlecht gerundete Mittel- bis Feinkiese sind in eine überwiegend weiße (N 8/0), lehmig-tonige Feinsubstanz eingebettet. Der Skelettanteil > 2 mm beträgt bis zu 55 Gew.%. Schichtung ist kaum feststellbar, vereinzelt sind unregelmäßig geformte tonreichere Lagen oder Schmitzen eingeschaltet. In den oberen Metern treten fleckenhaft rote Farbzonen (10 R 4/8) auf, die scharf gegen die weiße Matrix abgegrenzt sind. Petrographische Unterschiede zwischen beiden Farbzonen sind nicht vorhanden.

Mikromorphologisch bilden Fe-Oxide der roten Zonen ungestörte konkretionäre Fällungssäume im Randbereich von Hohlräumen und deuten damit auf eine Grundwasserdynamik nach Ablagerung der Sedimente hin. Diese postsedimentäre pedogene Überprägung erfolgte unter warmen Klimabedingungen (Hämatit) noch vor der tektonischen Heraushebung des Osthunsrücks im Oberoligozän, die ein Absinken der Grundwasserstände (tiefgründige Oxidation des Saprolits) zur Folge hatte.

Die Feinsubstanz < 2 mm, in welche die Kiese eingebettet sind, besteht zu 58 % aus Ton < 2 μm , wobei der Feinton < 0,2 μm mit 32 Gew.% überwiegt (s. Abb. 39). Schluff tritt mit nur 12 Gew.% weit zurück, während die Sandfraktion mit 30 % einen größeren Anteil ausmacht. Die Korngrößenverteilung der weißen und der roten Zonen ist nahezu identisch.

Der hohe Feintonanteil, der für die alttertiären Böden der Rumpffläche charakteristisch ist (vgl. Kap. 1.3.4) und in den Saprolitzonen weitgehend fehlt, deutet auf eine starke Beteiligung von Bodensubstraten an den Sedimenten hin.

Minerale der Tonfraktion:

In der Tonfraktion dominiert Kaolinit mit über 90 % an der relativen Intensität. Illit ist mit weniger als 10 % vertreten und weist einen breiten, asymmetrischen 10 Å-Reflex auf. Der Tonmineralbestand ist mit dem der obersten tertiären Bodenhorizonte des autochthonen Solums von Bengen (s. Kap. 1.3.4) in etwa identisch. Neben den Schichtsilikaten treten sehr geringe Quarz- und Kalifeldspatgehalte in der Tonfraktion auf.

Die Kristallinität der Kaolinitminerale des Sediments zeigt ebenfalls eine große Ähnlichkeit mit den mineralogischen Merkmalen der Bodenhorizonte im Profil "Bengen" (s. Kap. 1.3.4). Hier wie dort bestehen etwa 90 % der 7 Å-Minerale aus Fireclay-Mineralen. Sie deuten bei dem vorliegenden Sediment auf eine Materialherkunft aus dem Solum der Verwitterungsdecke hin.

1.4.5 Mittel- bis oberoligozäne Meerestransgression im Osthunsrück (Beitrag von L. ZÖLLER)

Bereits Kutscher (1954) kartierte eine große Anzahl von Flächen mit tertiärer Sedimentbedeckung im östlichen Hunsrück östlich der tektonisch vorgezeichneten "Kyrbach-Hahnenbach-Linie". Diese Sedimente – Tone, kiesige Tone und Quarzkiese, häufig mit Verkrustungen in Form von teils manganhaltigem Brauneisensandstein oder eingekieselten "Tertiärquarziten" – galten als fluviale oder fluvial-limnische Bildungen und wurden mit dem oligozänen "Vallendarer Stromsystem" Mordziols in Verbindung gebracht. Seitdem Sonne (1958) die "Stromberger Bucht" des Rupel-Meeres im Mainzer Becken nachgewiesen hatte und nach faziellen Untersuchungen eine Flußmündung aus dem Hunsrück in die Stromberger Bucht ableitete, konnten die älteren Tertiärkiese im Osthunsrück als Zeugen eines "Primordial-Fluvials" (Mordziol 1936) interpretiert werden. Die Durchbruchstäler von Guldenbach, Simmerbach und Hahnenbach durch die Härtingszüge des Taunusquarzits am südlichen Hunsrückrand konnten als sehr alt (spätmesozoisch?, Rathjens 1977) angelegte, dennoch gut erhaltene geomorphologische Spuren dieses Flußsystems gedeutet werden. Die Konsequenzen für die ältere Formenentwicklung (Rumpfflächenbildung) im Hunsrück sind wiederholt und teilweise kontrovers diskutiert worden (z.B. Mosler 1966, Hüser 1973, Rathjens 1977, Birkenhauer 1973).

Eine wichtige Rolle spielte dabei das Vorkommen der tonig-schluffigen Quarzkiese von Rödelhausen, nicht nur wegen seiner großen Mächtigkeit (genau ist sie nicht bekannt, aufgrund der früheren Aufschlußverhältnisse und des Mesoreliefs können aber mindestens 25 m angenommen werden), sondern auch wegen seiner Position genau auf der Wasserscheide zwischen Mosel, Rhein und Nahe und seiner Höhenlage (bis 460 m NN) im Niveau der klassischen "R1"-Rumpffläche Stickels. Demgegenüber liegen die meisten anderen Vorkommen im Osthunsrück im Niveau der "Trogfläche" (ca. 400 m NN) oder gar darunter. Der Frage, welcher Fluß von wo diese mächtigen Sedimente angeliefert haben könnte, wurde nie nachgegangen. Die eigenen Untersuchungen zeigten schließlich, daß genau diese Frage der Schlüssel zum Verständnis der alttertiären Reliefgenese im Osthunsrück ist und darüberhinaus entscheidende Ausblicke auf die Entstehung des Rheindurchbruchs zwischen Bingen und Koblenz erschließt. Es sei daran erinnert, daß sogar die Davis'sche Zyklenlehre unter anderem in der fraglichen Region entwickelt wurde.

Im Durchbruchstal des Guldenbaches waren bei "Stromberger Neuhütte" während der Geländearbeiten (1982) durch Wegeverbreiterungen mehrere neue Aufschlüsse entstanden, die Tertiärsedimente verschiedener Fazies freilegten: lockere, teils tonige Sande mit großen, kaum gerundeten Brocken von Taunusquarzit (Nachfall von Steilhängen), brauneisenverkrustete kiesige Sandsteine, teils brauneisen-mangan-oxid-verbackene Kiese mit Linsen feineren Materials und Tongeröllen, überlagert von einer (fluvialen?) kiesigen Fazies, die einen meßbaren Anteil aufgearbeiteter älterer Tertiärsandsteine sowie ein Tertiärquarzitgeröll enthielten (Zöller 1984). Tertiärquarzite, die im Mainzer Becken als Leithorizont die Grenze Chatt/Aquitane markieren (Spuhler 1957, Zöller 1985), konnten im Osthunsrück an einigen Stellen in den

obersten Teilen der alttertiären Sedimente festgestellt werden (Kutscher 1954, Zöller 1984). Ihr Vorkommen in den Hangendschichten bei "Stromberger Neuhütte" spricht für deren jungtertiäres (untermiozänes bis pliozänes) Alter, während das Fehlen von Tertiärquarzitgeröllen als Kennzeichen älterer (oligozäner) Ablagerungen weitverbreitet im Saar-Nahe-Gebiet festgestellt wurde (Zöller 1985).

Damit im Einklang stehen die biostratigraphischen Befunde:

1) Bei Kirn beschreibt Atzbach (1980) Funde von *Cinnamomum* in tertiären Sanden, die in einer alten Talung sehr gut erhalten sind (s.a. Zöller 1985).

2) In Sedimenten von "Stromberger Neuhütte" bestimmten Prof. Dr. V. Sonne und Dr. H. Weiler (Mainz) Foraminiferen, die aus dem höheren Rupel und dem tieferen Chatt des Mainzer Beckens bekannt sind (Sonne 1982 a): *Lanternosphaeridium* sp., *Gyroidina*?, *Globigerinella*-ähnliche Foraminifere (Zöller 1984).

Im Guldenbach-Korridor durch den Soonwald liegen demnach fluvio-marine Sedimente des oberen Rupels/unteren Chatts vor, die einen Meeresvorstoß durch die Soonwald-Härtlingszüge bis in den Bereich des Hunsrückschiefer-Synklinoriums im Raum Rheinböllen belegen. Auch dort wurden noch an verschiedenen Stellen tonige Quarzkiese kartiert (s. Abb. 1), die als strandnahe Bildungen interpretiert werden.

Es lag nahe, diese Hypothese auch für die Durchbruchstäler von Simmerbach und Hahnenbach (s. Abb. 1) zu überprüfen, da in deren Einzugsgebiet Tertiärsedimente ähnlicher Ausbildung weitverbreitet erhalten sind. Hier sollen nur einige wichtige Stellen genannt werden:

Bei Gemünden liegen auf der nach NW abfallenden Fußfläche des Lützelsoons bei 370–377 m NN gut gerundete, bis kindskopfgröße Quarz- und Quarzitgerölle (R 33 91650, H 55 29300), 200 m südlich davon war in gleicher Höhenlage folgendes Profil aufgeschlossen:

0 – 0,5 m lößhaltige Fließerde (Deckschutt)

– 1,3 m Ton mit Quarzit- und Quarzstücken, dunkelgrau, seitlich auskeilend, sonst

– 1,8 m Fließerde aus rotem U, ufS und T mit groben Quarziten und Quarzen, einzelne aufgearbeitete Lateritkrusten und rotgelbe FeMn-Konkretionen in Sand (Meeressand?)

– 3,5(+) m T, grau, umgelagert, mit aufgeweichten, vertonten, horizontal eingeregelteten Tonschiefern, vereinzelt gelbliche oder schwach rötliche Bänderung mit geringem U- oder fS-Anteil, dünne Linse aus Sand und Quarzit-Feinkies (Taunusquarzit-Abspülschutt).

Bei dem Ton handelt es sich um umgelagerten Graulehm. Seine Ablagerung in marin-brackischem Milieu belegen zahlreiche Individuen der Foraminiferen *Quinqueloculina* und *Elphidium*. Die benachbarten Kiese aus lokal aufgearbeitetem Material können damit als Strandgerölle interpretiert werden.

Die bisher beschriebenen sowie die meisten der kartierten Oligozänvorkommen liegen geomorphologisch in mehr oder weniger breiten, wannenartigen Tälern im Niveau der "Trogregion" (Trogflächen) der älteren geomorphologischen Literatur (Übersicht bei Hüser 1973) oder gar darunter. Das Vorkommen von Rödelhausen hingegen erreicht die Höhenlage der Rumpfregion. Nach N hin ist ein deutlicher Abfall der Höhen zur Trogfläche der Mosel erkennbar, nach Süden, entlang des Kyrbaches, sinken die Höhen allmählich auf etwa 400 m NN. Von daher kommt der genetischen Deutung des Rödelhausener Tertiärs auch für die Frage der Morphogenese von Rumpf- und Trogregion große Bedeutung zu.

Die Theorie der fluvialen Entstehung birgt immanente Unstimmigkeiten. Um eine derartige Mächtigkeit zu erklären, müßte man, da keinerlei Hinweise für einen engbegrenzten synsedimentären Grabenbruch vorliegen, einen recht großen Fluß mit überlokalem Einzugsgebiet postulieren. Dem widerspricht die sedimentpetrographische Zusammensetzung: die Kiesfraktion besteht zu 100% aus schlecht gerundeten

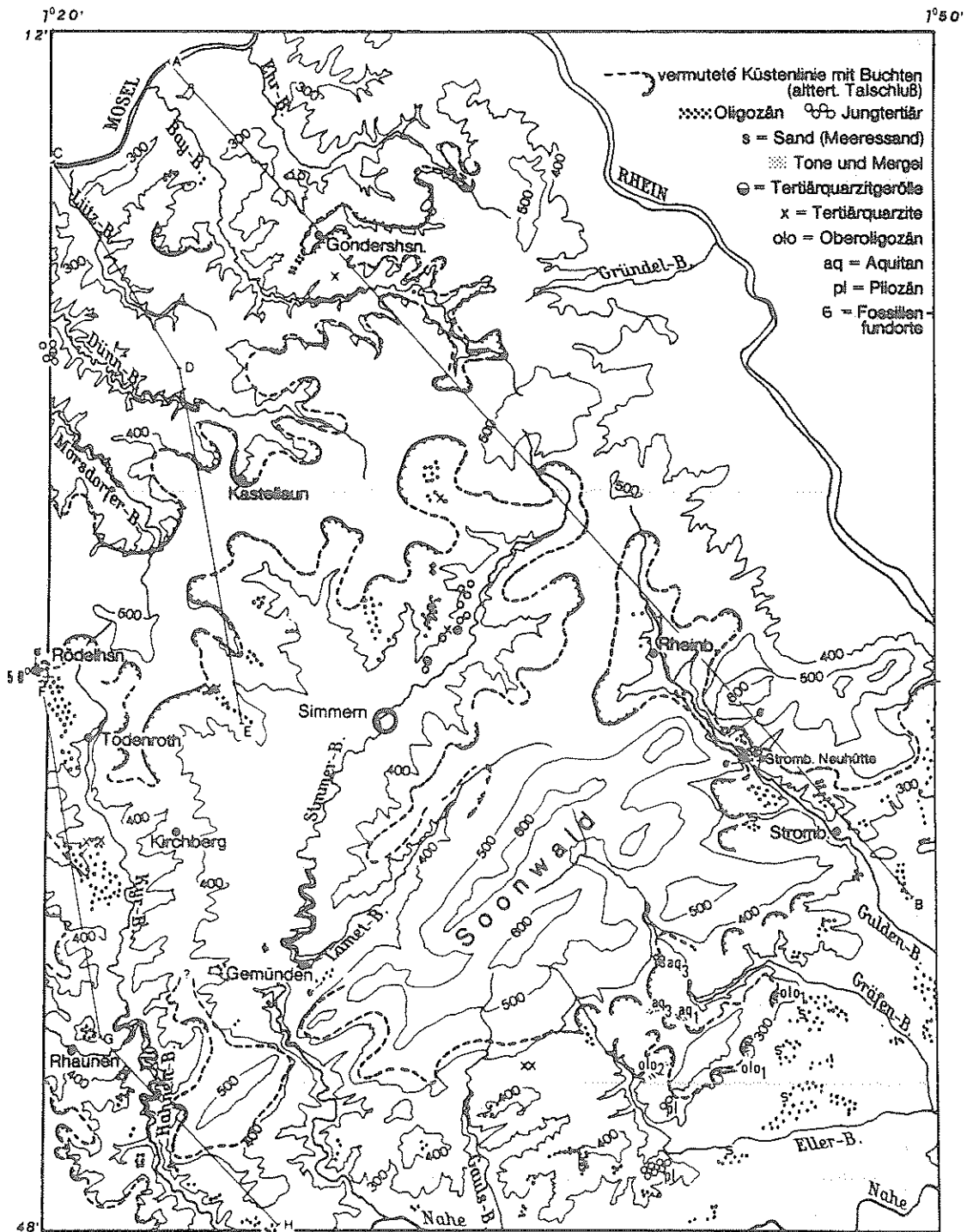


Abb. 1: Tertiär und Küstenlinie des Oberen Rupels/Unteren Chatts im Ost-Hunsrück.

Quarzen. Weder die in nicht allzugroßer Entfernung ausstreichenden Quarzithärtlinge des Taunusquarzits und des Emsquarzits noch die permokarbene Saar-Nahe-Provinz spiegeln sich im Geröllspektrum wieder. Die Tonfraktion besteht nur aus Kaolinit und Quarz. Die sedimentpetrographischen Daten sprechen also für eine lokale Aufarbeitung der "voroligozänen Verwitterungsrinde" (Kutscher 1954). Dabei fand kaum eine Sortierung des Materials statt. Eine durchlaufende Schichtung ist schlecht ausgebildet, am ehesten im oberen Bereich der Sedimente, während im unteren Teil rasch auskeilende Linsen charakteristischer sind. Die Basis war leider nicht aufgeschlossen. Das Vorkommen läßt sich einige km weit nach SSE verfolgen. Westlich Todenroth (R 25 96250, H 55 38625, GOK 415 m NN) konnte das in Abb. 2 dargestellte, etwa 4 m mächtige Profil aufgenommen werden. Es zeigt die für eine Transgression typische Abfolge mit Aufarbeitungshorizont (Bruchstücke aus der Wurzelzone eines braunen Plastosols) und bis blockgroßen Quarzgeröll an der Basis und zum Hangenden feinkörniger werdende Ablagerungen. In Rödelhausen selbst traten in einer tonig-schluffigen Linse im unteren Teil des Aufschlusses zahlreiche Individuen von *Quinqueloculina* und *Elphidium* auf. Damit wird auch für Rödelhausen marin-brackisches Sedimentationsmilieu im höheren Rupel/tieferen Chatt belegt. Zugleich ergibt sich, daß diese Transgression zumindest stellenweise die Wasserscheiden der Rumpfreigion erreichte. Ähnliche Ergebnisse wurden für die Westeifel (Löhnertz 1978, Ne-gendank 1983²) und den NW-lichen Taunus (Sonne 1982 b) mitgeteilt.

Der schlechte Rundungsgrad der Rödelhausener Kiese – im Gegensatz zu denen anderer Lokalitäten – ist allerdings schwer vereinbar mit der Interpretation als Strandkonglomerat. Der hohe Ton- und Schluffgehalt mag puffernd auf den Abrieb gewirkt haben; weiterhin ist folgende Beobachtung zu berücksichtigen: von Westen gesehen erscheinen die Kiese als bis 15 m hoher "Härtlingsrücken" über einer sehr ausdruckslosen Rumpffläche. Bohrungen und Begehungen auf dieser ergaben nur Plastosol-Relikte (Wurzelzone), aber keinerlei Tertiärsedimente mehr. Nach der Ablagerung scheint eine gewisse Reliefumkehr stattgefunden zu haben. Die Plastosole auf der Rumpffläche westlich der Kiesvorkommen wurden stärker abgetragen als die Kiese selbst. Es ist naheliegend, diese als ehemaligen Strandwall aufzufassen. Dazu müßten allerdings hochenergetische Verhältnisse vorausgesetzt werden (Sturmfluten?). Der geringe Rundungsgrad der Rödelhausener Kiese und ihre schlecht ausgebildete Schichtung sprechen in der Tat für Ablagerung während ungewöhnlicher Einzelereignisse. Eine hochenergetische Küste zur Zeit des Unteren Meeressandes (Rupel) wiesen Hartkopf & Stapf (1984) an Inselstränden im W-Teil des Mainzer Beckens nach und führten auch Argumente für eine Gezeitenküste an. Eine abschließende Bewertung des Sedimentationsmilieus der Rödelhausener Kiese ist noch nicht möglich, es wird hiermit zur Diskussion gestellt.

Die oligozänen Quarzkiese im Osthunsrück liegen auf pedimentartig geneigten Flächen, die von z.T. über 100 m tiefen prä-oligozänen Talungen bis zur Trog- bzw. gar zur Rumpfreigion vermitteln. Eine kräftige prä-oligozäne Zertalung einer älteren Rumpffläche, die unvereinbar mit der Annahme ununterbrochener Rumpfflächenbildung bis ins Jungtertiär ist, läßt sich nicht mehr leugnen (vgl. Löhnertz 1978). Die Rumpfflächenbildung muß also älter sein. Im Osthunsrück sind die Rumpfflächen weitflächig mit den Resten der voroligozänen kaolinitischen Verwitterung (graue bzw. braune Plastosole, teilweise auch rotfleckig) bedeckt. Die Befunde im nördlichen Osthunsrück (z.B. Peterstaler Hof) lassen jedoch Zweifel aufkommen, ob diese Verwitterungsart generell mit der Rumpfflächenbildung zu korrelieren ist: Bis 345 m NN hinab wurden dort in einer Altalung Graulehne in situ angetroffen, während unter den marin-brackischen Oligozänsedimenten immer nur die Wurzelzone der Plastosole oder gar frisches Gestein (Macken, <300 m NN) ansteht. Am Peterstaler Hof deutet sich vielleicht eine noch ältere Zertalung an, deren Talböden nochmals längere Zeit der Plastosolbildung unterworfen waren, bevor die fluviomarinen Schotter abgelagert wurden. Das Tertiär von Macken (Niveau der "Kieseloolithterrasse") muß nach der neuen Vorstellung in ein frühes Stadium der Rupel-Transgression gestellt werden; für seine marin-brackische Ablagerung sprechen der Fund eines Muschelbruchstückes und der Foraminifere *Gyroidina* sp. (mündl. Mittl von Prof. Sonne).

Die Rupeltransgression drang entlang der alten Talungen tief ins Nahebergland und den Osthunsrück ein und verwandelte sie in eine Riasküsten-, Halbinsel- und Insellandschaft. Die Hänge der Altalungen ("Streckhänge" i. S. Bremers?) wurden durch die Abrasionswirkung zu Schorren überformt, da aber die Wurzelzone der Plastosole nicht völlig ausgeräumt wurde, kann der Betrag der Abrasion auf einige m bis einige Dekameter (s. Spies 1986) eingegrenzt werden und somit eine grundlegende Umformung des Paläoreliefs ausgeschlossen werden. Dennoch wurde während des Höchststandes der Transgression eine weithin deutliche Kante am oberen Ende der Schorre ausgearbeitet, die heute noch über größere Distanzen als Hangknick auskartiert werden kann (s. Abb. 1). Sie markiert die höchste oligozäne Küstenlinie und fällt heute noch an vielen Stellen mit den höchstgelegenen Vorkommen entsprechender Sedimente zusammen. Erst im Pliozän ist aufgrund der erneuten Hebung des Rheinischen Schiefergebirges (und eustatischer Meeresspiegelabsenkung?) wieder ein Einschneiden der Flüsse nachweisbar, wobei ein Großteil der älteren Tertiärsedimente umgelagert wurde. Die pleistozäne, in starkem Maße durch die Klimaschwankungen gesteuerte Morphodynamik führte zu einem scharfen Einschneiden der Hunsrückbäche unter das Niveau der voroligozänen Talböden durch rückschreitende Erosion von den großen Vorflutern aus (deutlich sichtbar z.B. nördlich Rödelhausen sowie an der Mackener Talung). Talasymmetrien erweisen sich nicht an die pleistozäne Talbildung gebunden, sondern erscheinen schon in den prä-oligozänen Talungen. Sie können folglich nicht klima-geomorphologisch als Zeugen eines Periglazialklimas interpretiert werden, vielmehr erscheinen tektonische Ursachen (Schollenkippen entlang NNE-SSW bis NW-SE streichender Störungen?) wahrscheinlicher (Zöller 1984, Spies 1986).

Die Kartierung der höchsten oligozänen Küstenlinie als gutem Leithorizont erlaubt die Rekonstruktion post-oligozäner tektonischer Bewegungen. Dies wird an zwei geomorphologischen Traversen durch den Osthunsrück demonstriert (Abb. 3, Lage der Profile s. Abb. 1). Bezogen auf das Mainzer Becken ergibt sich eine modifizierte en-bloc-Hebung des Osthunsrücks: Zwischen der Mosel-Trogfläche und der Rumpfre-gion vermittelt eine Flexur mit ca. 50 m vertikaler Verstellung, die etwa mit der Begrenzung des Mosel-Synklinoriums zusammenfällt. Um etwa den gleichen Betrag wurde der gesamte Osthunsrück südöstlich der Moselmulde nach S bis SE gekippt. An der Hunsrück-Südrand-Störung zeigt sich eine weitere Flexur, deren Verstellungsbetrag jedoch von NE nach SE von über 100 m bis auf 0 m abnimmt, und zwar in dem Maße, wie die Hebung der "Querzone" (Zöller 1985) in der südwestlichen Nahemulde der Hebung des Osthunsrücks nahekommmt. Westlich der Hahnenbach-Kyrbach-Linie wurden keine Oligozänsedimente angetroffen, die Rumpfhöhen steigen allgemein auf über 500 m NN an. Es ist zu vermuten, daß die Oligozäntransgression dieses Gebiet nicht mehr erreichte, da es schon zu dieser Zeit höher lag.

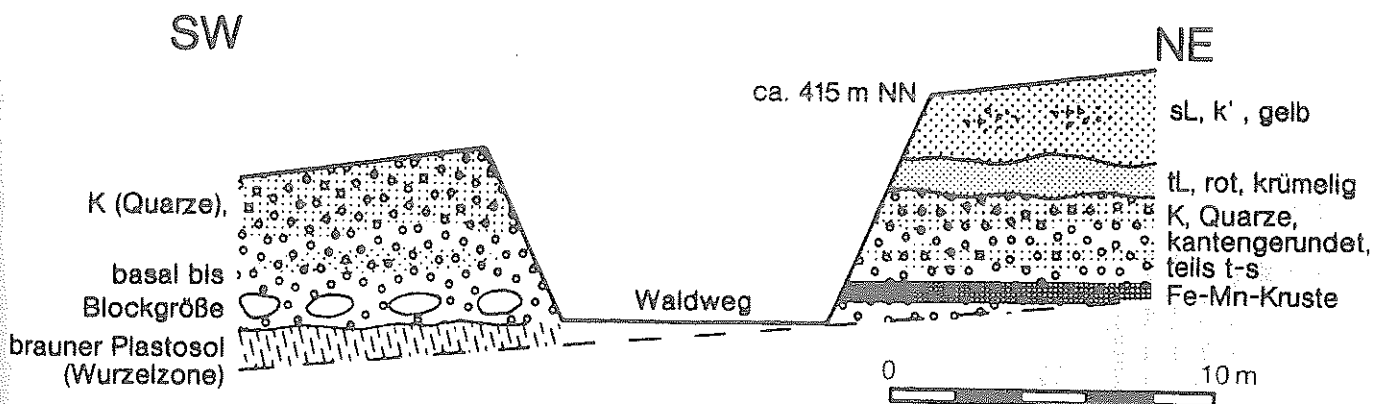
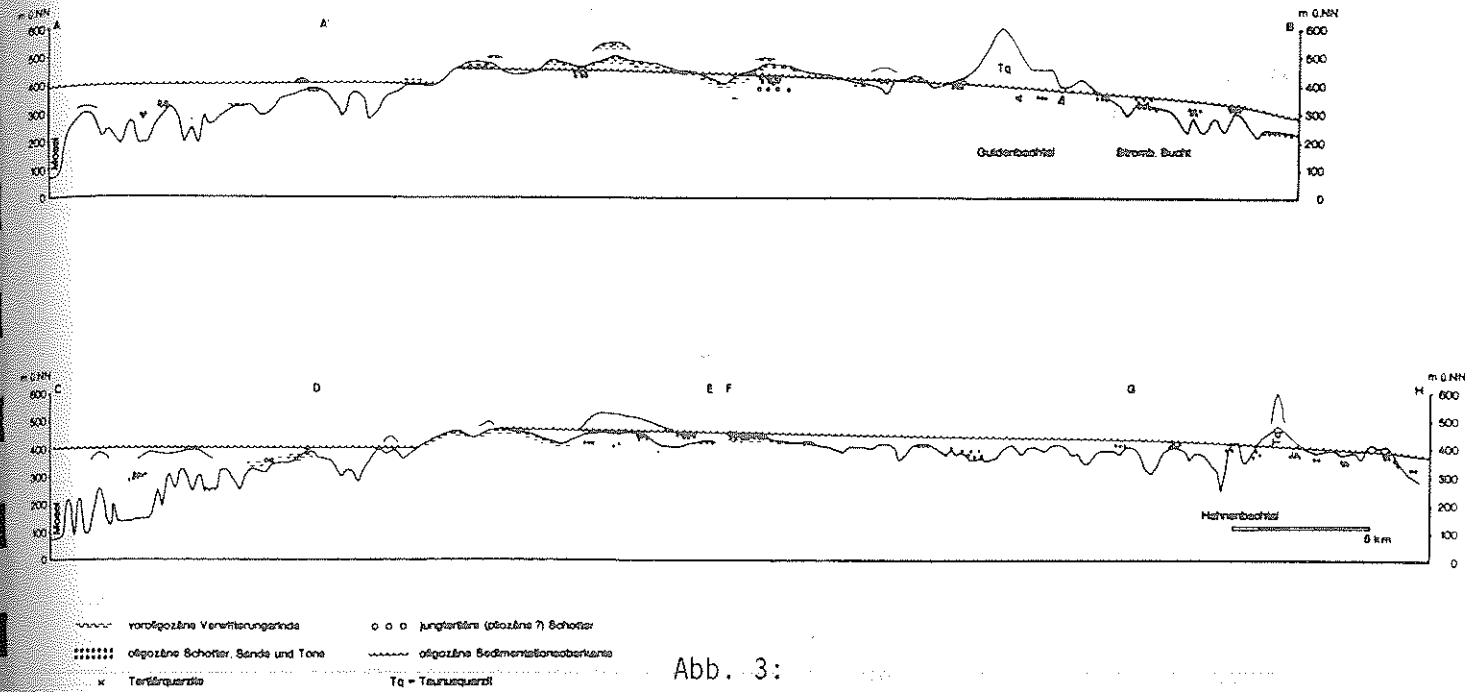
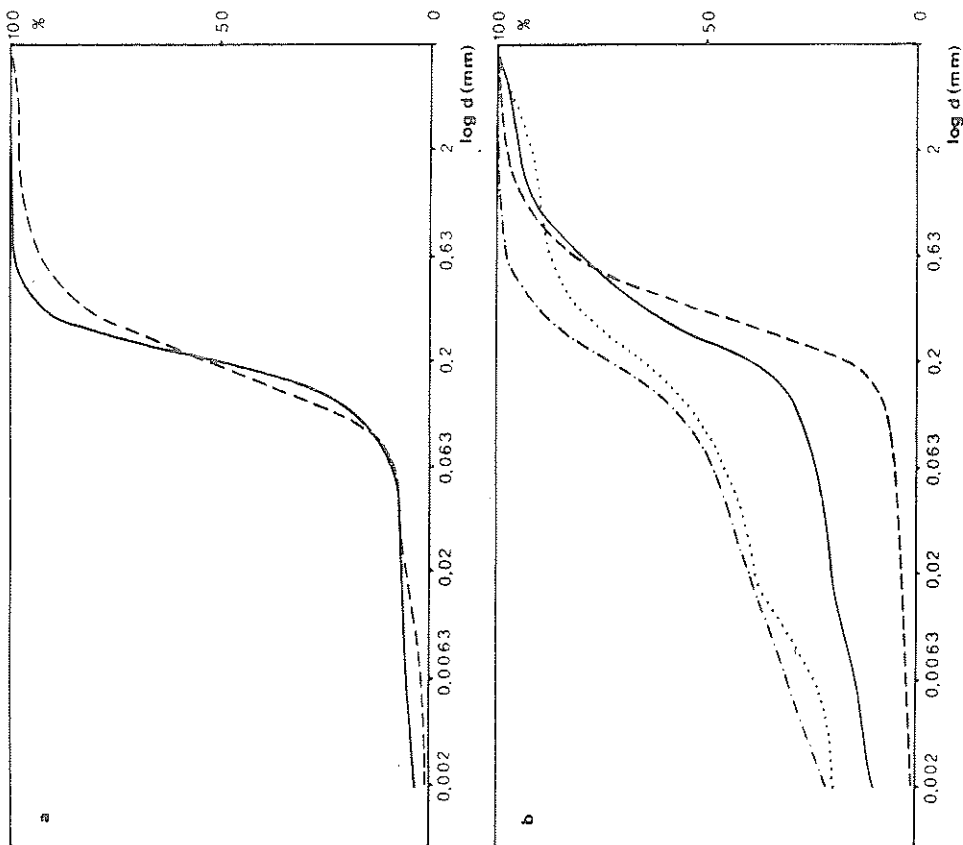


Abb. 2: Aufschluß an der Straßenböschung westlich Todenroth (zweifach überhöht).



Querprofile durch den Ost-Hunsrück (Lage s. Abb. 1).



Epigenese und Rheindurchbruch

Birkenhauer (1973) nimmt nach der oligozänen "Verschüttungsphase" noch eine ähnlich bedeutende oberpliozän/ältestpleistozäne an, die im Nahegebiet nicht bestätigt werden konnte (Zöller 1985) und für den epigenetischen Rheindurchbruch zwischen Bingen und Koblenz nicht verantwortlich sein kann. Er muß vielmehr im Zusammenhang mit der oligozänen (eventuell auch noch der aquitanen) Transgression diskutiert werden. Es ist nicht bekannt, ob die Aquitan-Transgression ebenfalls die Wasserscheiden der Rumpfreion überflutete (vgl. Martini 1981, Sonne 1972). Im Mittelmiozän der niederrheinischen Bucht wies Boenigk (1978) eine Schwermineralassoziation aus einer Provinz südlich des Schiefergebirges nach, der Rhein muß spätestens zu dieser Zeit sein Einzugsgebiet auf den Bereich des heutigen nördlichen Oberreingrabens ausgeweitet haben.

Gegen die Louis'sche Theorie der Talverschüttung (1953) wurden verschiedene Argumente ins Feld geführt (vgl. Hüser 1973, Birkenhauer 1973), insbesondere, daß die Menge der zur Verfügung stehenden Quarzsotter nicht ausreichend gewesen sei für eine völlige Verfüllung der Alttalungen. Das hier zur Diskussion gestellte neue Modell erfordert viel geringere Quarzmengen: ein Großteil der Alttalungen wurde durch marine bis brackische Tone, Silte und Sande verfüllt bzw. es blieb sogar eine gewisse Wassertiefe bestehen. Entscheidend ist, daß die Transgression die Wasserscheiden erreichte (Rödelhausen!) und damit grundsätzlich Epigenese i.S. von Louis möglich wurde. Beim Rückzug des Meeres konnte sich ein neues, von den Wasserscheiden flußabwärts wachsendes, Gewässernetz entsprechend sich neu einstellenden Abdachungen ausbilden. Zöller (1983) versuchte, auf diese Weise die Anlage des südlichen Mittelrheintales zu erklären. Semmel hat gegen diese Deutung Bedenken vorgebracht: "...denn das würde ja voraussetzen, daß die präexistenten Täler doch bis zu den Wasserscheiden verschüttet worden wären." (1984, S. 73). In der Tat müßten zumindest die flachen Oberläufe und Talschlüsse völlig plombiert gewesen sein. Eine epigene Anlage des südlichen Mittelrheintales nach Rückzug des Aquitan-Meeres aus dem Mainzer Becken wäre, wenn die Alttalungen nicht völlig zusedimentiert waren, ohne Unterstützung anderer Faktoren (z.B. Grabenbildung am Mittelrhein?, Ortlam 1981; rückschreitende Erosion infolge Hebung des Oberrheingebietes gegenüber der Niederrheinischen Bucht?) kaum verständlich. Jedenfalls bildete sich am südlichen Oberrhein (im Zusammenhang mit dem Kaiserstuhl-Vulkanismus?) eine neue Wasserscheide (Bartz 1961). Ein nach Semmel "zentrales Problem der geomorphologischen Forschung im Rheinischen Schiefergebirge" (1984, S. 72) wird hiermit zur Diskussion gestellt. Die Lokalität Rödelhausen spielt dabei eine entscheidende Rolle.

1.5 Literatur

- AHRENS, W. (1939): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Bl. Linz (1 : 25 000). - Preuß geol. L.- A., 47 S., Berlin.
- ATZBACH, O. (1980): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000. Erläuterungen Blatt 6211 Sobernheim, Mainz.
- BARTZ, J. (1961): Die Entwicklung des Flußnetzes in Südwestdeutschland. - Jh.geol.Landesamt Baden-Württemberg, 4: 127-135.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden-, und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. - Frankfurter geow. Arb., D, Bd.1, 296 S., Frankfurt.
- BIRKENHAUER, J. (1973): Die Entwicklung des Talsystems und des Stockwerkbaues im zentralen Rheinischen Schiefergebirge zwischen dem Mitteltertiär und dem Altpleistozän. - Arb. z. Rheinischen Landeskd., 34, Bonn.
- BOENIGK, W. (1978): Die flußgeschichtliche Entwicklung der Niederrheinischen Bucht im Jungtertiär und Altquartär. - Eiszeitalter u. Gegenw., 28: 1-9.
- BOENIGK, W. (1980): Profil Bengen. - Unveröffentl. Protokoll über die 3. Geländebegehung im Schwerpunktprogramm "Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes" vom 16. - 18. Mai 1980: 26-27, Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn-Bad Godesberg.
- BOENIGK, W. (1981): Die Gliederung der tertiären Braunkohledeckschichten in der Ville (Niederrheinische Bucht). - Fortschr.Geol.Rheinl. u. - Westf., 29: 193-263, Krefeld.
- BURRE, O. (1939): Erläuterungen zu Bl. Honnef-Königswinter. Geolog.Kt. v. Preußen u. benachb. dt. Ländern, 84 S., Berlin.
- EBERT, A. (1939 a): Erläuterungen zu Bl. Ahrweiler - Geol. Kte. v. Preußen u. benachb. dt. Ländern, 60 S., Berlin.
- EBERT, A. (1939 b): Erläuterungen zu Bl. Altenahr - Geol. Kte. v. Preußen u. benachbarten dt. Ländern, 55 S., Berlin.
- ECKHARDT, F.-J. (1960): Die Veränderung eines devonischen Tonschiefers durch die Mineralumwandlungen infolge der tertiären Zersetzung. - Z.dt.geol.Ges., 112: 188-196.
- FANNING, D.S. & KERAMIDAS, V.Z. (1977): Micaceous. - In: DIXON, J.B., KITTRICK, J.A., MILFORD, M.H. & WHITE, J.L. (Hrsg.): Minerals in soil environments, 195-258, Soil Sci. Soc. of America, Madison, Wisconsin, USA.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. - Relief, Boden, Paläoklima, 6: 192 S., Borntraeger, Berlin, Stuttgart.

- FELIX-HENNINGSSEN, P. & REQUADT, H. (1985): Mineralogische und geochemische Untersuchungen der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Gebiet der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). - Geol. Jb. Hessen, 113: 217-228.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. & SPIES, E.-D. (1985): Mineralogische und geochemische Untersuchungen an jungmesozoisch-tertiären Verwitterungsprofilen des Rheinischen Schiefergebirges. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 43 H.2: 911-916.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. & SPIES, E.-D. (1986): Soil development from Tertiary to Holocene and hydrothermal decomposition of rocks in the eastern Hunsrück area. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 47: 76-99.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. & WIECHMANN, H. (1985): Ein mächtiges autochthones Bodenprofil präoligozänen Alters aus unterdevonischen Schiefern der nordöstlichen Eifel. - Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 148: 147-158.
- FINKE, G. (1987): Geologie und Bodengesellschaften des Raumes Ahrweiler - Rech - Ramersbach. - Unveröff. Dipl.arb., 148 S., Inst. f. Geol. u. Paläontol., Univ. Bonn.
- GAWLIK, A. (1987): Geologie und Böden des Raumes Bad Neuenahr-Königsfeld. - Unveröff. Dipl.arb., 152 S., Inst. f. Geol. u. Paläontol., Univ. Bonn.
- HARTKOPF, C. & STAPF, K.R.G. (1984): Sedimentologie des Unteren Meeressandes (Rupelium, Tertiär) an Inselstränden im W-Teil des Mainzer Beckens W-Deutschland). - Mitt. Pollichia, 71: 5-106, Bad Dürkheim/Pfalz.
- HÜSER, K. (1973): Die tertiärmorphologische Erforschung des Rheinischen Schiefergebirges. Ein kritischer Literaturbericht. - Karlsruher Geogr. H., 5.
- ISLAM, A.K.M.E. & LOTSE, E.G. (1986): Quantitative mineralogical analysis of some Bangladesh soils with x-ray, ion exchange and selective dissolution techniques. - Clay Min., 21: 31-42.
- KUTSCHER, F. (1954): Die Verwitterungsrinde der voroligozänen Landoberfläche und tertiäre Ablagerungen im östlichen Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 82: 202-212.
- LÖHNERTZ, W. (1978): Zur Alterstellung der tiefliegenden Tertiärablagerungen der SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 156: 179-206.
- MARTINI, E. (1981): Sciaeniden (Pisces) aus dem Basisbereich der Hydrobienschichten des Oberrheingrabens, des Mainzer und Hanauer Beckens (Miozän). - Senckenbergiana lethaea, 62: 93-123.
- MEYER, W. (1986): Geologie der Eifel. - 614 S., Schweizerbart, Stuttgart.
- MORDZIOL, C. (1936): Die Vallendar-Scotter als Typus eines Primordial-Fluvials. - Senckenbergiana, 18: 283-287.

- MOSLER, H. (1966): Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Hunsrücks und seiner Abdachung zur Nahe. - Forsch.z.dt.Landeskde., 158.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1950): Über gleiartige Böden im Rheinland. - Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenk., 50: 113-134.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1951): Die Böden der Nordeifel. - Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenk.: 54: 97-117.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1953): Fossile Böden in der nördlichen Eifel. - Geol. Rdsch., 41: 253-268, 2 Abb., Stuttgart.
- MÜCKENHAUSEN, E. & WORTMANN, H. (1953): Bodenübersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 300 000 mit Erläuterungen. - Hannover.
- MÜCKENHAUSEN, E.; BECKMANN, H.; GEWEHR, H.; SCHARPENSEEL, H.W. & STEPHAN, S. (1971): Die Bodengesellschaft am Nordrand der Eifel bei Bonn. - Mitteiln. Dtsch. Bodenkundl.Gesellsch., 13: 359-392.
- NEGENDANK, J.F.W. (1983): Trier und Umgebung. - Samml.Geol.Führer, 60.
- ORTLAM, D. (1981): Neue Aspekte zur kanäozoischen Entwicklung im Nordteil der Mittelmeer - Mjösen - Zone. - Geol. Rundsch., 70, 344-353.
- QUITZOW, H.W. (1969): Die Hochflächenlandschaft beiderseits der Mosel zwischen Schweich und Cochem. - Beih.Geol.Jb., 82: 78 S..
- QUITZOW, H.W. (1978): Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht im Gebiet der unteren Ahr. - Fortschr.Geol.Rheinl.u.Westf., 28: 9-50.
- QUITZOW, H.W. (1982): Die Hochflächenlandschaft der zentralen Eifel und der angrenzenden Teile des Rheintroges und Neuwieder Beckens. - Mainzer geowiss.Mitt., 11: 173-206.
- RATHJENS, C. (1977): Beobachtungen und Überlegungen zur älteren geomorphologischen Entwicklung des Hunsrücks und des Nahegebietes. - Mannheimer Geogr. Arb., 1: 259-276.
- RAUFF, H. & KEGEL, W. (1923): Erläuterungen zu Bl. 5308 Bad Godesberg. - Geol.Kte.v.Preuß u. benachb. dt. Ländern, 66 S., Berlin.
- RESCHER, K. (1978): Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen, 1 : 50 000, Bl. L 5506 Bad Münstereifel, Krefeld.
- SCHNEIDER, F.K. (1983): Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen, 1 : 50 000, Bl. L 5308 Bonn, Krefeld.
- SCHULTE-KARRING, H. & SCHRÖDER, D. (1986): The amelioration of compacted soils. - Mitteiln.Dtsch.Bodenkundl.Gesellsch., 47: 100-112.
- SEMME, A. (1984): Reliefentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, neue Befunde, neue Probleme. Zur präquartären Entwicklung. - 44.Dt. Geographentag Münster 24. - 28. Mai 1983, Tag.ber. u. wiss. Abh. (Hrsg. K. Lenz & F. Scholz): 71-74, Stuttgart.

- SOLLE, G. (1966): Rezente und fossile Wüste. Zugleich Bemerkungen zu Rot-sandsteinen. - Notizbl.hess.L.-A.Bodenforsch., 94: 54-121.
- SONNE, V. (1958): Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstensaum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des "Zeilstücks" bei Weinheim/Rhh.). - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86: 281-315.
- SONNE, V. (1972): Jungtertiäre Ablagerungen ("Aquitane") am Nordwestrand des Mainzer Beckens. - Mainzer geowiss. Mitt., 1: 137-142.
- SONNE, V. (1982a): Bestandsaufnahme der Foraminiferen und Ostrakoden im "prä-aquitane" Tertiär des Mainzer Beckens. - Mainzer geowiss. Mitt., 10: 37-82.
- SONNE, V. (1982b): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet? . Mainzer geowiss. Mitt., 11: 217-219.
- SPIES, E.-D. & FELIX-HENNINGSSEN, P. (1985): Geologisch-mineralogische Untersuchungen der tiefgründig kaolinisierten Unterdevongesteine im Osthunsrück und der Nordosteifel. - Mitteiln.Dtsch. Bodenkundl.Gesellsch., 43, H2: 931 - 936.
- SPIES, E.-D. (1986): Vergleichende Untersuchungen an präpleistozänen Verwitterungsdecken im Osthunsrück und an Gesteinszersatz durch ascendente (Thermal-) Wässer in der Nordosteifel (Rheinisches Schiefergebirge). 182 S., Diss., Bonn.
- SPÜHLER, L. (1957): Einführung in die Geologie der Pfalz. - Veröff. pfälz. Ges.Förder.Wiss., 34, Speyer.
- STÖHR, W.TH. (1966 a): Übersichtskarte der Bodentypengesellschaft von Rheinland-Pfalz, 1 : 250 000. - Geol.L.-A. Rheinland-Pfalz, Mainz.
- TILL, R. & SPEARS, D.A. (1969): The determination of quartz in sedimentary rocks using an X-ray diffraction method. - Clays Clay Min., 17: 323 - 327.
- URBAN, H. (1983): Beziehungen zwischen Farbe und Eigenschaften reliktscher Tone in der Gemarkung Grafschaft. - Unveröff. Dipl.Arb., 149 S., Inst.f.Bodenkunde, Univ.Bonn.
- WEAVER, C.E. & POLLARD, L.D. (1973): The chemistry of clay minerals. - Developments in Sedimentology, 15: 213 S., Elsevier, Amsterdam, London, New York.
- ZÖLLER, L. (1983): Das Tertiär im Ost-Hunsrück und die Frage einer obermitteloligozänen Meeresstransgression über Teile des Hunsrücks (Rheinisches Schiefergebirge). - N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 1983, H. 8: 505 - 512.
- ZÖLLER, L. (1984) Reliefgenese und marines Tertiär im Ost-Hunsrück. - Mainzer geowiss. Mitt., 13: 97-114.
- ZÖLLER, L. (1985): Geomorphologische und quartärgeologische Untersuchungen im Hunsrück-Saar-Nahe Raum. - Forsch.deutsch.Landeskd., 225, Trier.

Exkursion B
-----2 Zur Frage (jung-)tertiärer Tiefenverwitterung in oligozänen
Trachyttuffen des Siebengebirges

von

Björn Bohné und Armin Skowronek

- 2.1 Geologisch-geomorphologische Entwicklung des Siebengebirges
- 2.2 Stratigraphische Stellung der Siebengebirgsvulkanite
- 2.3 Zur Klimageschichte des rheinischen Tertiärs
- 2.4 (Jung-)tertiäre Tiefenverwitterung und/oder hydrothermalen
Gesteinszersatz im Trachyttuff?
- 2.5 Exkursionsstandorte
 - 2.5.1 Nachtigallental
 - 2.5.2 Weilberg
 - 2.5.3 Langebergsiefen
 - 2.5.4 Bodenprofil Frankenforst I
 - 2.5.5 Bodenprofil Frankenforst II
 - 2.5.6 Wasserbehälter Langemarckstraße
- 2.6 Literatur

2.1 Geologisch-geomorphologische Entwicklung des Siebengebirges

Zentrum des tertiären Vulkanismus am unteren Mittelrhein ist das nur ca. 20 qkm große Siebengebirge mit seiner morphologisch stark gegliederten vulkanischen Berglandschaft (s. Übersicht). Es grenzt sich zum SE gelegenen tertiären Vulkangebiet des Westerwaldes durch eine vulkanarme Zone ab. Die im SW sich anschließenden Alkalibasaltvorkommen sind aufgrund des höheren Alters dem Hocheifelvulkanismus zuzurechnen.

Der Vulkanismus im Siebengebirge ist in seiner Ursache und Orientierung in einem engem Zusammenhang mit dem Streßfeld eines aktiven Riftsystems zu sehen, welches vom Oberrheingraben über das Rheinische Massiv zur Niederrheinischen Bucht verläuft. Das NW-SE ausgerichtete und schon im Paläozän existente Streßfeld paust sich in den gleichartig orientierten Lineamenten des Siebengebirges tektonisch und vulkanologisch ("Basaltlinien") ebenso durch, wie in der Orientierung der im NW sich anschließenden Niederrheinischen Bucht und ihrer Störungstektonik.

Als "Motor" des Siebengebirgsvulkanismus ist ein Manteldiapir anzunehmen, welcher vor ca. 28-30 Ma aus dem Untergrund aufzusteigen begann und durch Beanspruchung des darüberliegenden Lithospärenblockes an der Wende Mittel- zu Oberoligozän eine beachtliche Krustentektonik bewirkte.

Mit dem weiteren Aufstieg und dem damit verbundenen partiellen Schmelzen, sowie der Segregation und Differentiation der größer werdenden Schmelzvolumina, setzten im tieferen Oligozän erste Intrusionen nephelinbasanitischer Schmelzen ein.

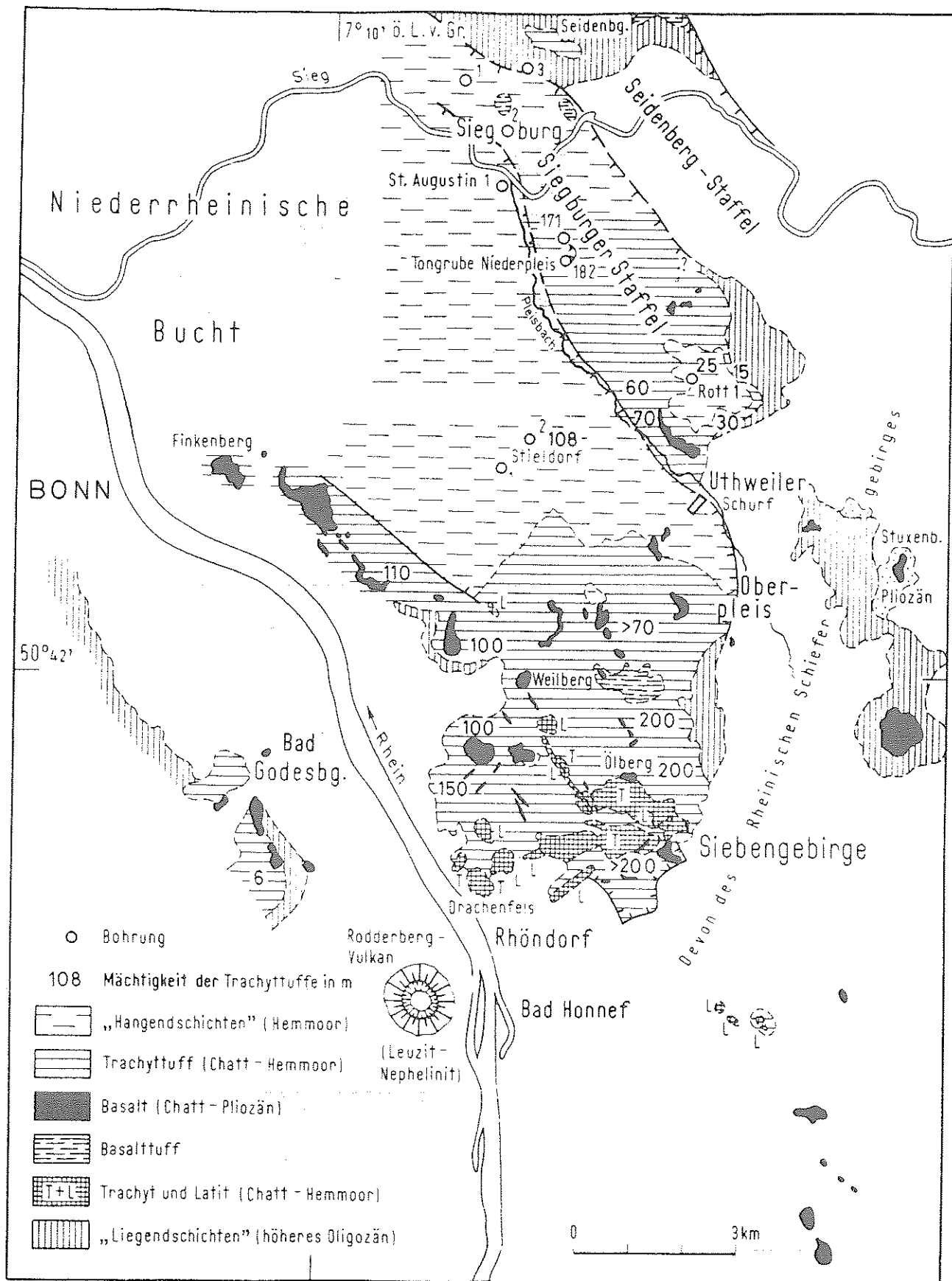
Mit der explosiven Förderung der höher differenzierten, trachytischen Schmelzen begann im tieferen Oberoligozän der eigentliche Höhepunkt des Siebengebirgsvulkanismus. In Form von pyroklastischen Fall- und Stromablagerungen (Abb.1) wurde aus mehreren Förderzentren eine einige hundert Meter mächtige Trachyttuffdecke abgelagert. Im eigentlichen Siebengebirge ist noch eine weitgehend geschlossene Trachyttuffdecke in einer Mächtigkeit von bis zu 200m erhalten. Erosionsreste und Bohrungen lassen jedoch einen weitaus größeren Ablagerungsraum erkennen, welcher mindestens von Porz (nördlich Siegburg) bis Remagen reichte. Begünstigt durch die geringen Reliefunterschiede der oligozänen Landschaft, konnten die Glutwolken somit ein weiträumiges Ignimbritplateau aufbauen.

Wie jüngste Kartierungen der Tuffbasis zeigen, handelt es sich bei der NW streichenden Depression in der Nordabdachung des Siebengebirges nicht um eine Grabenstruktur, sondern um den Kessel einer eingebrochenen Caldera. Er ist das Resultat einer schnellen Entleerung des Herdbereiches durch die Förderung großer Mengen Pyroklastika.

In die Trachyttuffdecke drangen wenig später alkalibasaltische, latitische und trachytische Schmelzen ein und bildeten Gänge, Quell- und Staukuppen (Abb.2. u. 3).

Hierbei läßt sich, gestützt durch radiometrische Datierungen, bei polytypen Vulkanitvorkommen meist eine Förderfolge von sauren zu basischen Schmelzen nachweisen.

Die sauren, gasarmen und zähflüssigen Magmen trachytischer Zusammensetzung blieben zumeist in Form von Quellkuppen in dem sich aufwölbendem Tuffpaket stecken (Bsp. Drachenfels Abb.2). Nur vereinzelt konnten die zähflüssigen Schmelzen an die Oberfläche gelangen (Bsp. Wolkenburg Abb.3). Die sehr viel dünnflüssigeren alkalibasaltischen Schmelzen bildeten z.T. subvulkanische Körper



Übersicht: Verbreitung der Tertiärsedimente und der Vulkanite im Siebengebirge (aus BURGHARDT 1979, leicht verändert)

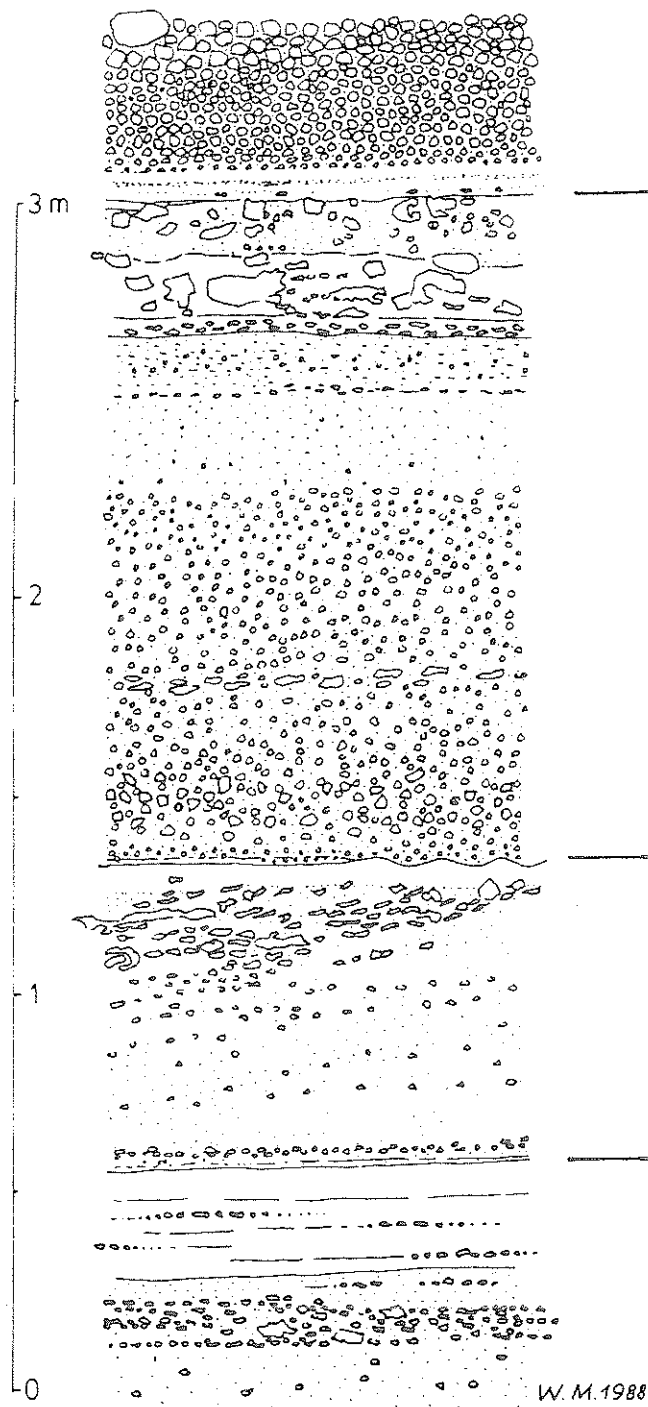


Abb.1

Pyroklastische Stromablagerungen in der Ofenkaule
(nach MEYER aus VIETEN et al. 1988, unverändert)

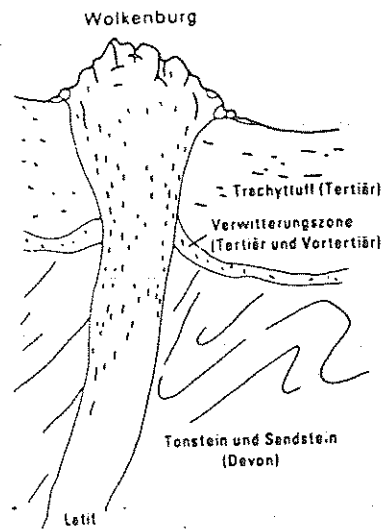
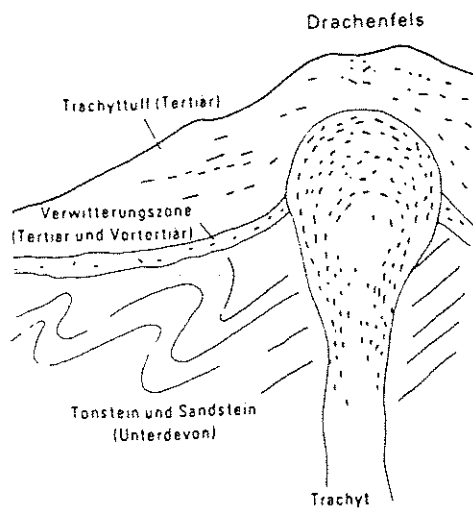


Abb. 2 u. 3 Intrusionsformen: Quellkuppe (Drachenfels) und Staukuppe (Wolkenburg) nach CLOOS 1930/31 (aus BURGHARDT 1979)

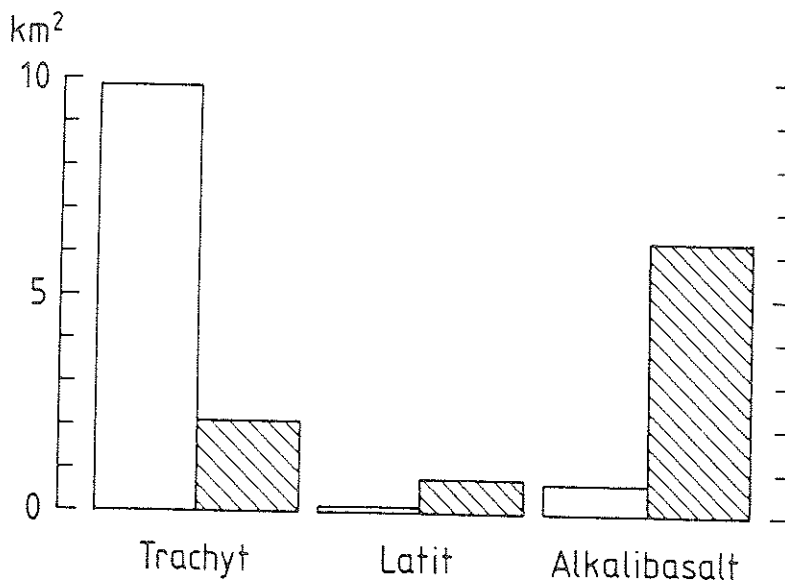


Abb. 4 Flächenhafte Verbreitung der vulkanischen Gesteine im Siebengebirge. Tuffe ohne, Festgesteine mit Schraffur.
(aus VIETEN et al. 1988)

oder liegen in Form von über Schloten gebildeten Trichterkuhlen vor.

Nach Erreichen des Höhepunktes an der Wende vom Oligozän zum Miozän schwächt sich die vulkanische Tätigkeit weitgehend ab und endet erst völlig im unteren Pliozän (letzte radiometrische Datierung 5,9 Ma).

Bei der flächenmäßigen Verbreitung der intermediären und basischen Vulkanite ist im Gegensatz zu den sauren Derivaten eine deutliches Zurücktreten der pyroklastischen Ablagerung gegenüber den Festgesteinen zu beobachten (Abb.4).

Die Alkalibasalt-Trachyt-Assoziation im Siebengebirge wird ferner durch spezifische Einsprenglingsparagenesen charakterisiert.

Am bekanntesten sind hierbei die bis zu 7cm großen Sanidin-einsprenglinge in den Quarztrachyten und Trachyten (hier max. 1-2cm). Auch finden sich häufig Bruchstücke von mitgeschlepptem Mantel- und Krustenmaterial. Das Spektrum reicht von devonischem Gangquarz und Sedimenten bis zu basischen Xenolithen der Granulitfazies, die aus den tiefsten Krustenniveaus stammen dürften.

Mit der weiteren Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges im mittleren und jüngeren Tertiär sowie dem Einbrechen der Niederrheinischen Bucht, unterlag das Siebengebirge immer mehr der Abtragung sowie einer tiefgündigen Verwitterung und Zersetzung.

Durch die geringere Resistenz der pyroklastischen Produkte (Trachyttuffe) wurden die vulkanischen Festgesteine immer stärker als Härtlinge herauspräpariert und landschaftsprägend.

Hier ist vor allem die unmittelbare Nachbarschaft zum Rhein zu berücksichtigen, welcher sich insbesondere seit dem mittleren Quartär schneller und tiefer in die Landschaft einschneidet.

In gleichem Zuge wird das Siebengebirge immer stärker durch nach Westen orientierte Bäche stark zerschnitten und es entstehen enge Kerbtäler (im Volksmund "Siefen", dem Siebengebirge namensgebend).

Die pleistozäne Lößbedeckung wurde ebenfalls von der Abtragung erfaßt und ist, meist vermengt mit umgelagerten Trachyttuffen, nur noch in Resten an flachen Hängen und Mulden anzutreffen.

2.2 Stratigraphische Stellung der Siebengebirgsvulkanite

	Eifel	Siebengebirge	Westerwald	Vogelsberg
Pliozän	O		V	
5-7 Ma	U Basalte	Ende des	R Plasto- u. Latosole	
	O	Vulkanismus	T Basalte	Deckenbasalte
Miozän	M		E	
22 Ma	U Basalte	Basalte, Latite	U	
	O Basalte	Trachyte	N	
		Trachyttuffdecke	G	
Oligozän	M	Diapirauftstieg		
37 Ma	U Basalte			
	O Andesite			
	O Trachyte			
Eozän	M			
53 Ma	U			

2.3 Zur Klimageschichte des rheinischen Tertiärs

Da Untersuchungen an Paläoböden immer auch die Frage nach den klimatischen Bildungsbedingungen aufwerfen, soll hier kurz rekapituliert werden, was bisher zur Klimarekonstruktion erarbeitet wurde. Nach SCHWARZBACH (1968), der alle bis dahin bekannten anorganischen und biologischen Klimaindikatoren auswertete, sank die Temperaturkurve seit dem Eozän mehr oder weniger gleichmäßig ab, Klimaschwankungen waren vorwiegend durch aride Perioden ausgezeichnet. Schon für das mittlere Tertiär muß mit einem warm-gemäßigten, subtropischen, allerdings sehr feuchten Klima gerrechnet werden. Die Bauxitisierung und Rotverwitterung der miozänen Vogelsbergbasalte stehen dieser Interpretation nicht entgegen, da jene vom Substrat begünstigt seien. Auch die umfangreichen Untersuchungen von EHRLICHMANN & DONGUS (1981) bestätigen die generelle Temperaturabnahme von alt zu jung, wobei aber drei Wärmemaxima im Eozän, im Helvet (U.Miozän) und Sarmat (M.-O.Miozän) nachzuweisen sind. Letzteres war nach GREGOR (1980) humid bis semihumid vom Typ Cfa (nach KÖPPEN). Im U.Sarmat war dieses Virginia-Klima bedeutend niederschlagsärmer und vielleicht sogar winter trocken.

In der berühmten Fossilagerstätte Rott am Nordabfall des Siebengebirges ergibt sich nun die einzigartige Möglichkeit, Hinweise zum Klima nach der Ablagerung der Trachyttuffdecke zu erhalten, weil die sogenannte "Rott-Formation" diesen Tuffen aufliegt. Es handelt sich um Ablagerungen in einem Süßwassersee, nur wenige Kilometer hinter der Küste des von der Nieder-rheinischen Bucht eindringenden oberoligozänen Meeres. Die fast 30 m. mächtigen Sedimente (vgl. MEYER in KOENIGSWALD 1981, Abb. 1.3, S.14) enthalten überwiegend Tone, "Blätterkohlen" und Braunkohlen. Diatomite sprechen für reichliche Zufuhr von Kieselsäure aus der vulkanischen Umgebung.

Paläoklimatisch werden besonders die Pflanzenreste aus den Blätterkohlen bedeutsam, welche wohl auch Jahresschichtungen von Pinus aufweisen. SCHWARZBACH (1974, Abb.88, S.31) fordert danach für das Oberoligozän in Rott gegenüber heute ein feuchtes, warm-gemäßigtes Klima so wie derzeit an den Ostseiten der Kontinente (südöstl. USA, Japan, Mittelchina, südöstl. Australien). Diese paläoklimatischen Einschätzungen sollten bei der Diskussion einer sehr tiefreichenden Saprolitisierung des Trachyttuffes im Siebengebirge berücksichtigt werden.

2.4 (Jung-)tertiäre Tiefenverwitterung und/oder hydrothermaler Gesteinszersatz im Trachyttuff?

Schon von Natur aus ist der Trachyttuff, bedingt durch seine spezifische Mineralogie und Konsistenz, ein gegenüber den Verwitterungs- und Abtragungskräften wenig resistentes vulkanisches Lockergestein. Trotzdem überrascht im Siebengebirge der schon makroskopisch erkennbare, tiefgründige Zersatz der heute noch bis zu 200m mächtigen Trachyttuffdecke. Die Tuffe offenbaren dabei jedoch unterschiedliche Verwitterungsstadien. Im Dünnschliffbild zeigen sich meist deutliche Korrosionserscheinungen im gesamten Mineralbestand. Nach BALLMANN (1972) läßt sich für die relative Widerstandsfähigkeit der Minerale gegenüber der Verwitterung eine Stabilitätsreihe erkennen. Hierbei zeigen sich, neben den

natürlich extrem stabilen Schwermineralen Zirkon, Magnetit und Titanit, am unversehrtesten die Quarze und Sanidine. Am instabilsten erweist sich neben den Hornblenden und Klinopyroxenen vor allem die vulkanische Glaskomponente, aus welcher sich in erster Linie die neuen Tonminerale bilden.

Augenfällig zeigen verwitterte Trachyttuffe in der Tonmineralgarnitur eine deutliche Dominanz der Smectite (Montmorine), nur untergeordnet treten Kaolinit und Feldspäte (meist Sanidine) auf. Die Mineralkorrosionen und -neubildungen, welche die gesamte (früher mehrere hundert Meter mächtige) Tuffdecke erfaßt haben, lassen nach den zugehörigen Prozessen fragen.

Bei der Klärung entsprechender Vorgänge sind in diesem Zusammenhang vor allem zwei Faktoren zu berücksichtigen. Zum einen die regional-geologische Lage in einem Vulkangebäude mit den entsprechend zu erwartenden (post-)vulkanischen Ereignissen und zum anderen die gegenüber heute gänzlich unterschiedliche klimatische Situation (mit pedogenetischen Abläufen ähnlich in den heutigen Tropen) nach der Ablagerung.

Hinweise auf hydrothermale Prozesse sind nach VIETEN et al. (1988) bei einem Teil der später in die Trachyttuffdecke eingedrungenen Alkalibasalte zu finden (obwohl die basaltischen Schmelzen vom Chemismus her "trocken" sind). Nach BALLMANN (1972) weisen auch starke Mangananreicherungen auf Klüften des Ofenkaulberges auf spätvulkanische Vorgänge hin. In der roten Kontaktzone der Basaltintrusion am Weilberg ordnet MÜCKENHAUSEN (1967) die sich im Trachyttuff gebildeten Montmorine (Smectite) ebenfalls hydrothermalen Prozessen zu. Für ihn sind vor allem die entsprechenden Umwandlungen basischer Magmatite zu sogenannten vulkanogenen Edaphoiden, wie sie auch von JARITZ (1966) im Westerwald beschrieben werden, typisch. Nach MÜCKENHAUSEN (1967) wäre die Montmorillonit- (Smectit) Bildung bei hydrothermalen Vorgängen an Mg- und Ca-reiche Dämpfe und Lösungen gebunden; im basenarmen Milieu entsteht Kaolinit, welcher sonst bei pedogenetisch bedingten Prozessen intensive Verwitterungsverhältnisse anzeigt. Aus den Ergebnissen der Tonmineralsynthese ergibt sich als Entstehungsbedingungen beider Minerale die Notwendigkeit der Mobilisation von Kieselsäure und eine Entwicklung über amorphe Si-Al-Verbindungen (Allophane). Die von BALLMANN (1972) in den Trachyttuffen beobachteten Christobalite und Opale sprächen für derartige Bewegungen.

Diese Abläufe werden maßgeblich vom Grad der Stoffbewegung im Ausgangsgestein beeinflusst. Durch eine nur schwache Lösungsabfuhr steigt der pH-Wert an und es bildet sich Smectit, bei starker Stoffbewegung unter Zufuhr von Säuren entsteht Kaolinit. Somit wäre für den heute recht permeablen Trachyttuff eine deutliche Veränderung im Wasserhaushalt anzunehmen. Hierfür ist vermutlich die pleistozäne Heraushebung des Siebengebirges verantwortlich.

2.5 Exkursionsstandorte

Die einzelnen Halte sind so gewählt, daß man in einem Teil des Siebengebirges, zwischen Königswinter und Oberkassel, verschiedene Stockwerke des oligozänen Trachyttuffes in Aufschlüssen kennenlernen kann. Dazu gehören auch zwei holozäne Oberflächenböden, die sich aus saprolitisiertem und/oder hydrothermal zersetztem Trachyttuff bzw. seinen pleistozänen Derivaten (Gelisolifunktionsdecken) entwickelt haben.

2.5.1 Nachtigallental

Dieser tiefe Einschnitt schließt stellenweise das Grundgebirge und die hier unmittelbar aufliegenden ältesten Lagen des Trachyttuffes auf. In den liegenden Schiefern und Grauwacken erkennt man vereinzelt Spuren einer Tiefenverwitterung, welche am Vortag in Eifel und Hunsrück Hauptgegenstand der Exkursion war. Damit wird eine zeitliche Verbindung zu der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke hergestellt. Die hangenden oligozänen Trachyttuffe könnten daher eine Fortführung dieser Tiefenverwitterung anzeigen, wenn sich die Mineralumwandlungen als Produkt einer Saprolitisierung erweisen. Man muß dabei aber bedenken, daß die Trachyttuffdecke von ursprünglich mehreren hundert Metern nicht in einem Zuge entstand, sondern in mehr oder weniger dünnen Lagen aufwuchs. Eine synchrone (intensive) Verwitterung muß daher nicht "a priori" die Gesamtmächtigkeit erfaßt haben. Darüber hinaus ist in einem Vulkangebäude dieser Größenordnung auch mit postvulkanischen, bes. hydrothermalen Gesteins- und Mineralveränderungen zu rechnen. Der Exkursionsstandort liegt bei ca. 140m über NN also knapp 90m über dem heutigen Rhein. An einer Steige unweit des großen Parkplatzes sind verwittertes Grundgebirge und flachlagernde Trachyttuffdecke aufgeschlossen. Letztere führen zahlreiche Fremdeinschlüsse des tieferen Untergrundes, was auf eine relative Nähe zur Eruptionsstelle hindeutet. Diesbezügliche Faziesänderungen lassen sich talabwärts weiterverfolgen. Der einigermaßen feste, weißgraue Trachyttuff besitzt auffällige Eisenausfällungen, die nicht nur parallel zur Schichtung verlaufen.

Polarisationsoptisch werden sehr häufig Sanidine, weniger häufig Plagioklas, Quarz und Erzminerale angetroffen, schwach vertreten sind Biotit, Hornblende und Augit. Besonders die Feldspäte und die Fremdeinschlüsse sind randlich korrodiert. Oxide sind diffus und konzentriert in der Matrix verteilt, aber auch saumartig um einige Minerale angeordnet. Tonmineralogische Untersuchungen an Texturpräparaten zeigen überwiegend Smectit, der nach Glycerinbehandlung von 12,5 auf 18,0 Angström aufweitet. Außerdem werden geringe Mengen an Kaolinit sowie Feldspäte nachgewiesen.

Lage und Habitus lassen nach den Prozessen und Ursachen der Mineralumwandlungen fragen.

2.5.2 Weilberg

Dieser meistbesuchte geologische Aufschluß im Siebengebirge (Abb. 5) entstand durch tiefgreifenden Abbau der säulig abgesonderten Basalte. Er gibt wie kein anderer Einblick in den Aufbau und den Ablauf der vulkanischen Entwicklung. Man sieht, daß ein mächtiger Basaltstock von unten in den älteren, gut geschichteten Trachyttuff eingedrungen ist und diesen dabei aufgewölbt hat. Am Kontakt wurde der Trachyttuff thermisch verändert, was sich in einem rötlichen Band dokumentiert. Die Obergrenze des Basaltes ist unregelmäßig, so daß infolge der allgemeinen Landabtragung, der Basalt jetzt stellenweise die Oberfläche bildet, so im östlichen Teil des Steinbruchs. Schließlich sieht man in der Mitte des Aufschlusses, wie jüngerer, dünnflüssiger basaltischer Nachschub als Gang senkrecht durch die Basaltdecke drang und sich beim Eintritt in den hangenden Trachyttuff "tulpenförmig" zu einem mit Blockwerk gefüllten Trichter aufweitete.

Von der unteren Plattform (ca. 205m ü.NN) aus wurden Trachyttuffproben unmittelbar aus der Zerrüttungszone neben dem Basalt (Probe Weil 8) und etwas weiter davon entfernt (Probe Weil 9) entnommen,

ebenso aus dem visuell unverändert erscheinenden Trachyttuff, rechts entlang des tiefangelegten Weges zur Plattform (Probe Weil 4). Die Untersuchungen unter dem Mikroskop und mittels Röntgendiffraktometrie erbrachten folgende Ergebnisse.

Probe Weil 8: Dominanz von Sanidin, weniger häufig Plagioklas, Quarz, Hornblende und Erze. Matrix sehr stark mit Fe-Oxiden durchsetzt, welche aber auch oft umgewandelte Feldspäte umsäumen. Tonmineralogisch absolut vorherrschend ist Smectit, der sich von 12,7 auf 17,4 Angström aufweiten läßt, Kaolinit ist in vernachlässigbarer Menge nachzuweisen.

Probe Weil 9: Die Primärminerale sind genauso verteilt wie in Weil 8. Auffällig sind dagegen ehemalige Pyroxene, deren Form durch Erzminerale, vermutlich Titanit, nachgezeichnet werden. Der Mg-belegte Smectit weitet hier bis auf 18,2 Angström auf.

Probe Weil 4: Primärminerale wie in Weil 8 und Weil 9, es fehlt jedoch der Biotit. Alle Feldspäte sind randlich angewittert. Die vertonten Partien bestehen offensichtlich wieder fast nur aus Smectit (12,5 - 18,0 Angström). Die Basisinterferenz von Kaolinit ist deutlich.

In den relativ weichen Trachyttuff ist eine, sehr wahrscheinlich jungpleistozäne, Fließerde mit großen, eingeregeltten Basaltstücken und Lößlehm eingeschnitten. Darauf hat sich eine Parabraunerde-Braunerde gebildet, welche schon einige Jahre unter Abraum begraben ist.

2.5.3 Langenbergsiefen

Am Ausgang des E-W gerichteten Einschnitt des Tälchens "Langenbergsiefen" ist bei ca. 175m ü. NN ein alter Steinbruch erhalten, in dem auf Sanidintrachyt gebaut wurde. Dieser stellt (wie der Drachenfels ?) eine jüngere (Gang)Intrusion in die zuvor abgelagerte Trachyttuffdecke dar und wird zeitlich schon in das jüngere Miozän gestellt. Damit wäre die Intrusion auch jünger als die sog. "Hangenden Tertiärschichten" aus Sand und Ton. Unter dem Sanidintrachyt und dem umgebenden Trachyttuff sind 6 m graugrüner und 19 m blauer, plastischer Ton von einer Tiefbohrung (Stieldorf 1) angetroffen worden. Diese sogenannten "Liegenden tonigen Tertiärschichten" enthalten vorwiegend Kaolinit und Illit sowie Spuren von Serizit, Quarz und Feldspäten.

Obwohl kompakter als der Trachyttuff, enthält der Sanidintrachyt die gleiche Mineralparagenese: Sanidin (mm bis cm groß, tafeliger Habitus), Plagioklas, Quarz, Biotit, Hornblende, Augit und Erzminerale. Randlich angewitterte Feldspäte sowie aufgespaltene Biotite mit Oxideinlagerungen sind ebenso zu beobachten wie schwach interferierende, d.h. verwitterte Hornblenden. Makroskopisch sieht man manchmal auch Gläser. Unter den Tonmineralen dominiert wieder eindeutig der Smectit (12,9-18,7 Angström).

2.5.4 Bodenprofil Frankenforst I

In das Niveau einer Rheinhauptterasse (jMT?) ist hier bei ca. 193m über NN eine Delle eingetieft, die von ihren Hängen mit jungpleistozänen (?) Fließerden verfüllt wurde, so daß die Terrassenfläche wieder weitgehend egalisiert wurde. Die hohen Tonanteile resultieren einmal aus einer entsprechenden (s.o.) Prädisposition des Trachyttuffes und dann aus nachfolgenden Verwitterungs- und Bodenbildungsphasen, vermutlich der Eem-Warmzeit und des Holozän.

Feldbodenkundlich ist das Profil folgendermaßen gekennzeichnet.

Ah	0-3cm	hellgelblich grauer (2.5Y 6/2), carbonatfreier, schwach humoser, steiniger schluffiger Lehm; polyedrisch bis teilweise krümelig; hell gelbbraune (10YR 6/3) Flecken, stark durchwurzelt, hoher Anteil an Makroporen.
IISw	30-50cm	hell gelbgrauer (2.5Y 6/3), carbonatfreier, sehr schwach humoser, toniger Lehm; polyedrisch; stark braune (7.5YR 5/8) Rostflecken und sehr hell gelblich-graue (2.5Y 8/2) Flecken; weiße pulverige und olivgrüne Flächen; mittel durchwurzelt; Quarzitbrocken von 20 cm Durchmesser in 40 cm Tiefe
IIIf.Sd	50cm+	hell grünlich grauer (5Y 7/2), carbonatfreier, sehr schwach humoser, lehmiger Ton; polyedrisch bis kohärent; (grünlich) verwitterter Trachyttuff im Gesteinsverband erkennbar

Im Bohrstock waren zwischen 100 und 175cm wenig zersetzte Trachyttufflinsen grusiger Konsistenz und stellenweise schwarzbraune Fe- und Mn-Bänder erkennbar.

Damit handelt es sich um ein Mehrschichtprofil, in das sich der rezente Pseudogley hineinentwickelt hat. Falls die Deutung eines fossilen Bodenhorizontes zutrifft, könnte der IIIf.Sd-Horizont früher einmal typologisch zu einer Braunerde gehört haben.

2.5.5 Bodenprofil Frankenforst II

Nur unweit westlich von Profil I ist bei ca. 190m über NN ein ganz ähnlich aufgebautes Bodenprofil aufgeschlossen, das feldbodenkundlich und laboranalytisch wie folgt gekennzeichnet ist.

SwAp	0-25cm	sehr hell graubrauner (10YR 7/2), carbonatfreier, mittel humoser, schwach steiniger, schluffiger Lehm; feinpolyedrisch; hellrostfarbene Eisenoxide mit 1-2% Flächenanteil, 2-4mm Durchmesser; mittel durchwurzelt
IISw	25-65cm	sehr hell gelbgrauer (2,5Y 7/3), carbonatfreier, sehr schwach humoser, schwach steiniger, schluffiger Ton; polyedrisch bis kohärent; Eisenoxidflecken, einige braunschwarze Eisen-Manganverbindungen, mitteldurchwurzelt
Sd	65-95cm	sehr hellgelbgrauer (2.5YR 7/3), carbonatfreier, schwach humoser, sandig toniger Lehm; polyedrisch bis kohärent; gering durchwurzelt, auch abgestorbenes Wurzelwerk; große Eisenoxidflecken
IIICv	95-110cm	sehr hell graubrauner (10YR 7/3), carbonatfreier, sehr schwach humoser, sandig toniger Lehm mit über 90% Steingehalt (Basalt); ockerfarbene und braunschwarze Eisen-Manganverbindungen, auch Reduktionsfarben
IVCv	110-120cm	sehr hell gelbgrauer (2.5Y 7/3), carbonatfreier, mittel steiniger, sandig toniger Lehm; kohärent; Eisenoxidflecken und Reduktionsfarben

Auch dieser Pseudogley ist mehrschichtig, die Skelettanteile sind gelisolifuidal aus den Hauptterrassenschottern und von in Oberflächennähe anstehenden basaltischen Subvulkanen abgetragen und hierher transportiert worden.

Tabelle 1: Korngrößenverteilung (Gew%)

Horizont	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	Bodenskelett
SwAp	1,9	3,7	7,1	37,4	18,9	8,3	22,4	7,1
IISw	1,3	3,0	4,9	21,8	10,0	9,3	49,4	5,8
Sd	3,2	7,5	10,0	16,6	8,7	9,0	44,5	0,06
IIICv	13,3	10,7	9,9	16,0	12,1	10,5	27,2	93,2
IVCv	3,4	8,9	10,6	15,1	9,4	9,4	42,7	10,2

Tabelle 2: Porung (Vol%), Lagerungsdichte und gesättigte Wasserleitfähigkeit

Horizont	GVP	sGP	GP	MP	FP	dB (g/cm ³)	kf (cm/Tag)
SwAp	43,0	6,4	2,4	13,6	20,6	1,54	3,55
IISw	48,6	9,8	4,1	8,6	26,0	1,44	5,62
Sd	45,6	3,5	1,0	5,2	35,8	1,44	0,59
IIICv			nicht zu beproben				
IVCv	48,3	3,1	0,9	3,4	40,8	1,37	0,10

Die bodenphysikalischen Kenndaten (Tab. 1 u. 2.) spiegeln die oben angesprochene Sediment- und Bodengenese wider und einige daraus resultierende Eigenschaften des Pseudogleys.

Tabelle 3: pH Werte sowie Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte und Basensättigung

Horizont	pH H ₂ O	pH CaCl ₂	Corg (%)	N (%)	C/N	Basensättigung (%)
SwAp	4,8	4,2	1,5	1,2	12,9	35,2
IISw	4,8	4,2	0,2	0,4	5,4	72,6
Sd	4,8	4,3	0,1	0,2	4,3	88,1
IIICv	5,0	4,6	0,2	0,3	8,0	94,4
IVCv	5,1	4,6	0,1	0,2	5,2	90,9

Die Diskrepanz zwischen niedrigen pH-Werten und hohen Basensättigungen läßt sich nur durch die starke Beteiligung von Smectit am Tonmineralspektrum erklären. Während im SwAp-Horizont noch Kaolinit dominiert und auch Illit vertreten ist, nimmt Smectit, auf Kosten der beiden erstgenannten, nach der Tiefe hin deutlich zu. Das bedeutet, daß der Lößeinfluß schnell abnimmt und die tonmineralogische Prädisposition des Trachyttuffes im Unterboden voll durchschlägt, mit allen physikalischen und chemischen Konsequenzen.

2.5.6 Wasserbehälter Langemarckstraße

Dieser Aufschluß zeigt noch einmal das ganze Spektrum morphologischer und farblicher Umwandlungen und Sekundärbildungen des Trachyttuffes. Bei etwa 135m über NN und sehr nahe am Rhein im Bereich der Mittelterrasse gelegen, ist auch daran zu denken, daß die bandförmigen, schichtparallelen Eisenausfällungen durch Grundwasserabsätze in einem sich tieferlegenden Rheinbett entstanden sein könnten. Die Tonmineralanalyse erbringt fast dasselbe Resultat wie in den anderen Aufschlüssen: absolute Dominanz von Smectit (12,9-18,3 Angström), gefolgt von Kaolinit und etwas Illit. Die Ergebnisse der mikroskopischen Analyse sind identisch mit den anderen.

Insgesamt gesehen, gibt es für die intensive Mineralumwandlung des Trachyttuffes nach seiner Platznahme im O.Oligozän u.E. noch keine befriedigende Erklärung. Ein Vergleich mit den zonenhaft differenzierten Saproliten im devonischen Grundgebirge ist nicht ohne weiteres möglich. Besonders aus vulkanologischen Erwägungen müssen auch andere Ursachen in Betracht gezogen werden.

2.6 Literatur

- BALLMANN, P. (1972): Verwitterung und Mineralneubildung in tertiären Trachyttuffen des Siebengebirges unter Berücksichtigung der Ablagerungsverhältnisse.- Pedologie XXII (3), 328-355, 2 Abb.; Gent.
- BERG, D.E. (1964): Krokodile als Klimazeugen.- Geol. Rdsch. 54, 328-333, 1Abb.; Stuttgart.
- BURGHARDT, O. (1979): Siebengebirge - Landschaft im Wandel, mit einer Bodenkarte des Naturparks Siebengebirge 1:25000.- 62 S., 30 Abb., 2 Tab., Krefeld (GLA).
- CLOOS, H. (1948): Der Basaltstock des Weilberges im Siebengebirge.- Geol. Rdsch. 35, 33-35; Stuttgart.
- EHRlichMANN, F.J. & DONGUS, H. (1981): Das Klima des Tertiärs in Süddeutschland nach paläobotanischen Befunden.- Ber. z. dt. Landeskunde 55, 67 - 82.
- FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein - Laacher Vulkangebiet - Maargebiet der Westeifel - Vulkanologisch-petrologische Exkursionen.- Slg. geol. Führer, 56, 209 S., 46 Abb., 7 Tab., 5 Beil.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger) - 3. Aufl.
- GEBHARDT, H., HUGENROTH, P. & MEYER, B. (1969): Pedochemische Verwitterung und Mineralumwandlung im Trachyt-Bims, Trachyt-Tuff und in Trachyt-Mischsedimenten der Laacher Eruptionsphase.- Göttinger Bodenkundl. Ber., 11, 1-83; Göttingen.
- GREGOR, H.-J. (1980): Ein neues Klima- und Vegetationsmodell für das untere Sarmat (Mittelmiozän) Mitteleuropas unter spezieller Berücksichtigung floristischer Gegebenheiten.- Verh. Geol. B.-A., Jg.1979, Mi.3, S. 337 - 353.
- JARITZ, G. (1966): Untersuchungen an fossilen Tertiärböden und vulkanogenen Edaphoiden des Westerwaldes.- Diss. Bonn, 152 S.
- KOENIGSWALD, W.v. (Hrsg.) (1989): Fossilagerstätte Rott bei Hennef am Siebengebirge. Das Leben an einem subtropischen See vor 25 Millionen Jahren.- 82 S., 72 Abb., Siegburg (Rheinlandia).

- LIPPOLT, H.-J. (1982): K/Ar-Age determination and the correlation of Tertiary volcanic activity in central Europe.- Geol.Jb. D 52, 113-135, Hannover.
- MEYER, W. (1988): Die Entstehung der Trachyttuffdecke und einer Caldera im Siebengebirge.- Fortschr. Miner. 66, Beih. 2, 27-30; Stuttgart.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1967): Die Feinsubstanz vulkanogener Edaphoide.- Anal. Edaf. y Agrobiol. 26, 703-715, 15 Abb.; Madrid.
- OVERKOTT, E. (1961): Petrologische Untersuchungen an Trachyttuffen des Siebengebirges unter besonderer Berücksichtigung der trachytischen Bestandteile.- N.Jb. Miner., Abh. 95, 337-369.
- SCHWARZBACH, M. (1968): Das Klima des rheinischen Tertiärs.- Z. deutsch. geol. Ges. 118, 33 - 68.
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie.- 380 S., 191 Abb.; Stuttgart (Enke).
- TODT, W. & LIPPOLT, H.-J. (1980): K-Ar Age Determination on Tertiary volcanic Rocks: V. Siebengebirge, Siebengebirgs-Graben. - J. Geophys. 48, 18-27; Heidelberg.
- VIETEN, K., HAMM, H.-M., GRIMMEISEN, W. (1988): Tertiärer Vulkanismus des Siebengebirges.- Fortschr. Miner. Bd. 66, Beiheft 2, 1-42; Stuttgart.

3. Exkursion C:

Würmzeitliche Paläoböden am Mittelrhein (W. SCHIRMER)

3.1 Mittelwürmböden am Schwalbenberg bei Remagen

Wolfgang Schirmer¹

Lage: Nordpfeiler der Ahrtalmündung ins Rheintal im südlichsten Teil des Stadtgebietes von Remagen am sogenannten Schwalbenberg hinter dem Haus der Fa. WALTER, Sinziger Str.48 (Abb. 1).

Das Profil entstand durch Neuabgrabung des Hanges, um den Hang von den Häusern abzurücken. Die Besitzer werden die 20 m hohe Wand bald bepflanzen und bitten darum, in Zukunft keine weiteren Schürfe mehr vorzunehmen.

Jüngere Literatur zur Lokalität Schwalbenberg: BIBUS (1980: 150), APP et al. (1987), ZÖLLER & WAGNER (1989), SCHIRMER (1990a: 105).

3.1.1 Das Profil

Die seit über 100 Jahren wegen ihrer starken Lößdecke auf tiefster Mittelterrasse bekannte Lokalität Remagen-Schwalbenberg gewann jüngst als eines der vollständigsten Mittelwürm-Profile neue Bedeutung (SCHIRMER 1990a: 105).

Vereinfacht baut sich das Profil von oben nach unten folgendermaßen auf (Abb. 2):

- | | |
|--------------------|---|
| bis 1 m | am Terrassenunterrand akkumulierter kalkreicher B ₁ -Horizont der Oberflächen-Parabraunerde |
| <i>Oberwürm:</i> | |
| 2,9 m | äolischer Löß, im tieferen Teil mit Schwemmlöß und 2 Naßböden vom Gleytyp |
| <i>Mittelwürm:</i> | |
| 1,85 m | 4. <i>Sinziger Bodenfolge:</i> Drei braune Böden auf Löß, zwischen den oberen beiden ein Naßboden (Gleytyp) |
| 1,35 m | 3. <i>Oberer Mittelwürm-Löß:</i> Löß mit Naßboden vom Pseudogleytyp |
| 3,30 m | 2. <i>Remagener Bodenfolge:</i> Vier braune Böden mit zwischenlagernden Naßböden vom Pseudogleytyp. Der tiefste braune Boden (Remagener Boden 1) wird durch eine Schotterrinne erodiert und fehlt daher stellenweise. |
| 2,70 m | 1. <i>Unterer Mittelwürm-Löß:</i> Lößfließerden und Naßböden vom Gleytyp |

¹Anschrift: Prof. Dr. W. Schirmer, Abt. Geologie der Universität, Universitätsstr. 1, 4000 Düsseldorf

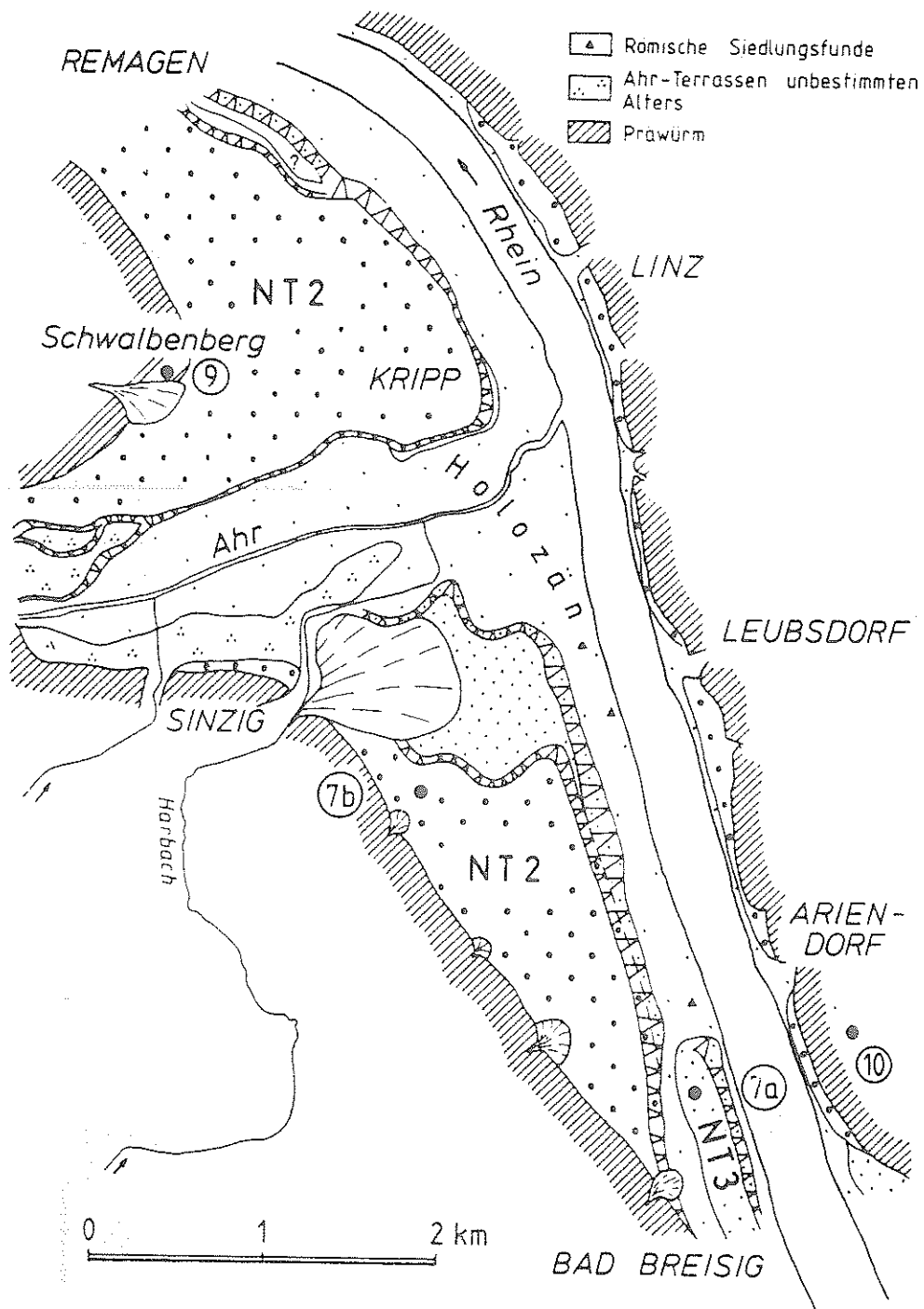


Abb. 1

Geologische Karte des Talbodens der Goldenen Meile. (aus SCHIRMER 1990c: 95).

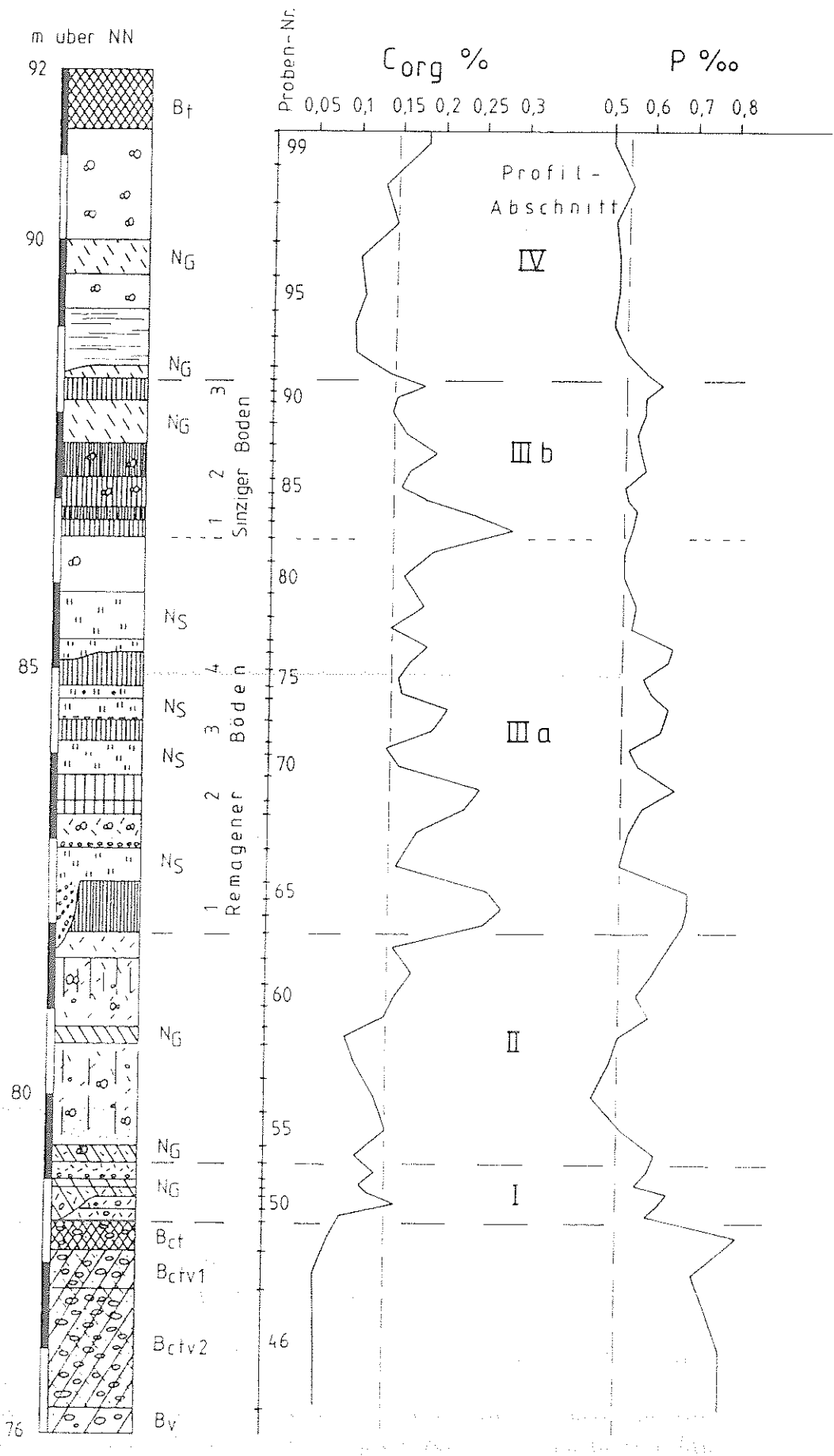


Abb. 2 Profil Remagen-Schwalbenberg (Juni 1989) mit Phosphor und organ. Kohlenstoffgehalten (aus SCHIRMER 1990a: 106, ergänzt).

0,70 m braune und rötlichbraune Lößfließerden mit Gerölllagen und Naßböden vom Gleytyp

Diskordanz: Unterwürm fehlt

Präwürm:

2,0 m Parabraunerde (B_1 -Horizont) auf Ahrschotter, oben stellenweise solifluktiv aufgearbeitet (M -Horizont) mit Schwemmlößlagen

6,0 m Rheinschotter mit B_v -Horizont der Parabraunerde

Liegendes nicht erschlossen

3.1.2 Profilcharakteristik

Der **Oberwürmlöß** (Abschnitt IV) hat typische hellgraugelbe Farbe, einen mittleren Kalkgehalt von 13,5%, niedrige org. Kohlenstoff-Werte und Phosphorwerte (Abb. 2). Nahe der Basis liegen Naßböden und feingebänderter Schwemmlöß; letzterer liegt diskordant auf. Diese tiefsten Oberwürmsedimente bergen die Dynamik, die verantwortlich ist, daß der darunter liegende Mittelwürmlöß in der gesamten Lößlandschaft so unterschiedlich stark erodiert ist.

Das darunter folgende **Mittelwürm** ist insgesamt sehr reich an braunen Böden und Naßböden. Unter den Naßböden treten solche vom Gleytyp auf (N_G), deren Horizont gleichmäßig reduziert erscheint, und solche vom Haftnässepseudogleytyp (N_S), deren Horizont helle Reduktionsflecken und Rostflecken aufweist.

Im höheren Teil (Abschnitt III) treten zwei Folgen brauner Böden auf, die **Sinziger** Bodenfolge (III b) und die **Remagener** Bodenfolge (III a), die durch eine Naßboden-Löß-Lücke (III a oben) getrennt werden. Dieser bodenreiche Abschnitt III ist durch allgemein höhere Kohlenstoff- und Phosphorwerte charakterisiert. Der organische Kohlenstoffgehalt zeichnet in hervorragender Weise die braunen Böden nach. Alle braunen Böden zeigen einen verminderten Kalkgehalt, am stärksten die beiden Böden Sinzig 1 und 2, die auch optisch die kräftigsten im Mittelwürm-Profil sind. Sie besitzen im jeweils oberen Bodenabschnitt noch 6,5% (Sinzig 1) und 7,5% Kalkgehalt (Sinzig 2). Welcher Anteil an diesem Restkalkgehalt einer sekundären Wiederaufkalkung zukommt, ist ungewiß.

Möglicherweise ist die Sinziger Bodenfolge nach oben hin wegen der Erosionsneigung im Hangenden unvollständig. Sie ist mit drei braunen Böden die kleinere Bodenfolge.

Die größere Remagener Bodenfolge enthält im tieferen Teil eine Erosionsdiskordanz in Form einer sandigen Kiesrinne. Auch hier könnte eine Lücke im Profil sein.

Der nächste tiefere Mittelwürm-Abschnitt II ist durch Lößfließerden geprägt. Teils sind sie hell, teils braun gefärbt, teils als graue Naßböden ausgebildet. Alle Fließerden haben einen sehr geringen Feinkiesgehalt und enthalten oft große rundliche oder längliche Schollen (bis 2 m lang) anderer Fließerdelagen. Das beweist starke Aufarbeitung durch Solifluktion in diesem Deckschichtenabschnitt.

Neben dem Oberwürmlöß (Abschnitt IV) erreichen die C- und P-Kurven im Abschnitt II ihre niedrigsten Werte. Demnach war es – wenigstens zeitweise – im tieferen Mittelwürm ähnlich vegetationsarm und kalt wie im Oberwürm.

Der kleine **Abschnitt I** unterscheidet sich von Abschnitt II nur dadurch, daß die Lößfließerden farblich wie stofflich sehr viel Liegendmaterial einer Schotterparabraunerde wie auch eines einst vorhandenen lessivierten Auensediments eingearbeitet haben. Reste aufgearbeiteter humoser Unterwürmböden machen sich vielleicht in einem erhöhten C-Wert (Probe 50) bemerkbar. Ansonsten ist dieser Abschnitt wegen des Fehlens der humosen Unterwürmböden bereits dem Mittelwürm zuzurechnen.

Die Erosionsphase im frühen Mittelwürm hat nicht nur die Unterwürmablagerungen, sondern auch Auenboden, Auensediment und obere Schotterteile der unterlagernden **Unteren Mittelterrasse** abgetragen. Was verbleibt, sind 8 m verbraunter Schotter mit einem $B_{tM} - B_{ct} - B_{ctv} - B_v$ -Profil. Der B_{tM} -Horizont (an der Profilstelle Abb. 2 nicht vorhanden) stellt eine Aufarbeitungslage der Schotterparabraunerde dar, der B_{ct} - bzw. B_{ctv} -Horizont eine Schotterparabraunerde mit Kalksinterkrusten auf der Gerölloberseite. Die obersten 2 m des Schotters sind graue, schieferreiche Ahrschotter, die tieferen 6 m hellere Rheinschotter.

3.1.3 Kriterien zur stratigraphischen Einstufung

Das Oberwürm ist an seinem die heutige Oberfläche begleitenden hellgraugelben Löß mit Naßböden zu identifizieren. Die Lössen im Liegenden des Oberwürms von Lößprofilen können aus lößstratigraphischer Sicht generell dem Mittelwürm, aber auch älteren Eiszeiten angehören.

Das Schotterunterlager der Lößdeckschicht gehört der tiefsten Mittelterrasse (Untere Mittelterrasse des Mittelrheins) an: Diese trägt, soweit bisher in anderen Aufschlüssen beobachtet, stets nur die Lößdeckschicht einer einzigen Kalkzeit. Sie gilt daher als vorletztglazial. Dem steht, wie unten folgt, auch im Aufschluß Schwalbenberg nichts entgegen. Die fossile Parabraunerde auf der Terrasse gehört demzufolge der Eem-Warmzeit an. Die bräunlichen und vernähten grauen Lößfließerden mit anschließenden Sequenzen der braunen Böden sind typisch für das Mittelwürm. Das Unterwürm mit seinen Humuszonen ist demnach der Abtragung durch Bodenfließen im frühen Mittelwürm zum Opfer gefallen. Diese Abtragung hat auch die eeminterglaziale Parabraunerde samt Auensedimente und oberste Schotterpartien mit erfaßt.

Die Einstufung der Lössen und braunen Böden unter dem Oberwürmlöß als mittelwürmzeitlich und nicht präwürmzeitlich wird noch durch weitere Kriterien gefestigt: Vom höheren Teil der Sinziger Böden am Schwalbenberg wenig südwestlich von hier beschreiben APP et al. (1987: 100) ein Artefaktinventar, das typologisch dem Übergang Mittel- bis Jungpaläolithikum zugeschrieben wird. Aus dem Artefakthorizont stammen ^{14}C -Daten von Mollusken mit Altern von 27890 ± 440 (Pta-2722) und 28080 ± 530 (Pta-2721) und ein TL-Alter von $31,3 \pm 2,6$ ka (ZÖLLER & WAGNER 1989).

Vergleicht man ferner die Abfolge der Deckschichtenabschnitte I – IV mit Würmklimakurven verschiedener Gebiete der Erde, so spiegelt sich hierin eine typische Mittelwürmabfolge mit kaltem Beginn (Löß des Abschnitts II), längerer Interstadialgruppe (Remagener Böden), kurzer Kaltphase (Löß des Abschnitts III a oben) und kürzerer Interstadialgruppe (Sinziger Böden). Besonders gut läßt sich der Mittelwürm-Klimarhythmus des Schwalbenbergs beispielsweise mit denjenigen der Inlandeiskurven Camp Century und Dye 3 von Grönland (DANSGAARD et al. 1984: 290), vergleichen (Abb.3), aber auch mit der Pollenkurve vom Grand Pile der Vogesen (WOILLARD & MOOK 1982: 159), mit der Tiefseebohrung KET

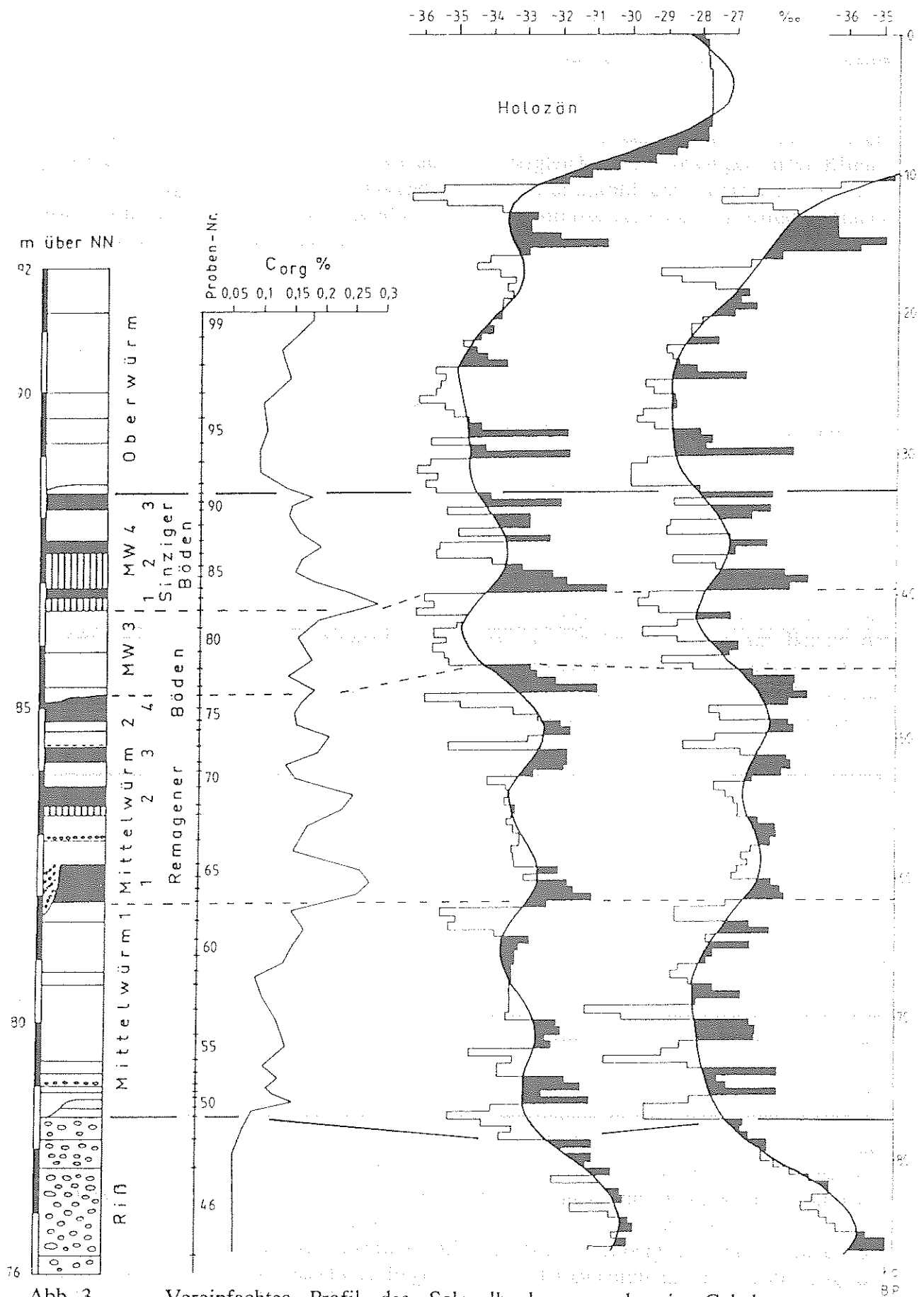


Abb. 3

Vereinfachtes Profil des Schwalbenbergs und sein Gehalt an organ. Kohlenstoff (nach SCHIRMER 1990a: 106, ergänzt) verglichen mit den $\delta^{18}\text{O}$ -O-Kurven des Grönlandeises aus den Bohrungen Dye 3 (links) und Camp Century (rechts) (nach DANSGAARD et al. 1984: 290).

8004 aus der Tyrhennis (PATERNE et al. 1986) und der antarktischen Eiskurve Vostok (GORDIENKO et al. 1983).

An der Identität des Mittelwürms am Schwalbenberg kann aus den genannten Gründen nicht gezweifelt werden. Das Profil stellt, wie aus dem Vergleich mit den oben genannten Klimakurven hervorgeht, ein äußerst vollständiges Mittelwürmprofil dar. Nicht nur die Kalt-Warm-Rhythmik, sondern auch die Mächtigkeitsverhältnisse der einzelnen Klimaabschnitte sind erstaunlich übereinstimmend.

3.1.4 Die Bedeutung des Schwalbenberg-Profiles

1. Die Kurve des organischen Kohlenstoffs im Schwalbenberg-Profil zeigt zu anderen Kurven mit Klimaaussagewert, wie $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven, Pollenkurven, Staubgehaltskurven im Gletschereis usw., hohe Vergleichbarkeit. Offensichtlich kommt dem Gehalt zu organischem Kohlenstoff innerhalb einheitlich geprägter Sedimente und einheitlichem Milieu ein hoher Wert als Anzeiger von Klimaschwankungen zu. Es ist klar, daß diese Aussage nur eingeschränkte Gültigkeit haben kann, z.B. in einem Milieu mit gehemmtem Humusabbau (Moor, Tschernosem etc.) nicht zutreffen kann.
2. Im Vergleich mit anderen rheinischen Lößprofilen demonstriert das Schwalbenberg-Profil zwei sehr ausgeprägte **Erosionsphasen** im Würm. Sie liegen jeweils am Beginn der beiden kältesten Perioden im Würm, nämlich am Beginn des Mittelwürms und am Beginn des Oberwürms. Beide waren sie sehr wesentlich landschaftsformend. Auf die Bedeutung dieser beiden Erosionsphasen in Hessen und Franken weist u. a. SEMMEL (1989) hin.

Diejenige am Beginn des Mittelwürms hat die Ablagerungen und Böden des Unterwürms, des Eems und der ausgehenden vorletzten Kaltzeit weitgehend abgetragen und umgelagert. So liegt am Mittelrhein die vorletztglaziale Untere Mittelterrasse bereits im Mittelwürm überall erodiert vor. (Mögliche präcemzeitliche Anteile an dieser Erosion werden bei SCHIRMER, 1990b: 103, diskutiert.) Eem- und Unterwürm-Bildungen sind daher nur selten in erosionsgeschützten Positionen erhalten.

Die Abtragungsphase am Beginn des Oberwürms hat die Mittelwürmbildungen großenteils bis ganz beseitigt und vielerorts den Aktionsbereich der Erosion des frühen Mittelwürms erreicht und fortgeführt. An vielen Stellen der Landschaft besteht die gesamte vorhandene Deckschicht nur aus Oberwürmlöß. Ihre Untergrenze gibt die heutigen Oberflächenformen in etwa vor.

Die Tatsache, daß das Mittelwürm am Schwalbenberg so einmalig vollständig erhalten blieb, ist einmal der Leelage in Bezug auf die Westwinde zu verdanken, zum andern der Hangfußlage in Bezug auf die Akkumulation durch Bodenfließen und Spülwirkung. Zum dritten aber lagen zur Zeit der frühen Oberwürmabtragung die Transportbahnen des Abtrags außerhalb der Profilposition. Das war vorher nicht immer so, wie die Abtragung im frühen Mittelwürm zeigt und die Spülrinne im tieferen Remagen-Abschnitt.

Die Vollständigkeit des Mittelwürm-Profiles am Schwalbenberg und die Seltenheit der Erhaltung dieser Sediment-Bodenfolge hebt die Größenordnung und Bedeutung der Abtragungsphase im frühen Oberwürm besonders hervor.

3. Immer wieder wird darauf hingewiesen, daß die Lössе unter dem hellen Oberwürmlöß weniger hell, eher bräuner sind. LÖHR & BRUNNACKER (1974: 179) deuten den bräuneren Löß als unter feuchteren Ablagerungsbedingungen entstanden. Das Schwalbenbergprofil zeigt, daß bei einem solifluktuiven Verfließen des an braunen Böden reichen Mittelwürms dieser Löß durch das eingearbeitete Bodenmaterial bräuner wird. Diese braune Färbung umgelagerten Bodenmaterials ist noch in der feingeschichteten Verspü-lungslage an der Basis des Oberwürms im Schwalbenbergprofil (Proben Nr. 93/94) in einzelnen Bändern enthalten.
4. Aus dem Schwalbenberg-Profil resultiert eine **Viergliederung** des terrestrischen Mittelwürms:

Mittelwürm 4 (Sinzig-Periode)

Kleinere Interstadialgruppe mit braunen Böden (Sinziger Böden), dazwischen auch Naßböden

Mittelwürm 3 (Oberer Mittelwürm-Löß)

Kurze Kaltphase mit Löß und basalem Naßboden

Mittelwürm 2 (Remagen-Periode)

Größere Interstadialgruppe mit braunen Böden (Remagener Böden), dazwischen Naßböden vom Pseudogleytyp.

Mittelwürm 1 (Unterer Mittelwürm-Löß)

Lößfließerden, z. T. braun oder als vergleyte Naßböden entwickelt

Das Mittelwürm 2-4 entspricht dabei der Sauerstoff-Isotopen-Stufe 3, das Mittelwürm 1 der Sauerstoff-Isotopen-Stufe 4.

Im Mittelwürm Mitteleuropas sind bisher meist 3 - 4 Interstadiale bekannt geworden, so die drei niederländischen Interstadiale Moershoofd (um 45.000 a BP), Hengelo (um 38.000 a BP) und Denekamp (um 30.000 a BP) (ZAGWIJN & PAEPE 1968: 145), die drei hessischen Mittelwürmböden: Gräselberger, Böckinger und Lohner Boden (SCHÖNHALS et al. 1964, BIBUS 1989).

Andere Interstadiale, wie z.B. die bisher aus dem rheinischen Löß beschriebenen Innerwürmböden (BRUNNACKER et al. 1977) oder die Interstadiale vom Ascherslebener See (MANIA & TOEPFER 1973) werden der niederländischen Gliederung zugeordnet. Durch das Schwalbenbergprofil mit seinen wenigstens 7 ausgeprägten Interstadialen ergeben sich nun wesentlich mehr Zuordnungsmöglichkeiten für Mittelwürminterstadiale europäischer Lokalitäten. Damit ist eine Überprüfung der Einstufung der bisherigen Interstadiale angezeigt. Da diese reiche Folge von Mittelwürmböden innerhalb der Datierungsmöglichkeit der ^{14}C -Methode (hier gerade noch) und derjenigen der TL-Datierung liegt, dürfte einer zukünftigen Zuordnung von Interstadialen zum Schwalbenberg-Profil nichts im Wege stehen. Datierungen des Schwalbenberg-Profiles sind in Arbeit.

3.1.5 Literatur

- APP, V., CAMPEN, J., DOMBEK, G. & HAHN, J. (1987): Eine altsteinzeitliche Fundstelle auf dem Schwalbenberg bei Remagen, Kreis Ahrweiler (Vorbericht). – Trierer Z. f. Gesch. u. Kunst d. Trierer Landes u. Nachbargeb., Beih. 9: 85–102; Trier.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – Frankfurter geow. Arb., D, 1: 295 S., Abb. 50 als Beil.; Frankfurt a.M.
- (1989), mit Beiträgen von RÄHLE, W. u. ZÖLLER, L.: 8. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden" der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 25.5 – 27.5 1989 in Heilbronn. Programm und Exkursionsführer. – 30 S., Tübingen (Geographisches Institut).
- BRUNNACKER, K., URBAN, B. & SCHNITZER, W.A. (1977): Der jungpleistozäne Löß am Mittel- und Niederrhein anhand neuer Untersuchungsmethoden. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 155 (2): 253–273; Stuttgart.
- DANSGAARD, W., JOHNSON, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C.U. & OESCHGER, H. (1984): North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. – Geophys. Monogr., 29: 288–298; Washington D.C..
- 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; Wiesbaden.
- MANIA, D. & TOEPFER, V. (1973): Königsau. Gliederung, Ökologie und mittelpaläolithische Funde der letzten Eiszeit. – Veröff. Landesmuseum Vorgeschichte Halle, 26: 164 S., 73 Taf., Abb. 6, 17, 19, 37, Tab. 7, 8, 11, 14 als Beilagen; Berlin.
- PATERNE, M., GUICHARD, F., LABEYRIE, J., GILLOT, P.Y. & DUPLESSY, J.C. (1986): : Tyrrhenian sea tephrochronology of the oxygen isotope record for the past 60.000 years. – Marine Geol., 72 : 259–285.
- SEMMELE, A. (1989): Paleopedology and geomorphology: examples from the western part of Central Europe. – Catena Supplement, 16: 143–162; Cremlingen.
- SCHIRMER, W. (1990a): Schwalbenberg südlich Remagen. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, 1: 105–108; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- (1990b): Terrassentreppe am Ostrand von Neuwied. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, 1: 99–104; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- (1990c): Die Goldene Meile. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, 1: 94–98; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).

- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 199–206; Öhringen.
- WOILLARD, G.M. & MOOK, W.G. (1982): Carbon-14 dates at Grand Pile: Correlation of land and sea chronologies. – Science, **215**: 159–161; Washington D.C..
- ZAGWIJN, W. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 129–146; Öhringen.
- ZÖLLER, L. & WAGNER, G.A. (1989): Strong or partial thermal washing in TL-dating of sediments ? – In: AITKEN, M.J. (ed.): Long and short range limits in luminescence dating. – Oxford Univ. Research Lab. for Archaeol. and Hist. of Arts, Occasional publ., **9**: 19 p. (without numbering); Oxford.

3.2 Niederterrassen der Goldenen Meile

Wolfgang Schirmer

Lage: Talweitung des Rheins im Bereich der Ahrmündung (vgl. Abb. 1 des vorhergehenden Textes und Abb. 1 dieses Textes).

Zusammenfassende Literatur: SCHIRMER 1990 a u. b

Zur Niederterrassen – Gliederung am Mittel- und Niederrhein

(nach SCHIRMER 1990b: 27–28)

KAISER (1903: 211) hat den Begriff Niederterrasse von Süddeutschland erstmals auf den Rhein übertragen. AHRENS (1927: 56) entdeckte eine Zweiteilung der Niederterrasse anhand der Laacher See-Tephra, die zeitlich zwischen der Bildung beider eruptiert wurde. Sie überlagert die ältere und ist in die jüngere eingearbeitet. STICKEL (1936: 354, 356) manifestiert für die beiden Terrassen die schon von AHRENS (1930) verwendeten Begriffe "ältere" und "jüngere" Niederterrasse.

Durch das Alleröd-Alter der Laacher See-Tephra konnte das Alter der Jüngeren Niederterrasse auf die Jüngere Dryas-Zeit eingeengt werden. Die Ältere Niederterrasse galt als die eigentliche würmzeitliche.

Nachdem ich am Obermain drei Würmterrassen nachweisen konnte, Reundorfer, Schönbrunner und Ebinger Terrasse (SCHIRMER 1983: 17), ließ sich auch am Rhein eine - noch deutlichere - Dreigliederung auffinden, zuerst im Düsseldorfer Raum auf beiden Rheinseiten (vgl. linksrheinisch Exkursion G), jüngst auch im Neuwieder Becken (Exkursion A8). Dabei beherbergt in diesen Fällen die bisherige Ältere Niederterrasse - nach der Ansprache der meisten Autoren - die Äquivalente der Reundorfer und Schönbrunner Terrasse des Obermain. Doch geschieht die Zuordnung der Niederterrassenflächen des Rheins zur Älteren oder Jüngeren Niederterrasse nicht bei allen Autoren in gleicher Weise. Daher kann nicht generell die Ältere Niederterrasse zur Aufteilung herangezogen werden.

In Anlehnung an die Bezeichnung der niederrheinischen Hauptterrassenglieder als HT 1-4 durch SCHNÜTGEN (1973), und der Mittelterrassen (MT 1-4) durch BRUNNACKER (1974) benutzte ich bisher die Arbeitsbezeichnungen NT 1-3 für die Dreigliederung der Niederterrassen und behalte sie hier bei.

Am Niederrhein und in der Niederrheinischen Bucht erhebt sich die Terrassenfläche der NT 1 4-6 m über die Fläche der NT 2, diese wiederum 1,5-2 m über die Fläche der NT 3. Die NT 1 ist im Rheintal als schmale Leiste am Rand der Talgrundebeine erhalten. Die NT 2 nimmt die weitesten Flächen ein, die NT 3 schmalere. An der unteren Erft dagegen ist die NT 1 die beherrschende Niederterrasse im Talgrund (vgl. Exkursion G).

Altersangaben für die NT 1 des Rheins fehlen bisher. Sie ist jünger als die Mittelterrasse 4 bzw. Untere Mittelterrasse, ist lößfrei und trägt nur einen Boden, den der heutigen Oberfläche, bei weitaus geringerer Verwitterung als die der UMT (vgl. Exkursion A8). Sie erweist sich damit als würmzeitlich. Die NT 2 war präböllingzeitlich abgeschlossen (vgl. Exkursion A7 und G4). Die NT 3 ist postalleröd und kaltzeitlich, also jüngerdryaszeitlich. THOSTE (1974: 54) trennte in der Niederrheinischen Bucht von der Jüngeren Niederterrasse (NT 3) noch eine "Unterstufe der Jüngeren Niederterrasse", eine Erosionsstufe ab, die an Hand von Frostbodenstrukturen noch der späten Jüngeren Dryas zugestellt werden muß. Ob ihr ein eigener Terrassencharakter zukommt, ist bisher nicht erwiesen.

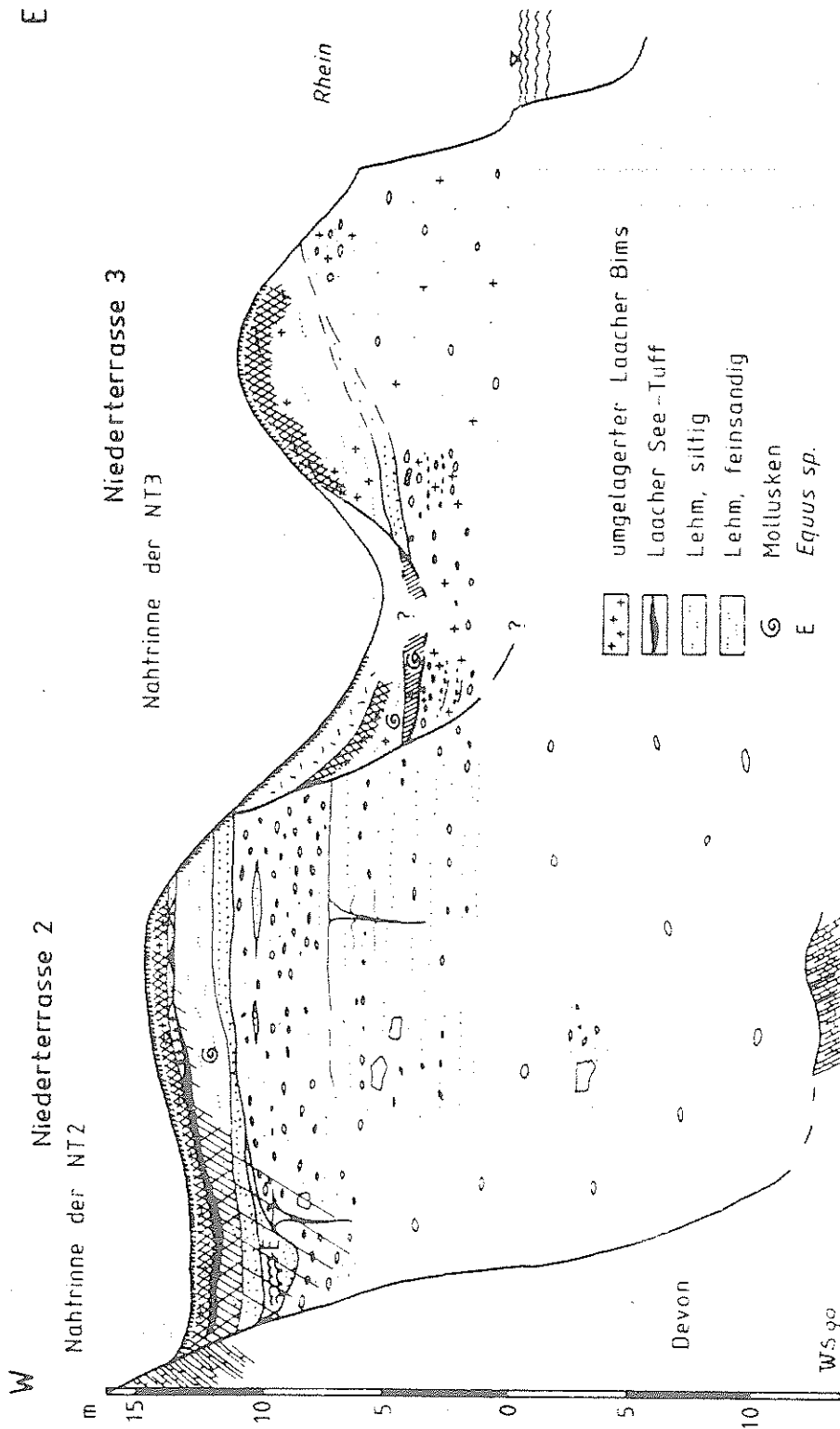


Abb. 1: Schematischer Schnitt durch die Niederterrassen der südlichen Goldenen Meile. Alle Profile sind nach Höhen über Rheinspiegel eingepaßt. Horizontale unmaßstäblich.

Am Obermain konnten die drei Niederterrassen als hochwürmzeitlich, nachhochwürmzeitlich präallerröd und jüngerdryaszeitlich datiert werden (SCHIRMER 1983: 20, 21). SCHELLMANN (1988) fand an der Donau und unteren Isar die gleichalte Würmdreigliederung, ebenso FELDMANN (1990) und FELDMANN et al. (1990) in der Münchner Schotterebene. FELDMANN kann dort die NT 1 mit dem Würm-Maximalstand des Ammersee-Gletschers verbinden.

Demnach dürfte die Dreigliederung der Niederterrassen als allgemeines Phänomen im Periglazialraum gelten und auch die NT 1 des Rheinlands das Hochwürm vertreten. Die NT 2 könnte dann den Zeitraum von etwa 18 000 bis ca. 14 000 BP ausfüllen, falls Bölling 13 500 BP einsetzt (vgl. JUVIGNÉ & WINTLE 1988: 102). Die NT 3 wurde im früheren Abschnitt der Jüngeren Dryaszeit abgelagert, denn am Niederrhein folgt noch die erwähnte spätjüngerdryaszeitliche Unterstufe, und am Obermain folgen ihr jüngerdryaszeitliche Aurinnenfüllungen (U. SCHIRMER & W. SCHIRMER 1988).

Literatur:

- AHRENS, W. (1927): Das Alter des großen mittelhheinischen Bimssteinausbruchs und sein Verhältnis zu den jüngsten Rheinterrassen. – Geol.Rdsch., **18**: 45–59; Berlin.
- (1930): Die Trennung der "Niederterrasse" am Mittel- und Niederrhein in einen diluvialen und einen alluvialen Teil auf Grund der Geröllführung. – Z. deutsch. geol. Ges. **82**: 129–141; Berlin.
- BRUNNACKER, K. (1974): Results of Quaternary stratigraphy on the middle and lower courses of the Rhine. – IGCP project 73/1/24: Quaternary glaciations in the northern hemisphere, report no. 1: 16–33; Prague (INQUA).
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. – Diss. Univ. Düsseldorf: 356 S., 2 Beil.; Düsseldorf.
- FELDMANN, L., GEISSERT, F., SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1990): Die jüngste Niederterrasse der Isar nördlich München. – N. Jb. Geol. u. Paläont. Mh., **1991** (3): 127–144; Stuttgart.
- JUVIGNÉ, E.H. & WINTLE, A.G. (1988): A new chronostratigraphy of the late Weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **38**: 94–105; Hannover.
- KAISER, E. (1903): Die Ausbildung des Rhein-Tales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Cölner Bucht. – Verh. 14. dt. Geographentag Cöln: 206–215; Berlin.
- SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und Donau unterhalb von Regensburg. – Inaug.-Diss. Univ. Düsseldorf, 332 S., 16 Beil.; Düsseldorf (Maschinenschrift). Erschienen in: Düsseldorfer Geogr. Schr., **29**, 1990.
- SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1988): Das Alter der Ebinger Terrasse. – In: SCHIRMER, W. mit Beiträgen von U.SCHIRMER, G.SCHÖNFISCH & H.WILLMES: Junge Flußgeschichte des Mains um Bamberg. – DEUQUA, 24.Tagung, Exkursion H: 10–13; Hannover.

SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – Geol. Jb., A 71: 11–43; Hannover.

--- (1990a): Die Goldene Meile. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, 1: 94–98; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).

--- (1990b): Der känozoische Werdegang des Exkursionsgebietes. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, 1: 9–33; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).

SCHNÜTGEN, A. (1973): Die Hauptterrassenfolge am linken Niederrhein aufgrund der Schotterpetrographie. – Inaug.-Diss. Univ. Köln; Köln.

STICKEL, R. (1936): Die genetische Gliederung und geochronologische Einstufung der Niederterrassenaufschüttungen am Mittel- und Niederrhein. – Decheniana, 93: 351–368; Bonn.

THOSTE, V. (1974): Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. – Inaug.-Diss. Univ. Köln: 130 S.; Köln.