

FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und
Westfalens

Morphologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Bereich
der Sötenicher und Blankenheimer Mulde - mit 3 Tabellen und 6
Abbildungen

Junge, Harald

1982

Digitalisiert durch die *Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main* im
Rahmen des DFG-geförderten Projekts *FID Biodiversitätsforschung (BIOfid)*

Weitere Informationen

Nähere Informationen zu diesem Werk finden Sie im:

Suchportal der Universitätsbibliothek Johann Christian Senckenberg, Frankfurt am Main.

Bitte benutzen Sie beim Zitieren des vorliegenden Digitalisats den folgenden persistenten
Identifikator:

[urn:nbn:de:hebis:30:4-190393](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hebis:30:4-190393)

Morphologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Bereich der Sötenicher und Blankenheimer Mulde

Harald Junge und Wolfgang Tillmanns

Mit 3 Tabellen und 6 Abbildungen

(Eingegangen am 8. 9. 1980)

Kurzfassung

Aus dem Bereich der oberen und mittleren Urft und angrenzender Gebiete werden 4 Flächenniveaus, zwischen diesen vermittelnde Streckhänge und Rumpftreppen sowie Flächenbuchten und Flächenstreifen beschrieben und charakterisiert. Die im Tertiär gebildeten Reliefelemente zeichnen sich durch mächtige Verwitterungsdecken aus. In diese sind überlagernder Löß, Lößlehm und Laacher See-Tuff unterschiedlich stark eingearbeitet. Flächen und Streckhänge können sowohl tonmineralogisch als auch schwermineralogisch von im Niveau der Flächen vorhandenen Karstspaltenverfüllungen unterschieden werden.

Abstract

From the area of the upper and middle Urft and her adjoining areas 4 surface levels, between these mediating stretching slopes and piedmont terraces as well as embayed planes and plane stripes have been described and characterized. The relief elements formed in the Tertiary are distinguished through thick weathering beds. Overlying loess, loess loam and Laacher See-Tuff are differently mixed with these due to bioturbation and solifluction. Surface levels and slopes can be differentiated from karst fissure fillings through both clay and heavy mineralogical studies.

1. Einleitung

Vom Geographischen Institut der Universität zu Köln sind in den letzten Jahren – unterstützt durch sedimentologische Untersuchungen – verstärkt großmaßstäbige Kartierungen in der Eifel (BREMER 1978, PFEFFER 1978) durchgeführt worden, um die Vorstellungen von der Morphogenese des Raumes durch diese Detailuntersuchungen zu präzisieren und gegebenenfalls zu modifizieren.

Dabei wurde für den Formenschatz der tertiären Reliefgeneration (BÜDEL 1977, 1979) anhand von Untersuchungen in den Tropen ein zunehmend verfeinertes Begriffsinstrumentarium geschaffen (BREMER 1971, 1972, 1973, 1975, 1978, 1979).

In diesem Beitrag soll versucht werden, die bei der noch nicht abgeschlossenen Kartierungsarbeit für einen Teilraum der Eifel erfolgte Zuordnung von Reliefelementen zur tertiären Reliefgeneration mit den Ergebnissen der Schwermineral- und Tonmineralanalyse von Proben, die an geomorphologischen Schlüsselstellen entnommen wurden, in Beziehung zu setzen.

2. Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Eifeler Nord-Süd-Zone, einer „Querdepression in den varistischen Faltenzügen“ (STRUVE 1961a), die wiederum in einzelne varistisch streichende Sättel und Mulden gegliedert ist. In der Eifeler Nord-Süd-Zone haben sich Reste der Sedimente der mitteldevonischen Meerestransgression und mesozoischer Deckschichten erhalten. Der Einzugsbereich der oberen und mittleren Urft (Abb. 1) als Schwerpunkt des Untersuchungsgebietes hat von Süden nach Norden Anteil am mittleren Abschnitt der Blankenheimer Kalkmulde, am Nettersheimer Sattel (STRUVE 1961b) und am Südwestteil der Sötenicher Kalkmulde.

Die Schichtenabfolge beginnt hier mit den Klerfer Schichten des Unter-Emsiums (OCHS & WOLFART 1961). Mit den Heisdorfer Schichten des Ober-Emsiums ist das Einsetzen einer Karbonatkomponente zu verzeichnen. In der Stratigraphie schließen sich die Eifel-Stufe und die Givet-Stufe an, die petrographisch als Kalksandstein, Dolomit-Mergel, Kalkmergel und Kalkstein ausgebildet sind. Die Muldenkerne werden von stratigraphisch nicht exakt einzuordnenden Dolomiten aufgebaut (HENNICKE 1972). Im Nordwesten und Südosten des Unter-

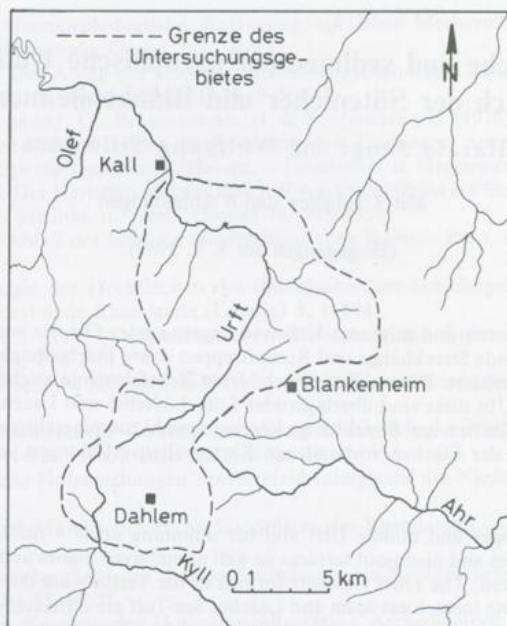


Abbildung 1. Übersichtskarte mit engerem Arbeitsgebiet.

suchungsgebietes lagert den Schichten des Devons diskordant der Mittlere Buntsandstein auf (HENNICKE 1972, OCHS & WOLFART 1961). Dieser liegt in Konglomeratlagen, die von einzelnen Sandsteinbänken durchzogen werden, vor.

Das Untersuchungsgebiet wurde so gewählt, daß es räumlich an zum Teil noch laufende Kartierungsarbeiten des Geographischen Instituts der Universität zu Köln anschließt. So kann im N und NW an die Kartierung von ZEESE (1978) angeknüpft werden. Für den Bereich der Ahr liegen Arbeitsergebnisse von ZENSES (1978) vor, und südlich der Kyll schließt sich das Arbeitsgebiet von PFEFFER (1978) an. Hinsichtlich der geomorphologischen Erforschung des Untersuchungsgebietes und angrenzender Räume seien an älteren Arbeiten KURTZ (1913), KIRCHBERGER (1917) und STICKEL (1927) genannt.

Mit den jüngeren Arbeitsergebnissen von RICHTER (1962, 1969), der für die Nordeifel eine Flächentreppe mit 11 Niveaus postuliert, setzen sich ZEESE (1978) und BREMER (1978) kritisch auseinander. Aussagen zur Geomorphologie finden sich ferner bei OCHS & WOLFART (1961), die für den Bereich der Blankenheimer Mulde eine starke Anpassung der Morphologie an die Struktur konstatieren, und bei HEMPEL (1971). HENNICKE (1972) hat die Sötenicher Kalkmulde unter hydrogeologischen Gesichtspunkten bearbeitet und eher aktualistisch ausgerichtete Aussagen zur Morphologie gemacht.

MÜCKENHAUSEN, BECKMANN, SCHRÖDER & STEPHAN (1975) untersuchten Paläoböden, Spalten- und Dolinenfüllungen im karbonatischen Gestein der Sötenicher Kalkmulde. Eine geomorphologische Detailkartierung des Untersuchungsgebietes liegt bisher nicht vor.

3. Beschreibung und Deutung des Formenschatzes

Beherrschende Reliefelemente sind im Untersuchungsgebiet zu unterschiedlichen Niveaus gehörige Rumpfflächen, die die hier anstehenden Gesteine stark wechselnder Widerständigkeit nahezu unterschiedslos schneiden und weitflächig mit Paläoböden bedeckt sind (MÜCKENHAUSEN 1953, 1958, 1978). Die Niveaus kennzeichnet Höhenkonstanz bei geringer Vertikaldistanz zu tieferliegenden Niveaus (vgl. Abb. 2). Das Höchste der auskartierten Niveaus liegt weitgehend um NN + 585 m. Von Höhen nahe NN + 600 m im SW dacht es sich nach NE auf einer Entfernung von 15 km auf Höhen um NN + 575 m ab, was einem Gefälle von 0,16 % entspricht. Dem 585-m-Niveau sind als Schildinselberge anzuspreekende Kuppen (ZEESE 1978)

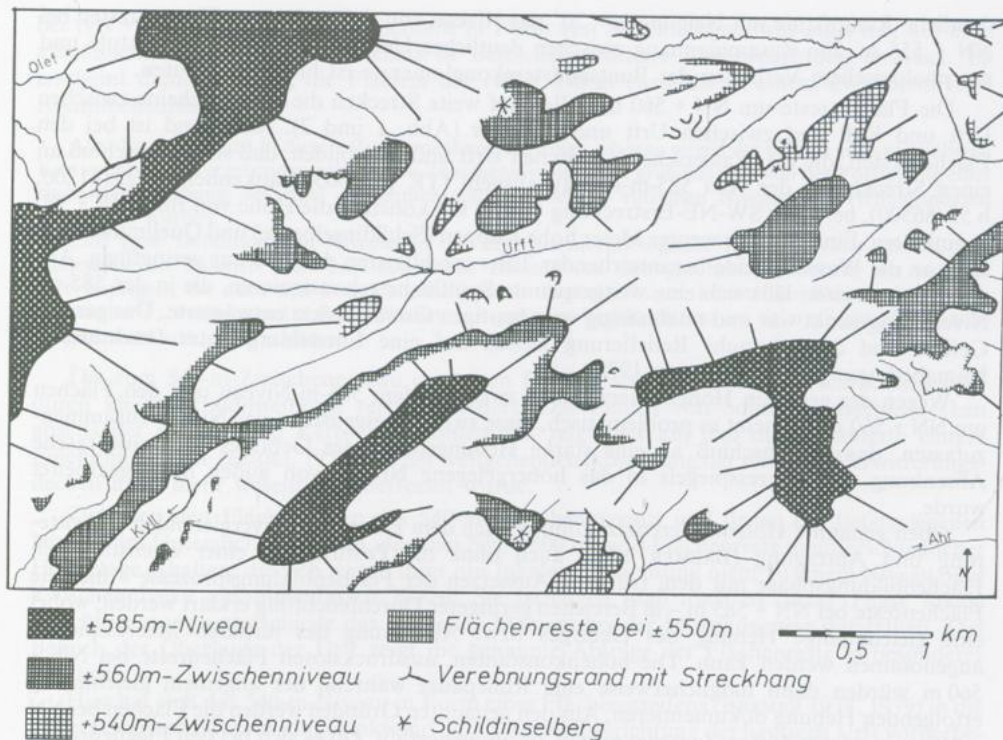


Abbildung 2. Formen der tertiären Reliefgeneration am Oberlauf der Urft.

aufgesetzt, die teils strukturbedingt (Krekeler Heide NN + 607,2 m, Schildinselberg (TK 25 5505 Blankenheim r 25/37175, h 55/93740) auf Ems-Quarzit (HENNICKE 1972) sind, teils aber auch unabhängig von der Petrovarianz auftreten (Milzenhäuschen NN + 588,9 m, Schildinselberg auf Tonstein; TK 25 5505 Blankenheim r 25/40140, h 55/90940).

Das 585-m-Niveau bildet auf weite Strecken die Wasserscheide zwischen Urft und Olaf.

Unterhalb des 585-m-Niveaus sind Flächen um NN + 560 m ausgebildet, die kranzförmig die Flächen des höhergelegenen Niveaus umschließen, aber auch isoliert auftreten. Der Übergang vom 585-m-Niveau zu den Flächen um NN + 560 m erfolgt in Form von Streckhängen (BREMER 1978, 1979), wobei in der Regel Neigungen von 7° nicht überschritten werden.

Als Streckhänge wurden im Gelände solche Reliefelemente angesprochen, die zwischen Rumpfflächen vermitteln, Neigungen von 10° nicht überschreiten (BREMER 1978), Reste einer nicht oder nur wenig umgelagerten tertiären Verwitterungsdecke tragen und denen eine Solifluktionsschuttdecke als Zeugnis einer wirksamen Überformung im Periglazialbereich fehlt oder, schwach ausgebildet, nur punktuell auflagert.

Damit dürfte der Forderung von PFEFFER (1978), Streckhänge als Formen der tertiären Reliefgeneration nach objektiven Kriterien abzugrenzen, Rechnung getragen sein.

Als Beispiel sei ein im Sommer 1979 in seiner gesamten Länge von 250 m durch einen Graben aufgeschlossener Hang nordwestlich von Schmidheim angeführt (TK 25 5505 Blankenheim r 25/39350, h 55/87600). Dieser Hang auf Tonstein vermittelt zwischen Flächenresten bei NN + 560 m und solchen bei NN + 545 m.

Der Aufschluß zeigte durchgängig Reste eines tertiären Graulehms (MÜCKENHAUSEN 1978) mit Wurzeln einer tertiären Rotverwitterung. Zwar waren Hakenschlagen der Gesteinsschichten und eine kryoturbierte Durchmischung des oberflächennahen Bereichs in Ansätzen zu beobachten, aber eine Solifluktionsschuttdecke fehlte auch dort, wo der Hang auf eine mit 1° geneigte Fläche auslief, völlig.

Dort, wo das 585-m-Niveau auf Buntsandstein ausgebildet ist (Gebiet der Heideköpfe nördlich von Dahlem, TK 25 5605 Stadtkyll r 25/41000, h 55/84000), trennt jedoch eine

deutliche Rumpfstufe mit Neigungen $> 20^\circ$ das Niveau von tiefergelegenen Flächenresten bei NN + 555 m. Ein Zusammenhang zwischen deutlicher Herausbildung der Rumpfstufe und morphologischem Verhalten der Buntsandsteinkonglomerate ist hier zu vermuten.

Die Flächenreste um NN + 560 m stellen auf weite Strecken die Wasserscheide zwischen Urft und Kyll und zwischen Urft und Ahr dar (Abb. 1 und 2). Auffallend ist bei den Flächenresten, die die Wasserscheide zwischen Urft und Ahr bilden, daß sie im Anschluß an einen Streckhang, der vom 585-m-Niveau ausgeht (TK 25 5505 Blankenheim r 25/41200, h 55/86500), bei einer SW-NE-Erstreckung von 10 km konstant die Höhe von rund NN + 560 m einhalten. Einzelne, nur wenige Meter hohe Kuppen (Schildinselberge) und Quellmulden bis nahe an die Wasserscheide heranreichender Täler modifizieren das Bild nur geringfügig. Aus den Flächenresten läßt sich eine weitgespannte Spülfläche rekonstruieren, die in das 585-m-Niveau eingesenkt war und unabhängig vom heutigen Gewässernetz entwässerte. Das geringe Gefälle und die schwache Relieffierung weisen auf eine Entstehung unter feuchtheißen Klimabedingungen hin (BREMER 1978).

Wegen des geringen Höhenunterschiedes zwischen dem 585-m-Niveau und den Flächen um NN + 560 m erscheint es problematisch, diese zu einem eigenständigen Niveau zusammenzufassen, das im Anschluß an eine starke Hebungsphase des Gebirges oder eine rasche Absenkung des Meeresspiegels in das höhergelegene Niveau von außen hineingearbeitet wurde.

Oben genannte Höhendifferenzen können nach dem Prinzip der divergierenden Verwitterung und Abtragung (BREMER 1971) auch ohne die Postulierung einer eigenständigen Flächenbildungsphase mit dem früheren Aussetzen der Flächenbildungsprozesse – hier die Flächenreste bei NN + 585 m – in Bereichen geringerer Durchfeuchtung erklärt werden, wobei eine gleichmäßige Hebung des Gebirges bzw. Absenkung des tertiären Meeresspiegels angenommen werden kann. Die höhenkonstanten, ausdruckslosen Flächenreste bei NN + 560 m würden dann möglicherweise eine Ruhepause während der allgemein gleichmäßig erfolgenden Hebung dokumentieren. Aus den genannten Gründen werden die Flächen bei NN + 560 m zu einem 560-m-Zwischenniveau zusammengefaßt. Ob es sich bei den Flächenresten bei NN + 560 m um ein eigenständiges Niveau handelt, kann letztlich auch wegen der Begrenztheit des kartierten Raumes nicht entschieden werden.

PFEFFER (1978) hat im Bereich der Südeifel ein Niveau – nach seiner Terminologie das N-VI-Niveau – von 40 km Nord-Süd-Erstreckung auskartiert, das sich nach Süden von NN + 580 m auf 560 m abdacht. Diesem Niveau könnten die Flächenreste bei NN + 560 m im Untersuchungsgebiet zugehörig sein, wenngleich hier ein Ansteigen der Flächenreste des Niveaus auf NN + 580 m nur dann angenommen werden kann, wenn Streckhänge, die vom 585-m-Niveau ausgehen, mit hinzugezogen werden.

Die hier als Niveau angesprochenen Flächenreste bei NN + 585 m liegen höhenmäßig zwischen PFEFFERS N-VI-Niveau und seinem N-VII-Niveau, das bei NN + 610 m ansetzt und bis auf 630 m ansteigt. Letztgenanntes Niveau taucht im Untersuchungsgebiet nicht auf. Südwestlich von ihm steigt das Relief von Flächenresten des 585-m-Niveaus unmittelbar zu den bei PFEFFER (1978, S. 98) angeführten lokalen Verebnungen zwischen NN + 640 und 660 m an. Hingegen belegen die Kartierungen von BREMER, SCHNÜTGEN & SPÄTH (1978) an der Eifelhochfläche südlich Kehlberg ein Niveau, das zwischen NN + 580 m und NN + 600 m liegt, von Schildinselbergen überragt wird und so von der Beschreibung her dem hier auskartierten 585-m-Niveau entspricht. Sollten die Flächen genetisch zusammengehören, was durch die Kartierung der zwischen ihnen anzutreffenden tiefergelegenen Flächen nachweisbar wäre, so würde das bedeuten, daß zwischen der Sötenicher Kalkmulde und dem Raum Kehlberg (Luftlinie 30 km) im Anschluß an die Bildung des 585-m-Niveaus keine tektonischen Verstellungen mehr stattgefunden haben.

Geländebegehungen südlich Zilsdorf ergaben, daß auch hier auf der Wasserscheide zwischen Kyll und Ahr (TK 25 5606 Üxheim r 25/53000, h 55/71000) Flächenreste bei NN + 580 m erhalten sind. Sie sind mit Graulehmen bedeckt und werden von einzelnen Vulkankuppen überragt.

Unterhalb des 560-m-Zwischenniveaus sind im Arbeitsgebiet Flächen bei NN + 540 m weit verbreitet. Sie bilden im NE die Wasserscheide zwischen Urft, Erft und Ahr und sind unter anderem südöstlich von Nettersheim (TK 25 5405 Mechernich r 25/45500, h 55/93000) sowie südlich von Sistig (TK 25 5505 Blankenheim r 25/36500, h 55/71000) durch eine deutliche Rumpfstufe vom 585 m-Niveau abgesetzt. Der Übergang vom 585-m-Niveau zu den Flächen

bei NN + 540 m erfolgt jedoch ebenfalls in Form von Streckhängen, was auch hier auf eine allmähliche Tieferlegung des Reliefs in Bereichen größerer Durchfeuchtung hinweist. Es erscheint damit sinnvoll, die Flächen um NN + 540 m ebenfalls zu einem Zwischenniveau zusammenzufassen.

Allerdings stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, ob man wegen der bei den großmaßstäbigen Kartierungen sich ergebenden zahlreichen Zwischenniveaus nicht grundsätzlich von der Vorstellung einer ruckartigen Hebung der Eifel abkommen sollte, wobei die einzelnen Niveaus den Hebungsphasen zugeordnet wurden.

Eine neue Definition von Niveaus in der Eifel als morphologische Korrelate einer tektonischen Ruhepause im Rahmen einer kontinuierlichen Hebung des Gebirges bzw. Absenkung des tertiären Meeresspiegels, die auch den Durchfeuchtungsfaktor berücksichtigte, könnte das Phänomen deutlich abgrenzbarer, weitgespannter Rumpfflächen mit geringer Vertikaldistanz zu tiefergelegeneren Rumpfflächen wohl adäquater erklären.

Die zum 540-m-Zwischenniveau gehörigen Flächen sind besonders auf Karbonatgestein durch kleine Schildinselberge reich gegliedert. Das Fehlen von Solifluktionsschuttdecken abseits der pleistozänen Kerb- und Sohlentäler zeigt hier an, daß die exhumierte Untere Einebnungsfläche (BÜDEL 1957) seit der weitgehenden Abspülung der tertiären Verwitterungsdecken nicht mehr wesentlich überformt wurde.

Zwischen den Flächenresten des 540-m-Zwischenniveaus und denen des tiefstgelegenen Niveaus im Untersuchungsgebiet, dem bei NN + 500 m, sind Flächenreste in unterschiedlicher Höhenlage erhalten, die sich wegen ihrer nur lokalen Verbreitung nicht zu einem Niveau oder Zwischenniveau zusammenfassen lassen. Sie bezeugen, daß auch in dieser Phase lokale Durchfeuchtungsunterschiede das steuernde Element bei der Morphogenese darstellten. Der Bereich des Oberlaufs der Urft zeigt die genannte Abfolge der Flächenreste in besonderer Klarheit.

Hier hat sich das 540-m-Niveau in Form eines Flächenstreifens (BREMER 1978, 1979) in die höhergelegenen Niveaus eingesenkt und damit die Abflußrichtung der heutigen Urft vorherbestimmt. Bei der weiteren Tieferlegung des Reliefs sind entlang des Oberlaufs der heutigen Urft untergeordnete Flächenstücke bei NN + 525, 520 und 510 m stehengeblieben. Sie zeigen Reste einer tertiären Verwitterungsdecke und stehen für Stadien der Tieferlegung des zugehörigen Flächenstreifens. Aus der Zusammenschau der Flächenreste gleicher Höhenlage lassen sich kleine intramontane Ebenen (BREMER 1975) rekonstruieren. Allgemein belegt die zunehmende Verschmälerung der tiefergelegenen Flächenstreifen eine Konzentration der Denudation auf Bereiche höherer Durchfeuchtung.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß die Tieferlegung des Reliefs seit oder mit Anlage des 560-m-Zwischenniveaus bevorzugt am Rande des 585-m-Niveaus erfolgte, während die südöstlich angrenzenden Bereiche mit Karbonatgestein, die ja gegenüber der chemischen Verwitterung generell wesentlich anfälliger sind, als Hochgebiet erhalten blieben und heute die oberirdische Wasserscheide zwischen Urft und Ahr bilden. Somit kann vermutet werden, daß schon bei der Einsenkung des 540-m-Zwischenniveaus in die höhergelegenen Flächen das Zuschußwasser von den Flächen des 585-m-Niveaus die Tieferlegung an dieser Stelle begünstigte.

Das tiefstgelegene Niveau (Zwischenniveau) im Arbeitsgebiet, das 500-m-Niveau, hat besonders im Bereich der Sötenicher Kalkmulde weite Verbreitung. Es ist dort durch zahlreiche Schildinselberge stark gegliedert. Eine durchgängige Rumpfstufe als Abgrenzung zum 540-m-Zwischenniveau fehlt. Das tiefergelegene Niveau greift vielmehr in Form von Flächenstreifen in die höhergelegenen Flächen. Nach NE wachsen die Flächenstreifen, die eine Anlehnung an den geologischen Untergrund anzeigen, zu einer einheitlichen Fläche zusammen.

Das Gefälle des Niveaus ist nach NE gerichtet, so daß für die Zeit der Ausbildung des Niveaus eine Entwässerung in diese Richtung angenommen werden kann, wie es auch von MÜCKENHAUSEN, BECKMANN, SCHRÖDER & STEPHAN (1975) angegeben wird.

Unterhalb des 500-m-Niveaus war die tertiäre Tiefenverwitterung nur noch linear wirksam. Wie das Beispiel des Eichthals zeigt, lehnte sich in dieser Phase der Reliefentwicklung die Tiefenverwitterung eng an Verwerfungszonen an, wodurch ein mehrmaliges, geometrisch exaktes Abknicken des Talverlaufs bedingt ist. Solche Talverläufe sind typisch für Flüsse in den Tropen (BREMER 1977). Ein mehr als 10 m mächtiges Verwitterungsprofil an einem Hang

des Eichtals belegt die Intensität der Tiefenverwitterung. Gleichzeitig kann wegen des Fehlens einer Solifluktionsschuttdecke am betreffenden Talhang angenommen werden, daß das Eichtal schon mindestens bis zur Obergrenze des Verwitterungsprofils bei NN + 470 m eingetieft war, bevor die Mechanismen der pleistozänen Taleintiefung wirksam wurden.

Der lokale Vorfluter, die Urft, mußte damit ebenfalls schon bis zu dieser Höhenlage in das Relief eingetieft gewesen sein und somit schon die heutige Abflußrichtung senkrecht zum Gefälle des 500-m-Niveaus eingenommen haben. Als mögliche Erklärung für diese Änderung des Abflußverhaltens bieten sich tektonische Bewegungen im Bereich der Rureifel an.

Für die Flächen im Untersuchungsgebiet kann hingegen aufgrund des beschriebenen Formenschatzes eine tektonische Verstellung im Anschluß an die Ausbildung des ältesten Niveaus ausgeschlossen werden. Schon vor der pleistozänen Taleintiefung hatten die Formungsprozesse der tertiären Reliefgeneration im Untersuchungsgebiet ein reich gegliedertes Relief mit Höhenunterschieden von mehr als 130 m geschaffen, das durch mit Schildinselbergen besetzte Rumpfflächen, Flächenstreifen, Rumpfstufen und Streckhänge gekennzeichnet war. Die Morphogenese war in Bereichen mit Karbonatgestein von tiefgreifenden Verkarstungsprozessen begleitet, wie die untersuchten Schlottenfüllungen belegen.

4. Profilbeschreibung und Probenentnahme

Zur sedimentpetrographischen Charakterisierung des geomorphologischen Formenschatzes wurden im Gelände Proben entnommen. Die Probenentnahme erfolgte auf Flächen und Streckhängen mit Bohrstock und durch Schürfung. Die Probenentnahme von den Schlotten konnte in Steinbrüchen unmittelbar aus dem Aufschluß vorgenommen werden. In Tab. 1 sind die Proben nach geomorphologischen Gesichtspunkten geordnet.

Proben-Nr.	Probenentnahmeort	Höhenlage (m ü. NN)	Entnahmetiefe (in cm)	geomorphologische Ansprache
JP 3	Birkenheck	578	40	+ 585 m-Niveau
JP 35	Forst Schmidtheim	583	50	+ 585 m-Niveau
JP 1	Talschluß Urft	550	40	Streckhang
JP 11	SE Buchenhof	540	50	+ 540 m-Zwischen-niveau
JP 12	NW Dahlem	537	50	"
JP 13	NW Dahlem	537	70	"
JP 28	Küchelerheck	545	40	"
JP 29	Küchelerheck	545	80	"
JP 16	Ermesberg	540	70	Karstschlotte (randlich zum + 540 m-Zwischen-niveau)
JP 15	Ermesberg	540	130	"
JP 14	Ermesberg	540	170	"
JP 9	Ermesberg	540	180	"
JP 8	Ermesberg	540	200	"
JP 10	Ermesberg	540	230	"
JP 33	Küchelerheck	540	50	+ 540 m-Zwischen-niveau
JP 22b	Steinbruch SE Rinnen	510	40	+ 500 m-Niveau
JP 34	Rosen	495	50	+ 500 m-Niveau
JP 31	Junckerheid	495	40	Streckhang
JP 19	Junckerheid	495	60	Streckhang
JP 22	Steinbruch SE Rinnen	510	15 m	Karstschlotte
JP 23	Steinbruch SE Rinnen	510	15 m	Karstschlotte
JP 24	Steinbruch SE Rinnen	510	150 cm	Karstschlotte
JP 32	Eichtal	470	4 m	Flächenstreifen

Tabelle 1. Übersichtstabelle zu den untersuchten Proben.

Ein typisches Schlottenprofil zeigt Abb. 3. Während die Sedimente auf den Flächen sowohl von der Körnung als auch von der pedologischen Überprägung stärker differenziert sind, zeigen die Sedimente auf den Streckhängen einen zumindest von der pedologischen Überprägung her einheitlichen Aufbau. Hierbei handelt es sich weitgehend um Graulehme, deren Färbung auf ein reduzierendes Milieu bei und/oder nach der Bildung zurückzuführen ist.

5. Sedimentpetrographischer Befund

Auf den Flächen finden sich sowohl tonige wie auch schluffig-sandige Deckschichten, die faziell eng miteinander verzahnt sein können. Typisch für die Flächen ist das Auftreten von Bohnerzen und Quarzrestschottern. Die Deckschichten auf den Streckhängen sind insgesamt tonig-schluffig ausgebildet. Die auf diesen vorhandene Quarzrestschotterstreu ist durch Umlagerung aus höher gelegenen Flächen bedingt. Die Sedimente in den Karstschlotten zeigen in Bezug auf ihre Körnung die weitestgehende Differenzierung. Ihr Korngrößenspektrum reicht von der Ton- bis in die Kiesfraktion. Die Lagerungsverhältnisse in den Karstschlotten (vgl. Abb. 3) machen es wahrscheinlich, daß die Verfüllung relativ kurzfristig durch Versturz der hangenden Sedimente in die sich öffnende Spalte erfolgte.

Die im Gelände entnommenen Proben wurden (1) auf ihre Schwermineralführung und (2) auf ihre Tonmineralführung hin untersucht.

5.1. Schwerminerale

Nach der Probennahme wurde die Fraktion 0,063–0,4 mm mit konz. Salzsäure behandelt, im Anschluß daran die Schwerminerale mit Bromoform ($D = 2,82 \text{ g/cm}^3$) abgetrennt und in das Kunstharz Arochlor ($n = 1,665$) eingebettet. In den Präparaten wurden jeweils 100 transparente Schwerminerale und der Anteil der opaken Schwerminerale an 100 Schwermineralen insgesamt ausgezählt. Auf eine Einzelbeschreibung der Schwerminerale wird verzichtet, ihre Anteile sind in Tab. 2 aufgelistet.

Die Schwermineralführung der untersuchten Proben wird weitgehend durch stabile Schwerminerale (Zirkon, Rutilgruppe, Turmalin) bestimmt, in einigen Proben sind sie mit durchschnittlich 98% nahezu ausschließlich vertreten (vgl. Abb. 5). Hierbei handelt es sich um Proben, die Schlottenfüllungen entnommen wurden. Innerhalb der Stablen dominiert der Zirkon gegenüber der Rutilgruppe und dem Turmalin. Neben den Stablen sind in 7 Proben instabile Schwerminerale (Granat, Epidotgruppe, grüne Hornblende) sowie vulkanische Schwerminerale (Pyroxen, braune Hornblende, Titanit) stärker vertreten. Instabile Schwerminerale treten in Probe JP 19 mit maximal 44%, sonst mit durchschnittlich 28% auf. Innerhalb der Instabilen dominiert die Epidotgruppe. Die in 9 Proben stärker vertretenen vulkanischen Schwerminerale sind mit maximal 49% (JP 33), durchschnittlich mit 27%

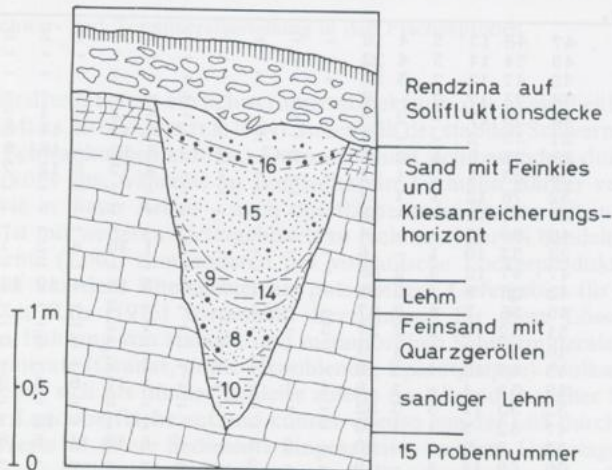


Abbildung 3. Karstschlotte Ermesberg (halbschematisch).

vertreten. Augitische Pyroxene, braune Hornblenden und Titanit finden sich mit wechselnden Anteilen. Metamorphe Schwerminerale (Staurolith, Disthen, Sillimanit, Chloritoid) treten mit max. 3% nur untergeordnet auf. Sedimente mit vulkanischen und/oder instabilen Schwermineralen finden sich nur auf Streckhängen und Flächen.

5.2. Tonminerale

Die Tonminerale der Kaolinitgruppe, Montmorillonitgruppe, Chlorit und Illit wurden in den Proben ausgeschieden. Die Bestimmung der Tonminerale erfolgte mit dem Röntgendiffraktometer sowohl an Texturpräparaten als auch an texturfreien Präparaten. An Texturpräparaten wurde aus der Summe der Bezugsintensitäten der relative Anteil der einzelnen Tonminerale in einer Probe ermittelt. Die tonmineralogischen Daten sind in Tab. 3 zusammengefaßt.

Illit ist in allen Proben (max. 100%), die Kaolinitgruppe (max. 60%) zumindest in Spuren in nahezu allen Proben vertreten. Die Montmorillonitgruppe findet sich nur in einigen Proben (max. 60%) zumeist in Spuren, der Chlorit ist nur in wenigen Proben in Spuren vertreten. Die Kristallinität der Tonminerale ist insgesamt nur mäßig (vgl. Tab. 3). Wie das Quarz-Ton-Verhältnis zeigt (Tab. 3), ist in der Tonfraktion noch relativ viel Quarz neben den Tonmineralen vertreten.

In den Schlotenfüllungen dominiert Illit mit durchschnittlich 85%, daneben tritt nur noch Kaolinit mit durchschnittlich 15% auf. In einigen Proben aus Schlotenfüllungen findet sich ausschließlich Illit. Proben von Flächenlehmen zeigen zum Teil hohe Illitgehalte, zum Teil ein ausgewogenes Verhältnis von Illit und Kaolinit. Der Anteil der Montmorillonitgruppe ist insgesamt unbedeutend. Proben von Streckhängen zeigen ebenso wie eine analysierte Buntsandsteinprobe ein ausgewogenes Illit-Kaolinit-Verhältnis.

6. Deutung der schwer- und tonmineralogischen Befunde

6.1. Schwerminerale

Liefergebiet für die hier untersuchten klastischen Sedimente sind im unmittelbaren Untersuchungsgebiet der devonische Untergrund (Klastite im Unter-, Karbonate im Mitteldevon) und bereichsweise auf diesen übergreifendes Mesozoikum (Buntsandstein). Sowohl das Devon wie

Proben-Nr.	Opake	Zirkon	Rutil	Anatas	Brookit	Turmalin	Spinell	Staurolith	Disthen	Sillimanit	Chloritoid	Granat	Epidotgruppe grüne-farblose Hornblende	Pyroxen braune Hornblende	Titanit	unbest. Min.	
JP 1	47	48	13	5	4	16	-	-	-	-	-	-	4	1	2	3	2
JP 5	49	54	14	5	4	22	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
JP 8	42	47	12	2	3	33	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-	1
JP 9	54	73	17	2	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JP 10	48	58	17	-	2	19	-	-	-	-	-	-	2	-	1	-	1
JP 11	21	35	2	-	-	6	-	-	2	-	-	-	6	17	5	14	5
JP 12	28	58	6	1	2	6	-	2	-	-	-	-	5	12	-	16	9
JP 13	26	23	4	2	1	12	-	-	-	1	-	-	8	17	8	12	5
JP 14	52	78	12	1	1	7	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
JP 15	85	48	11	-	-	38	-	-	-	-	-	-	1	-	-	2	-
JP 16	40	86	10	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JP 19	22	33	10	1	-	6	-	-	-	-	1	1	36	8	2	1	1
JP 22	47	47	12	3	2	36	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
JP 22b	42	26	8	1	2	12	-	-	1	-	2	3	18	4	10	12	-
JP 23	45	56	7	4	2	27	-	-	1	-	-	-	2	-	-	-	1
JP 24	51	52	11	2	2	27	3	-	-	-	-	-	1	2	-	-	-
JP 28	46	50	8	1	1	11	-	-	-	-	-	-	5	1	5	10	8
JP 29	45	65	10	1	1	19	-	-	-	-	-	-	1	2	-	-	-
JP 31	49	31	4	-	1	9	1	1	-	-	-	-	1	17	6	4	19
JP 32	52	30	11	3	3	52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
JP 33	47	32	5	1	1	10	-	-	-	-	-	-	1	1	-	12	27
JP 34	53	8	9	-	-	10	-	2	1	-	-	-	6	18	11	6	18
JP 35	39	69	14	4	-	9	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	2

Tabelle 2. Schwermineralzähltable.

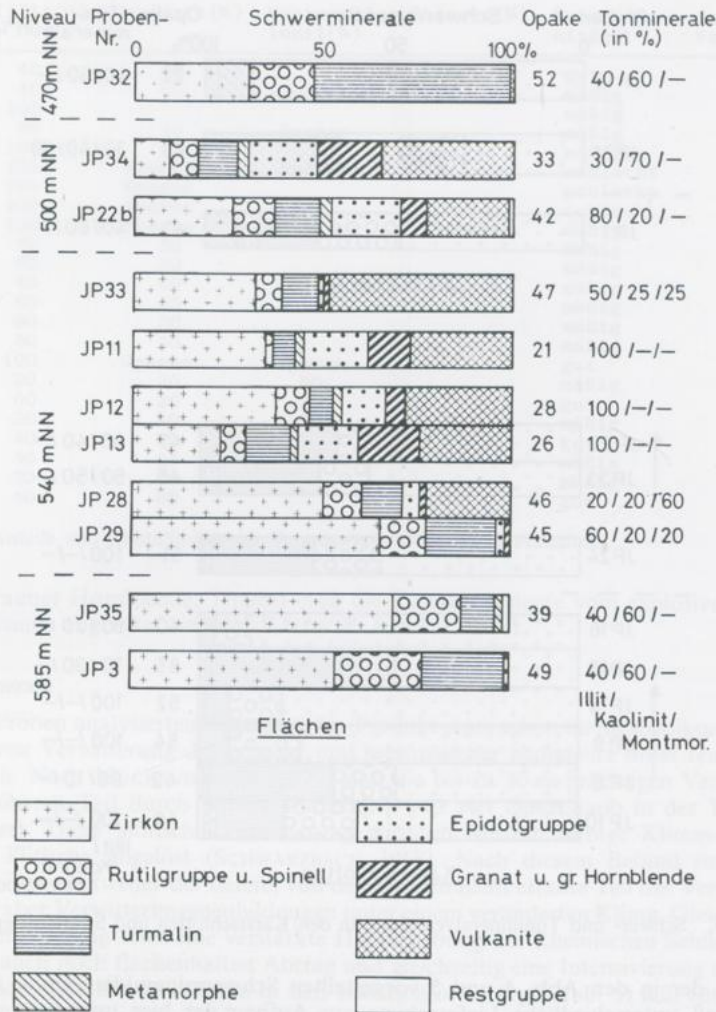


Abbildung 4. Schwer- und Tonmineralverteilung in den Flächenproben.

auch der Buntsandstein liefern ein Schwermineralspektrum, das ausschließlich stabile Schwerminerale zeigt (MUSA 1974, QUESTER 1954). Innerhalb der stabilen Schwerminerale treten zum Teil erhebliche Schwankungen auf. Das Devon zeichnet sich besonders durch die Vormachtstellung des Zirkons aus, während im Buntsandstein Turmalin stärker vertreten ist.

Werden – wie in dieser Arbeit – auch oberflächennahe Proben mit in die Untersuchung einbezogen, so ist mit weiteren Liefergebieten zu rechnen. Hierbei handelt es sich einmal um äolische Sedimente (Löß), zum anderen um vulkanische Lockerprodukte (Tuff). Schwermineral-Spektren aus dem Rheingebiet als potentiell Liefergebiet für Äolianite wurden zuletzt von RAZI RAD (1976) vorgestellt. Bezeichnend für diese Löss sind neben der untergeordneten Führung von stabilen und metamorphen Schwermineralen die sogenannten Rhein-Schwerminerale (Granat, grüne Hornblende, Epidotgruppe). Vulkanische Lockerprodukte (Tuffe) legen sich als dünner Schleier zuletzt im Alleröd (Laacher See-Tuff) in weiter Verbreitung der Landoberfläche auf und können ebenso wie der Löß durch Bioturbation und solifluidale Prozesse in ältere Sedimente eingearbeitet werden. Umgelagerte Tuffhorizonte lassen sich über die vulkanischen Schwerminerale Pyroxen, braune Hornblende und Titanit präzise fassen.

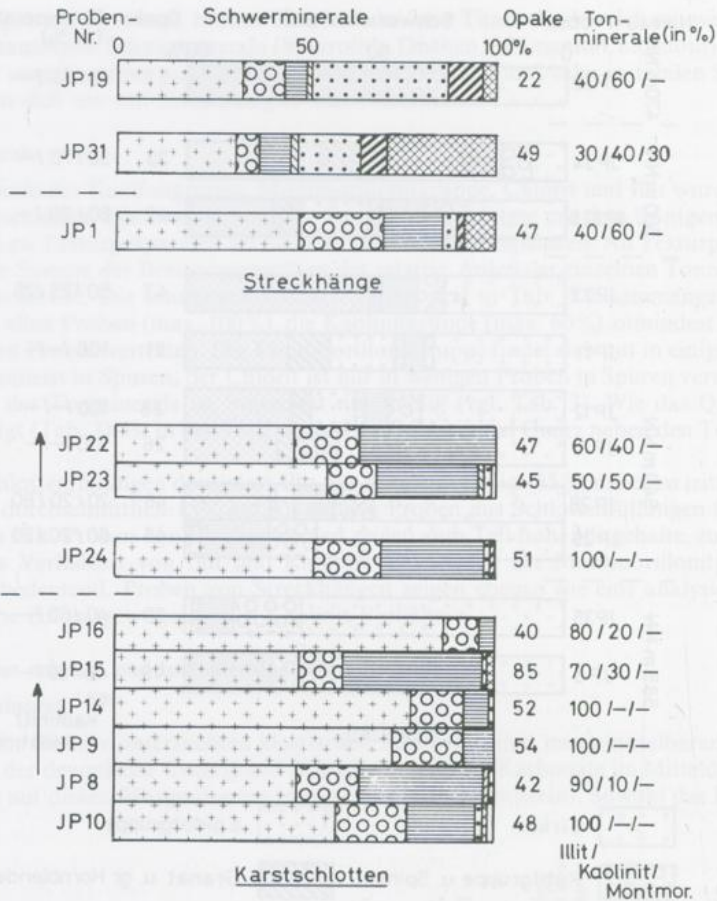


Abbildung 5. Schwer- und Tonmineralverteilung in den Karstschlotten und Streckhangproben.

Mittels der in den Abb. 4 und 5 vorgestellten Schwermineraldiagramme kann gezeigt werden, daß unterschiedliche Liefergebiete am Aufbau der hier untersuchten Sedimente beteiligt sind.

In den Schlottenfüllungen finden sich ausschließlich stabile Schwermineralassoziationen mit Dominanz des Zirkons (vgl. Abb. 5). Relativ hohe Turmalingehalte weisen auf die Möglichkeit hin, daß neben devonischem Material auch Buntsandsteinmaterial Liefergebiet für die klastischen Sedimente darstellt (MUSA 1974). Dies um so mehr, als es sich bei den hier untersuchten Proben um feinklastische Sedimente handelt, in denen der im Mittel kleinere Zirkon aufgrund der Granularvariation bei fluvialer Umlagerung gegenüber dem im Mittel größeren Turmalin noch angereichert sein sollte. Nun zeigt aber auch die der verwitterten Buntsandsteindecke direkt entnommene Probe JP 35, daß abweichend von den Literaturdaten auch der Buntsandstein sehr wohl relativ niedrige Turmalingehalte aufweisen kann und in solchen Fällen über die Schwermineralanalyse kaum mehr von devonischen Sedimenten zu unterscheiden ist. Die von Streckhängen und Flächen entnommenen Proben führen neben stabilen Schwermineralen instabile und vulkanische Schwerminerale mit zum Teil unterschiedlichen Prozentzahlen. Die instabilen Schwerminerale zeigen die Einarbeitung einer Lößkomponente, die vulkanischen von Tuffmaterial an. Die Beimengung von Löß- und/oder Tuffkomponenten ist, wie die prozentualen Anteile der Schwerminerale zeigen, quantitativ unterschiedlich. In Bezug auf ihre Verteilung zeigen die höchstgelegene Fläche und der sich anschließende Streckhang keine oder erheblich geringere Anteile als die jüngeren Flächen und Streckhänge. Aufgrund der schwermineralogischen Zusammensetzung (ähnliche Anteile an

Probe	Illit(%)	Kaolinit(%)	Montmorillonit(%)	Chlorit(%)	Kristallinität	Quarz/Ton-Verhältnis
JP 1	40	60		Spuren	gut	=
JP 3	40	60	Spuren		mäßig	> 1
JP 8	100				mäßig	> 1
JP 9	90	10	Spuren		mäßig	=
JP 10	100				mäßig	< 1
JP 11	100	Spuren	Spuren		schlecht	> 1
JP 12	100	Spuren			schlecht	> 1
JP 13	100	Spuren			schlecht	=
JP 14	100	Spuren	Spuren	Spuren	mäßig	=
JP 15	70	30			mäßig	=
JP 16	80	20			mäßig	> 1
JP 19	40	60	Spuren	Spuren	mäßig	=
JP 22	60	40			mäßig	=
JP 22b	80	20			mäßig	< 1
JP 23	50	50			mäßig	> 1
JP 24	100	Spuren	Spuren		mäßig	< 1
JP 28	20	20	60		gut	< 1
JP 29	60	20	20		mäßig	< 1
JP 31	30	40	30		gut	< 1
JP 32	40	60			mäßig	> 1
JP 33	50	25	25		gut	=
JP 34	30	70			mäßig	< 1
JP 35	40	60			gut	> 1

Tabelle 3. Anteile und Kristallinität der Tonminerale; Quarz/Ton-Verhältnis.

Pyroxen, brauner Hornblende, Titanit) muß die Tuffkomponente vom explosiven Laacher-See-Vulkanismus abgeleitet werden (BASTIN & JUVIGNE 1978).

6.2. Tonminerale

Die in den Proben analysierten Tone sind das Produkt einer schon im Mesozoikum einsetzenden intensiven Verwitterung devonischer und mesozoischer Sedimente unter feuchtwarmen Bedingungen. Nach MÜCKENHAUSEN (1979) sind die bis zu 30 m mächtigen Verwitterungsprofile im oberen Teil durch höhere Illitgehalte und viel Quarzstaub in der Tonfraktion charakterisiert. Diese allitische Verwitterung wird im Miozän infolge Klimaveränderung durch eine illitische abgelöst (SCHWARZBACH 1968). Nach diesem Befund sind die hier analysierten Tone entweder der tiefere, von der Erosion nicht erfaßte Teil des Verwitterungsprofils oder aber Verwitterungsneubildungen unter einem veränderten Klima. Gleichzeitig mit der Klimaveränderung setzt eine verstärkte Heraushebung des Rheinischen Schildes ein, die einen wenn auch noch flächenhaften Abtrag und gleichzeitig eine Intensivierung der Verkarstung bewirkte. Die Illit-Dominanz in den Karstschloten (vgl. Abb. 5) läßt für diese eine relativ junge Verfüllung (Miozän-Pliozän) fordern, die bis ins Quartär hinein anhalten kann. Denn ältere Karstschloten sollten eine Kaolinit-Dominanz, jüngere noch im Quartär verfüllte Schloten Beimengungen von Lößmaterial, möglicherweise auch von Tuffmaterial aufweisen. Nach der tonmineralogischen Zusammensetzung müßte wegen der Kaolinitführung für die Flächen und Streckhänge (vgl. Abb. 4) in den meisten Fällen ein höheres Alter als für die Karstschlottenfüllungen angenommen werden. Eine solche Annahme wird auch nicht durch den schwermineralogischen Befund widerlegt, der für die Sedimente eine jüngere Überprägung nachweist. Besonders die Proben von Streckhängen sollten nach diesen Befunden von höheren Niveaus umgelagerte Tonminerale enthalten. Bei den Proben von Flächen und Streckhängen muß wegen des ton- und schwermineralogischen Befundes mit Umlagerungsprozessen gerechnet werden.

6.3. Ergebnisse

Tonmineralogische und schwermineralogische Untersuchungen machen es wahrscheinlich, daß die Verfüllung von Karstschloten im Untersuchungsgebiet im Miozän-Pliozän erfolgte. Die Sedimente aus Karstschloten zeichnen sich durch Illit-Dominanz und die ausschließliche Führung stabiler Schwerminerale aus. Flächenlehme sind nur in den wenigsten Fällen (JP 3 u. JP 32) aufgrund der ton- und schwermineralogischen Befunde als intensive in situ-Verwitterung des Untergrundes anzusprechen. Zumeist weist insbesondere der Schwermineral-Befund

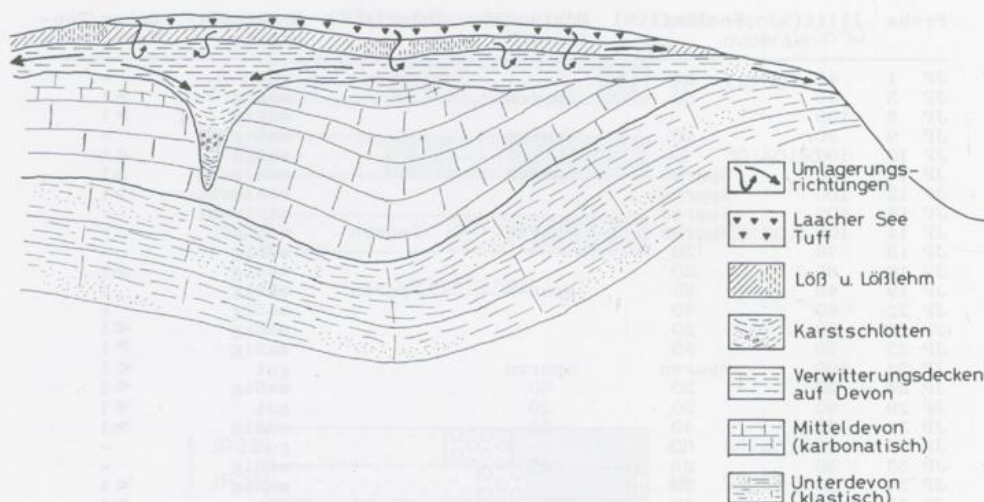


Abbildung 6. Schemabild der geologischen Entwicklung im Untersuchungsgebiet.

über die Einarbeitung von Löß- und Tuffmaterial auf spätere Umlagerungsprozesse (Solifluktion und Bioturbation) hin. Das Fehlen von Kaolinit-Dominanz bei den Flächenlehmen weist entweder auf einen Abtrag des hangenden Profilsabschnittes eines allitischen Verwitterungsprofils hin oder ist das Produkt einer jüngeren illitischen Verwitterung in situ, bei der dann aber auch entsprechend dem schwermineralogischen Befund Umlagerungsprozesse stattfanden. Damit ergibt sich eine zeitliche Entwicklung wie sie in Abb. 6 dargestellt ist. Im Tertiär bilden sich auf unterdevonischen Klastiten und mitteldevonischen Karbonatgesteinen mächtige Verwitterungsdecken aus. Diese finden sich – wenn auch gekappt – auf den untersuchten Flächen und Streckhängen sowie in Karstspalten eingeschwemmt und damit konserviert. Im Quartär werden die tertiären Verwitterungsdecken von geringmächtigem Löß und Lößlehm, in einer letzten Phase von allerödzeitlichem Laacher See-Tuff überlagert. Bedingt durch Bioturbation und Solifluktion kommt es bereichsweise zu einer Vermischung der tertiären und quartären Sedimente.

7. Zusammenfassung

Das Relief im Bereich der oberen und mittleren Urft und angrenzender Gebiete wird von zu unterschiedlichen Niveaus gehörigen Rumpfflächen bestimmt. Es lassen sich ein 585-m-Niveau, ein 560-m-Zwischenniveau, ein 540-m-Zwischenniveau und ein 500-m-Niveau, das auch außerhalb des Untersuchungsgebietes weite Verbreitung findet, voneinander abgrenzen. Kennzeichnend für die Niveaus (Zwischenniveaus) ist große Höhenkonstanz bei geringer Vertikaldistanz zum nächsttieferen Niveau. Die Übergänge zwischen den Niveaus erfolgen in Form von Streckhängen mit Neigungen $< 10^\circ$. Untergeordnet treten Rumpfstufen auf, die mit Neigungen $> 20^\circ$ bis zu 40 m Vertikaldistanz überbrücken. Die Ränder der Niveaus sind durch Flächenbuchten, Flächenstreifen und die pleistozänen Kerb- und Sohlentäler reich gegliedert und zerlappt.

Die Wirkung der tertiären Tiefenverwitterung ist bis zu einer Höhenlage von NN + 470 m nachweisbar. In dieser Höhenlage war sie im Arbeitsgebiet nur noch in Bereichen höherer Durchfeuchtung wirksam, was die Konzentration auf schmale Flächenstreifen bedingte, aber noch zu mehr als 10 m mächtigen Verwitterungsprofilen führte. Durch die Konzentration der Tiefenverwitterung auf die Bereiche größerer Durchfeuchtung wurde das Talnetz schon vor Beginn der pleistozänen Taleintiefung in weiten Teilen vorgezeichnet und durch diese im wesentlichen nur noch akzentuiert. Im Bereich des Oberlaufes der Urft weiten sich die als Vorläufer der heutigen Täler anzusehenden Flächenstreifen lokal zu kleinen intramontanen Ebenen.

Die Formenelemente abseits der tief eingeschnittenen Kerb- und Sohllentäler können als nur wenig überprägt gelten, weil Solifluktionsschuttdecken als Zeichen einer wirksamen Überformung im Periglazialbereich hier weitgehend fehlen.

Im untersuchten Raum sind tektonische Verstaltungen im Anschluß an die Ausbildung des ältesten Niveaus nicht nachweisbar.

Zu einer sedimentpetrographischen Charakterisierung der als tertiäre Reliefelemente angesprochenen Formen wurden an ausgewählten Stellen Proben entnommen.

Flächen und Streckhänge zeichnen sich tonmineralogisch durch das Vorhandensein von Illit und Kaolinit aus. Schwermineralogisch dominieren stabile Schwerminerale, die direkt aus dem devonischen Untergrund bzw. dessen Verwitterungsdecke, bedingt auch aus dem Buntsandstein abzuleiten sind.

Überlagert werden sowohl Flächen als auch Streckhänge von Löß, Lößlehm und zuletzt vom Laacher See-Tuff, die, bedingt durch Solifluktion und Bioturbation, unterschiedlich stark in die Verwitterungsprofile eingearbeitet sind. Bis auf das höchstgelegene Niveau bei NN + 585 m, das fast ausschließlich stabile Schwerminerale zeigt, zeichnet sich sedimentpetrographisch für die Flächen und Streckhänge keine weitere Differenzierung ab.

Von den genannten Formen unterscheiden sich die Karstschlotten sedimentpetrographisch stark. Schwermineralogisch führen sie fast ausschließlich stabile Schwerminerale, tonmineralogisch ist eine Illitdominanz festzustellen.

Es darf angenommen werden, daß die Verfüllung der Karstschlotten kurzfristig erfolgte und der Zeitpunkt der Verfüllung zeitgleich oder im Anschluß an die Flächenbildung anzusetzen ist. Zum Zeitpunkt dieser Verfüllung waren die hangenden Profilabschnitte (charakterisiert durch Kaolinitdominanz) weitgehend erodiert, so daß nur die illitreichen tieferen Profilabschnitte in die Karstschlotten sedimentiert werden konnten. Wegen Fehlens insbesondere der Lößkomponente in den Schwermineralspektren der untersuchten Karstschlotten muß angenommen werden, daß ihre Bildung mit Beginn des Quartärs abgeschlossen war.

Die Verfüllung der Karstschlotte am Ermesberg mit Feinkieseln belegt ebenso wie eine Quarzrestschotterstreu in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes, daß von der intensiven chemischen Verwitterung resistente Gesteine nicht vollständig aufgearbeitet wurden.

Literatur

- BASTIN, B. & JUVIGNE, E. (1978): L'âge des dépôts de la vallée des chodires (Malmédy). – *Ann. Soc. Géol. Belg. (Liège)* **101**, 289–304.
- BREMER, H. (1971): Flüsse, Flächen und Stufenbildung in den feuchten Tropen. – *Würzburger Geogr. Arb. (Würzburg)* **35**, 194 S.
- (1972): Flußarbeit, Flächen- und Stufenbildung in den feuchten Tropen. – *Z. Geomorph., N.F. (Berlin-Stuttgart) Suppl.-Bd. 14*, 21–38.
- (1973): Grundsatzfragen der tropischen Morphologie insbesondere der Flächenbildung. – *Geographie heute, Einheit und Vielfalt, Geogr. Zt. Beihefte (Wiesbaden)* **33**, 116–130.
- (1975): Intramontane Ebenen, Prozesse der Flächenbildung. – *Z. Geomorph. N.F. (Berlin-Stuttgart) Suppl.-Bd. 23*, 26–48.
- (1977): Reliefgenerationen in den feuchten Tropen. – *Würzburger Geogr. Arb. (Würzburg)* **45**, 25–38.
- (1978): Zur tertiären Reliefgenese der Eifel. – *Kölner Geogr. Arb. (Köln)* **36**, 195–225.
- (1979): Relief und Böden in den Tropen. – *Z. Geomorph. N.F. (Berlin-Stuttgart) Suppl.-Bd. 33*, 25–37.
- BREMER, H., SCHNÜTGEN, A. & SPÄTH, H. (1978): Altformen an der Eifelhochfläche südlich Kelberg. – *Kölner Geogr. Arb. (Köln)* **36**, 187–194.
- BÜDEL, J. (1957): Die „Doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. – *Z. Geomorph. N.F. (Berlin-Stuttgart)* **1**, 201–228.
- (1977): *Klimageomorphologie*. Stuttgart.
- (1979): Reliefgenerationen und Klimageschichte in Mitteleuropa. – *Z. Geomorph. N.F. (Berlin-Stuttgart) Suppl.-Bd. 33*, 1–15.
- HEMPEL, L. (1971): *Morphographie und Morphogenese des Landes Nordrhein-Westfalen und angrenzender Gebiete*. – 178 S. Münster (Phototechnische Zentralstelle).
- HENNICKE, U. (1972): *Hydrogeologie der Sötenicher Mulde (Eifel/Rheinisches Schiefergebirge)*. – Diss. Aachen (unveröffentl.).
- KIRCHBERGER, M. (1917): *Der Nordwestabfall des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Reichsgrenze und dem Rurtalgraben*. – *Decheniana (Bonn)* **74**, 1–101.

- KURTZ, E. (1913): Die diluvialen Flußterrassen am Nordrand von Eifel und Venn. – *Decheniana* (Bonn) **70**, 55–86.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1953): Fossile Böden in der nördlichen Eifel. – *Geol. Rdsch.* (Stuttgart) **41**, 253–268.
- (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. – *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.* (Krefeld) **2**, 495–502.
- (1978): Rezente und fossile Böden (Paläoböden) der Eifel. – *Kölner Geogr. Arb.* (Köln) **36**, 89–120.
- (1979): Die Paläoböden der Eifel in Abhängigkeit von der Geomorphologie. – *Z. Geomorph. N.F.* (Berlin-Stuttgart) Suppl.-Bd. **33**, 16–24.
- MÜCKENHAUSEN, E., BECKMANN, H., SCHRÖDER, D. & STEPHAN, S. (1975): Relikte von Paläoböden, Spalten- und Dolinenfüllungen in carbonatischen Gesteinen der nördlichen Eifel. – *Catena* (Gießen) **2**, 95–106.
- MUSA, I. (1974): Rhein- und Eifelschüttungen im Süden der Niederrheinischen Bucht. – Sonderveröff. *Geol. Inst. Univ. Köln* (Köln) **23**, 151 S.
- OCHS, G. & WOLFART, R. (1961): Geologie der Blankenheimer Mulde (Devon, Eifel). – *Abh. Senck. Naturf. Ges.* (Frankfurt a. M.) **501**, 100 S.
- PFEFFER, K. H. (1978): Geomorphologische Untersuchungen in der Südeifel. – *Kölner Geogr. Arb.* (Köln) **36**, 89–120.
- QUESTER, H. (1954): Die Schwermineralgesellschaften im Paläozoikum und Buntsandstein des Hohen Venn und seiner Randgebiete. – *Diss. Univ. Köln* (unveröffentl.).
- RAZI RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartärstratigraphie am Mittelrhein. – Sonderveröff. *Geol. Inst. Univ. Köln* (Köln) **28**, 164 S.
- RICHTER, D. (1962): Die Hochflächentreppe der Nordeifel und ihre Beziehung zum Tertiär und Quartär der Niederrheinischen Bucht. – *Geol. Rdsch.* (Stuttgart) **52**, 376–404.
- (1969): Aachen und Umgebung, Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. – *Sammlung Geologischer Führer* (Berlin-Stuttgart) **48**, 187 S.
- SCHWARZBACH, M. (1968): Das Klima des rheinischen Tertiärs. – *Z. d. dt. Geol. Ges.* (Hannover) **118**, 33–68.
- STICKEL, R. (1927): Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. – *Beitr. z. Ldkde. d. Rheinld.* (Leipzig) **5**, 104 S.
- STRUVE, W. (1961a): Zur Stratigraphie der südlichen Eifeler Kalkmulden (Devon: Emsium, Eifelium, Givetium). – *Senck. leth.* (Frankfurt a. M.) **42**, 291–345.
- (1961b): Das Eifeler Korallen-Meer. – *Der Aufschluß* (Heidelberg) Sonderh. **10**, 81–107.
- ZEESE, R. (1978): Der präpleistozäne Formenschatz in der Rureifel und seine Beziehung zur Tektonik. – *Kölner Geogr. Arb.* (Köln) **36**, 121–128.
- ZENSES, E. (1978): Entwicklung der Terrassen im Ahrtal. – *Kölner Geogr. Arb.* (Köln) **36**, 129–147.

Anschriften der Verfasser: Harald Junge, Krüthstraße 40, D-5000 Köln 60; Dr. Wolfgang Tillmanns, Geologisches Institut der Universität Köln, Zulpicherstraße 49, D-5000 Köln 1.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Decheniana](#)

Jahr/Year: 1982

Band/Volume: [135](#)

Autor(en)/Author(s): Junge Harald, Tillmanns Wolfgang

Artikel/Article: [Morphologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Bereich der Sötenicher und Blankenheimer Mulde 205-218](#)