

Unterpliozäne Schwemmfächerablagerungen und Silikrete am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges bei Gutenberg und Wallhausen (Tertiär / Unteres Nahehügelland, Rheinland-Pfalz, Deutschland)

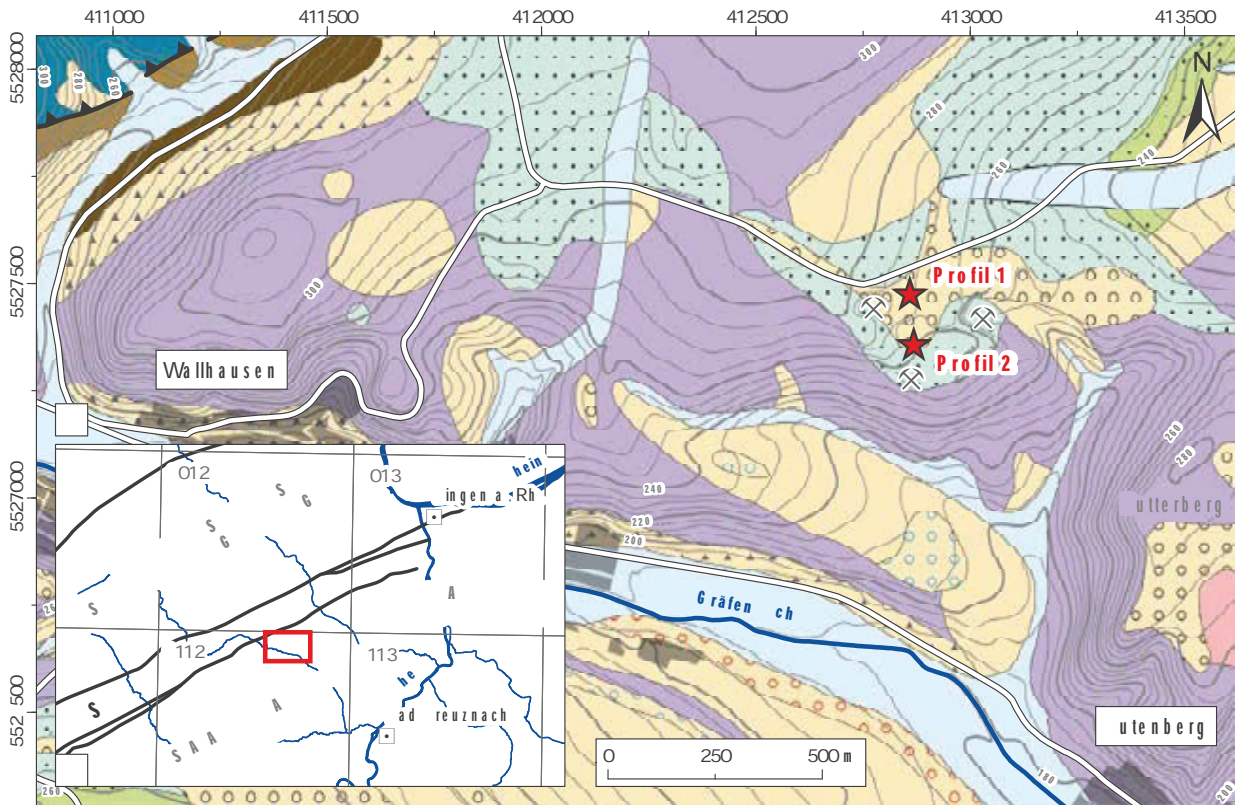
MATTHIAS C. GRIMM, ANDREAS EBERTS, MICHAEL WEIDENFELLER & BASTIAN E.W.W. GRIMM

Kurzfassung: Im Grenzbereich der Gemarkungen von Gutenberg und Wallhausen (Rheinland-Pfalz, SW-Deutschland) werden seit vielen Jahrzehnten Kiese abgebaut, deren Genese und stratigraphische Stellung bislang ungenügend untersucht sind. Zur Klärung der Lagerungsverhältnisse wurden in dem Bereich zwei Profile aufgenommen und nach sedimentologischen und lithostratigraphischen Kriterien bearbeitet. In den Profilen können jeweils vier übereinander geschüttete Fining-upward- (FU 1 bis 4) und zwei darüber abgelagerte Coarsening-upward-Zyklen (CU 1 bis 2) unterschieden werden, die ausschließlich aus lokalen Komponenten aufgebaut werden und Ablagerungen eines kleinen Schwemmfächers darstellen. Die Genese des Schwemmfächers wird als Folge einer schwachen Anhebung des Hinterlands nördlich der Hunsrück-Südrand-Störung interpretiert. In beiden Profilen treten im Grenzbereich CU 1 / CU 2 Silikrete auf, die als Gutenberg-Bank bezeichnet werden. Nur im höheren Teil von FU 2 wurden zudem in beiden Profilen Saprolitgerölle nachgewiesen. Aufgrund der Zyklizität, der Silikretbildung und des Saprolitgeröllhorizontes können beide Profile korreliert werden. Die Schwemmfächerablagerungen sind aufgrund lithostratigraphischer und paläoklimatologischer Überlegungen sehr wahrscheinlich im tieferen Zancleum gebildet worden, die Silikretbildung wird in das mittlere Zancleum (4,3 bis 4,6 Ma) eingestuft.

Abstract: In the border area of Gutenberg and Wallhausen (Rheinland-Pfalz, SW-Germany), gravel deposits have been mined for many decades. Nevertheless the genesis and stratigraphic position of them have not been sufficiently investigated so far. To clarify the bedding conditions, two sections were studied using sedimentological and stratigraphic methods. In both sections four superimposed fining-upward cycles (FU 1 to FU 4) and two coarsening-upward cycles (CU 1 and CU 2) are differentiated, which consist of local detritus and are interpreted as alluvial fan deposits. The formation of the small alluvial fan is interpreted as a consequence of a minor uplift pulse of the hinterland north of the South Hunsrück fault. Silicretes occur at the CU 1 / CU 2 boundary, which are named Gutenberg bed hereby. In the higher section of FU 2 saprolite pebbles are present. The two sections are correlated based on their cyclicity, the silicrete layer and the saprolite gravel beds. By considering lithostratigraphy and paleoclimate, the alluvial fan most likely formed in the lower Zanclean. The formation of the silicretes is correlated to the middle Zanclean (4.3 to 4.6 Ma).

1. Einleitung

Die Südostabdachung des Soonwaldes und der Soonwald-Vorstufe zum Unteren Nahehügelland wird im Untergrund durch die variszisch streichenden Struktureinheiten des devonischen Südhunsrück-Trogs im Nordwesten und dem permokarbonischen Saar-Nahe-Becken im Südosten geprägt (MEYER & NAGEL 2008, STETS 2021). Diese werden durch die sogenannte Hunsrück-Südrand-Störung voneinander getrennt, jedoch wird die Störungszone bereits durch die jüngsten Gesteine der permischen Nahe-Subgruppe teilweise überdeckt.



Geologie nach EIB 1 73

Quartär

- Hochflut- und Auensedimente
- Tiederterrassen
- Lössablagerungen
- Hangschutt und Fließerden
- Mittelterrassen
- Hauptterrassen

Tertiär

- Städelchen-Formation
- Alzey-Formation, jüngerer Teil
- Alzey-Formation, älterer Teil

Perm

- reuznach-Formation
- Wadern-Formation
- isibodenberg-Formation
- eisenheim-Formation

evon

- rünschiefer
- Hunsrück-Südrand-Störung

Abb. 1: a. Topographische Übersichtskarte und b. geologische Detailkarte (nach GEIB 1973a, graphisch stark verändert und nach aktueller stratigraphischer Nomenklatur) mit Lage der untersuchten Profile (HSR = Hunsrück-Südrand-Störung).

Im Arbeitsgebiet im Nordwesten des Blattes GK 6112 Waldböckelheim (vgl. Abb. 1) besteht der permische Untergrund aus grobklastischen ehemaligen Schuttstromsedimenten (sogenannte Fanglomerate) der Wadern-Formation. Ob im Untersuchungsgebiet jemals jüngere paläozoische oder mesozoische Sedimente abgelagert wurden ist nicht belegt. Nach der Anhebung des „Rheinischen Schildes“ bzw. des „Rheinischen Geotumors“ im Oberjura (CLOOS 1939, WURSTER 1986) setzte spätestens in der Unterkreide eine Abtragsphase ein, durch die schließlich bis zum Untereozän die variszischen Strukturelemente wieder freigelegt wurden und im Bereich der Nahe-Mulde aufgrund fortschreitender Erosion eine Senke entstand, deren Erosionstäler sich von Nordosten aus dem Rüsselsheimer Becken bis mindestens Bad Kreuznach verfolgen lassen (SONNE 1970, GRIMM & GRIMM 2003). Bereits im unteren Rupelium lässt sich zur Ablagerungszeit der Oberen Pechelbronn-Schichten bei Bad Kreuznach die Einmündung eines prälutetischen Tales aus dem Saar-Nahe-Becken in das Rüsselsheimer Becken rekonstruieren (GRIMM & GRIMM 2003).

Mit der zweiten und dritten Rupelium-Transgression nach HARDENBOL et al. (1998) stieg der Meeresspiegel im Mainzer Becken in mehreren Schüben um ca. 220 m an und überflutete das gesamte Mainzer Becken und Teile dessen Umrandung (GRIMM et al. 2000). Dabei wurden auf der

bereits vorhandenen Abdachung des Soonwaldes zum Nahe-Trog mehrstufige Brandungsplattformen gebildet, die im Arbeitsgebiet bis etwa 345 m NN reichen (SONNE 1958, GEIB 1973a). Auf diesen Abrasionsplattformen wurden im Zuge des Meeresspiegelanstiegs z.T. mehrere 10er Meter mächtige Küstensande und -kiese abgelagert, die in der Regel von jüngeren Tonen bis Silten und Tonmergeln überdeckt werden. Sie waren in zahlreichen Sand- und Kiesgruben sowie in Bohrungen und Baugruben aufgeschlossen (GEIB 1973b). Im Einzelfall ist eine stratigraphische Korrelation in entkalkten fossilfreien Profilen schwierig. Meist können diese Sedimente jedoch anhand ihrer Litho- und Biofazies mit der Alzey-, Bodenheim-, Stackeden- und Sulzheim-Formation korreliert werden (GRIMM et al. 2000, GRIMM & GRIMM 2003 und dort zitierte Arbeiten).

Es ist anzunehmen, dass die oligozänen Ablagerungen den permokarbonischen Untergrund bis ins Quartär weitgehend plombiert hatten und erst mit der Bildung der Kerbtäler des Gräfenbachs und des Ellerbachs, wahrscheinlich ab dem mittleren Pleistozän (PREUß et al. 2015, PREUß 2017), durchschnitten wurden. Im oberen Talbereich (außerhalb der Kerbtäler) wurden auf der GK 25, Blatt Waldböckelheim (GEIB 1973a) an mehreren Stellen zwischen ca. 200 und 394 m NN fluviatile Sedimente kartiert, die man ohne weitere Untersuchungen bereits etwa 6 bis 7 Höhengniveaus zuweisen kann. Sie wurden pauschal als Hauptterrasse zusammengefasst und der Nahe und ihren Tributären zugewiesen (GEIB 1973b).

Es handelt sich dabei weitgehend um eine Gruppe von Terrassenablagerungen, die man zumindest teilweise in die Obere Terrassengruppe sensu PREUß et al. (2015) stellen kann. Selbst wenn man aber annimmt, dass die ungewöhnlich großen Höhenunterschiede innerhalb der Terrassengruppe sowie die Höhenlage der Vorkommen nordöstlich von Spall (378 m NN) und südöstlich von Münchwald (394,5 m NN) auf eine Einbeziehung älterer pliozäner Ablagerungen beruht, wird im Vergleich deutlich, dass eine Korrelation der auf Blatt Waldböckelheim erkennbaren Terrassenstufen (GEIB 1973a) mit denen der unteren Nahe (GÖRG 1984) und des Mittelrheintals (PREUß et al. 2015) ohne genauere Untersuchungen nicht möglich ist.

Im Bereich der Gemeindegrenze Gutenberg / Wallhausen wird mindestens seit den 1950er Jahren in mehreren Gruben eine Sand- und Kiesgewinnung betrieben (SONNE 1958, ROTHAUSEN & SONNE 1984, GRIMM & GRIMM 2003, SCHÄFER 2012). In diesen ist eine dreiteilige Sedimentabfolge aufgeschlossen, die bislang sehr unterschiedlich eingestuft wird. SONNE (1958) beschreibt aus den liegenden Sanden und Kiesen Eisenschwarten mit Molluskenresten und nimmt aufgrund des Auftretens von *Granulolabium plicatum papillatum* eine Korrelation mit dem Schleichsand (heute Stackeden-Formation) vor. GEIB (1973b) beschreibt in den Erläuterungen zur GK 25 Blatt Waldböckelheim die Sandgruben von Gutenberg unter dem Kapitel Unterer Meeressand (heute Alzey-Formation, älterer Teil), kartiert in der zugehörigen Karte (GEIB 1973a) jedoch Oberer Meeressand (heute Alzey-Formation, jüngerer Teil) und Hauptterrasse. ROTHAUSEN & SONNE (1984: Taf. 25, Fig. 3) zeigen ein Foto, in dem bereits eine Dreiteilung der aufgeschlossenen Sedimente erkennbar ist, korrelieren die gesamte Abfolge jedoch mit dem Unteren und Oberen Meeressand (heute Alzey-Formation). SCHÄFER (2012) folgt dieser Einstufung. GRIMM & GRIMM (2003: 93) korrelieren den liegenden Kies und Sand mit der Alzey-Formation und erwähnen eine Überdeckung durch z.T. feingeschichtete Tone und Silte, die sie in die Pfadberg-Subformation der Stackeden-Formation einstufen. Fluviale Ablagerungen werden nicht erwähnt.

Im Rahmen mehrerer Ortsbegehungen wurden in den Jahren 2020 und 2021 festgestellt, dass die in ROTHAUSEN & SONNE (1984: Taf. 25, Fig. 3) erkennbare dreiteilige Sedimentabfolge mit hangender Kies- bis Blockkiesabfolge, Trennschicht aus Ton, Silt und Feinsand und liegender Kieslage

mit lokalen Eisen-Mangan-Verkittungen in den derzeit bestehenden Sand- und Kiesgruben Gutenberg und Wallhausen noch gut erkennbar ist. In der vorliegenden Arbeit wird die hangende Kies- und Blockkieslage erstmals sedimentpetrographisch und lithostratigraphisch untersucht.

2. Material und Methodik

Zur Untersuchung der Kiesgruben im Bereich der Gemarkungsgrenze Gutenberg / Wallhausen wurden im Frühjahr und Sommer 2021 zwei Profile aufgenommen und beprobt. Die Lage der Profile ist Abbildung 1 zu entnehmen. In beiden Profilen wurden jeweils schichtweise Sedimentproben entnommen. Dabei handelt es sich um Stichproben, da die aufgrund der z.T. sehr unterschiedlichen Korngrößenverteilungen mit Einzelkorngrößen bis 300 mm \varnothing erforderlichen Probenmengen für eine statistisch repräsentative Probengröße sowohl die zu Verfügung stehenden Transportkapazitäten wie auch die Labormöglichkeiten überschritten hätten.

Alle Proben wurden im Labor zunächst bei ca. 50 °C getrocknet. Anschließend wurden alle Proben granulometrisch untersucht (Nasssiegung, Korngrößenanalyse gemäß DIN 4022). Dabei wurde die Pelitfraktion teilweise aufgefangen. Aus den Ergebnissen der Korngrößenbestimmungen wurden die Sortierung, die Schiefe, die Kurtosis und die mittlere Korngröße nach FOLK & WARD (1957) bestimmt als:

$$\sigma_1 = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6,6} \quad (\text{Sortierung})$$

$$sk_1 = \frac{\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_{95} + \Phi_5 - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)} \quad (\text{Schiefe})$$

$$Kg = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2,44(\Phi_{75} - \Phi_{25})} \quad (\text{Kurtosis})$$

$$M = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3} \quad (\text{mittlere Korngröße})$$

Außer in Schicht 8 im Profil 2 enthalten alle entnommenen Proben eine Mittelkiesfraktion. Zur Bestimmung der Liefergebiete der untersuchten Sedimente wurde die petrographische Zusammensetzung der Mittelkiesfraktion untersucht. Zusätzlich wurden an der Mittelkiesfraktion auch die Rundungsgrade in Anlehnung an KRUMBEIN (1941) ermittelt. Dazu wurden die Mittelkieskörner visuell in Gruppen sortiert, gezählt und anschließend das arithmetische Mittel der Rundungsgrade pro Probe berechnet. In den Proben in denen nur geringe Kiesanteile vorhanden waren, wurden dabei hilfsweise auch die größeren Anteile der Feinkiesfraktion (> 4 mm \varnothing) berücksichtigt.

Zur Bestimmung der Zusammensetzung der Pelitfraktion wurden an ausgewählten Pelitproben aus dem Profil 2 XRD-Analysen zur Bestimmung der Tonmineralzusammensetzungen durchgeführt.

3. Profilbeschreibung

Das Profil 1 liegt in der neuen Kiesgrube der Gebrüder WINK, Gemarkung Gutenberg, Flur 1, Flurstücke 1 und 2 (UTM 32U 412832E 5527479N, Geländeoberkante ca. 271 m NN. Vom Hangenden zum Liegenden wurden folgende Schichten erfasst (vgl. Abb. 2 und Abb. 3):

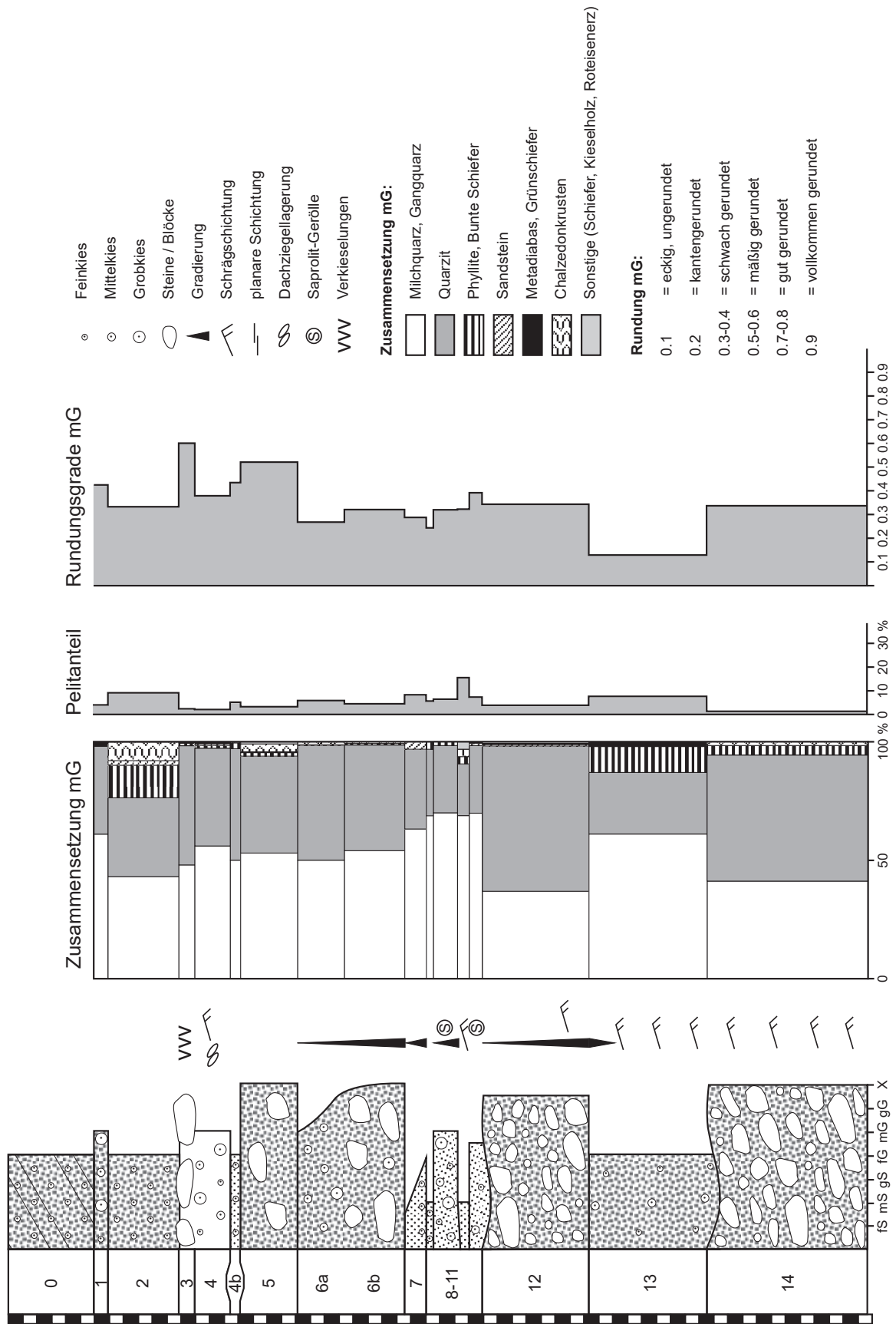


Abb. 2: Lithologisches Profil der Sandgrube Gebrüder Wink bei Gutenberg (Profil 1), prozentuale Zusammensetzung (Masse-%) und mittlere Rundungsgrade der Mittelkiesfraktion (Einteilung nach KRUMBEIN 1941) sowie Pelitanteil in Masse-%.

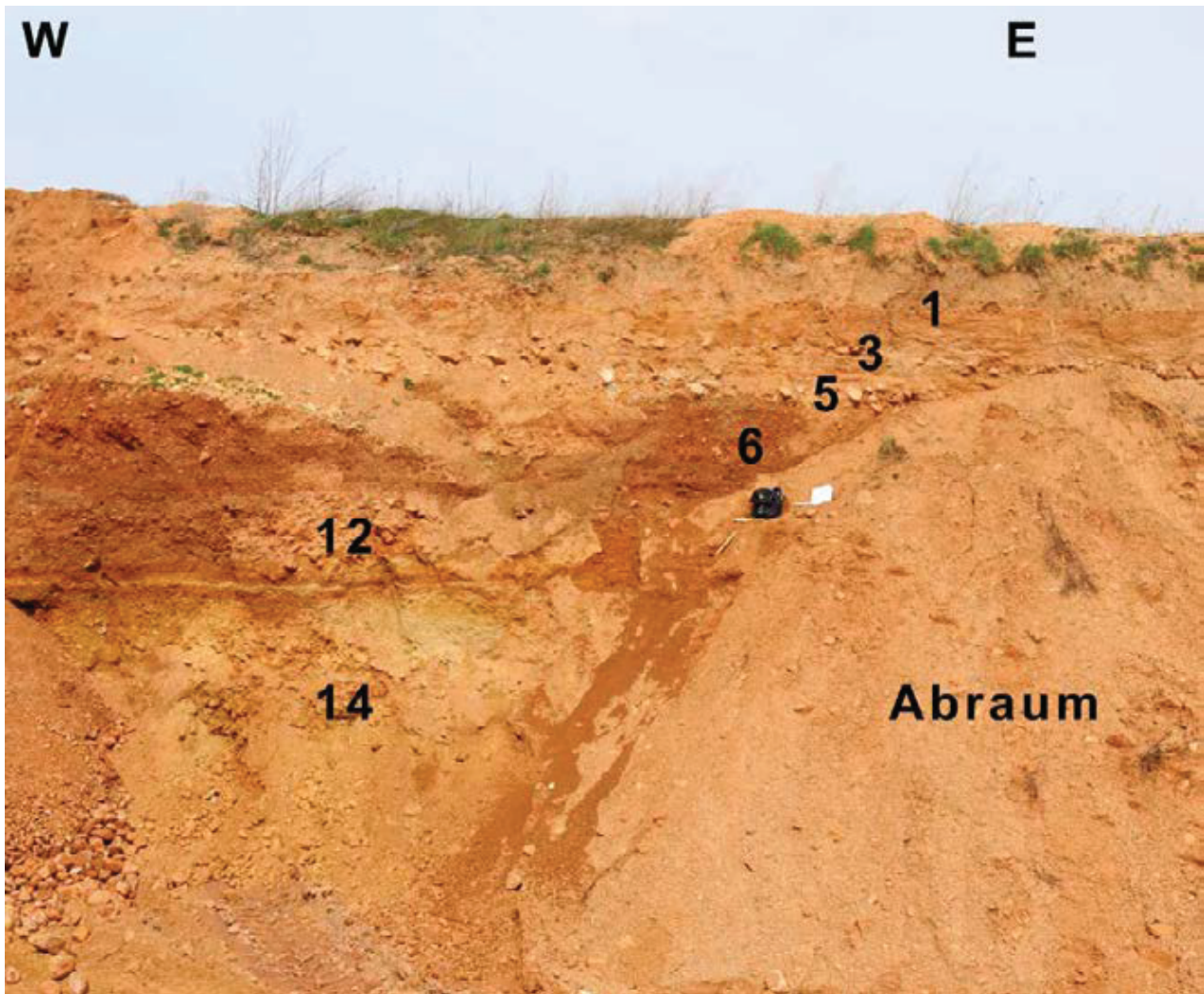


Abb. 3: Blick auf die Nordwand der Sandgrube Gebrüder WINK mit Lage charakteristischer Schichten, die im Profil 1 ausgehalten wurden (Beschreibung siehe Abb. 2).

- | | | |
|-----|--|---------|
| 0. | Feinkies und Sand, mittel grobkiesig, mittel feinkiesig, humos, mittel- bis dunkelbraun, Bodenbildung und Abraum | -0,60 m |
| 1. | Kies, stark sandig, mittel steinig, matrixgestütztes Gefüge, fuchsrot, z.T. gebleicht | -0,70 m |
| 2. | Undeutlich geschichtete Wechsellagerung zwischen Grobsand, mittelsandig, schwach lehmig, fuchsrot und Feinkies, stark sandig, beige-grau | -1,20 m |
| 3. | Kies stark sandig, mit Einzel-Blockkieslage aus Quarzitblöcken bis 200 mm \varnothing , hellgrau bis graubraun, z.T. mit kieseligen Zementen (Opal-Chalzedon), die an der Unterseite der Blöcke dünne Krusten bilden (siehe Abb. 4a) | -1,30 m |
| 4. | Mittelkies, stark feinkiesig, teilweise ohne Matrix, stark sandig, mäßig geschichtet, z.T. Dachziegellagerung, z.T. schräg geschichtet, braun bis rotbraun und ocker | -1,58 m |
| 4b. | Feinkies, stark sandig, mittel mittelkiesig, rotbraun | -1,65 m |
| 5. | Kies bis Blockkies mit Quarzitblöcken bis 300 mm \varnothing in orange-ockerfarbener, fest verbackener, limonitischer bis schwach lehmiger Sandmatrix, mit Bleichflecken an den Kornoberflächen (siehe Abb. 4b) | -2,05 m |
| 6. | Blockkies (Komponenten bis 150 mm \varnothing) bis Mittelkies, stark feinkiesig, mittel sandig, verzögert normal gradiert, rotbraun bis hellrotbraun | -2,80 m |

- | | |
|--|---------|
| 7. Feinkies, mittel feinsandig, gradiert, braun | -2,95 m |
| 8. Fein- bis Mittelsand, mittel feinkiesig, teilweise erodiert, keilt nach Osten aus | -3,00 m |
| 9. Kies, stark sandig, gradiert, beige-grau bis rotbraun, enthält einzelne kantengerundete, rosafarbene bis weißgelbliche Saprolitgerölle (siehe Abb. 4c) | -3,17 m |
| 10. Mittel- bis Feinsand, schwach schluffig, flach schräggeschichtet, geht nach Osten in Kies über, rotbraun bis graubraun, Top karminrot | -3,25 m |
| 11. Mittel- bis Feinkies, mittel sandig, Basis uneben, enthält einzelne kantengerundete, hellgelbe Saprolitgerölle (siehe Abb. 4c) | -3,40 m |
| 12. Kies, stark sandig, mittel steinig, gradiert, nach Südwesten schräggeschichtet, ocker bis grau-violett und rotbraun | -4,15 m |
| 13. Grobsand bis Feinkies, mittel mittelkiesig, undeutlich schräg geschichtet, oberste 10 cm invers gradiert, gelblichgrau bis gelblichocker, am Top Ton-Eisenoxidanreicherungen | -5,10 m |
| 14. Blockkies, stark kiesig, z.T. ohne Matrix, im höheren Teil schräg geschichtet, ocker bis beige und rotbraun, fleckig | -6,20 m |



Abb. 4: Beispiele für sedimentologische, lithologische und diagenetische Merkmale der untersuchten Abfolge im Profil 1, Sandgrube Gebrüder Wink bei Gutenberg.

- a Geopetale Verkieselungen an der Unterseite größerer Gerölle und schwache kieselige Zementierung in den Kiesen der Schicht 3 (V).
- b Durch schwach lehmige Sandmatrix verbackener Kies bis Blockkies der Schicht 5 mit einzelnen Bleichflecken.
- c Rosafarbene bis weißgelbliche Saprolitgerölle (S) in den Schichten 9 (oben) und 11 (unten).

Das Profil 2 liegt in der benachbarten Kiesgrube der Fa. BARTH GmbH in der Gemarkung Wallhausen, Flur 6, Flurstück 34 und 35 (etwa UTM 32U 412875E 5527360N, Geländeoberkante ca. 268 m NN). Es wurde durch vier Aufgrabungen erschlossen (siehe Abb. 7, I-IV). Das Profil ist im Topbereich durch den ehem. Kiesabbau gekappt. Vom Hangenden zum Liegenden wurden folgende Schichten aufgenommen (siehe Abb. 5):

- | | |
|---|---------|
| 1. Feinkies, stark mittelkiesig, mittel grobsandig, Gerölle eingeregelt, z.T. Dachziegel-lagerung, abgestütztes Gefüge, rotbraun (siehe Abb. 6) | -0,15 m |
| 2. Grobsand, stark feinkiesig, gradiert, rotbraun | -0,23 m |
| 3. Grobkies bis Blockkies mit Quarzitkomponenten bis 300 mm ø, verzögert normal gradiert, z.T. mit Dachziegellagerung, Basis rotbraun, wird nach oben heller, Top z.T. gebleicht mit einzelnen Quarzitgeröllen auf deren Unterseite Verkieselungserscheinungen erkennbar sind | -0,73 m |
| 4. Mittel- bis Grobkies, stark sandig, mittel feinkiesig, z.T. Dachziegellagerung | -0,95 m |
| 5. Mittel- bis Feinsand, schwach schluffig, schwach kiesig, karminrot | -1,02 m |
| 6. Mittelkies, stark feinkiesig, rotbraun mit verformten karminroten Sandlinsen | -1,24 m |
| 7. Wechsellagerung zwischen stark feinsandigem, feinkiesigem Grobsand und mittel mittelkiesigem Feinkies, rotbraun, Basis mit taschenartigen Vertiefungen in die liegende Schicht | -1,59 m |
| 8. Feinsand bis schwach schluffiger Feinsand, an der Basis wenig Feinkies, gradiert, Basis planar geschichtet, im Top mit taschenartigen Vertiefungen, ocker bis hellrosagrau, fleckig | -1,74 m |
| 9. Kies und Sand, schwach schluffig, partiell verfestigt mit ferritischem Bindemittel, flach schräggeschichtet, rotbraun | -1,99 m |
| 10. Sand, schwach kiesig, hellbeige bis hellgelblich, rotfleckig | -2,29 m |
| 11. Kies bis Blockkies, mittel sandig, am Top Quarzitblöcke bis 300 mm ø, rotbraun | -3,09 m |
| 12. Mittel- bis Grobsand, mittel fein- bis mittelkiesig, ocker bis rostrot | -3,26 m |
| 13. Grob- bis Mittelsand, mittel feinkiesig, partiell verfestigt mit kieseligem Binde-mittel, hellgelblich bis beigegrau, ockerfleckig | -3,72 m |
| 14. Feinkies, stark mittelkiesig, stark sandig, partiell verfestigt mit limonitisch-manganoxidischem Bindemittel, ocker fleckig, enthält einzelne weißgraue, vertonte Saprolitgerölle | -3,94 m |
| 15. Undeutlich geschichtete Wechsellagerung zwischen Mittelkies, stark feinkiesig, stark sandig und Mittelsand, mittel kiesig, rot- bis grauviolett und hellgelb bis ocker, fleckig | -4,44 m |
| 16. Grobkies bis Blockkies, stark fein- bis mittelkiesig, undeutlich geschichtet, ocker, höherer Teil z.T. ohne Matrix, beige | -5,30 m |
| 17. Feinkies, stark grobsandig, mittel mittelkiesig, undeutlich z.T. schräg geschichtet, ocker, greift erosiv in den paläogenen Untergrund, keilt nach Nordosten rasch aus | -6,48 m |

Im Südwesten des Profils 2 ist eine ca. 3 m tiefe Rinnenstruktur in den paläogenen Untergrund eingetieft (siehe Abb. 7).

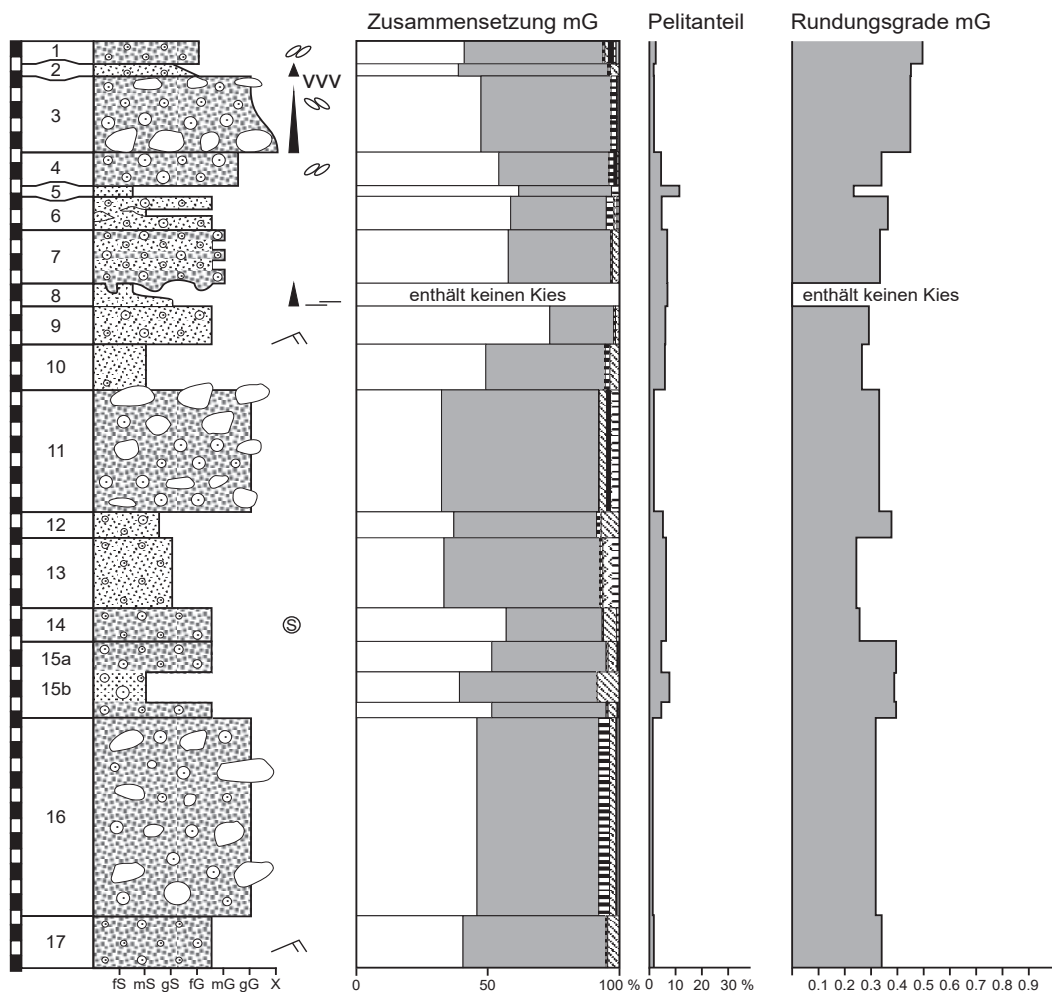


Abb. 5 (oben): Lithologisches Profil der Sandgrube der Fa. BARTH GmbH Wallhausen (Profil 2), prozentuale Zusammensetzung (Masse-%) und mittlere Rundungsgrade der Mittelkiesfraktion (Einteilung nach KRUMBEIN 1941) sowie Pelitanteil in Masse-% (Legende siehe Abb. 2).

Abb. 6 (links): Blick auf den höheren Teil des Profils 2, Sandgrube der Fa. BARTH GmbH Wallhausen. In den Schichten 1 (oberste Schicht) und 3 (untere Schicht) ist teilweise eine Dachziegellagerung erkennbar. Der im Text erwähnte Verkieselungshorizont am Top von Schicht 3 ist hier nicht erkennbar.



Abb. 7: Blick auf die SE-Wand der Sandgrube BARTH GmbH in Wallhausen mit den grundsätzlichen Lagerungsverhältnissen. Die Profilaufnahme des Profils 2 erfolgte in den vier eingezeichneten Teilprofilen I bis IV, in denen der Abraum durchgraben wurde. Die Unterkante der Schicht 16 ist gestrichelt eingezeichnet, die blaue Linie beschreibt die Pliozänbasis.

4. Sedimentologie

4.1 Sedimentfarbe

Die Farbe der untersuchten Schichten variiert zwischen fuchsrot bis rötlichbraun, ocker bis gelblich und grau bis gelblichgrau. Die roten Farben gehen auf eine von oben eingewaschene, feinverteilte hämatitische Pelitfraktion zurück, die die Komponenten außen überdeckt. Die roten Überzüge der Komponenten lassen sich leicht abspülen oder abreiben. Sie überdecken alle authigenen Mineralbildungen auf den Komponenten, wie z.B. die o.g. Verkieselungen an der Unterseite der Einzelblöcke in den Profilen 1 und 2. Die Rotfärbung ist in den höheren Profilschnitten unterhalb der durch Bodenbildung beeinflussten Schichten am intensivsten und insbesondere über feinkörnigeren Lagen sehr deutlich. Auch an der Basis der untersuchten Abfolge und in den z.T. tonigen liegenden oligozänen Schichten sind zum Liegenden hin abnehmende, fleckig-schlierige Hämatitanreicherungen zu beobachten. Dabei handelt es sich um einen fossilen Plinthosol, der wahrscheinlich ins Miozän zu stellen ist.

4.2 Granulometrie

Die untersuchten Sedimentproben sind überwiegend schlecht bis sehr schlecht sortiert. Die Sortierung σ_1 nach FOLK & WARD (1957) liegt zwischen 1,06 (Profil 2, Schicht 8) und 3,42 (Profil 1, tieferer Teil Schicht 6). Dabei fällt auf, dass die Sortierung im Profil 2 mit einem Durchschnittswert von 2,26 besser ist als im Profil 1 mit durchschnittlich 2,78.

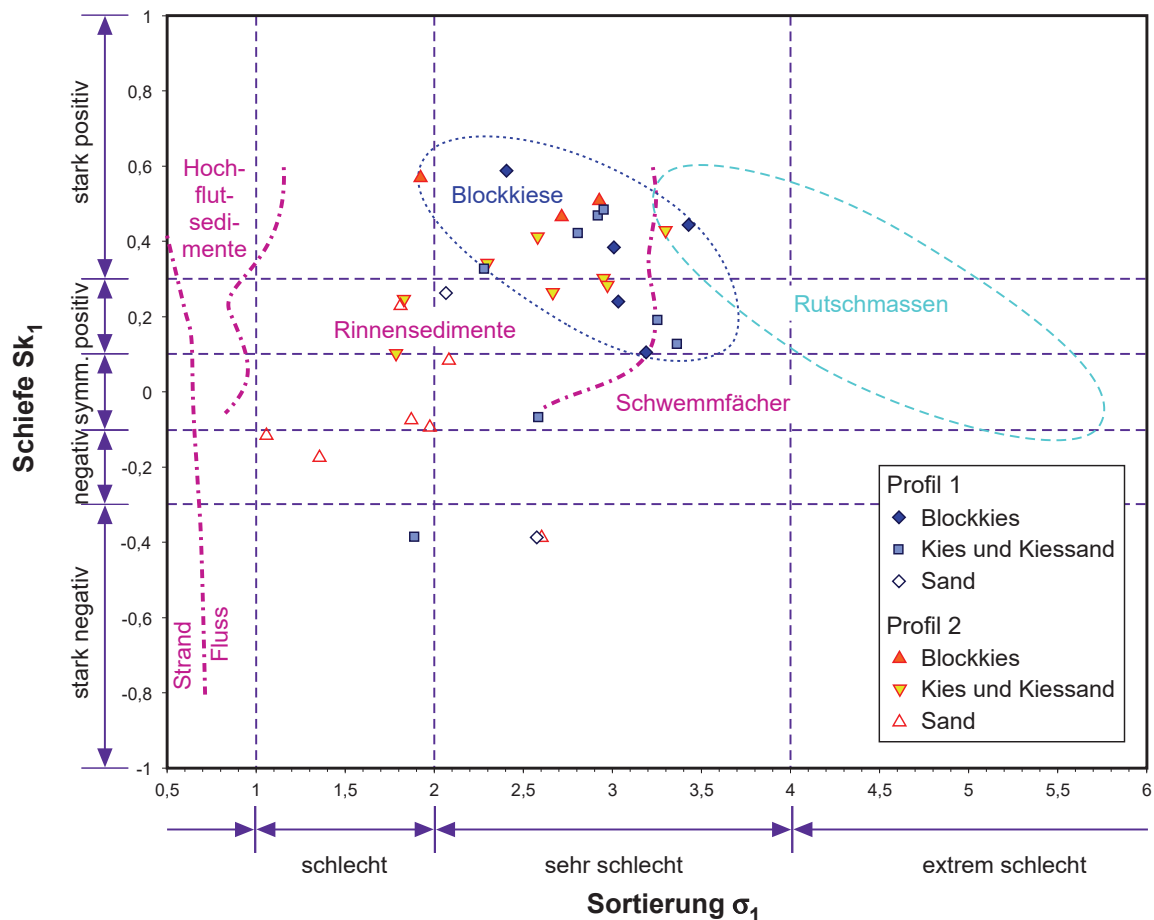


Abb. 8: Die untersuchten Proben im Diagramm Schiefe gegen Sortierung. Faziesbereiche nach FRIEDMANN (1961, 1967), GRIMM & GRIMM (2005) und PASEBAN et al. (2018).

Die Schiefe der untersuchten Proben ist sehr variabel und reicht nach der Einteilung von FOLK & WARD (1957) von stark negativ (3 Proben) über negativ (2 Proben), symmetrisch (5 Proben), positiv (9 Proben) bis stark positiv (14 Proben), wobei die Sandlagen eine geringere Schiefe aufweisen als die Blockschuttlagen (siehe Abb. 8).

Die Kurtosis der darstellenden Punkte liegt zwischen 0,63 bis 1,90 und ist somit nach FOLK & WARD (1957) als sehr platykurtisch ($<0,67$, sehr flachgipfelig, 1 Probe), platykurtisch (0,67-0,90, flachgipfelig, 9 Proben), mesokurtisch (0,90-1,11, normalgipfelig, 5 Proben), leptokurtisch (1,11-1,50, spitzgipfelig, 10 Proben) bis sehr leptokurtisch (1,50-3,00, sehr spitzgipfelig, 8 Proben) zu bezeichnen (siehe Abb. 9).

Auch die mittlere Korngröße ist sehr variabel und reicht von ϕ 5,39 ($\approx 41,8$ mm ϕ = Grobkies) bis ϕ 2,29 ($\approx 0,20$ mm ϕ = Mittelsand) (siehe Abb. 10).

Im Diagramm Schiefe gegen Sortierung (vgl. Abb. 8) liegen die darstellenden Punkte aller untersuchten Proben außerhalb der von FRIEDMAN (1961, 1967) formulierten Felder für Strand- und Dünsedimente im Bereich des Feldes für Flussablagerungen. PASEBAN et al. (2018) trennen in diesem Feld Bereiche für Hochflutsedimente, Rinnensedimente und Schwemmfächerablagerungen ab. Die darstellenden Punkte der untersuchten Proben fallen überwiegend in den Bereich der Rinnensedimente. Nur drei Proben liegen eindeutig im Bereich der Schwemmfächerablagerungen nach PASEBAN et al. (2018), zwei davon zugleich im Randbereich des darstellenden Feldes für Rutschmassen nach GRIMM & GRIMM (2005).

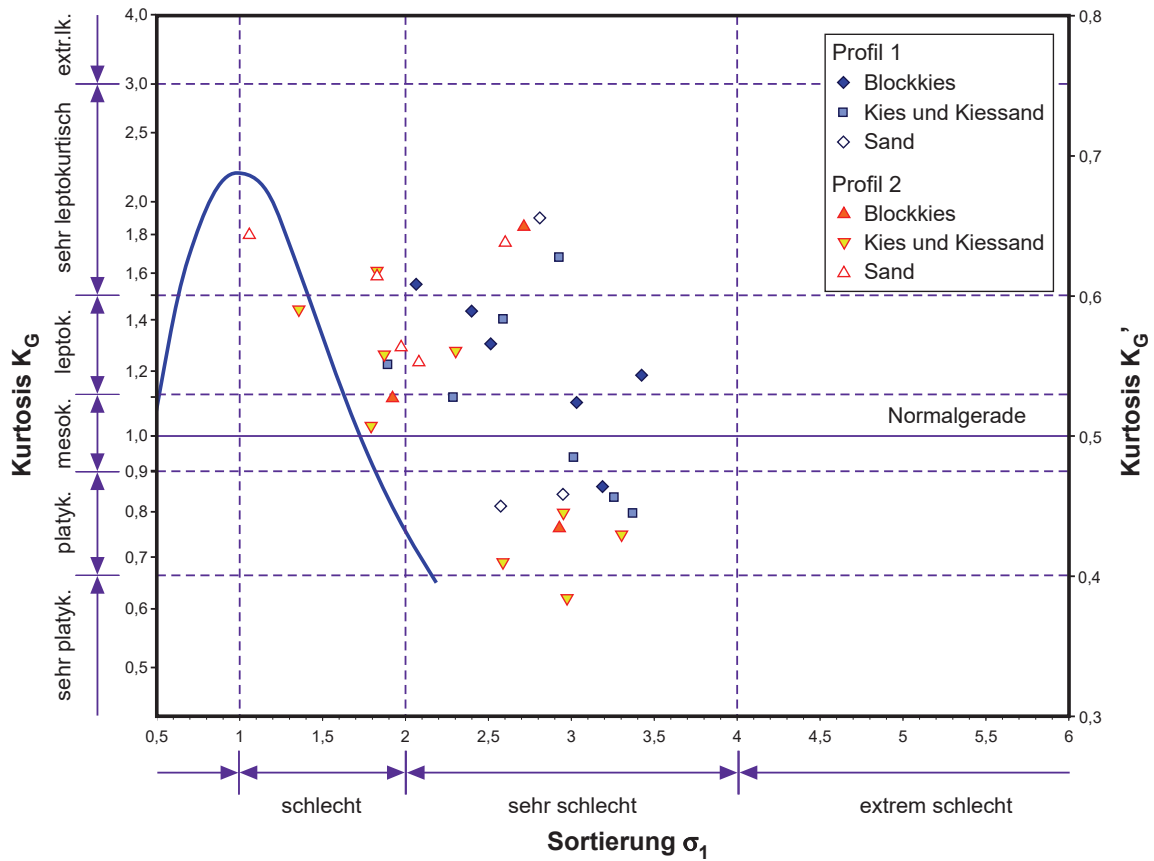


Abb. 9: Die untersuchten Proben im Diagramm Kurtosis gegen Sortierung. Progressionskurve nach Folk & Ward (1957).

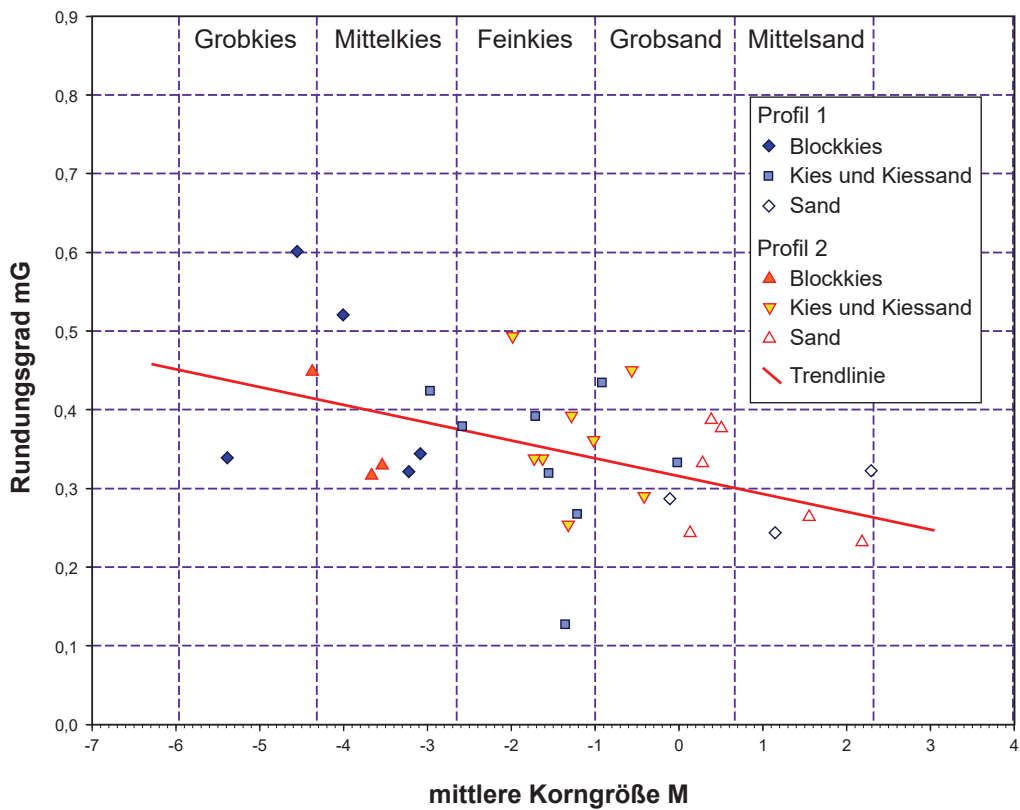


Abb. 10: Die untersuchten Proben im Diagramm mittlerer Rundungsgrad der Mittelkiesfraktion gegen mittlere Korngröße.

Im Diagramm Kurtosis gegen Sortierung (vgl. Abb. 9) liegen nahezu alle darstellenden Punkte oberhalb und rechts der von FOLK & WARD (1957) ermittelten Progressionskurve. Die Verteilung ist für Flusssedimente untypisch, insbesondere, da nahezu alle Proben aus Mischungen von Sand und Kies bis Geröllen bestehen und gut sortierte Sande sowie pelitisch dominierte Ablagerungen fehlen.

4.3 Petrographie, Mineralneubildungen, Tonminerale

Die Komponenten der untersuchten Proben bestehen ausschließlich aus regionalem Material. Die beiden dominanten Komponentengruppen sind Milchquarz und Quarzit. Die Milchquarzkomponenten enthalten häufig Einschlüsse von Goethit-Limonit. Der Goethit bildet gelegentlich Pseudomorphosen nach Pyrit. Bei der Aufarbeitung der Quarzgänge im Rahmen der Verwitterung werden die z.T. erdigen Limonitbildungen leicht ausgewaschen und es entstehen zellig-poröse Quarzaggregate. In den dadurch entstandenen Hohlräumen treten gelegentlich kleinere Bergkristalle auf. Der Habitus des Milchquarzes ist typisch für Komponenten aus aufgearbeitetem Material der Quarzgänge und Kluffüllungen in den Schiefen am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges. Derartige Komponenten treten dort weit verbreitet in Verwitterungsböden und Hangschuttbildungen auf.

Neben zellig-porösen Milchquarz-Limonit-Verwachsungen wurden untergeordnet auch kompakte Milchquarzkomponenten nachgewiesen. Manchmal ist erkennbar, dass es sich dabei um Kluffüllungen im Quarzit handelt.

Bei den Quarzitkomponenten treten hauptsächlich zwei Varietäten auf, die sich durch ihr Verwitterungsverhalten geringfügig unterscheiden. Die erste Varietät zeigt meist eine deutlich genarbte, hellgelblich verwitterte Oberfläche und ist häufig sehr feinkörnig. Im Querbruch ist erkennbar, dass die Narben auf ausgewitterte Hellglimmer zurückgehen, die gelegentlich auch noch auf der Außenseite erhalten sind. Aus dem plattigen Habitus der Gerölle und Relikten der manchmal noch erkennbaren Schichtung kann man schließen, dass dieser Quarzittypus auf Wechsellagerungen von dünnen Quarzitbänken mit Schiefen zurückgeht. Die zweite Quarzitvarietät ist dunkler, kompakter und hat meist eine glattere, ungenarbte Oberfläche. Im Querbruch sind gröbere, miteinander verwachsene Quarzkörner erkennbar. Beide Quarzitvarietäten können ineinander übergehen. Neben den beiden genannten Varietäten tritt untergeordnet eine gelblich angewitterte Quarzitmikrobrekzie auf, deren Gestein im Abstand von 0,5 bis 5 mm von mehreren Generationen von Quarz-verheilten Brüchen durchzogen wird. Es handelt sich dabei um Material aus einer multitemporalen Störungszone. Die Quarzitmikrobrekzien-Komponenten können wahrscheinlich auf Abtragungen im Bereich der nur wenige Kilometer im Nordwesten gelegenen Hunsrück-Südrand-Störung zurückgeführt werden.

Deutlich seltener als Quarz und Quarzit sind graue bis grünliche Komponenten von verschiedenen Phylliten und der Bunten Schiefer, grünschieferfaziellen Meta-Diabasen, Sandsteinen und Chalzedonkrusten. Bei den Sandsteinen (untergeordnet auch Siltsteine) treten hauptsächlich braune Fein- bis Mittelsandsteine der permischen Glan-Subgruppe auf, die wenige Kilometer nordwestlich des Untersuchungsbereichs in einem schmalen Streifen vor bzw. entlang der Hunsrück-Südrand-Störung aufgeschlossen sind (GEIB 1973a). Komponenten aus der unmittelbar in der Nachbarschaft anstehenden Wadern-Formation konnten dagegen nicht sicher nachgewiesen werden.

Die Chalzedon-Komponenten sind bis wenige millimeterdicke graue bis weiße Krusten, die häufig schlecht gerundete Klaster bilden. Sie sind besonders häufig in Schicht 2 im Profil 1 anzutreffen (Abb. 2) und unterscheiden sich deutlich von den gebänderten oder rundlichen Varietäten von Chalzedon und Achaten, die aus den Blasenfüllungen der Rotliegend-Vulkanite stammen. Die Autoren führen die Chalzedon-Komponenten auf Aufarbeitungen von jungtertiären Kieselkrusten auf der tertiären Landoberfläche des Rheinischen Schiefergebirges zurück.

Neben den Hauptkomponenten und den Nebenkomponten treten akzessorisch weitere Komponenten aus Hunsrückschiefer (2 Stücke), Kieselholz (1 Stück), Roteisenerz (1 Stück) und Limonit (1 Stück) auf, weiterhin im Profil 1, Schichten 9 und 11 und im Profil 2, Schicht 14 weißgraue bis gelbliche bzw. rosafarbene Saprolit-Gerölle (Abb. 4c.). Es handelt sich dabei um Abtragungsmaterial aus der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke auf der Rumpffläche des Hunsrücks (FELIX-HENNINGSSEN 1990).

Die petrographische Zusammensetzung der Mittelkiesfraktion in den Profilen ist in den Abbildungen 2 und 5 dargestellt. Auffällig ist das merkliche Auftreten von Chalzedonklaster in den Schichten 2, 5 und 10 im Profil 1 (Abb. 2) sowie in den Schichten 11 und 13 im Profil 2 (Abb. 5). Komponenten aus Phyllit und den Bunten Schiefen treten im Profil 1 in den Schichten 2, 10, 13 und 14 in relevanten Anteilen auf. Im Profil 2 sind diese Komponenten seltener und nur in Schicht 16 in relevanten Anteilen nachweisbar. Die o.g. überwiegend braunen Sandsteinkomponenten treten dagegen im Profil 1 außer in Schicht 7 nur untergeordnet auf. Im Profil 2 sind diese Komponenten häufiger in den Schichten 12, 14, 15b und 17 nachweisbar.

Auf allen untersuchten Komponenten konnten Flecken von häufig mikro- bis feinkristallinen schwarzen Manganmineralen festgestellt werden. Sie bilden auf glatten Oberflächen z.T. kleine Erhebungen, füllen aber auch winzige Vertiefungen, wie die o.g. Narben der Quarzite aus. Der Habitus der Manganmineralisationen (Erhebung, z.T. erkennbare Kristalle) weist diese als authigene Mineralbildungen aus. Vor allem im Profil 2 sind die tieferen Schichten 9 und 14 z.T. ferritisch (durch Limonit) bzw. durch Manganoxide verfestigt. Diese Verfestigungen sind jedoch nicht stratiform entwickelt, sondern orientieren sich in ihrer räumlichen Anordnung eher an ehemaligen Grundwasserständen. Es handelt sich um eine ältere Limonitbildung.

Neben den Mangan- und Eisenmineralen bilden die Verkieselungen in Schicht 3 (Profil 1, Abb. 2 und 3c) und am Top von Schicht 3 (Profil 2, Abb. 5) die auffälligste authigene Mineralisation. Sie bilden hauptsächlich an der Unterseite der Blöcke dünne Krusten mit z.T. nieren-tropfenförmigem Habitus. Im kiesigen Sediment zwischen den Blöcken und unmittelbar oberhalb der Blöcke treten an den Kornoberflächen auch dünne Häutchen aus feinkristallinem Quarz (Mikroquarz) auf. Bei den nur ca. 0,5 mm dicken Krusten an der Unterseite der Blöcke ist erkennbar, dass an Kornkontakten zu kleineren Kieseln selbst keine Verkieselungen auftreten, am ringförmigen Rand der Kontakte aber leicht wulstförmige Verdickungen vorhanden sind. Die Verkieselungen erscheinen im Binokular z.T. milchig-weiß und trüb mit samtig schimmernder Oberfläche, die etwas dickeren nieren- bis tropfenförmigen Strukturen sind dagegen z.T. wasserklar und farblos. Sie greifen z.T. korrosiv in die Quarzitkomponenten, auf denen sie aufgewachsen sind. Unter UVA-Licht zeigen die Verkieselungen eine leicht bläuliche Fluoreszenz, eine Lumineszenz konnte nicht beobachtet werden. Nach den vorliegenden Daten handelt es sich bei den wasserklaren tropfenförmigen Bildungen um Opal (Hyalit), der sekundär zu milchig-weißem Chalzedon umkristallisiert ist. An den Blöcken am Top von Schicht 3 kann beobachtet werden, dass sich die Verkieselungen mit limonitischen Überzügen mit ganz ähnlichem Habitus verzahnen. Ob ein

Zusammenhang zwischen den Limonit-Bildungen im tieferen Teil des Profils und den oberflächennahen limonitischen Überzügen besteht, wurde nicht untersucht.

Auf die allgemein geringen Anteile der Pelitfraktion bei den untersuchten Sedimenten wurde bereits zuvor eingegangen. Lediglich in der Probe Schicht 10, Profil 1 treten mit 15 Masse-% relevante Pelitanteile auf. Stichprobenartige mikroskopische Untersuchungen der Feinfraktion zeigen, dass insbesondere die Grobschlufffraktion der untersuchten Proben aus dem Profil 1 in relevanten Anteilen Hellglimmerplättchen führt. Sie lassen sich aus den Serizit-haltigen Gesteinen der metamorphen Hunsrück-Südrandzone ableiten.

Die XRD-Analysen der Pelitfraktion der Proben aus den Schichten 2, 6 (höherer Teil), 10 und 13 im Profil 2 ergaben neben hohen Gehalten an Illit und Kaolinit in Spuren quellfähige unregelmäßige Illit/Smectit-Wechselagerungsminerale.

4.4 Rundung

Die Komponenten der untersuchten Mittelkiesfraktionen zeigen sehr unterschiedliche Rundungsgrade (vgl. Abb. 11 und 12). Die Mittelwerte der Rundungsgrade der Komponenten variieren zwischen 0,129 (ungerundet) in Schicht 13 im Profil 1 und 0,601 (mäßig gerundet) in Schicht 3 im Profil 1. Die mittleren Rundungsgrade sind in den Abbildungen 2 und 5 schichtweise dargestellt. In der Schicht 3 im Profil 1 dominieren gut gerundete, in den Schichten 2, 10 und 13 im Profil 1 und in Schicht 5 im Profil 2 dagegen ungerundete bis kantengerundete Komponenten.

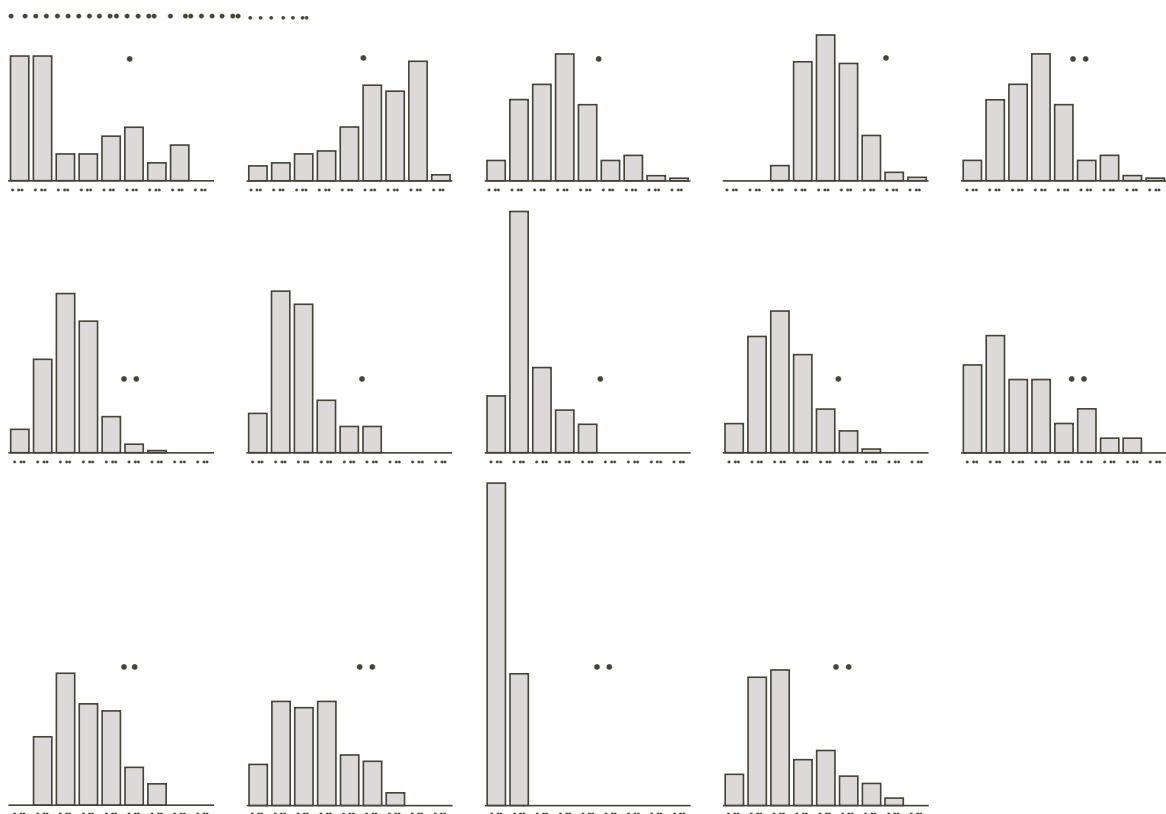


Abb. 11: Rundungsgrade nach KRUMBEIN (1941) der untersuchten Proben aus dem Profil 1, Schichten 2 bis 14.

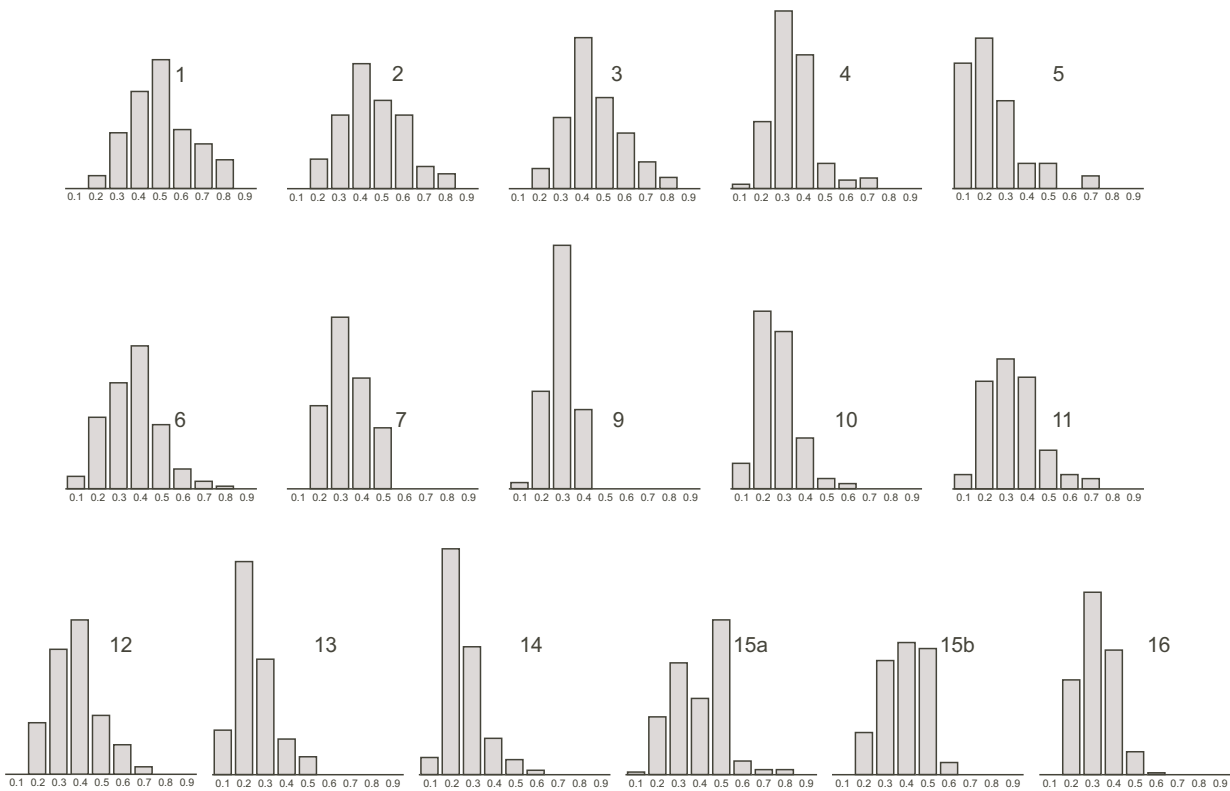


Abb. 12: Rundungsgrade nach KRUMBEIN (1941) der untersuchten Proben aus dem Profil 2, Schichten 1 bis 7 und 9-16.

Bei allen anderen Proben liegen die Rundungsgrade der Mittelkiesfraktion dazwischen. Teilweise ist erkennbar, dass die schlechter gerundeten Milchquarz- und Quarzitkomponenten auf zerbrochene, besser gerundete Komponenten zurückgehen. Vor allem die ungerundeten bis kantengerundeten Quarzitkomponenten bestehen aber auch aus rhomboederähnlichen Bruchkörpern, wobei die Außenseiten vorhandenen konjugierten Riedel-Scherflächen und Schichtflächen folgen. Riedel-Scherflächen bilden sich im Bereich überwiegend spröder Deformation entlang von Verwerfungen.

Trägt man die Mittelwerte der Rundungsgrade gegen die mittlere Korngröße ein (vgl. Abb. 10), dann ist mit abnehmender Korngröße eine signifikante schwache negative lineare Korrelation zu beobachten (Korrelationskoeffizient $r = -0,47$, Bestimmtheitsmaß $R^2 = 0,22$, p -Wert $\approx 0,006$). Dies bedeutet, dass mit Abnahme der mittleren Korngröße der Rundungsgrad ebenfalls abnimmt, obwohl der Korngrößendurchmesser der betrachteten Komponenten (Mittelkiesfraktion) gleich bleibt. Somit können die mit einer Korngrößenzunahme (Veränderung des Korngewichts) üblicherweise häufiger und intensiver auftretenden Bodenkontakte als Ursache für eine stärkere Abrundung der Komponenten ausgeschlossen werden.

Auf die Oberflächen der Komponenten wurde bereits teilweise eingegangen. Sie ist für die gearbten Quarzitkomponenten wenig charakteristisch. Betrachtet man die ungearbten Komponenten, dann fällt auf, dass außer in der Schicht 2 im Profil 2 alle Komponenten matte Oberflächen haben. Nur die Komponenten von Schicht 2 im Profil 2 sind glänzend glattpoliert.

Quantitative Untersuchungen der Sphärizität erfolgten nicht, doch kann beobachtet werden, dass selbst gut bis vollkommen gerundete Komponenten nur eine moderate Sphärizität auf-

weisen, während die schlechter gerundeten Komponenten häufig eine längliche bis niedrige Sphärizität zeigen und z.T. auch deutlich abgeplattet sind.

4.5 Gefüge

Die Basis der untersuchten Sedimentabfolge greift deutlich erosiv in den Untergrund. In der Kiesgrube der Fa. Barth ist dies besonders eindrucksvoll zu sehen (Abb. 7). Dort ist eine ca. 3 m tiefe Rinne in die liegenden oligozänen Schichten eingeschnitten und eine weitere Auskolkung ist durch eine schräg geschichtete Kiesbank aufgefüllt (Schicht 17 im Profil 2, Abb. 5). Weitere erosive Kontakte sind an der Basis der Schicht 7 im Profil 1 (siehe Kap. 3, Profilbeschreibung) und an der Basis der Schicht 7 im Profil 2 zu erkennen. Dabei greifen die überdeckenden Lagen jeweils in kleinen Kolken in die liegende Schicht.

Die Sedimente in den beiden Profilen sind gut bis mäßig geschichtet. Die einzelnen Schichtpakete sind teilweise über die gesamte Aufschlussbreite verfolgbar, einzelne Schichten keilen aber innerhalb weniger Meter aus, andere verändern ihre Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis zu einem Meter. Schicht 13 im Profil 1 besteht z.B. aus mehreren hintereinander gestaffelten, längs angeschnittenen Kiesbänken, die jeweils an der strömungszugewandten Seite flach ansteigen und an der strömungsabgewandten Seite steile Foreset-Schüttungen zeigen. Steile Rinnen-Schrägschichtungen und bankinterne Kreuzschichtungen sind insgesamt betrachtet relativ häufig und treten in den Kies- und in einem Teil der Blockkieslagen auf. In vielen Lagen sind Dachziegellagerungen aus abgeplatteten Geröllen erkennbar. Die Sandlagen zeigen teilweise keine erkennbaren Schichtungsmerkmale, teilweise sind sie auch planar oder kreuzgeschichtet. Häufig sind normal bis verzögert normal gradierte Lagen erkennbar, in Schicht 13 im Profil 2 ist der höchste Teil invers gradiert.

4.6 Zyklizität und Fazies

In jedem Profil sind mehrere übereinander gestaffelte Sedimentkleinzyklen erkennbar. Die Abfolge der Zyklen ist dabei sehr ähnlich, wenngleich nicht immer alle Schichten vollständig ausgebildet sind (vgl. Abb. 13). Sie besteht aus vier übereinander gestaffelten Fining-upward-Zyklen (FU, unten dickbankig und grobkörnig, oben dünnbankig und feinkörnig) und zwei darüber hangenden Coarsening-upward-Zyklen (CU, unten dünnbankig und feinkörnig, oben dickbankig und grobkörnig). Dabei nehmen die Mächtigkeiten der Fining-upward-Zyklen vom Liegenden zum Hangenden ab, die der Coarsening-upward-Zyklen dagegen vom Liegenden zum Hangenden zu.

Im Profil 1 beginnt die Sedimentabfolge mit dem Fining-upward-Zyklus 1 (FU 1), die die Blockkieslage Schicht 14 umfasst und mit einem Grobsand am Top von Schicht 13 endet. Darüber beginnt mit der Blockkieslage Schicht 12 ein weiterer Fining-upward-Zyklus (FU 2). Dieser endet im Mittelsand am Top von Schicht 7. Der dritte Fining-upward-Zyklus (FU 3) beginnt wieder mit einem Blockkies an der Basis von Schicht 6, ist jedoch nicht so deutlich entwickelt, sondern wird am Top vom nächsten Fining-upward-Zyklus FU 4, beginnend mit dem Blockkies von Schicht 5 gekappt. FU 4 reicht bis zur stark sandigen Feinkieslage Schicht 4b. Darüber sind dann zwei undeutliche Coarsening-upward-Zyklen ausgebildet, beginnend in Schicht 4b bis Schicht 3 (CU 1) und von Schicht 2 bis Schicht 1 (CU 2). Die hangenden Bodenbildungen wurden nicht berücksichtigt.

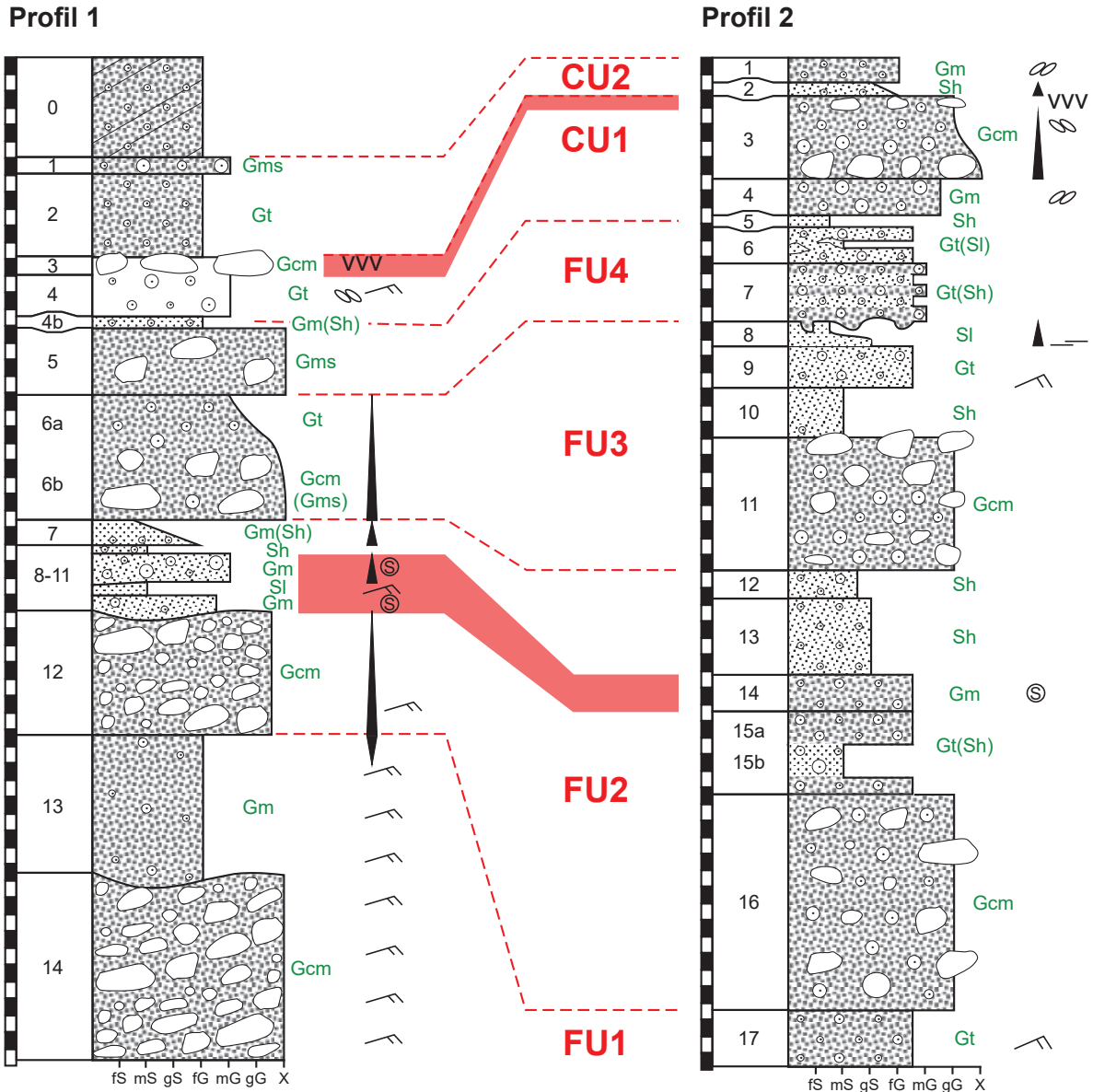


Abb. 13: Stratigraphische Korrelation der Profile 1 und 2. FU = Fining-upward-Zyklen, CU = Coarsening-upward-Zyklen, in grün Lithofaziestypen nach ABOUMARIA et al. (2009), MIALL (1977, 1978) und RUST (1978), Erläuterungen siehe Text.

Im Profil 2 beginnt die Abfolge im Liegenden ebenfalls mit einem Fining-upward-Zyklus (FU 1), der die in Abbildung 7 erkennbare Rinne und die damit verzahnte Kiesschüttung Schicht 17 umfasst. Darüber beginnt FU 2 mit der Blockkieslage Schicht 16 und den Kies- und Sandschüttungen Schichten 12 bis 15. FU 3 beginnt mit der Blockkieslage Schicht 11 und endet mit der Sandlage Schicht 8. Dieser Zyklus ist an der Obergrenze gekappt. FU 4 umfasst die Schichten 7 bis 5. Auch im Profil 2 setzt oberhalb von FU 4 ein Coarsening-upward-Zyklus ein (CU 1). Er umfasst die Schichten 5 bis 3. CU 2 beginnt dann mit Schicht 2, ist im Topbereich aber durch den Kiesabbau gekappt worden.

Die beschriebenen Zyklen bestehen aus unterschiedlichen Lithofaziestypen:

Gms: Matrixgestützte Kiese bis Blockkiese („massive, matrix supported gravel“ nach RUST 1978, MIALL 1978) mit sandiger, teilweise schwach pelitischer Matrix, überwiegend ungeschichtet, sehr schlecht sortiert, mit positiver bis stark positiver Schiefe.

- Gcm: Korngestützte Kiese bis Blockkiese („clast-supported massive gravel“ nach ABOUMARIA et al. 2009) mit sandiger, teilweise schwach pelitischer Matrix, überwiegend ungeschichtet bis tangentielle Schrägschichtung, sehr schlecht sortiert, mit positiver bis stark positiver Schiefe.
- Gm: Ungeschichtete bis undeutlich geschichtete Kiese („massive or crudely bedded gravel“ nach MIALI 1977, 1978, „normal gradierte Konglomerate“ nach KROIS & STINGL 1991), mit oder ohne Matrix, mit Dachziegellagerung, sehr schlecht sortiert, mit positiver bis stark positiver Schiefe.
- Gt: Kiese mit trogförmiger Kreuzschichtung (MIALI 1977, 1978), teilweise mit Dachziegellagerung, teilweise ohne Matrix, schlecht sortiert.
- Sh: Fein- bis Grobsand, teilweise kiesig (mit dünnen Kiesbändchen), horizontal geschichtet (MIALI 1977, 1978).
- Sl: Feinsand, flach kreuzgeschichtet (RUST 1978, MIALI 1978).

Die Abfolge der Lithofaziestypen und der Zyklen ist in Abbildung 13 dargestellt.

Gms- und Gcm-Blockkiese werden im Allgemeinen als Debris flow-Ablagerungen betrachtet (RUST 1978, MIALI 1978, ABOUMARIA et al. 2009, PASEBAN et al. 2018 und dort zitierte Arbeiten), wobei der Begriff Debris flow z.T. unterschiedlich verstanden und nicht immer aus sedimentologischer sondern teilweise auch nur aus geomorphologischer Sicht ohne klare Abgrenzungen benutzt wird. Gms-Blockkiese mit matrixgestütztem Gefüge sind aufgrund ihres höheren Feinkornanteils und des damit verbundenen höheren Plastizitätsindex eher als Ablagerungen von Mud flows im Sinne von HUNGR (2005) einzustufen. Gcm-Blockkiese mit korngestütztem Gefüge entsprechen dagegen eher den Materialanforderungen für Debris flows in der Definition von HUNGR (2005). Die Gm- und Gt-Kiese werden von MIALI (1977, 1978) longitudinalen Kiesbänken, Rinnenböden, matrixfreien „Sieve deposits“ und kleineren Rinnenfüllungen in verflochtenen und verwilderten Flusssystemen (braided river) zugeordnet. Sie treten aber z.B. auch in Ablauffinnen an gezeitenbetonten Felsküsten auf. Horizontal geschichtete Sande (Sh) sind in vielen fluviatilen und marinen Ablagerungsräumen zu finden. Sie können dem unteren oder oberen Strömungsmilieu zugeordnet werden. Bei den untersuchten Ablagerungen enthalten die planar geschichteten Sande häufig einzelne Kiesel und feine Kiesbändchen, die darauf hinweisen, dass es sich um Ablagerungen des oberen Strömungsmilieus handelt. Flach kreuzgeschichtete Sl-Sande entstehen nach MIALI (1978) im Bereich von Crevasse splays (Dammbrüchen) und Kolkfüllungen sowie durch Antidünen. Sie können in allen Bereichen eines Flusses und auch in Gezeitenrielen entstehen.

Tab. 1: Lithofaziestypen-Abfolgen in den untersuchten Profilen mit Interpretation der Ablagerungsbedingungen in Anlehnung an MIALI (1978) und PASEBAN et al. (2018). CU = Coarsening-upward-Zyklen, FU = Fining-upward-Zyklen. Erläuterung der Lithofaziestypen im Text.

Zyklen	Profil 1	Profil 2	Interpretation
CU 2	Gt-Gms	Gm-Gt	Rinnenfüllung mit Mud flow/Rinnenfüllung einer Nebenrinne
CU 1	Gt-Gcm	Gm-Gcm	Rinnenfüllung mit distalem Debris flow
FU 4	Gms-Gm(Sh)	Gt(Sh)-Gt(Sl)-Sh	Rinne mit Debris flow unter Rinnenfüllung/Rinnenfüllung
FU 3	Gcm(Gms)-Gt	Gcm-Sh-Gt-Sl	Rinne mit Debris flow unter Rinnenfüllung
FU 2	Gcm-Gm-Sl-Gm-Sh-Gm(Sh)	Gcm-Gt(Sh)-Gm-Sh	Rinne mit Debris flow unter Rinnenfüllung
FU 1	Gcm-Gm	Gcm-Gt	Rinne mit Debris flow unter Rinnenfüllung mit Kiesbänken

Obwohl die einzelnen Lithofaziestypen alleine für ein bestimmtes Ablagerungsmilieu nicht unbedingt charakteristisch sind, ist ihr gemeinsames Auftreten und ihre Abfolge doch ein deutlicher Hinweis auf die Ablagerungsbedingungen (vgl. Tab. 1). Nach den vorliegenden Daten und der daraus abgeleiteten Interpretation können für die Sedimentzyklen FU 1 bis FU 4 die Ablagerungen im mittleren Teil eines Schwemmfächers angenommen werden, wobei das Profil 1 eher im etwas höheren Teil, das Profil 2 eher im etwas tieferen Teil liegt. Die Sedimentzyklen CU 1 und CU 2 sind dagegen eher im tieferen Teil des Schwemmfächers entstanden.

5. Diskussion der Ergebnisse und Faziesinterpretation

5.1 Ablagerungsmodell

Aufgrund der angetroffenen Sedimentfazies und den daraus abgeleiteten Ablagerungsbedingungen nehmen die Autoren an, dass es sich bei den angetroffenen Sedimenten um Ablagerungen innerhalb eines lokalen Schwemmfächers am Ausgang eines nur wenigen Kilometer langen Bachbettes als Lieferkanal handelt, dessen Sedimentlast aus dem Bereich der Hunsrück-Südrand-Störung und der dahinter liegenden metamorphen Hunsrück-Südrandzone stammt. Die Größe des Schwemmfächers umfasst nach den Daten der geologischen Karte (GEIB 1973a) und der vorhandenen Geländemorphologie nur eine Fläche von ca. 1 km² (Abb. 14). Ob die in der geologischen Karte eingetragenen Ablagerungen am weiter im Südosten gelegenen Butterberg (vgl. Abb. 1) noch zum gleichen Schwemmfächersystem gehören, wurde nicht überprüft.

Die Bildung des Schwemmfächers wurde vermutlich durch eine Hebung des Hinterlandes an der Hunsrück-Südrand-Störung und einer damit verbundenen Erhöhung der Reliefenergie ausgelöst. Die Geländeoberfläche im Bereich der heutigen Hunsrück-Südrand-Störung im angenommenen Ausgangsbereich des Schwemmfächerzulaufs ist durch die pleistozäne Talbildung zwar überprägt worden, aus dem Einfallen der untersuchten Sedimentabfolge lässt sich jedoch näherungsweise konstruieren, dass die Geländehöhe im Bereich der Hunsrück-Südrand-Störung mindestens 100 m höher lag und die Oberfläche wahrscheinlich komplett von oligozänen Küstenbildungen überdeckt war. Eine Aufarbeitung und Verlagerung dieser oligozänen Küstenbildungen (Alzey-Formation) wird durch die z.T. relativ gute Zurundung der Mittelkiesfraktion angezeigt. Auch das Vorhandensein von zerbrochenen Milchquarz- und Quarzitkomponenten, die auf ehemals besser gerundete Komponenten zurückgehen, unterstützt die Annahme einer Aufarbeitung der oligozänen Alzey-Formation. Das angenommene Gefälle über den gesamten Schwemmfächer inklusive dem Zulieferkanal von etwa 7% (3,8°) ist kein übermäßig steiles Gefälle, reicht aber aus, um Debris flows in Bewegung zu halten, wenn eine Auslösung des Ereignisses erfolgt ist.

Die o.g. oligozänen Küstenbildungen liegen nordwestlich der Hunsrück-Südrand-Störung größtenteils auf Relikten des Saprolits. Die leicht nach Südosten einfallende Grenzfläche des Saprolits zu den darüber liegenden sandig-kiesigen oligozänen Küstenablagerungen ist als Gleitfläche prädestiniert. Bereits bei einem leichten Anheben des Hinterlandes um nur ca. 10 bis 20 m war dort eine Hangstabilität bei wechselfeuchtem Klima nicht mehr gegeben. Dies hatte zur Folge, dass es mehrfach (mindestens 4-mal) zur Bildung von wassergesättigten Rutschmassen an der tektonisch erzeugten Abbruchkante im Bereich der Hunsrück-Südrand-Störung gekommen ist (Zyklen FU1 bis FU4). Die Abbruchkante hat sich dabei nach Nordwesten verlagert und die Hangneigung abgenommen. Der initiale Impuls wurde dadurch zunehmend kleiner, die ausgelösten Debris flows energieärmer und die Fining-upward-Zyklen FU1 bis FU4 nahmen an Mäch-

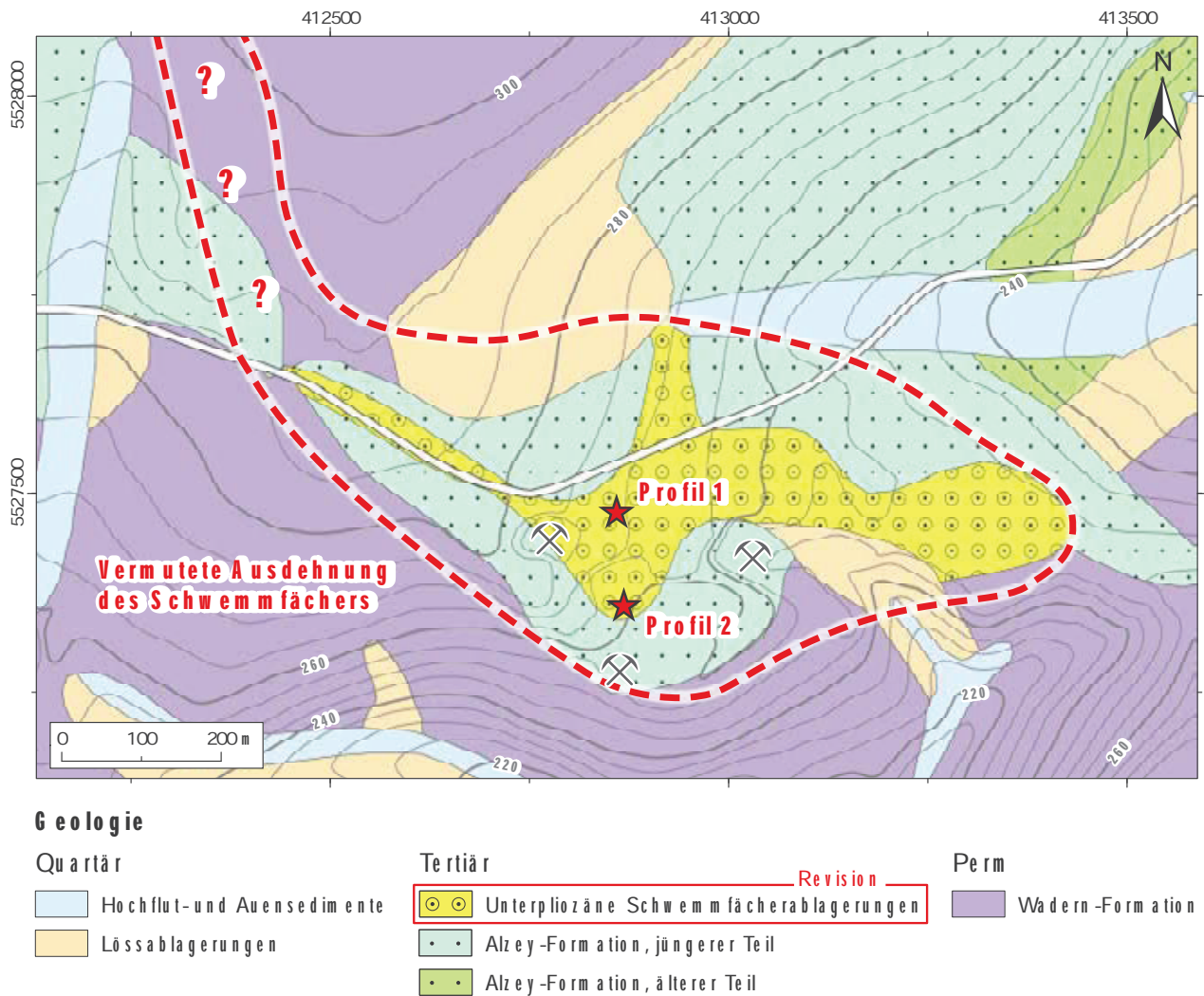


Abb. 14: Überarbeitete geologische Karte des Untersuchungsgebietes (vgl. Abb. 1) mit Eintragung der vermuteten Ausdehnung des untersuchten Schwemmfächers.

tigkeit ab. Gleichzeitig wurde durch die Rückverlagerung der Erosionskante ab einem gewissen Punkt der Saprolit nahe der Störung freigelegt und daraus kurzzeitig Material in die Abtragung einbezogen. Schließlich brach die Debris flow-Entstehung ab bzw. erreichte nicht mehr genügend Energie um im Ablagerungsraum anzukommen (CU1). Die Rinne war zuletzt nur noch als Bachrinne aktiv, die gelegentlich von stärker plastischen Schlammströmen durchflossen wurde (CU2).

5.2 Verkieselung und Opalbildung

Die Verkieselungen auf der Unterseite der Blöcke sind typische Bildungen des ersten und zweiten Stadiums der Silikretbildung (HARDEN et al. 1991). Bei der Klassifikation von Silikreten werden pedogene Silikrete, die bei Bodenbildungsprozessen entstehen und nicht-pedogene Silikrete unterschieden, die im Grundwasser gebildet, Drainagesystemen folgen (drainage-line) oder Bildungen in Verbindung mit Seen und Playas darstellen (NASH & ULLYOTT 2007, ULLYOTT & NASH 2016). Verkieselungen in Schwemmfächern werden sowohl als Bodenbildungen (SOUTHARD et al. 1990, HARDEN et al. 1991) wie auch als drainage-line-Silikrete beschrieben (NASH et al. 1998). Im vorliegenden Fall erinnert der Habitus der Verkieselungen an der Unterseite der Blöcke mit

tropfenförmigen Geopetalstrukturen und meniskusähnlichen Kornumkrustungen an frühdiagenetische meteorische Zemente und ist für drainage-line-Silikrete eher untypisch. Zudem sind die untersuchten Verkieselungen Horizont-gebunden (stratiform). Opal als Verkieselungsmineral mit Umkristallisationen in Chalzedon und etwas darüber auftretende Komponenten mit Mikroquarzsäumen sind ebenfalls typisch für pedogene Verkieselungen (NASH & ULLYOTT 2007, ULLYOTT & NASH 2016 und dort zitierte Arbeiten). Die Autoren nehmen daher an, dass es sich bei den angetroffenen Verkieselungserscheinungen um initiale pedogene Silikretbildungen handelt. Während der Genese von Verkieselungen werden stabile Klimabedingungen vorausgesetzt (NASH & ULLYOTT 2007). Aufgrund des Fehlens von Karbonat- und Gipsbildungen sowie von stauenden tonigen Horizonten ist eine Bildung der angetroffenen Verkieselungen unter semiariden bis ariden Klimabedingungen (FLACH et al. 1973, SOUTHARD et al. 1990, HARDEN et al. 1991) eher unwahrscheinlich. Das z.T. gemeinsame Auftreten mit Limonit-Goethit und die angenommene Kaolinit-Bildung im Hinterland spricht eher für humide, bzw. wechselfeuchte subtropische bis tropische Klimabedingungen (McKEAGUE & PROTZ 1980, HEIM 1990, SOUTHARD et al. 1990, THIRY 1999, THIRY et al. 2006, ULLYOTT & NASH 2016).

Die Herkunft der zur Bildung der Verkieselungen notwendigen Kieselsäure konnte im Rahmen dieser Untersuchung nicht eindeutig geklärt werden. Die häufig angenommene Herkunft aus der Verwitterung von vulkanischen Gläsern in Vulkaniten, Schlacken und Aschen (z.B. CHADWICK et al. 1989, SOUTHARD et al. 1990) scheidet aus, da es keinerlei Hinweise auf solche Ablagerungen im Untersuchungsgebiet und dessen Umgebung gibt. Auch eine Einwehung von Aschen oder anderen kieseligen Siltpartikeln, die häufig als Herkunft für die Kieselsäure angenommen wird (z.B. HARDEN et al. 1991), lässt sich nicht nachweisen. Diatomeen, Spiculae, Radiolarien, Silicoflagellaten, Ebrideen und Heliozoen, die kieselige Skelette bilden, konnten ebenfalls nicht gefunden werden und die aus biogenem Opal bestehenden Phytolithe, die in Böden Anteile von bis zu mehreren Zehner Prozent ausmachen können (CLARKE 2003), lassen sich in der Siltfraction in Schicht 3 (Profil 1) nur untergeordnet nachweisen. Die Feinanteile der untersuchten Sedimente sind mit ca. 2 % generell viel zu gering um aus darin auftretenden kieseligen Komponenten die Herkunft für die notwendige Kieselsäure zur Opalbildung ableiten zu können.

Als weitere Quelle für mobile Kieselsäure sind tiefgründige, chemische Verwitterungsbedingungen bekannt, die unter wechselfeuchtem bis humidem, warmgemäßigtem bis tropischem Klima stattfinden (z.B. THIRY et al. 2006). Insbesondere bei der Verwitterung von Feldspäten (Kaolinitisierung) und anderen Silikaten wird überschüssige Kieselsäure frei, die in höheren Profilabschnitten oder in der Umgebung als Opal wieder ausfällt. GRIMM & GRIMM (2003) nehmen eine solche Herkunft z.B. für die Verkieselungen in der Dorn-Dürkheim-Formation an. Eine tiefgründige Zersetzung des Untergrundes ist für große Teile des Rheinischen Schiefergebirges bekannt. Sie wird als mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) bezeichnet (FELIX-HENNINGSEN 1990). Das Auftreten solcher Verwitterungsbildungen ist auch im Bereich der metamorphen Hunsrück-Südrandzone bekannt (GEIB 1973a) und lässt sich im Einzugsbereich der untersuchten Sedimentabfolgen z.B. dadurch nachweisen, dass davon abgetragenes Material als Saproлит-Gerölle in den Schichten 9 und 11 (Profil 1) sowie in Schicht 14 (Profil 2) anzutreffen sind. Die Bildung dieser Verwitterungsdecke war allerdings bereits im Oligozän weitgehend abgeschlossen, da deren Ablagerungen schon während des Anstiegs des Meeresspiegels vom Mainzer Becken aus mit der zweiten und dritten Rupelium-Transgression teilweise ausgeräumt worden sind (ZÖLLER 1984, GRIMM & GRIMM 2003). Es muss daher bezweifelt werden, dass die Kieselsäure, die zur hier betrachteten viel jüngeren Opalbildung benötigt wird, aus der über 15 Millionen Jahre älteren MTV stammt. Jedoch lassen sich die in der Mittelkieselfraktion festgestellten Chalzedonkomponenten

weitgehend auf die Abtragung von Kieselkrusten zurückführen, die ihre Kieselsäure aus der Saprolitbildung bezogen. Diese Chalzedonkomponenten sind insbesondere in der Schicht 2 im Profil 1 unmittelbar über dem Verkieselungshorizont mit 7,8 Vol.-% relativ häufig nachzuweisen. Möglicherweise stammt die zur Verkieselung benötigte Kieselsäure teilweise aus der Anlösung dieser Komponenten. Chalzedon ist nach GÍSLASON et al. (1993) deutlich besser löslich als Quarz.

ANDERLE et al. (2011) können bei den Untersuchungen der verkieselten paläogenen Goethe-Brekzie vom Rochusberg bei Bingen ebenfalls keine der herkömmlichen Kieselsäurequellen bestimmen. Aufgrund der korrosiven Kornkontakte zwischen den Verkieselungen und den darin eingebetteten Quarzitkomponenten nehmen sie mit Bezug auf WATKINS et al. (2011) eine mikrobielle Quarzlösung und Wiederausscheidung an.

Bei der Bewertung der Herkunft der Kieselsäure bei den hier untersuchten Opal-Verkieselungen ist nach der oben geführten Diskussion eine Herkunft am oder in unmittelbarer Nähe der Verkieselungen am wahrscheinlichsten. Dabei kann nicht ausgeschlossen werden, dass eine mikrobielle Quarzlösung stattgefunden hat, jedoch kann aufgrund der Paragenese (Limonitisierung) auch eine chemische Verwitterung unter wechselfeuchte Bedingungen angenommen werden. Nach THIRY et al. (2006) können sich dabei durch eine Ferrolysis (gelöste Fe^{2+} -Ionen im Wasser werden unter Bildung von FeOOH und H_3O^+ -Ionen zu Fe^{3+} -Ionen oxidiert) schwach saure Milieus bilden. Die in der Folge sich einstellenden schwach sauren Milieus reichen jedoch nicht aus, um Quarz in relevanten Mengen zu lösen. THIRY et al. (2006) und andere nehmen daher stets einen Kontakt mit sulfathaltigen Solen an, tatsächlich reicht es aber aus, wenn das Milieu in relevanten Konzentrationen Na^+ , K^+ oder Li^+ -Ionen zu Verfügung stellt (CRUNDWELL 2017). Das Auftreten von K^+ -Ionen kann dabei z.B. aus der Illitisierung von Serizit (= feinschuppiger Muskovit) in den Bunten Schiefern und Phylliten des Hinterlandes sowie aus einer partiellen Degradierung (Kaolinitisierung) von Illit abgeleitet werden. Die hohen Kaolinit-Gehalte der detritischen Tonmineralfraktion von bis zu 55 Masse-% lassen sich gut mit dieser Annahme in Einklang bringen, können möglicherweise aber auch aus dem älteren abgetragenen Saprolit stammen. Dagegen müssen die sehr geringen Gehalte von quellfähigen unregelmäßigen Wechsellagerungen nach HEIM (1990) als autochthone Bildungen betrachtet werden. Sie entstanden wahrscheinlich durch eine beginnende Illitisierung akzessorischer Smectite und zeigen somit eine Kaliumzufuhr aus dem Hinterland an.

5.3 Stratigraphie

Eine erste grobe Einstufung der untersuchten Ablagerungen beruht auf ihrer Höhenlage zwischen den höchsten, mit der Eppelsheim-Formation parallelisierten Kieseloolithschottern und den Hauptterrassenablagerungen im Rhein-Nahe-Gebiet (MORDZIOL 1907, 1910, GÖRG 1984, PREUß et al. 2015). Demnach ist ein spät-obermiozänes bis pliozänes Alter der untersuchten Schotterkörper am wahrscheinlichsten. Obwohl die Bildung der untersuchten Schwemmfächerablagerungen nach Ansicht der Autoren durch eine kurzzeitige Reaktivierung der Hunsrück-Südrand-Störung verursacht wurde, ist die Genese der abgelagerten Sedimentschichten auch in großem Maße klimatisch beeinflusst. Die Neigung des Schwemmfächers und seines Lieferkanals ist relativ gering und führt zu der Annahme, dass nur eine dauerhafte Durchfeuchtung des Untergrundes zu einer Herabsetzung der Hangstabilitäten geführt haben kann. Es muss demnach zumindest ein wechselfeuchtes Klima mit einem ausreichend hohen Jahresniederschlagsmittel vorausgesetzt werden, damit über einen gewissen Zeitraum Debris flows und zuletzt stärker wassergesättigte Mud flows verursacht werden konnten.

Lithostratigraphisch lassen sich die beiden untersuchten Profile leicht miteinander korrelieren (vgl. Abb. 13). Bereits die Abfolge der einzelnen Zyklen in den beiden Profilen sind sehr ähnlich, wobei jedoch zu berücksichtigen ist, dass diese Abfolge hauptsächlich der generellen Entwicklung des Schwemmfächers geschuldet ist und die Abfolge FU1 im Profil 1 daher nicht zwangsläufig zeitgleich mit dem Zyklus FU1 im Profil 2 abgelagert worden sein muss. Das Auftreten der Saprolitgerölle im höheren Teil des Zyklus FU2 in beiden Profilen bildet jedoch mit hoher Wahrscheinlichkeit einen chronostratigraphischen Leithorizont, da die Exposition des Saprolits im Oberlauf der Strömungsrinne nur zu einem gewissen Zeitpunkt erfolgte und offensichtlich nur sehr kurzzeitig Saprolitmaterial zu Verfügung stand. Ein weiterer chronostratigraphischer Leithorizont ist der Verkieselungshorizont der beiden Profile. Wenngleich sich die Herkunft der Kieselsäure derzeit nicht eindeutig klären lässt (siehe oben), ist doch davon auszugehen, dass die Bildung der Verkieselungen selbst nicht willkürlich, sondern in einem bestimmten Zeitraum, unter bestimmten geochemischen Rahmenbedingungen, klimatischen Verhältnissen und in einem bestimmten Tiefenbereich unter der damaligen Geländeoberfläche erfolgte. Nach Ansicht der Autoren handelt es sich dabei um fossile Bodenbildungen. Die Verkieselung ist dabei jünger als die Manganoxidmineralisation. Sie fand erst nach Abschluss der Schwemmfächerbildung statt und überschneidet sich dabei offensichtlich mit der o.g. jüngeren Limonitbildung, die von einer späteren Rotfärbung (Hämatitbildung) überdeckt wird. Der zeitliche Beginn der Verkieselung im Verhältnis zum Abschluss der Schwemmfächerbildung kann nicht festgelegt werden, es handelt sich jedoch um frühdiagenetische Bildungen. Die Entstehungsdauer von Verkieselungen des Stadiums II betragen nach den Abschätzungen in HARDEN et al. (1991) ca. 145 bis 190 Ka. Die Bildung der Verkieselung ist auf jeden Fall älter als die Schicht 0 im Profil 1.

Eine Einschätzung des absoluten Alters der Verkieselung ist schwierig. Zweifellos ist sie deutlich jünger als die von ANDERLE et al. (2011) beschriebenen Verkieselungen der Goethe-Breccie. Auf etwa gleichem Höhenniveau (in 267 m NN) liegen bisher unbeschriebene Verkieselungen der Hydrobienschichten der Wiesbaden-Formation von der Bubenhäuser Höhe bei Raumental. Die Wiesbaden-Formation wird dort von plio-pleistozänen Quarz-Quarzitkiesen überdeckt (GRIMM & GRIMM 2003), deren Bildung von MICHELS (1930) jünger als die Dinotheriensande (= Eppelsheim-Formation) und älter als die Hauptterrassenschotter eingestuft wird. Sie entsprechen somit altersmäßig etwa den bearbeiteten Schwemmfächerablagerungen von Gutenberg bzw. Wallhausen. Die Verkieselungserscheinungen im untersuchten Zeitabschnitt sind somit wahrscheinlich weiter verbreitet und vielleicht sogar als Leithorizont geeignet. Wir bezeichnen sie hiermit als Gutenberg-Bank (Typuslokalität Sandgrube der Gebrüder WINK, Typusprofil Profil 1). Relativ junge Verkieselungserscheinungen sind im benachbarten Rheinhessen aus der Typuslokalität der Dorn-Dürkheim-Formation bekannt. FRANZEN & SCHÄFER (1981) beschreiben von dort eine mehrere Kubikmeter große „Super-Konkretion“ aus Chalzedon und Gips mit einer frühdiagenetischen Verkieselung und spät-diagenetischen Vergipsung. GRIMM & GRIMM (2003) nehmen an, dass die Kieselsäure aus der Kaolinitisierung von Feldspäten der Umgebungsgesteine stammt und stellen somit indirekt einen Zusammenhang zu den Kaolinsanden des „Weißen Mio-Pliozäns“ her. Nach Ansicht der Autoren handelt es sich bei der Konkretion jedoch um eine ausgeprägte nicht-pedogene Grundwasser-Verkieselung (vgl. NASH & ULLYOT 2006, ULLYOT & NASH 2016). Sie wurde wahrscheinlich im gleichen Zeitraum (post-tortonisch) gebildet wie die untersuchten Verkieselungen von Gutenberg-Wallhausen, unterscheidet sich von diesen aber in ihrer Genese.

Weitere spät-obermiozäne bis pliozäne Verkieselungen sind den Autoren aus Rheinhessen und dem Rheingau bisher nicht bekannt. Es gibt jedoch in Mitteleuropa mehrere Hinweise auf pedo-

gene Verkieselungen in diesem Zeitabschnitt. Zu den jüngsten Verkieselungen gehören sicherlich die kieselig-kalkigen Zemente der pliozänen Sundgau-Schotter (spätes Zancleum bis mittleres Piacenzium, WIELANDT-SCHUSTER in GRIMM et al. 2011). Die Verkieselungen in den Restschottern (Quarzitkonglomerat, Grimsberg-Schotter) im Molassebecken und auf der 550 m-Ebene im Bayerischen Wald (Mittelmiozän, Serravallium, KRAUS 1938, WINKLER-HERMADEN 1957) sind dagegen deutlich älter, wenn vorausgesetzt wird, dass die Verkieselung frühdiagenetisch eingesetzt hat. Erstaunlicherweise sind pedogene Verkieselungen, abgesehen von solchen auf Vulkaniten, aus dem Pleistozän bisher nicht beschrieben worden, während in Nordamerika zahlreiche pleistozäne Verkieselungen als Duripane bekannt sind (NETTLETON & PETERSON 1983, SOUTHARD et al. 1990, HARDEN et al. 1991, EGHBAL & SOUTHARD 1993). Dies hängt möglicherweise damit zusammen, dass das Klima im Pleistozän zu unbeständig war, um über den o.g. Zeitraum von bis zu 190 ka stabile Milieubedingungen zu schaffen. Setzt man die o.g. warmgemäßigten und wechselfeuchten klimatischen Voraussetzungen mit einer Zeitdauer von etwa 145-190 ka für die Bildung der beschriebenen Verkieselungen an, dann kann die Entstehung der Verkieselungen nicht im Quartär stattgefunden haben. Derartige klimatische Bedingungen lassen sich im in Frage kommenden Zeitabschnitt (Messinium bis Piacenzium) bisher nur im unteren Pliozen (mittleres Zancleum, 4,3 bis 4,6 Ma) nachweisen (MOSBRUGGER et al. 2005, UTSCHER et al. 2012). Im Piacenzium war das Klima dagegen zu kühl und im Messinium zu trocken (Niederschlag im Jahresmittel < 500 mm).

Auch die Bildung der Schwemmfächerablagerungen selbst setzt eine ausreichende Wasserführung und zumindest warmgemäßigte, wechselfeuchte Klimabedingungen mit erhöhtem Jahresniederschlagsmittel voraus (siehe oben). Dies ist im betrachteten Zeitabschnitt nur im Zancleum der Fall.

Im Niederrheingebiet setzt die Rotverwitterung bereits im unteren Zancleum innerhalb der Kieseloolithschotter mit der Bergheim-Subformation (= Rotton-Schichten) ein (STD 2016). Vergleichbare Bildungen sind auch aus dem Westerwald bekannt (SCHÄFER et al 2011: 371). Im Mainzer Becken sind pliozäne Rotsedimente, abgesehen von der oberpliozänen (Piacenzium) Spaltenfüllung Gundersheim 4 (FRANZEN in GRIMM et al. 2011), bisher nicht bearbeitet worden. Im Umfeld des Mainzer Beckens und des nördlichen Oberrheingrabens gibt es ebenfalls nur spärliche Hinweise auf eine vermutlich oberpliozäne Rotverwitterung (LANG & SEIDENSCHWANN 2012: 98). Trotz der nur spärlichen Hinweise kann angenommen werden, dass die Rotverwitterung am Südrand des Rheinischen Schiefergebirges etwas später einsetzte als in der Niederrheinischen Bucht bzw. am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. Dies ist möglicherweise auf regionale Unterschiede des Klimas (unterschiedliche Niederschläge und Jahrestemperaturgänge) zurückzuführen (vgl. FAUQUETTE et al. 2007, BERTINI & MARTINETTO 2008).

6. Schlussfolgerungen und Zusammenfassung

Bei den hangenden Kiesen und Blockkiesen, die in den Kiesgruben Gutenberg und Wallhausen abgebaut werden, handelt es sich nach Ansicht der Autoren um Debris flows, Mud flows und Rinnen-Ablagerungen, die innerhalb eines kurzzeitig aktiven, lokalen Schwemmfächers gebildet wurden. Das Einzugsgebiet des Schwemmfächers reicht bis in die metamorphe Hunsrück-Südrandzone, erschließt jedoch hauptsächlich tertiäre Küstensedimente. Die Entstehung des Schwemmfächers wurde durch eine leichte Anhebung des Hunsrücks (Soonwaldes) entlang der Hunsrück-Südrand-Störung verursacht.

Die sedimentpetrographischen Untersuchungen an zwei ausgewählten Profilen ergaben 6 unterschiedliche Kies-Sand-Faziestypen. Die Faziestypen können zu vier Fining-upward- (FU1 bis FU4) und zwei darüber abgelagerten Coarsening-upward-Zyklen (CU1 bis CU2) gruppiert werden. Sie lassen sich lithostratigraphisch miteinander korrelieren. Innerhalb des FU2-Zyklus treten Saprolit-Gerölle auf, die als Leitgerölle zur Korrelation genutzt werden können. Im höheren Teil der untersuchten Abfolge ist eine initiale kieselige Bodenbildung mit Opal, Chalzedon und Mikroquarz entwickelt (Gutenberg-Bank), die unter humiden subtropischen Klimabedingungen gebildet wurde. Die Herkunft für die Kieselsäure ist nicht eindeutig geklärt. Als mögliche Quelle für die Kieselsäure kommen hauptsächlich umgelagerte ältere Chalzedonkrusten aus der MTV, mikrobielle und chemische Anlösungen der Quarzitekomponenten und möglicherweise untergeordnet eingespülte Phytolithe in Frage. Die Verkieselung hat etwa 145 bis 190 Ka angedauert und fand unter wechselfeuchten subtropischen Klimabedingungen statt.

Die Schwemmfächerablagerung ist nach den vorliegenden Daten sehr wahrscheinlich im tieferen Zancleum gebildet worden, die Verkieselung im mittleren Zancleum (4,3 bis 4,6 Ma). Sie wird durch eine jüngere Hämatiteinwaschung infolge einer Rotverwitterung überdeckt, die ins obere Zancleum und Piacenzium gestellt wird. Die Alterseinstufung der Kieslagen oberhalb der Verkieselungshorizonte ist nicht eindeutig. Falls es sich um eine ungestörte Bodenabfolge handelt, ist das Ablagerungsalter sicherlich ebenfalls ins Zancleum zu stellen, die darauf entwickelten Braunerdebildungen sind aber deutlich jünger (Quartär, Holozän).

Danksagung

Wir danken Herrn Dr. CHRISTIAN HUMBURG, Mainz, für die Hinweise auf die Aufschlussverhältnisse in den noch vorhandenen Gruben und Dr. THOMAS SCHINDLER, GDKE Rheinland-Pfalz, für Hinweise zur früheren Ortssituation der Kiesgruben und Diskussionen zur Sedimentologie und Opalgenese. Weiterhin danken wir den Firmen Gebrüder WINK, Gutenberg und BARTH GmbH in Wallhausen für die unbürokratischen Betretungsgenehmigungen zu ihren Kiesgruben. Das Labor des LGB hat die tonmineralogischen und ein Teil der granulometrischen Untersuchungen durchgeführt. Wir danken CORA ENGELMANN, MARCO MALETZKI, DENISE MEISTER, Dr. ANDREAS RIßE und INGO SCHULTHEIS.

Literatur

- ABOUMARIA, K.H., ZAGHLOUL, M.N., BATTAGLIA, M., LOIACONO, F., PUGLISI, D. & ABERKAN, M. (2009): Sedimentary processes and provenance of quaternary marine formations from the Tangier peninsula (Northern Rif, Morocco). – *J. Afr. Earth. Sci.*, **55**: 10-35; Amsterdam.
- ANDERLE, H.-J., SCHINDLER, T., WUTTKE, M. & ZINKNAGEL, U. (2011): Goethes „Urbreccie“ – ein verkieselter Hangschutt im nordwestlichen Mainzer Becken (Tertiär, Paläogen; SW-Deutschland) und seine Genese – *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, **132**: 61-107; Wiesbaden.
- BERTINI, A. & MARTINETTO, E. (2008): Messinian to Zanclean vegetation and climate of northern and central Italy. – *Boll. Soc. Paleontol. Ital.*, **47** (2): 105-121; Modena.
- CHADWICK, O.A., HENDRICKS, D.M. & NETTLETON, W.D. (1989): Signification of Holocene soils in northern Monitor Valley, Nevada. – *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, **53**: 158-164; Madison / WI.
- CLARKE, J. (2003): The occurrence and significance of biogenic opal in the regolith. – *Earth-Science Rev.*, **60**: 175-194; Amsterdam.

- CLOOS, H. (1939): Hebung-Spaltung-Vulkanismus, Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Großformen. – Geol. Rdsch., **30**: 400-527; Stuttgart.
- CRUNDWELL, F.K. (2017): On the mechanism of the dissolution of Quartz and silica in aqueous solutions. – ACS Omega, **2** (3): 1116-1127; Washington D.C. [DOI: 10.1021/acsomega.7b00019]
- EGHBAL, M.K. & SOUTHARD, R.J. (1993): Stratigraphy and genesis of Durorthids and Haplargids on dissected alluvial fans, western Mojave desert, California. – Geoderma, **59**: 151-174; Amsterdam.
- FAUQUETTE, S., SUC, J.-P., JIMÉNEZ-MORENO, G., MICHEELS, A., JOST, A., FAVRE, E., BACHIRI-TAOUFIQ, N., BERTINI, A., CLET-PELLERIN, M., DINIZ, F., FARJANEL, G., FEDDI, N. & ZHENG, Z. (2007): Latitudinal climatic gradients in the Western European and Mediterranean regions from the Mid-Miocene (c. 15 Ma) to the Mid-Pliocene (c. 3.2 Ma) as quantified from pollen data.– in : WILLIAMS, M., HAYWOOD, A.M., GREGORY, F.J. & SCHMIDT, D.N. [Eds.]: Deep-time perspectives on climate change: Marrying the signal from computer models and biological proxies, Micropal. Soc. Spec. Publ., 481-502; London.
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: 192 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- FLACH, K.W., NETTLETON, W.D. & NELSON, R.E. (1973): The micromorphology of silica-cemented soil horizons in western North America.– Proc. 4th Internat. Working Meeting on Soil Micromorph.: 714-729; Kingston / Ont. (Limestone Press).
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957): Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. – J. sediment. Petrol., **27** (1): 3-26; Tulsa.
- FRANZEN, J.L. & SCHÄFER, A. (1981): Die turoliche Wirbeltier-Fundstelle von Dorn-Dürkheim, Rheinhessen (Ober-Miozän, SW-Deutschland). 3. Die Genese der Fundstelle. – Senckenberg. leth., **61** (3/6): 377-425; Frankfurt a.M.
- FRIEDMAN, G.M. (1961): Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. – J. sediment. Res., **31**: 514-529; Tulsa.
- FRIEDMAN, G.M. (1967): Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach river sands. – J. sediment. Res., **37**: 327-354; Tulsa.
- GEIB, K.W. (1973a): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6112 Waldböckelheim; Mainz.
- GEIB, K.W. (1973b): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 6112 Waldböckelheim. – 146 S.; Mainz.
- GÍSLASON, S.R., HEANEY, P.J., VELEN, D.R. & LIVI, K.J.T. (1993): The difference between the solubility of quartz and chalcedony: the cause? – Chem. Geol., **107**: 363-366; Amsterdam.
- GÖRG, L. (1984): Das System pleistozäner Terrassen im Unteren Nahetal zwischen Bingen und Bad Kreuznach.– Marburger geogr. Schr., **94**: 1-202.; Marburg.
- GRIMM, K.I. & GRIMM, M.C. (2003): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken.– In: GRIMM, K.I., GRIMM, M.C., NEUFFER, O. & LUTZ, H. (Hrsg.): Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens.– Mainzer Naturwiss. Archiv, Beiheft, **26**: 1-158; Mainz.
- GRIMM, K.I. & GRIMM, M.C. (2005): Die Alzey-Formation (Rupelium, Mainzer Becken) am Steigerberg bei Eckelsheim: Sedimentologische, sequenzstratigraphische und biostratigraphische Untersuchungen eines transgressiven Küstensystems. – Geol. Palaeontol., **39**: 79-108; Marburg.
- GRIMM, K.I., GRIMM, M.C. & SCHINDLER, T. (2000): Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium / Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **218** (3): 343-397; Stuttgart.

- GRIMM, M.C., WIELANDT-SCHUSTER, U., HOTTENROTT, M., GRIMM, K.I. & RADTKE, G. [m. Beiträgen v. BERGER, J.-P., ELLWANGER, D., HARMS, F.-J., HOSELMANN, C., PICOT, L. & WEIDENFELLER, M.] (2011): Oberrheingraben. – in: Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland IX, Tertiär, Teil I. – Schriftenr. Deutsch. Ges. Geowiss., SDGG, **75**: 57-132; Hannover.
- HARDEN, J.W., TAYLOR, E.M., REHAIS, M.C. & McFADDEN, L.D. (1991): Calcic, gypsic and siliceous soil chronosequences in arid and semiarid environments. – SSSA Spec. Publ., **26**: 1-16; Madison / WI.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P. R. (1998a): Cenozoic sequence chronostratigraphy. – In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P. R. [Hrsg.]: Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – Soc. Sediment. Geol. (SEPM), Spec. Publ., **60**: Tab. 2; Tulsa / OK.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale. – 157 S.; Stuttgart (Enke).
- HUNGR, O. (2005): 2. Classification and terminology. – in: JAKOB, M. & HUNGR, O. [Eds.]: Debris-flow hazards and related phenomena, S. 9-23; Berlin, Heidelberg (Springer).
- KRAUS, E. (1938): Baugeschichte und Erdölfrage im Tertiär Niederbayerns. – Abhandlungen der Geologischen Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt, **31/32**: 1-70; München.
- KROIS, P. & STINGL, V. (1991): Faziesanalyse fluviatiler Sedimente – eine Fallstudie in den Oberangerberger Schichten (Oberoligozän, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **134** (2): 299-308; Wien.
- KRUMBEIN, W.C. (1941): Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. – J. sediment. Petrol., **11** (2): 64-72; Tulsa / OK.
- LANG, S. & SEIDENSCHWANN (2012): Die pliozäne Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke, des Kinziggebietes und des Vorspessarts. – Jber. Wett. Ges. ges. Naturkunde, **162**: 79-132; Hanau.
- McKEAGUE & PROTZ, R. (1980): Cement of duric horizons, micromorphology and energy dispersive analysis. – Can. J. Soil Sci., **60**: 45-52; Ottawa / Ont.
- MEYER, D.E. & NAGEL, J. (2008): Südhunsrück-Trog. – in: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland VIII. Devon. – Schriftenr. deutsch. Ges. Geowiss. (SDGG), **52**: 131-139; Hannover.
- MIALL, A.D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. – Earth-Sci. Rev., **13**: 1-62; Amsterdam.
- MIALL, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. – in: MIALL, A.D. [Ed.]: Fluvial sedimentology, Can. Soc. Petrol. Geol., Mem., **5**: 597-604; Calgary.
- MICHELS, F. [mit Beiträgen von LEPPLA, A., SCHLOSSMACHER, K. & WAGNER, W.] (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 288, Blatt Eltville-Heidenfahrt, Nr. 3406, Gradabteilung 67, Nr. 59. – 2. Auflage, 79 S.; Berlin (Preußische Geologische Landesanstalt).
- MORDZIOL, C. (1907): Über einen Zusammenhang des Pliocäns des Mainzer Beckens mit dem am Niederrhein. – Ber. Niederrhein. Geol. Ver., **1907**: 7-12, Bonn.
- MORDZIOL, C. (1910): Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtals nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges, Teil 1. – Z. Ges. Erdk. Berlin, **1910** (2): 77-92; Berlin.
- MOSBRUGGER, V., UTESCHER, T & DILCHER, D.L. (2005): Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. – Proc. Natl. Acad. Sci. USA, **102** (42): 14964-15969; Washington D.C.
- NASH, D.J., SHAW, P.A. & ULLYOT, J.S. (1998): Drainage-line silicretes of the Middle Kalahari: an analogue for Cenozoic sarsen trains? – Proc. Geol. Assoc., **109**: 241-254; Amsterdam u.a., Bath.

- NASH, D.J. & ULLYOTT, D.J. (2007): Silicrete. – in: NASH, D.J. & McLAREN S.J. [Eds.]: *Geochemical sediments and landscapes.*, chapter four: 95-143; Malden / MA, Oxford, Victoria (Blackwell).
- NETTLETON, W.D. & PETERSON, F.F. (1983): Aridisols. – in: WILDING, L.P., SMECK, N.E. & HALL, G.F. [Eds.]: *Pedogenesis and soil taxonomy, II. The soil orders*, S. 185-215; New York (Elsevier).
- PASEBAN, E., KHODABAKHSH, S., GHARIBREZA, M., BAHIRAEI, N., MALEKI, M., & HOSSEINI ASGARARBADI, Z. (2018): A sedimentary model of mountainous rivers with application to Alamutrud and Shahrud rivers, N Qazvin, Iran. – *Arab. J. Geosci.*, **11**, 788: 13 S.; Cham. [<https://doi.org/10.1007/s12517-018-4077-2>]
- PREUß, J. (2017): Neue Ergebnisse zu den Terrassen im Mittelrheintal. – *Mainzer Naturwiss. Arch.*, **54**: 37-46; Mainz.
- PREUß, J., BURGER, D. & SIEGER, F. (2015): Neue Ergebnisse zur Gliederung und zum Längsgefälle der Talbodenniveaus im Mittelrheintal und an der Unteren Nahe: Revision der Hypothese der Niveaunkonstanz, Berücksichtigung des Modells der aktuellen Höhenänderungen, Korrelation der Terrassensequenz mit den Marinen Isotopen Stadien und den Terrassen der Maas. – *Mainzer Naturwiss. Arch.*, **52**: 5-76; Mainz.
- ROTHAUSEN, K. & SONNE, V. (1984): Mainzer Becken. – *Samml. geol. Führer*, **79**: 203 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- RUST, B.R. (1978): Structure and process in a braided river. – *Sedimentology*, **18**: 221-246; Oxford.
- SCHÄFER, P. (2012): Mainzer Becken. *Stratigraphie-Paläontologie-Exkursionen*. – *Sammlung Geol. Führer*, Bd. **79**; Stuttgart (Gebr. Bornträger).
- SCHÄFER, P., SCHINDLER, T., HOTTENROTT, M. & WUTTKE, M. (2011): Westerwald. – in: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [Hrsg.]: *Stratigraphie von Deutschland IX, Tertiär, Teil I*. – *Schriftenr. Deutsch. Ges. Geowiss., SDGG*, **75**: 355-375; Hannover.
- SONNE, V. (1958): Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des „Zeilstücks“ bei Weinheim / Rhh.). – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **86**: 281-315; Wiesbaden.
- SONNE, V. (1970): Das nördliche Mainzer Becken im Alttertiär; Betrachtungen zur Paläoorographie, Paläogeographie und Tektonik. – *Oberrhein. Geol. Abh.*, **19**: 1-28; Karlsruhe.
- SOUTHARD, R.J., BOETTINGER, J.L. & CHADWICK, O.A. (1990): Identification, genesis, and classification of duripans. – in: KIMBLE, J.M. & NETTLETON, W.D. [Hrsg.]: *Proceedings of the Fourth International Soil Correlation Meeting (ISCOM IV) Characterization, classification and utilization of aridisols. Part A: Papers*, S. 45-60; Lincoln, NE (USDA, Soil Conservation Service).
- STD (2016): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016*, Hrsg.: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION. – 2. Auflage, 1 Tafel; Potsdam.
- STETS, J. (2021): *Geologie des Hunsrücks*. Hrsg.: MEYER, W., SCHÄFER, A. & SIEHL, A. – 788 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- THIRY, M. (1999): Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris basin and neighbouring basement. – in: THIRY, M. & SIMON-COINÇON, R. [Eds.]: *Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits*. – *Internat. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **27**: 87-127; Oxford (Blackwell).
- THIRY, M., MILNES, A.R., RAYOT, V. & SIMON-COINÇON, R. (2006): Interpretation of palaeoweathering features and successive silifications in the Tertiary regolith of inland Australia. – *J. Geol. Soc.*, **163**: 723-736; London.
- ULLYOTT, J.S. & NASH, D.J. (2016): Distinguished pedogenic and non-pedogenic silicretes in landscape and geological record. – *Proc. Geol. Assoc.*, **127** (3): 311-319; Amsterdam.

- UTESCHER, T., ASHRAF, A.R., DREIST, A., DYBKJÆR, K., MOSBRUGGER, V., PROSS, J. & WILDE, V. (2021): Variability of Neogene continental climates in Northwest Europe – A detailed study based on microfloras. – *Turkish J. Earth Sci.*, **21**: 289-314; Ankara.
- WATKINS, J., BEHR, H.J. & BEHR, K. (2011): Fossil microbes in opal from Lightning Ridge – implications for the formation of opal. – *Quart. Notes*, **136**: 1-20; Orange (Geological Survey New South Wales).
- WINKLER-HERMADEN, A. (1957): Geologisches Kräftespiel und Landformung: Grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage junger Gebirgsbildung und Landformung, S. 822; Wien (Springer).
- WURSTER, P. (1986): Development of the South German Triangle: some geological remarks. – in: FREEMANN, R., MUELLER, S. & GIESE, P. (Hrsg.): Proceedings of the third workshop on the European geotraverse (EGT) project. The central segment, S. 179-186; Strasbourg.
- ZÖLLER, L. (1984): Reliefgenese und marines Tertiär im Ost-Hunsrück. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **13**: 97-114. Mainz (<https://doi.org/10.23689/fidgeo-5544>).

Manuskript eingegangen am 28.4.2022

Anschrift der Autoren:

Dr. MATTHIAS C. GRIMM
UDL Dr. Grimm Umweltdienstleistungen
Eduard-Frank-Straße 12
D – 55122 Mainz
E-Mail: UDL.Dr.Grimm@t-online.de

ANDREAS EBERTS, M.Sc.
Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz
Emy-Roeder-Straße 5
D – 55129 Mainz
E-Mail: andreas.eberts@lgb-rlp.de

Dr. MICHAEL WEIDENFELLER
Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz
Emy-Roeder-Straße 5
D – 55129 Mainz
E-Mail: michael.weidenfeller@lgb-rlp.de

BASTIAN E.W.W. GRIMM, B.Sc.
Eduard-Frank-Straße 12
D – 55122 Mainz
E-Mail: bgrimm@students.uni-mainz.de