

## Die Arenberg-Formation: Paläogeographie eines oligozänen Flussgebiets im östlichen Rheinischen Schiefergebirge

KARL-HEINZ RIBBERT

**Kurzfassung:** Ausgehend von lithologischen und geröllkundlichen Beobachtungen an zahlreichen Kies- und Tongruben des Westerwaldes und des westlichen Hintertaunus wird der fluviatile Teil der oligozänen Arenberg-Formation unter Gesichtspunkten der Flussarchitektur und Paläogeographie beschrieben. An Hand der Kies-/Sand-/Schluff-Ton-Verteilung lassen sich drei unterschiedliche Faziesbereiche unterscheiden. Einem nördlichen Randbereich, in dem Tone und Schluffe dominieren und Kiese überwiegend lokaler Herkunft stark zurücktreten, steht ein zentraler Bereich gegenüber, in dem Kies, Sand und Schluff in einem ausgewogenen Verhältnis stehen. Die unterschiedlichen Kiesgerölle zeigen einen Ferntransport aus nordöstlicher Richtung (Mitteldevon und Unterkarbon der Lahn-Dill-Mulde) und aus südlicher Richtung (Unterdevon des Taunuskamms) an. Der breite Überlappungsbereich der Geröllarten deutet auf eine intensive fluviatile Mischung der Geröllströme im zentralen Teil des Transportweges. Ein südlicher marginaler Randbereich mit Verlandungssedimenten deutet sich an. Der mögliche Verlauf des Arenberg-Flusses ist entlang des unteren Mittelrheins erst dort zu belegen, wo im südlichen Teil der Niederrheinischen Bucht im untersten Teil der oligo-miozänen Köln-Formation von Quarzgeröllen dominierte, mit wenigen Quarzit- und Kieselschiefergeröllen vermischte Kiessande die Spur einen breit angelegten paläogenen Entwässerungsweg des östlichen Rheinischen Schiefergebirges dokumentieren. Als Auslöser des fluviatilen sedimentären Geschehens ist die spät-oligozänzeitliche Hebung und Abtragung des kreide- und alttertiärzeitlichen Saproliths auf den Gesteinen des paläozoischen Untergrunds anzusehen. Im Zug dieses Geschehens wurden zuvor transgressiv eingetragene marine oligozäne Sedimente abgetragen und deren Foraminiferen den Schluffen und Sanden der Arenberg-Formation beigemischt.

**Abstract:** Based on lithological investigation carried out at several gravel and clay pits of the Westerwald and the western Hintertaunus the fluviatile part of the Oligocene Arenberg Formation is described under aspects of palaeogeography and fluvial architecture. By means of the regional ratio of gravel, sand, silt and clay two fluvial facies can be differentiated. A northern marginal facies in which clay and silt dominate and gravel of predominantly regional provenance is faced by a central facies in which gravel, sand and silt are in balanced proportions. The different types of gravel components point to a remote fluvial transport from northeastern directions (Middle Devonian and Lower Carboniferous of the Lahn-Dill Syncline) and from southern directions (Lower Devonian of the Taunus Ridge). The broad overlap area of pebble types points to an intense fluviatile mixing of pebbles in the central part of the transport path. A southern marginal facies with evidence of drying up becomes apparent. The possible pathway of the Arenberg river along the Lower Middle Rhine cannot be certainly allocated before its entrance into the southernmost part of the Lower Rhine Embayment. There the lowermost part of the Köln Formation consisting of quartz dominated gravels with small amounts of quartzite and chert pebbles documents the trace of a broad Oligocene drainage system of the eastern Rhenish Massif. The Late Oligocene uplift and the associated denudation of the Cretaceous to early Tertiary saprolite lying upon the rocks of the Palaeozoic sub-surface are considered to be the trigger of the fluviatile sedimentary development. During this time, Oligocene sediments introduced by marine transgression before, were eroded and their foraminifera admixed to the silts and sands of the Arenberg Formation.

## 1. Einleitung

Durch die gesteinszersetzende chemische Verwitterung im späten Mesozoikum und im älteren Tertiär (Paläogen) ist aus den klastischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges eine oft tiefreichende Zersatzzone, der Saprolith entstanden. Seine Abtragung führte zu Schottern, deren Gerölltypen ganz auf reine Quarzgesteine beschränkt ist. Sie bestehen überwiegend aus weißen Milchquarzen, aber auch aus charakteristischen Gesteinen, deren Herkunft und Transportwege rekonstruiert werden kann. Die Verbreitung solch alter Schotter, die oft auf heute größtenteils abgetragenen alten Landoberflächen abgelagert wurden, ist beschränkt. In der Regel sind sie nur in tektonischen Depressionen oder sehr kleinräumig in Karstsenken erhalten geblieben.

Es gibt im Tertiär des Rheinischen Schiefergebirges (Rheinische Masse) drei zeitliche Phasen, aus denen fluviatile Quarzschotter in größeren Mengen erhalten geblieben sind. Sie führten linksrheinisch zu den eozänen Arenrath-Schottern und den mio-pliozänen Kieseloolith-Schottern, rechtsrheinisch zu den Ablagerungen der oligozänen Arenberg-Formation. Über die Geröllführung der Arenrath-Schotter und die Kieseloolith-Schotter ist bereits früher berichtet worden (RIBBERT 2014, 2019), weshalb im jetzigen Zusammenhang die oligozänen Schotter im Vordergrund stehen. Die vorliegende Arbeit gliedert sich in zwei Teile. Zum einen die Beschreibung und Deutung insbesondere der groben fluviatilen Sedimente der Arenberg-Formation, zum anderen den Versuch, den dazugehörigen fluviatilen Transportweg auf der Rheinischen Masse zu rekonstruieren.

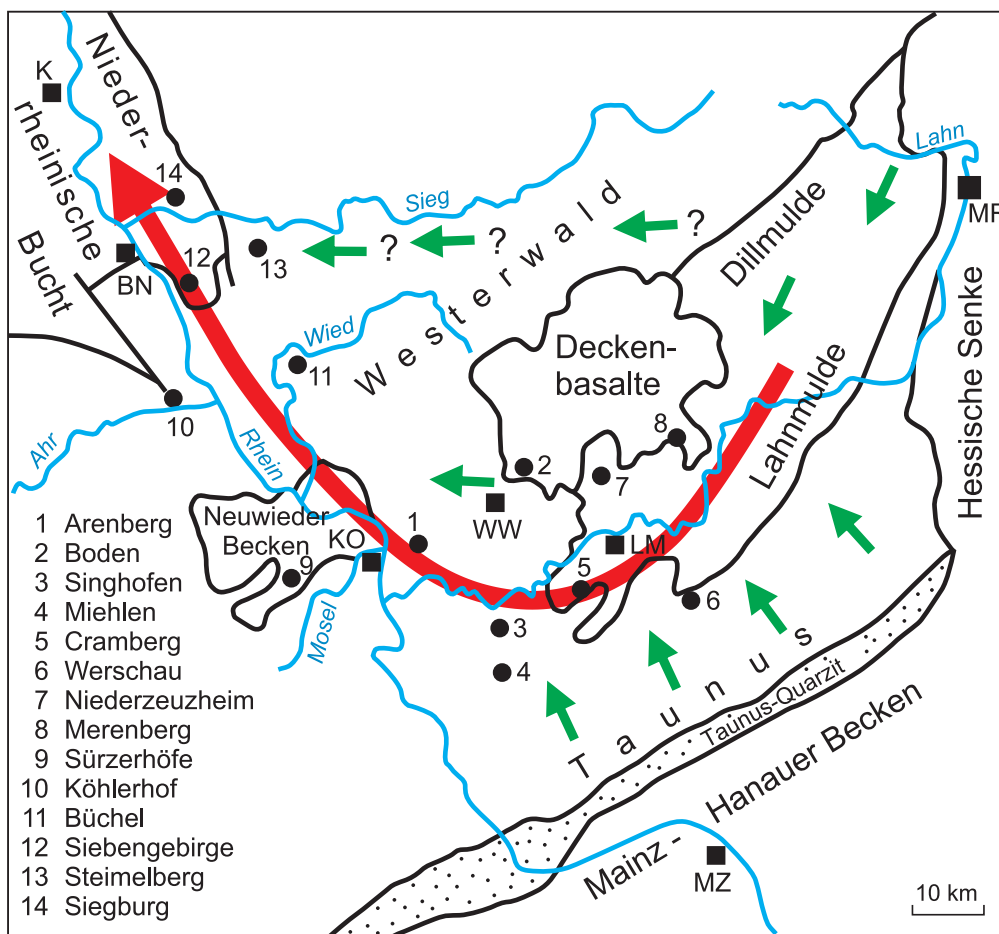


Abb. 1: Geologische Struktur des Arbeitsgebiets im Rheinischen Schiefergebirge mit Lage der untersuchten Kiesvorkommen und anderen erwähnten Punkten. Roter Pfeil = Arenberg-Strom, grüne Pfeile = Geröllzufuhr.

## 2. Oligozäne Quarzschotter (Arenberg-Formation)

### 2.1 Stratigraphischer Rahmen

Vor der quartärzeitlichen Hebung des Schiefergebirges hatte während des älteren Tertiärs (Paläogen) im Westerwald zwischen Sieg und Lahn (Abb. 1) eine relative Einsenkung des alten Gebirgsumpfes stattgefunden. Zusammen mit dem Neuwieder Becken stellt die Westerwälder Senke den am deutlichsten hervortretenden Teil des Bitburg-Kasseler Senkungsfeldes (PFLUG 1959) dar. Die Einsenkung führte dazu, dass die tonige Verwitterungsrinde aus der Kreide- und Alttertiärzeit (FELIX-HENNINGSEN 1990) im Verlauf des älteren Tertiärs aus Randgebieten wie dem Taunus in Senken zu einer kaolinitreichen Tonlagerstätte (Westerwälder Tonserie) zusammengeschwemmt worden ist (AHRENS 1960, SCHINDLER 2011). Im Übergang vom Oligozän zum Miozän haben die Gesteine des Westerwälder Basaltvulkanismus diese Schichten weitflächig überlagert (s. Abb. 1). Im Verlauf des Eozäns und tieferen Oligozäns (Rupelium) änderte sich im Westerwald die Zusammensetzung des eingeschwemmten Materials von den violett roten Tönen der limnischen bis schwach brackischen Bubenheim-Formation (SCHÄFER & KADOLSKY 2011) zu den braunen Tönen der limnisch-brackischen Maifeld-Formation (KADOLSKY 1975). Nur im Neuwieder Becken folgt darüber noch hoch-unteroligozäne glaukonitführende Schichten der Rübenach-Formation, auch "brackisch-marine Ablagerungen der Rupeltransgression" genannt (LGB 2005). Den Abschluss der vulkanisch unbeeinflussten Schichtenfolge im Westerwald bildete im oberen Oligozän (Chattium) die Arenberg-Formation mit gelblich weißen tonig-schluffigen Sanden (Klebsande) und mit lokalen Einlagerungen von Quarzkiesen (Abb. 2).

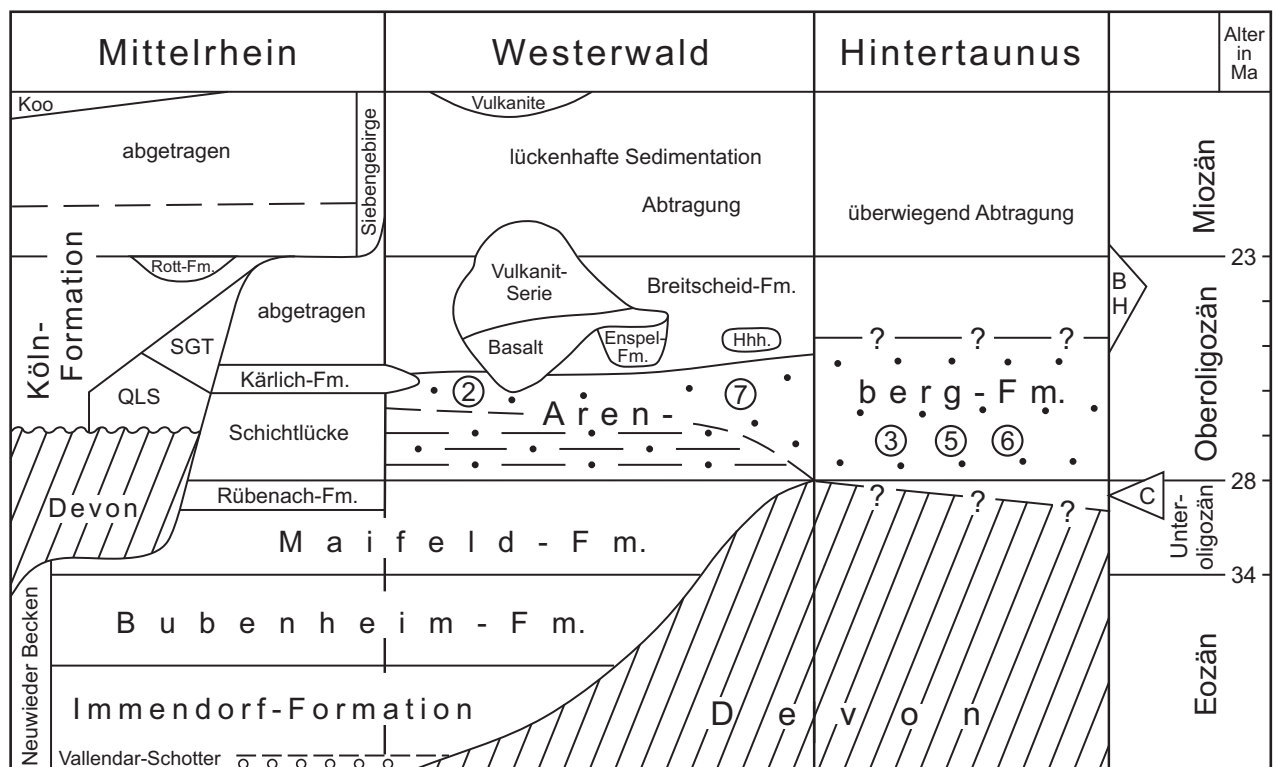


Abb. 2: Tertiärstratigraphie im Arbeitsgebiet, nach BREDDIN (1932); BOENIGK (1981); V. D. BRELIE, HAGER & WEILER (1981); ANDERLE & HOTTENROTT (2011); MARTINI & RADTKE (2011); SCHÄFER et al.(2011); SCHÄFER & KADOLSKY (2011). Koo = Kieseloolithschotter; SGT = Siebengebirgs-Tuff; QLS = Quarzige Liegendschichten; Hhh = Heckholzhausen-Fm.; C = Cyrenenmergel-Gruppe, H = Hochheim-Fm. mit Vilbel-Kies; B = Bubenheim-Fm.; ganz rechts Alter in Millionen Jahren nach STD 2016. Zahlen 2 - 7 = Vorkommen in Abb. 1; Signatur Arenberg-Fm.: Punkte u. Striche = tonig-schluffig, Punkte = sandig-kiesig.

Mit der Arenberg-Formation griff die Sedimentation nach Südosten auf den bislang sedimentfreien, tiefgründig verwitterten paläozoischen Untergrund des Taunus über. Nach Nordosten dünnen die Tonschichten aus, denn die Braunkohle führende, tonig-sandige Breitscheid-Formation liegt im Hohen Westerwald vielerorts unmittelbar dem devonischen Untergrund auf (GAD et al. 2011). Es ist also möglich, dass im Bereich der späteren Braunkohlenverbreitung (STECKHAN 1973) zur Arenberg-Zeit die Abtragung paläozoischer Schichten der Dillmulde vorherrschte.

## 2.2 Begriffsbildung

Tertiärzeitliche Quarzkiese am Ostrand des Neuwieder Beckens sind von MORDZIOL (1909) als Arenberger Schichten (Gerölle kleinstückig und eckig) und Vallendarer Schichten (Gerölle gerundet und größer) bezeichnet worden. Er sah beide Schichten als gleich alte unterschiedliche, heute würde man sagen fazielle Ausbildungen eines fluviatilen Stromsystems an. Wichtige weitere Geröllbestandsteine sind Quarzit und Kieselschiefer; letztere erwähnt er allerdings erst in MORDZIOL (1914).

Da der Begriff Vallendarer Schichten aus Prioritätsgründen unbrauchbar geworden war, wurden im Anschluss an MICHELS (1969) beide lithofaziellen Ausbildungen einheitlich als Arenberger Schotter benannt und später die gröberklastische der beiden ursprünglichen Einheiten in Immendorf-Formation umbenannt (HOTTENROTT 2002). Die Kiese an der Basis der Immendorf-Formation werden heute Vallendar-Schotter genannt (SCHÄFER & KADOLSKY 2011). Wichtig für die Neubeschreibung als Arenberg-Formation als Typusprofil war die Forschungsbohrung Arenberg, die anlässlich der geologischen Revisionskartierung des Blattes 5611 Koblenz (GAD, SCHÄFER & WEIDENFELLER 2008) durchgeführt wurde. Im Bereich des gegliederten Tertiärs der Westerwälder Senke wurde bei Boden nördlich Montabaur (Blatt 5315 Meudt) ein zusätzliches Referenzprofil bestimmt (SCHÄFER et al. 2011).

Das Profil in der Tongrube Esther bei Boden ist etwa 25 m mächtig, wobei nur ein Fünftel der Mächtigkeit auf sandig-kiesige Schichten entfällt. Dagegen hat die 18 km südwestlich davon gelegene Forschungsbohrung Arenberg ein 30 m mächtiges Profil der Arenberg-Formation mit einem Anteil von 20 m an Sanden und Kiesen ergeben.

## 2.3 Alter der Arenberg-Formation

Bereits AHLBURG (1916) hatte ein oberoligozänes Alter der Vallendarer Schichten gefordert. Erst die Beschreibung von vermutlich aus brackisch-marinen Sedimenten "eingeschwemmten" Foraminiferen durch SONNE (1982) hat eine Altersdiskussion auf biostratigraphischer Grundlage forciert. Die Funde stammen aus Schluffen und Sanden der weiter unten beschriebenen Kiesvorkommen von Singhofen und Cramberg.

Die von SONNE (1982) beschriebenen Foraminiferen sind in kalkiger Schalenerhaltung überliefert. Die Foraminiferenspezies *Elphidium* [*Nonion*?] *nonioninoides* ist in Schichten der Cyrenenmergel-Gruppe (= Sulzheim-Formation) des oberen Unteroligozäns (Rupelium) im Mainzer Becken häufig anzutreffen. ANDERLE & HOTTENROTT (2011) vermuten daher für die Arenberg-Formation im Taunus ein Alter vom oberen Rupelium bis ins untere Oberoligozän (Chattium). Die Foraminiferen zeigen einen Meeresspiegel-Hochstand (HARDENBOL et al. 1998,

GRIMM & GRIMM 2003) und damit die Möglichkeit der Ingression in einen terrestrischen Bereich am Südrand der Rheinischen Masse an.

Die bei Koblenz erbohrten Arenberg-Schichten enthalten Gehäuse von kleinwüchsigen, agglutinierenden Foraminiferen, die aus dem Tertiär des Mainzer Beckens nicht bekannt sind (SCHÄFER in GAD et al. 2008). Neuere Untersuchungen an diesem Material durch P. SCHÄFER zeigen, dass "agglutinierende Foraminiferen aus den rupelischen Mittleren Pechelbronn-Schichten des Oberrheingrabens (OHMERT 2017) sehr große Ähnlichkeit mit der Fauna aus der Arenberg-Formation haben" (frdl. schriftl. Mitt. 2021).

In den Kiessanden des tT4-Niveaus von Cramberg fanden sich 2 Exemplare von ursprünglich kalkschaligen Foraminiferen in Steinkernerhaltung (REQUADT & BUHR 1989). SCHÄFER (frdl. schriftl. Mitt. 2021) schreibt dazu: "Sie könnten evtl. Formen zugeordnet werden, die auch aus dem Mainzer Becken bekannt sind, aber eine exakte altersmäßige Einstufung ist anhand des wenigen Materials nicht möglich".

Die beschränkte Erhaltungsfähigkeit kalkschaliger Foraminiferen bei Umlagerung kann Zweifel an der Verlässlichkeit der bisherigen Datierungen wecken. Daher sind die autochthonen pflanzlichen Mikrofossilien aus der Miehlen-Formation (ein Äquivalent der Arenberg-Formation) prinzipiell sicherer in ihrer Aussage. HOTTENROTT (in REQUADT & WEIDENFELLER 2007) betont Ähnlichkeiten mit den Mikroflora eines "tieferen" Abschnitts der Cerithienschichten". Wegen der zu vermutenden Umlagerungsvorgänge (s. auch Kap. 3.4), bevorzugt der Autor des vorliegenden Aufsatz ein Alter der Kies führenden Arenberg-Formation jünger als das durch die oben genannte Foraminifere *Elphidium* [*Nonion*] ? *nonioninoides* angezeigte.

Das Alter der Obergrenze der Arenberg-Formation im Westerwald ist aus dem Sediment selbst nicht zu gewinnen. Die darüber folgende, vulkanisch stark beeinflusste Breitscheid Formation des Oberoligozäns (s. Abb. 2) enthält die lokale Einschaltung der Enspel-Formation. Sie ist radiometrisch durch den darin enthaltenen Eruptiv-Basanit (upper flow) mit  $24,56 \pm 0,04$  Ma datiert (MERTZ et al. 2007). Da die Kärlich-Formation in der Forschungsbohrung Arenberg die Arenberg-Formation überlagert (GAD et al. 2008), ist folgende Überlegung möglich. Das radiometrische Alter des Trachyttuffs in der Kärlich-Formation spricht mit  $25,48 \pm 0,04$  Ma (MERTZ et al. 2007) für ein "mittleres" chattisches Alter für den höheren Teil der Arenberg-Formation.

## 2.4 Abflussverhältnisse im Oligozän

Geringe quarzklastische Einschaltungen in den oberoligozänen brackisch bis hypersalinen Karbonatgesteinen der mittleren Cerithienschichten (Hochheim-Formation, KADOLSKY & SCHÄFER in K. GRIMM et al. 2011) weisen auf einen episodischen küstennahen Sedimenteintrag aus dem nördlichen Hinterland. Die in der Hochheim-Formation (s. Abb. 2) ebenfalls enthaltenen Vilbeler Kiese führen aber nur Quarze und Quarzite von bis zu 5 cm Größe und keine Kieselschiefer (MARTINI & RADTKE 2011). Ganz allgemein beschreibt RADTKE (2009) die "Kalkfreie Randfazies" des Mainz-Hanauer Tertiärs als Fein- bis Grobkies, Sand, Schluff und untergeordnet Ton, wobei die Kiese kanten-, seltener gut gerundet sind und Gerölle im Extremfall bis zu 20 cm Größe erreichen.

Die etwa 24 m mächtigen "Milchquarzsotter" (Budenheim-Formation innerhalb der Cerithienschichten, SCHÄFER & KADOLSKY 1998) bestehen aus eckigen bis kantengerundeten Quarzgeröllen

mit einem geringen Anteil von quarzitischen Sandsteinen. Gerölle von Kieselschiefer als Anzeichen eines fluviatilen Ferntransports fehlen. Ebenfalls beteiligt sind Sande und Schluffe, wobei grobe Sande einen sehr geringen Rundungsgrad zeigen und auch als Bestandteil einer feiner körnigen Grundmasse auftreten. Geringe Rundung und extrem schlechte Sortierung veranlassen die Autoren, eine Entstehung als episodische Schüttungen im Schuttfächer- und Schwemmenebenen-Milieu am Rand eines Hochgebiets (Rheinische Masse) anzunehmen.

Der Abfluss einer Ur-Lahn vom Neuwieder Becken nach Südwesten in eine marin beeinflusste oligozäne Seenplatte im Osthunsrück (LÖHNERTZ, LUTZ & KAULFUSS 2011), wie von SCHINDLER (2011) und WUTTKE, SCHINDLER & SMITH (2015) vorgeschlagen, ist nach den Untersuchungen von ZÖLLER (1984) geröllanalytisch nicht zu belegen.

Die schon von KOCH (1877) geäußerte Möglichkeit des Abflusses einer Ur-Lahn durch die Idsteiner Senke nach Süden in das Kalktertiär des Mainzer Beckens ist bestechend, kann aber nicht überzeugen. Zwar ist fast monomiktetes Abtragungsmaterial aus dem Taunus nach Süden gelangt, Spuren von Flussablagerungen mit einem komplex zusammengesetzten Geröllspektrum sind aber nicht zu finden. Durch die Bildung eines Flussdeltas wäre auch eine stärkere Beeinflussung der karbonatischen Lithofazies am Nordrand des Mainz-Hanauer Beckens zu erwarten.

### 3 Geröllpetrographie der Arenberg-Formation

#### 3.1 Südwestlicher und Hoher Westerwald

In den Tongruben des südwestlichen Westerwalds (Nordanteil der Blätter 5512 Montabaur und 5513 Meudt) ist der Sand- und Kiesgehalt der dort zwischen 15 und 30 m mächtigen Arenberg-Formation auf deren oberen Teil beschränkt und dabei sehr unterschiedlich verteilt (AHRENS 1960, AHRENS & VILLWOCK 1966). Oft nur als diffus verteilte Einzelgerölle oder als Lagen und Schnüre von Kiessanden in Klebsanden und Tonen können Kiese auch ganz fehlen. Diese Variabilität im Kiesanteil bis zum völligen Fehlen setzt sich nach Osten im Hohen Westerwald (Blatt 5313 Bad Marienberg) fort.

In den besammelten Tongruben nördlich Montabaur (WW in Abb. 1) sind zwei unterschiedlich gefärbte Ausbildungen von Quarzgeröllen zu unterscheiden. MORDZIOL (1909) hatte schon darauf hingewiesen, dies aber nicht weiter gedeutet. Die Gerölle aus unterschiedlich gerundetem weißem Milchquarz können lokal völlig vorherrschen. Die Kornform der sie begleitenden, oft sehr groben Sande ist splitterig mit einer noch sehr geringen Kantenrundung. Neben den weißen Geröllen aus Milchquarz treten auch bläulich graue Quarze auf, die insgesamt deutlich schlechter gerundet und öfter korrodiert sind (Abb. 3). Der bläuliche Quarz dürfte aus den Quarzadern in unter- und mitteldevonischen Tonschiefern stammen, die in den Randgebieten des rechtsrheinischen Tertiärs weit verbreitet sind.

Neben den Quarzen kommen in den Kiessanden der Arenberg-Formation vereinzelt eckige, schwach kantengerundete weiße Quarzite vor. Sie stammen vom Ems-Quarzit der Oberen Ems-Stufe des Unterdevons. Der Ems-Quarzit (Abb. 4) ist ein fein- bis mittelkörniger, durch Verwachsung der Quarzkörner sehr stark verfestigter Orthoquarzit (SCHÄFER & STETS 1995). Er zeichnet sich durch seine zahlreich auftretenden schwarzen Schwermineral Körner so wie durch seine von Klüftflächen begrenzten Bruchstücke aus. Im Verbreitungsgebiet des Emsquarzits kommen auch Quarzite mit bis zu 10 % Hellglimmer (Hohenrhein-Schichten,



Abb. 3: Weißer Milchquarz und graublauer Gangquarz; Tongrube Esther bei Boden.



Abb. 4: Emsquarzit (Unterdevon); oberster Teil der Tongrube östlich Ruppach-Dornhausen.

HOCHSCHEID 2000) vor. Deren Gerölle sind von den ebenfalls Hellglimmer führenden Geröllen des Taunusquarzits (s. Kap. 3.2) nicht zu unterscheiden.

Von den gleichen Randgebieten stammt auch ein verkieseltes Gestein, das unter dem Namen "lichtgraues Leitgestein" oder "Mordziol'sche Kieselgalle" bekannt ist (Abb. 5). Es handelt sich um graue, bis nussgroße Gerölle, die undeutliche Fossilreste und Pyritabdrücke enthalten können. Als Konkretionen in den Kieselgallenschiefern der Oberen Ems-Stufe entstanden, waren sie schon im Devon verkieselt und konnten so die tertärzeitliche Verwitterung überstehen.

Die oben genannten Gerölle dokumentieren eine eher lokale Provenienz. Sie sind ganz überwiegend von den Oberems-Schichten unterhalb der Deckenbasalte und unmittelbar westlich davon abgetragen worden. In ihrem weiteren Verlauf nach Nordosten bilden diese dann den Nordflügel der Dillmulde. Südlich der Lahn kommen sie auch im nördlichen Taunus (Hintertaunus) vor. Nach Nordwesten Richtung Siegtal und auch nach Süden in Richtung Taunuskamm folgen auf die Oberems-Schichten flächenhaft verbreitete unteremsische und siegenische Gesteine, die meist sehr tonreich sind. Daher sind sie tiefgründig saprolithisiert worden und haben außer Quarzen wenig andere Gerölle geliefert.

Gerundete und eckige Gerölle von Basalt (Abb. 5) zeigen eine zeitähnliche fluviatile und vulkanische Tätigkeit im Übergang der Arenberg- zur Breitscheid-Formation an. In diesem Zusammenhang ist auch die Grube Richard bei Walmerod (Blatt 5513 Meudt) zu nennen. Dort wird die Oberkante der dort ausschließlich tonig-schluffigen Arenberg-Formation im Grenzbereich zu Vulkaniten von einer tonig gebundenen Geröllschicht aus Quarzen und gerundeten vulkanischen Tuffbröckchen gebildet. Dies zeigt, dass die fluviatile Sedimentation durch den Beginn des Vulkanismus eingeschränkt worden ist.

Gerölle, die auf einen Ferntransport aus östlicher Richtung deuten, wie etwa die schwarzen Kieselschiefer (Lydite) des Unterkarbons (s. Kap. 3.2), sind im westlichen Teil der Tertiärverbreitung immerhin vorhanden, aber sehr selten. Ein einziges Bruchstück eines Gerölls, erkennbar an seinen Querschnitten von Radiolarien, wurde in der Tongrube östlich Ruppach-Goldhausen (Blatt 5513 Meudt) gefunden. Dieser Fundort lieferte das an Gerölltypen reichste Spektrum, unter anderen auch ein verkieseltes Kalksteingeröll (s. Kap. 3.2) mit erkennbar biogenen Resten. Insgesamt gesehen erscheint die Arenberg-Formation in den Gruben nördlich und nordöstlich Montabaur von ihrem geringen Kiesanteil her deutlich marginaler als die des intensiveren, grobklastischen Transports im Profil der Bohrung Arenberg.

Nördlich von Blatt Montabaur sind auf Blatt 5412 Selters Aufschlüsse sehr selten. HAUBRICH (1970) berichtet von Aufschlüssen nordwestlich von Marienrachdorf und östlich von Herschbach, in denen unter Vulkaniten Kiessande mit Bänken von Tertiärquarzit mit Pflanzenresten lagerten. Die Kiessande führten bis zu 94 % Quarz, unterschiedliche Anteile von Devonquarzit sowie wenige Prozentanteile von Lydit und der Mordziol'schen Kieselgalle. Es dürfte sich um zwei Ausschnitte aus dem oberen Teil der Arenberg-Formation gehandelt haben. Die Gerölle belegen einen ESE-WNW-Transport in ihrer nördlichen Randfazies (s. Abb. 1).

Die zu Beginn dieses Abschnitts festgestellte Variabilität der Arenberg-Formation setzt sich nordöstlich und östlich von Blatt Selters fort. Wie oben schon erwähnt kann auf Blatt 5313 Bad Marienberg (nördlich der Deckenbasalte) die Formation ganz fehlen. Im Nordwestteil des Blattes 5414 Mengerskirchen und im unmittelbar angrenzenden Teil des Blattes 5415 Merenberg





Abb. 5: Mordziol'sche Kieselgalle, links und Basalt, rechts; Sand mit Kieslagen im obersten Teil der Tongrube östlich Ruppach-Goldhausen.

fehlen Sande und Kiese der Arenberg-Formation. Dagegen sind sie in der Südwestecke von Blatt Merenberg in einer Mächtigkeit von 20 bis 30 m über grauen Tonen liegend kartiert (AHLBURG 1918a). Beide Blätter liegen im zentralen Teil der Deckenbasalte. Weiter im Nordosten von Blatt Merenberg sind am Schweinskopf bei Allendorf über grauen Tonen Quarzkiese mit Kieselschiefern und Quarzit aus der zwischen Dill- und Lahn-Mulde liegenden Hörre-Zone dokumentiert (AHLBURG 1916: Abb. 2).

### 3.2 Vorkommen südlich des Westerwaldes

Südlich von Westerwald und Lahn und damit außerhalb des von Tonen dominierten Senkungsfeldes kommen zwischen Cramberg und Wasenbach im Hintertaunus nahe Diez Quarzschotter in größerer Mächtigkeit vor. Sie sind von REQUADT & STÖHR (1988) in Anlehnung an AHLBURG (1916) als Sedimente vom Vallendar-Typus bezeichnet worden. Die Ablagerungen enthalten die schon oben erwähnten oligozänen Meeres-Mikrofossilien in Form agglutinierender und kalkschaliger Foraminiferen.

#### Cramberg

Die Quarzschotter von Cramberg (Blatt 5613 Schaumburg) und auch die nachfolgend behandelten Quarzschotter von Singhofen nördlich Nassau/Lahn haben im Gegensatz zu den vorwiegend sandig-schluffig-tonigen Abschwemm Massen der Arenberg-Formation im südwestlichen

Westerwald ein deutlich gröberes und damit fluviatileres Gepräge. Es wird belegt durch das Vorkommen von großstiliger Schrägschichtung in Kiessanden (ohne eine dominante Schüttungsrichtung) im Wechsel mit feiner körnigen Sanden und schluffreichen Partien. Sie spiegeln die intensiven Wechsel in der Wasserführung eines Flusses wider, wie sie für wechselfeuchte und relativ trockene Klimate typisch sind (FELIX-HENNINGSEN & EBERHARDT 2005).

Die Schichtenfolge bei Cramberg tritt mit Mächtigkeiten bis zu 30 m in vier unterschiedlichen Höhenlagen (tT1 bis tT4) zwischen 140 und 270 m oberhalb des Lahntales auf. Das Vorkommen ist durch 10 Kernbohrungen mit bis 30 m Teufe gut untersucht (REQUADT & STÖHR 1988, REQUADT & BUHR 1989). Ein Vergleich der Bohrungen mit der Oberflächenkartierung zeigt, dass das Vorkommen mit scharfer Begrenzung grabenförmig in die Hochfläche eingetieft ist. Wie auch bei den im Folgenden besprochenen Vorkommen liegen die Kiessande in Tiefschollen, deren Schichten durch Bruchtektonik in wechselnden Höhenlagen anzutreffen sind (siehe auch ANDERLE 1991).

Ausweislich der Kernbohrungen besteht die Schichtenfolge bei Cramberg grob gemittelt aus einem Drittel Kiesbänken mit wenig sandiger Grundmasse und zu zwei Dritteln aus Sanden und Schluffen. Letztere führen meistens Anteile von Kiesgeröllen, während nur tonige Schluffe gänzlich kiesfrei sind. Wie üblich bei fluviatilen Ablagerungen können im Profil kiesige, sandige und schluffige Abschnitte übereinander folgen und so die Ablagerungen einer mäandrierenden Stromrinne abbilden (Abb. 6). Es erscheint offensichtlich, dass in solchen fluviatil-limnischen Sedimenten gefundene Foraminiferen nur umgelagerte Formen sein können.

An der Oberkante des Cramberger tT1-Kiesvorkommens werden die Sedimente feinkörniger und gehen in einen grauen schluffreichen und zuoberst tonreichen, als Auelehm interpretierten Horizont mit einer autochthonen fossilen Bodenbildung über (FELIX-HENNINGSEN & EBERHARDT 2005). Es ist ein nach oben hin zunehmend lebhaft rot, gelb und weiß gefleckter Plinthosol, der in einer warm-humiden Klimaphase entstanden sein soll. Diese Bodenbildung schließt die fluviatile Sedimentation aber nicht ab, denn im tT2-Niveau folgen darüber weitere Kiesschichten, von denen 2020 noch nicht allzu viel aufgeschlossen war.

Die Schotter und Kiese der beiden unteren, im Abbau befindlichen Niveaus (tT1 und tT2) zeigen einen Quarzgehalt von 99 % (SCHNÜTGEN 2003) und zwar in der Form unterschiedlich kantengerundeter Milchquarze in Korngrößen von Zentimetern bis Dezimetern.

Dieser Überzahl von Quarzen stehen quarzitisches Sandsteine und Kieselschiefer gegenüber. Die fein- bis mittelkörnigen, gelblich weißen quarzitischen Sandsteingerölle sind mäßig gerundet und führen hell glänzende Muskovitblättchen. Es handelt sich um Gerölle von unterdevonischem Taunusquarzit, einem Gestein, dessen Quarzkörner durch einen hochdiagenetisch entstandenen Quarzement verbunden sind (WIERICH 1999). Starke tektonische Beanspruchung hat zu einer linearen Spaltrichtung des Gesteins geführt, die bei der Verwitterung zu einer charakteristischen narbigen Oberfläche der Gerölle geführt hat (Abb. 7). Die Quarzitzerölle stammen als typische Komponente eines Ferntransports von dem namensgebenden Gesteinszug am Südrand des Schiefergebirges. Er hat offensichtlich schon im Oberoligozän als exponierter Härtlingszug am Südostrand der Rheinischen Masse dank eines süd-nördlichen Gefälles größere Mengen Quarzschutt geliefert. Die am Taunuskamm ebenfalls vorkommenden glimmerreichen Sandsteine der Hermeskeil-Schichten dürften wegen ihrer Verwitterungsanfälligkeit weitaus weniger Grobschutt geliefert haben.



Abb. 6: Sedimentabfolge einer mäandrierenden Stromrinne, Anschnitt senkrecht zur vermuteten Ost–West-Strömungsrichtung; Kiesgrube oberhalb Cramberg, Hackenstiel 40 cm lang.



Abb. 7: Taunusquarzit (Unterdevon) mit charakteristischer Oberflächenstruktur; Kiesgrube zwischen Nassau und Singhofen.

Da oft Verwachsungen von Taunusquarzit und Quarz vorkommen, ist es naheliegend, dass auch die Vielzahl der Milchquarze in den Schottern des Hintertaunus zumindest zum Teil von Quarzgängen dieses Gesteins stammt. Die extrem hohe Zahl der Milchquarzgerölle steht aber in krassem Gegensatz zu der Zahl der Quarzitgerölle. Bemerkenswert ist das sehr vereinzelt Vorkommen von Geröllen aus Pseudomorphosenquarz (Abb. 8). Solcherart durch Verdrängung von Schwespat durch Quarz entstandene hydrothermale Gangquarze (KIRNBAUER 1998) stammen aus dem Devonschichten des Hochtaunus. Sie belegen wie der Taunusquarzit einen Transport aus südlicher bis östlicher Richtung.

Sehr selten im Cramberger Geröllbestand ist ein graublauer, feinkörniger, stark quarzitischer Sandstein mit Löchern von fraglichen Fossilresten (Hörre-Quarzit?). Einzelfund bleibt ein Geröll von feinkörnigem glasigen Quarzit mit einer so guten Rundung, wie sie von Geröllen aus dem Buntsandstein bekannt ist. Das nächstgelegene Herkunftsgebiet wäre der Marburger Buntsandstein am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges.

An auffälligen, dennoch seltenen Nebenbestandteilen führen die Quarzschotter hauptsächlich hellgraue bis schwarzgraue Gerölle von Kieselschiefer (Hoss 1957), meist mit den für das Unterkarbon typischen, maximal 0,2 mm großen Radiolarienquerschnitten. Die Kieselschiefer (Lydite) sind plattig oder quaderförmig und zeigen eine nur sehr schwache Kantenrundung. Sie sind durch die Verwitterung auf der tertiärzeitlichen Landoberfläche gebleicht oder mehr oder weniger stark korrodiert. Zunächst mittelgrau mit weiß hervorstechenden Querschnitten von Radiolarien, erscheinen sie dann einheitlich hellgrau und strukturlos (Abb. 9).

Von Kieselgesteinen, die durch Hämatit rot gefärbt sind, gibt es zwei Varianten. Die "häufigere" liefert ein blassrotes, meist eckig-kavernös auftretendes Geröll, das auf Grund seines wechselnden Kieselsäuregehalts auch stärker verwittert sein kann. Hier handelt es sich um Roteisenstein (LIPPERT & FLICK 1998) aus dem mitteldevonischen Schalstein, einer vulkanischen Gesteinsbildung in der nahe gelegenen Lahn-Mulde (REQUADT 1991). Die zweite, intensiv rote Variante (Eisenkiesel) ist zu einem polierten gerundeten Geröll geformt, das wohl einen längeren Transportweg zurückgelegt hat. Beide Varianten sind mit Quarz durchtrümmert (Abb. 10, S. 182).

Kieselschiefer mit Radiolarien und Eisenkiesel (LIPPERT 1970) stammen aus den Unterkarbonschichten der Dill-Mulde und der nordwestlichen Lahn-Mulde (Hörre-Zone), also weiter aus Nordosten. Insgesamt gesehen ergibt sich ein wenig differenziertes Kieselgeröllspektrum mit Transportweiten zwischen 60 und 80 km.

Eher unauffällig sind weiße Gerölle, die die intraformationelle Umlagerung eines tertiärzeitlich gebildeten Sediments anzeigen. Es sind kantengerundete Gerölle von mittel- bis grobkörnigem, wenig verfestigtem Quarzsandstein mit schwarzen organischen Resten unbekannter Natur oder mit Schalenabdrücken (Abb. 11, S. 182). Solche Silcrete-artigen Verhärtungen dokumentieren Stillstände der fluviatilen Sedimentation in einem zeitweilig semi-ariden Klima (FELIX-HENNINGSEN & EBERHARDT 2005).

### Singhofen

Ein weiteres großes Quarzkiesvorkommen liegt in etwa 300 m NN Höhe auf der Hochfläche südlich Nassau bei Singhofen (Blatt 5712 Dachsenhausen). Es wird wie das Vorkommen von Cramberg von schichtigen, quarzdominierten Kiessanden mit Schluffeinschaltungen aufgebaut und erreicht eine Mächtigkeit von bis zu 30 m (REQUADT & BUHR 1989).



Abb. 8: Pseudomorphosenquarz, Kiesgrube oberhalb Cramberg (leg. & fot. THOMAS KIRNBAUER, Bochum).



Abb. 9: Kieselschiefer (Unterkarbon), links korrodiert, rechts gebleicht; Kiesgrube oberhalb Cramberg.



Abb. 10: Rotkiesel, vermutlich Mitteldevon, unterschiedlicher Abrollungsgrad; Kiesgrube zwischen Nassau und Singhofen.



Abb. 11: Silcrete-artiger Sandstein mit Abdrücken von Schalenresten; Kiesgrube oberhalb Cramberg.

Das Geröllspektrum zeigt neben den von Cramberg genannten Gesteinen weitere Gerölltypen. Dunkelgraue Kieselgesteinsgerölle mit Kantenrundung zeigen hellgraue, weniger verkieselte Einschlüsse (Abb. 12, S. 184) oder schemenhaft erkennbare rundliche Einschlüsse deutlich größer als Radiolarien. Obwohl diese nicht als ursprüngliche Fossilreste zu erkennen sind, ist zu vermuten, dass es sich um verkieselten Kalkstein handelt. Aus der regionalen Verfügbarkeit ist zu schließen, dass es sich um devonischen Massenkalk handeln könnte. Verkieselung von Massenkalk kommt dort vor, wo er in geringen Mächtigkeiten mit Schalstein wechsellagert, so auf Blatt 5615 Villmar am Südostrand der Lahnmulde (KAYSER 1886). Weitere lokale Gerölltypen sind konglomeratischer Tertiärquarzit mit einer dichten, mit Quarzsplittern durchsetzten, gelblichgrauen (beigen) Grundmasse sowie zahlreiche kristallinisch strukturierte Quarzgerölle, die wohl aus lokalen Mineralgängen stammen.

Etwa 15 km nördlich beziehungsweise östlich des Vorkommens Cramberg liegen zwei weitere Kiesvorkommen, nämlich das von Niederzeuzheim (Blatt 5514 Hadamar) und das von Werschau südöstlich von Limburg (Blatt 5614 Limburg). Beide gehören zu NNW–SSE verlaufenden tektonischen Bruchstrukturen im Westerwald beziehungsweise Taunus. Es ist der Elzer Graben im Norden und im Süden die Idsteiner Senke mit dem Werschauer Graben und der Würgeiser Tiefscholle (STENGEL-RUTKOWSKI 1976). In diesen tektonischen Zonen sind fluviatile Sedimente der oligozänzeitlichen Landoberfläche syn- und/oder postsedimentär durch tektonische Absenkung der jüngeren Abtragung entzogen worden.

### **Niederzeuzheim**

Das Vorkommen südlich von Niederzeuzheim (Blatt 5514 Hadamar) liegt nach der Geologischen Karte 1:25 000 Blatt 5514 Hadamar (HENTSCHEL & THEWS 1979) auf einer von devonischen Gesteinen begrenzten Tiefscholle des Elzer Grabens. In einer 1 km entfernt liegenden Bohrung hat HOTTENROTT (1988) im Liegenden von Kiesen der Arenberg-Formation unteroligozäne Anteile der Westerwälder Tonserie sporologisch nachweisen können.

Die mindestens 15 m mächtige Schichtenfolge in der Kiesgrube ist sehr heterogen und wird von Schluffbänken mit Kiesschnüren sowie von wenigen Bänken aus schräggeschichteten Kiesen aufgebaut (Abb. 13, S. 184). Das Grobkorn/Feinkorn-Verhältnis beträgt etwa 1:1. Die Schrägschichtung der Kiessande zeigt einen Transport von Osten nach Westen an.

Die Schichtenfolge der Kiesgrube führt in der Kiesfraktion neben überwiegend weißem Gangquarz etwa 10 % weißen, zementquarzitischen Sandstein, z.T. mit Hellglimmer (Taunusquarzit), aber auch dunkelgrauen, glasigen Quarzit, für den der unterkarbonische Quarzit der Hörre-Zone in Frage kommt (Abb. 14, S. 185). Charakteristisch sind etwa 5 % schwarze, kantengerundete Kulmkieselschiefer zusammen mit rotem Eisenkiesel (mit anhaftendem schwarzen Kieselschiefer) des Unterkarbons (Abb. 15, S. 185). Sehr selten sind verkieselte Kalksteine und kantengerundete Bruchstücke von frischem Basalt. Die Zusammensetzung der Niederzeuzheimer Kiese ist teilweise ähnlich der der Vorkommen von Cramberg und Singhofen.

### **Werschau**

Das Vorkommen bei Werschau (Blatt 5614 Limburg) ähnelt mit seinem Geröllbestand dem von Cramberg und Niederzeuzheim. Neben den unterschiedlich kantengerundeten Milchquarzen sind Kieselschiefer und kieseliger Roteisenstein im gesamten Profil zu finden. Sie treten gemeinsam mit Taunusquarzit in ein und demselben Abbauniveau auf, was auf einen zeitgleichen Transport schließen lässt. Das Vorkommen von Pseudomorphosenquarz-Geröllen (KIRNBAUER 1998) zeigt wie in Cramberg einen Transport aus Süden bis Südosten an.



Abb. 12: Verkieselter Kalkstein; Kiesgrube zwischen Nassau und Singhofen.



Abb. 13: Schräggeschichtete Kiessande; Kiesgrube südlich Niederzeuzheim, Hackenstiel 40 cm lang.





Abb. 14: Quarzitischer Sandstein (Tanus-Quarzit) links, Quarzit (Hörre-Quarzit), rechts; Kiesgrube südlich Niederzeuzheim.



Abb. 15: Kieselschiefer, links und Eisenkiesel, rechts (Unterkarbon); Kiesgrube südlich Niederzeuzheim.

Deutlich schräggeschichtete Kiessande mit einem Quarzgeröllanteil von 95-96 % (SCHNÜTGEN 2003) bauen die Schichtenfolge auf. An zwei benachbarten, senkrecht zueinander stehenden Kieswänden mit großstiliger Schrägschichtung ist eine Ost–West gerichtete fluviatile Strömungsrichtung abzulesen. Einschaltungen von Mehlsanden mit Kiesschnüren waren 2020 nicht aufgeschlossen. Die Kiessande ruhen mit mindestens 15 m Mächtigkeit auf verwitterten devonischen Tonsteinen und liegen damit mindestens 100 m tiefer als die Devonoberfläche der nächsten Umgebung im Westen.

Die Einstufung eines oberen Profilverteils ins Altquartär mittels vulkanischer Schwerminerale durch BOENIGK & HOSELMANN (2003) ist nicht zwingend, da sie in dieser Zusammensetzung auch in den jüngsten untermiozänen Liegendschichten der rheinischen Braunkohle vorkommen (BOENIGK 1981). Viel eher zeigen die Minerale das Einsetzen des Westerwälder Basaltvulkanismus im obersten Oberoligozän an.

Zwischen den Vorkommen Niederzeuzheim und Werschau liegt eine generell West–Ost verlaufende Grenzzone, die das Westerwälder Tonbecken gegen den südlich davon liegenden Saprolith- und Abtragungsbereich auf paläozoischen Schichten begrenzt.

### 3.3 Weitere Kiesvorkommen

Etwa 10 km südlich Nassau liegt bei Miehlen (Blatt 5712 Dachsenhausen) die lang gestreckte tektonische Zone des Marienfelder Grabens (REQUADT & WEIDENFELLER 2007). In ihm ist eine Schichtenfolge aus grauen Tönen mit organischen Lagen so wie Schluffen (Miehlen-Formation) mit Einschaltungen von quarzigen Kiessanden von der Abtragung verschont geblieben. Die Quarzkiese führen wie die Arenberg-Formation Gerölle von schwarzen Kieselschiefern. Da größere Kiesausstriche überbaut sind, konnten sie nicht besammelt werden.

Für die Altersdatierung standen Foraminiferen und Ostrakoden aus Sanden sowie Pollen, Sporen und Mikroplankton aus den organikreichen Tonlagen zur Verfügung (HOTTENROTT 1993, REQUADT & WEIDENFELLER 2007). Das Vorkommen solcher Lagen charakterisiert eine Sonderfazies im südlichen Teil des Arenberg-Flusses. Die komplexe Zusammensetzung der fossilen Reste (s. Kap. 2.3) deutet den Altersunterschied zwischen der marinen Sedimentation eines kurzzeitigen Meereshochstandes und der späterer Umlagerung dieser Sedimente in einem limnisch-fluviatilen Bereich an.

Die Quarzkiese der Arenberg-Formation im östlichen Teil ihrer Verbreitung nördlich der Lahn unterscheiden sich nicht in ihrer bisher beschriebenen Zusammensetzung. Auf den von AHLBURG (1918a, 1918b, 1918c) bearbeiteten Geologischen Blättern 5415 Merenberg, 5515 Weilburg und 5516 Weilmünster werden sie pauschal beschrieben. Sie sollen neben 90-95 % Quarzgeröllen gebleichte Kieselschiefer, Eisenkiesel und stark zermürbte Quarzitzerölle führen, was der Zusammensetzung der bisher vorgestellten Vorkommen entspricht.

Ähnlich wie in anderen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges mit Kalksteinverbreitung sind auch entlang der Lahn und im Hintertaunus in Karstdolinen des devonischen Massenkalks neben Tönen und Sanden weiße Quarzkiese erhalten geblieben. So bei Steeden (AHLBURG 1916: Abb. 1), bei Braunfels und Hohensolms (AHLBURG 1918d: Abb. 12, 13a, 14) und bei Hahnstätten, wo sehr tief in den Karst versenkte Arenberg-Schichten sporologisch als Oligozän datiert sind (ANDERLE 2007). Postoligozän sind Kiese der Arenberg-Formation, die nicht in tektonischen oder

karstbedingten Senken konserviert worden waren, der Abtragung und Umlagerung zum Opfer gefallen oder in vermutlich pliozäne Terrassenablagerungen entlang der Idsteiner Senke umgelagert worden (ANDRES 1967).

### 3.4 Schlussfolgerungen I: Paläogeographie des oligozänen Flussgebiets

Auch wenn aus der Arenberg-Formation von verschiedenen Stellen marine oder brackische Mikrofossilien gemeldet worden sind, geht der Autor davon aus, dass wegen der dargelegten sedimentologischen Beobachtungen eine überwiegend fluviatile Genese der Formation nicht zu bezweifeln ist.

Im Bereich des Westerwälder Senkungsfeldes ist die dort vielfältig aufgeschlossene Arenberg-Formation vergleichsweise kiesarm, wogegen südlich davon die kiesreicheren Vorkommen nur auf vereinzelte tektonische Senkungszonen beschränkt sind. Aus diesem großräumigen Korngrößen- und Mengenunterschied kann man schließen, dass der intensivere fluviatile Haupttransport mehr im Südosten (Vorkommen 1, 3, 5, 6 in Abb. 1) erfolgt ist. Dagegen stellt die Arenberg-Formation des südwestlichen Westerwaldes und am Südrand der Deckenbasalte (2, 7, 8 in Abb. 1) eher die nördliche Randfazies dieses Flussgebiets dar. Sie ist möglicherweise durch eine Verdrängung des grob-fluviatilen Ferntransports nach Süden, ausgelöst durch eine vulkano-tektonische Hebung im Vorlauf der Eruption der Deckenbasalte entstanden. Der nördlichen Randfazies steht eine ebenfalls kiesarme südliche Fazies (Vorkommen 4) mit Verlandungsablagerungen gegenüber.

Die an Peliten und Schluffen reiche und geröllarme nördliche Randfazies faziell zu charakterisieren, ist wegen der Seltenheit biofazieller Indikatoren erschwert. Charakteristisch ist die Seltenheit an pflanzlichen Anreicherungen (Braunkohlenflözchen) wie überhaupt die Seltenheit von tonigen Sedimenten mit dunkelgrau färbender organischer Substanz. Dagegen treten rotviolette Sedimentfarben auf. Schalentragende Fauna ist nur in Silcrete-artigen Einschaltungen erhalten geblieben. Im spärlichen Geröllbestand überwiegen lokale Einflüsse und die kaum gerundeten Grobsande zeigen einen noch kurzen Transportweg an.

Die Geröllverteilung der grob-fluviatilen, zentralen Fazies der Arenberg-Formation zeigt zum einen eine Abdachung der Landoberfläche von Nordosten nach Südwesten, angezeigt durch den fluviatilen Transport der Kieselschiefer; zum anderen eine Abdachung von Südosten nach Nordwesten dokumentiert durch den Transport von Taunusquarzit und der Hauptmasse der Quarze. Es ergibt sich das Bild eines Ablagerungsraums mit randlichen Abtragungsgebieten im Osten und Südosten. Außerhalb dieses Raums befanden sich die zeitweise marinen Bereiche des Mainz-Hanauer Beckens so wie der Hessischen Senke.

Die Vermischung von in ihrer Provenienz so verschiedenen Geröllen wie den unterkarbonischen Kieselgesteinen und den unterdevonischen Quarziten (einschließlich ihrer Quarzgänge) muss in einem flachen Becken mit großflächig pendelnden Flussverläufen stattgefunden haben. Die Mischzone hat zwischen den Vorkommen Werschau (6) im Süden und Niederzeuzheim (7) im Norden (s. Abb. 1) eine Breite von mindestens 25 km. Sie belegt die Vorstellung eines oligozänen Flachreliefs ohne Eintiefung von den Flussverlauf fixierenden Tälern. Diese Situation hatte über einen epirogenetisch ruhigen Zeitraum von vermutlich wenigen Millionen Jahren Bestand, bevor der Westerwälder Vulkanismus einsetzte.

Die in Kap. 2.2 beschriebenen Altersverhältnisse legen nahe, dass zwischen der transgressiven Einbringung eines Foraminiferen enthaltenden Meeressediments und dessen Abtragung so wie Umlagerung in fluviatilen Sedimenten einige Zeit vergangen sein wird. Zwischen diesen beiden Phasen ist aber auch eine geomorphologische Umgestaltung zu vermuten. Ein wenig morphologisch gegliederter, zum südlichen Meer offener Raum wurde durch Schollenkipfung zu einem Raum mit nordwärts gerichtetem fluviatilen Oberflächenabfluss. So nahmen GLATTHAAR & LIEDTKE (1984) für die Zeit nach dem Ende des eozänen Bitburg-Kasseler Senkungsfelds die Ausbildung eines Flachreliefs in Richtung auf die im Chattium stark absinkende Niederrheinische Bucht an.

## 4 Kiesvorkommen am Unteren Mittelrhein

Die heutige Lahn trifft bei Lahnstein auf den Rhein und erreicht fast unmittelbar anschließend die Senkungszone des Neuwieder Beckens. Seine alttertiäre Schichtenfolge (SCHÄFER & KADOLSKY 2011) belegt mit kalkhaltigen und fossilführenden Partien transgressive marine Einflüsse entlang der Mittelrheinzone entweder von Süden oder von Norden her. In dem Zeitabschnitt, in dem Ablagerungen einer fluviatilen Episode zu erwarten wäre, besteht allerdings eine Schichtlücke (s. Abb. 2). Eine durchgehende Nord-Süd-Verbindung im Verlauf des heutigen Mittelrheintales, sowohl mariner wie auch fluviatiler Art, wird von MARTINI (1981) und BOENIGK (1981) erst für das Untermiozän vermutet.

In diesem Zusammenhang ist von verschiedenen Bearbeitern eine den nördlichen Abfluss verhindernde, tertiärzeitliche Wasserscheide quer zum Verlauf des Nördlichen Mittelrheins angenommen worden. SCHIRMER (2003) vermutet eine oligozäne Wasserscheide im Bereich der heutigen Gebirgswasserscheide bei Brohl. Dem schließen sich WUTTKE, SCHINDLER & SMITH (2015) an. Die paläogenen fluviatilen Ablagerungen bei Schmidtheim in der Nordwesteifel (RIBBERT 1997) haben aber gezeigt, dass im Gebiet der pleistozänen Hauptwasserscheide im älteren Tertiär ein Flachrelief mit fluviatilem Ferntransport möglich war.

### 4.1 Rechtsrheinisch

Auf der östlichen Grabenschulter des Neuwieder Beckens liegen auf dem geologischen Blatt 5511 Bendorf (QUIRING 1934, ELKHOLY & FRANKE 2004) terrassenförmige Kiesvorkommen, die bei der bekannten Vertikaltektonik am Ostrand des Neuwieder Beckens allein auf Grund ihrer Höhenlage nicht sicher anzusprechen sind. Betrachtet man Geröllanalysen aus dem westlichen Westerwald (HAUBRICH 1970), so kann man vermuten, dass auf den östlichen Randhöhen des Neuwieder Beckens gut gerundete Quarz/Quarzit-Kiese der Kieseloolithschotter Kiese der Arenberg-Formation erodiert und sich mit ihnen vermischt haben. Das erosive Eingreifen der Kieseloolithschotter in weiße und graue "Vallendar"-Tone mit Lignitlagen ist auf einem Foto der Tongrube bei Hillscheid 5 km NNE von Arenberg deutlich zu erkennen (AHLBURG 1916: Taf. 12).

Nördlich des Neuwieder Beckens sind rechtsrheinisch nur kleine und kleinste Vorkommen von Sanden und Kiesen sowie Tone im Linzer Vulkangebiet bekannt. Letztere sind durch Pflanzenfunde (u.a. WINTERSCHIED & KVAČEK 2016a) als Oberoligozän datiert. Erst aus dem Siebengebirge und dem östlich anschließenden Siebengebirgsgraben sind quarzdominierte Kiessande

mit Tertiärquarziten bekannt, die als "Quarziges Liegendes" (im folgenden kurz QLS genannt), später von BURRE (1930) als "Vallendarer Kiese" bezeichnet worden sind. Über die Zusammensetzung der Kiese und Sande ist bekannt, dass sie neben den dominierenden, weißen Milchquarzen auch dunkelgraue Quarze (BREDDIN 1932), Kieselschiefer (BURRE 1930) sowie die MORDZIOL'sche Kieselgalle (MORDZIOL 1909) führen. Die Ähnlichkeit der QLS mit der nördlichen Randfazies der Arenberg-Formation deutet sich im Geröllbestand an.

Am südöstlichen Rand des Siebengebirgsgrabens (s. Abb. 1) sind südlich Neustadt (Wied) auf Blatt 5310 Asbach quarzdominierte, eckige Fein- bis Mittelkiese genauer untersucht worden (BURGER 1982). Das Vorkommen am Büchel (Telegraphenberg) südlich des Bertenauer Kopfs führte einen Anteil von etwa 5 % Kieselschiefern. Ein zweites, größeres Kiesvorkommen in unmittelbarer Nähe lieferte 81 % Quarz, 2 % Quarzit, 13 % "Grauwacke" und 3 % Kieselschiefer. Diese Zusammensetzung schließt aus, dass es sich um Kieseloolithschotter handeln könnte. Die Kiese sind das südlichste und mit +320 m NN höchstgelegene Vorkommen der QLS. Es wird von einem 5,9 Ma alten Basalt abgedeckt (VIETEN 1995). Ein lithologisch vergleichbares Quarzkiesvorkommen, bedeckt von untermiozänem Basalt (VIETEN 1995), liegt etwa 10 km östlich auf dem Steimelberg (Stein) bei Uckerath (SCHRÖDER 1969).

Die tektonischen Begrenzungen des Siebengebirgsgrabens verlaufen in SSE-Richtung weiter nach Süden, wo sie lediglich an dem aberranten Nord-Süd-Verlauf des Wiedtales im Raum Waldbreitbach erkennbar werden. Die Wied hat sich dort kein antezedentes Durchbruchstal unmittelbar zum Rhein schaffen können, sondern ist schon früh in einem Störungsmuster parallel zum Rhein hängengeblieben und zum absinkenden Neuwieder Becken abgelenkt worden.

Die in Rede stehende, provisorisch weiterhin als QLS bezeichnete lithostratigraphische Einheit geht auf VON DECHEN (1852) zurück. Ihre Benennung lautet vollständig "Liegende Tonige und Quarzige Schichten" (des Siebengebirges). Die Kiessande wurden besonders im nördlichen Teil ihres Vorkommens bei Siegburg in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts als Rohstoff abgebaut. Heute ist mangels geeigneter Aufschlüsse, insbesondere im Siebengebirge, eine Beschreibung nur hilfsweise unter Bezug auf die Literatur möglich. Es war daher auch nicht möglich, den Geröllbestand der QLS noch genauer zu erfassen.

Im nördlich anschließenden Siebengebirge bestehen gute Möglichkeiten die QLS zu datieren. Der Vulkanismus beginnt dort mit dem Siebengebirgs-Tuff (s. Abb. 2), der die QLS überlagert und dessen radiometrisches Alter nach TODT & LIPPOLT (1980) 24 bis 23 Millionen Jahre beträgt. Dieser Wert wird als etwas zu jung angesehen, da er im Widerspruch zur Eruptionsabfolge der verschiedenen Vulkanite steht (VIETEN 1995). In den unteren Teil der QLS sind geringmächtige limnische Tone eingeschaltet, die eine oberoligozäne Makroflora geliefert haben (WINTERSCHIED & KVAČEK 2016b). Entsprechend der Datierung ihrer Hangendschichten gehört die QLS einem mittleren Teil des Oberoligozäns um 26 Ma an. Mit dieser Datierung ist QLS zumindest ein zeitliches Äquivalent des Teils der Arenberg-Formation.

Die Verbreitung der QLS reicht nach Norden bis in das Stadtgebiet von Siegburg (s. Abb. 1) und Lohmar (UDLUFT 1939). Der Geröllbestand dieser lebhaft schräggeschichteten Kiessande wird als von Quarzen dominiert und "Quarzit- und Lyditbröckchen führend" beschrieben. In ihrem gesamten Verbreitungsgebiet ist der oberste Teil der Formation vermutlich durch den mineralisierenden Einfluss des überlagernden Siebengebirgstuffs zu Tertiärquarziten verkieselt (TOMASCHKE et al. 2015).

Die Möglichkeit, dass die Kiesel-schiefergerölle der QLS in ihrem nördlichen Verbreitungsgebiet auch aus einer Ur-Sieg oder einer anders als heute nordwärts verlaufenden Ur-Wied stammen könnten ist eher unwahrscheinlich, wie im folgenden Abschnitt noch begründet wird.

## 4.2 Linksrheinisch

Linksrheinisch sind am Westrand des Neuwieder Beckens im Lauf der Jahrzehnte zahlreiche Gruben in den Kieseloolithschottern beschrieben worden (zuletzt RIBBERT 2019). Aus zwei Gruben im Umfeld der Sürzerhöfe erwähnt BIBUS (1980) "runde" Kieseloolithschotter, die kantige Quarzfeinkiese (er vermutet Arenberger Fazies) erosiv überlagern. Die "Kantkiese" liegen Tonen der Kärlich-Formation auf und enthalten - wie die Kieseloolithschotter - umgelagerte verkieselte Crinoidenstielglieder (SCHÄFER & KADOLSKY 2011), was gegen die Deutung als Arenberg-Formation spricht. Die im vorigen Kapitel geäußerte Möglichkeit einer Erosion und Umlagerung der Arenberg-Formation durch die Kieseloolithschotter findet daher am Westrand des Neuwieder Beckens keine Bestätigung.

Zwischen dem Nordrand des Neuwieder Beckens und dem Ahrtal sind kiesig-sandige Ablagerungen älter als die obermio- bis pliozänen Kieseloolithschotter nicht bekannt. Wohl aber zeigen dort unter das pleistozäne Erosionsniveau tektonisch abgesenkte Tertiärablagerungen das Fortstreichen von Grabenstrukturen der Niederheinischen Bucht nach Süden an (BIBUS 1983).

Erst im nordöstlichen Umfeld von Bad Neuenahr liegen in einem Bereich, der ebenfalls durch Bruchtektonik im südlichen Teil der Niederheinischen Bucht geprägt ist, entsprechende Ablagerungen. Es sind die Quarzschotter im Raum Köhlerhof (s. Abb. 1) nördlich oberhalb des Ahrtals bei Bad Bodendorf (Blatt 5409 Linz). BOENIGK & HOSELMANN (2003) beschrieben dort ein mindestens 7,5 m mächtiges Profil aus zum Teil schräggeschichteten Feinkiesen mit Grob- und Mittelsand. Der hohe Quarzgehalt des überwiegend kantigen Geröllbestandes von >90%, keine Kieseloolithe, dafür aber Lydite und Quarzite sowie vulkanische Schwerminerale wie Augit und Hornblende unterstreichen heute die Ansprache als oligozäne Kiese durch AHRENS (1939). Das Vorkommen von Lydit und vielleicht auch von Quarzit kennzeichnet sie als ein ferntransportiertes Sediment..

Etwa 2,5 km nördlich entfernt von Köhlerhof liegen in einer der oben erwähnten tektonischen Tiefschollen (oberhalb von Remagen) quarzitisches verfestigte, kiesige Sande und Tone mit Tufflagen (AHRENS 1939). Diese Assoziation ähnelt sehr den oben genannten Hangendschichten der QLS im Siebengebirgsgraben. Dies hat schon SCHINDLER (in LÖHNERTZ, SCHINDLER & WUTKE 2011) veranlasst, dort die Arenberg-Formation zu vermuten.

Wenige Kilometer südlich der Stadtgebiete von Bonn und Bonn-Bad Godesberg sind unter junger Bedeckung und dem Devon aufliegend verschiedenartige Sedimente erhalten geblieben (RAUFF 1923, SCHÜNEMANN 1958). Es sind von oben nach unten Braunkohlen führende Tone (mit oberoligozäner Sporenflora) und Trachyttuff sowie teilweise verkieselte Sande und Kiese mit Geröllen von weißem und dunkelgrauem Quarz, Sandsteinen, Quarziten und schwarzen Kiesel-schiefern. Es ist eine Schichtenfolge, deren Komponenten in Zusammensetzung und Alter den ältesten Sedimenten des Siebengebirgsgrabens entsprechen und daher ebenfalls als Äquivalent der Arenberg-Formation angesehen werden kann.

Die Aufschlüsse in der QLS beginnen linksrheinisch schon unmittelbar nördlich der Ahr, was ihre Schüttung von Osten her durch eine oligozänzeitliche Sieg eher unwahrscheinlich macht. Die Möglichkeit, dass Kieselschiefer enthaltende Schotter vom Nordrand der Dillmulde ausgehend durch eine Ur-Sieg nach Westen transportiert worden sind, ist mangels geeigneter Aufschlüsse nicht zu überprüfen. Das schließt aber nicht gänzlich aus, dass es eine Ur-Wied gab, die vor ihrer Ablenkung nach Süden (s.o.) entsprechend dem oligozänzeitlichen Gefälle nach Nordwesten abfloss.

## 5. Schlussfolgerungen II und Zusammenfassung

Der oligozäne Arenberg-Fluss ist ab Koblenz als ein Zufluss, wenn nicht als Quellfluss eines nach Norden fließenden oberoligozänen Rheinvorläufers zu bezeichnen. Ein Abfluss nach Süden oder Südwesten ist, wie in Kap. 2.4 dargelegt, nicht begründet. Allerdings ist die Spur der Arenberg-Sedimente von der kiesreichen Typregion nach Norden hin nicht ganz sicher zu bestimmen. Im Neuwieder Becken könnte die Schichtlücke zwischen der hoch-unteroligozänen Rübenach- und der oberoligozänen Kärlich-Formation (s. Abb. 2) auf tektonische Aktivität (Beginn des Vulkanismus!) im Anschluss an die Rupeltransgression zurückzuführen sein. In ihrem Gefolge wären dann fluviatile Ablagerungen der Arenberg-Zeit lokal entweder ausgefallen beziehungsweise sie wären auf sehr geringmächtige Ablagerungen wie den Knubb-Quarzsand innerhalb der Kärlich-Formation beschränkt.

Ausgehend von der Neuwieder Bucht und weiter nach Norden hat der Kieseloolithschotter-Rhein ab dem Obermiozän die Sedimente der Arenberg-Zeit bis auf wenige Reste beseitigt beziehungsweise sie erodierend überlagert. Erst am Ausgang des Rheintrogs in das Senkungsfeld der Niederrheinischen Bucht im Großraum von Bonn und Siegburg (s. Abb. 1) sind Ablagerungen eines oberoligozänen Flusses in Gestalt der QLS großflächiger dokumentiert. Auch wenn ihr diagnostisch verwertbarer Geröllbestand eher dürftig zu nennen ist, sind sie doch die einzigen Schichten, die für den lückenhaft überlieferten, fluviatilen Süd-Nord-Sedimentstrom der Arenberg-Formation in Verbindung gebracht werden können.

Die flächenhaften Ausmaße dieses nördlichen Sedimentstroms sind wie im Westerwald und Taunus beträchtlich. Gemessen an den als Oberoligozän direkt oder indirekt datierten Ablagerungen beträgt sie mindestens 20 x 30 km bei einer begrenzten Mächtigkeit von wenigen Zehnermetern. Für den nördlichsten Teil des Sedimentstroms bietet sich das Bild eines weitgespannten Deltas mit wechselnden Mündungsarmen an der Küste des Chattium-Meeres an.

Der Unterschied zwischen den südlichen und nördlichen Verbreitungsgebieten liegt weniger im Geröllbestand als in der maximalen Geröllgröße. Sie scheint im Norden, soweit dies bei den begrenzten Kenntnissen zu beurteilen ist, deutlich geringer zu sein. Sollten die Ablagerungen der Arenberg und der QLS-Formation als Teile einer Ur-Lahn beziehungsweise eines Ur-Rheins zusammengehören, wäre eine geringere Geröllgröße flussabwärts nur natürlich. Die Streuung der Fundpunkte von Arenberg/QLS-Kiesen beiderseits des generellen Stromverlaufs (rote Linie in Abb. 1) ist ähnlich beträchtlich wie diejenige im Lahnggebiet.

Man kann die Kiese und Sande der Arenberg/QLS-Zeit als die sedimentäre Antwort auf einen großtektonischen Impuls im Zusammenhang mit der Bildung der Niederrheinischen Bucht und dem beginnenden Basaltvulkanismus betrachten. Er führte im Westerwald zu einem Ende der

vorherrschenden Tonablagerung, während im Taunus durch eine moderate Hebung der kreide- bis alttertiärzeitliche Saprolith verstärkt abgetragen und als Arenberg-Kiese umgelagert wurde, wobei zuvor eingetragene marine Sedimente mit einbezogen wurden. Die Hebung muss aber so moderat und/oder ungleichmäßig gewesen sein, dass während des Miozäns die Herausbildung des Rheinverlaufs in seiner seit dem späten Miozän bestehenden Form (Kaiserstühler Rhein n. SCHIRMER 2003) möglich war. Die seit dem Chattium verstärkt absinkende Niederheinische Bucht und die damit verbundenen südwärts gerichteten Bruchlinien dürften ein Gefälle erzeugt haben, das den spätoligozänen Arenberg-Strom nach Norden gelenkt hat.

## Dank

Der Autor dankt Eigentümern und Mitarbeitern des KIESWERKS HARTMANN in 65558 Cramberg, der ehemaligen Firma Buss in 65589 Hadamar-Niederzeuzheim, der Firma HEUS BETONWERK in 65611 Brechen-Werschau und der Firma SCHMIDT TONE in 65599 Dornburg-Langendernbach für Auskünfte und Entgegenkommen beim Besuch ihrer Werke. THOMAS KIRNBAUER (Technische Hochschule Georg Agricola, Bochum) machte mich auf die Pseudomorphosenquarze des Taunus aufmerksam. PETER SCHÄFER (vormals Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Mainz) verdanke ich den Zugang zu Probenmaterial von Forschungsbohrungen auf Blatt 5611 Koblenz und einen anregenden Austausch über die vorliegende Arbeit.

## Schriften

- AHLBURG, J. (1916): Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiete der Lahn. – Jb. kgl. preuß. Landesanst., **36**: 269-373; Berlin.
- AHLBURG, J. (1918a): Erläuterungen zu Blatt 5415 Merenberg. – Geol. Kte. Preußen u. benachb. Dt. Bundesst., 126 S.; Berlin.
- AHLBURG, J. (1918b): Erläuterungen zu Blatt 5515 Weilburg. – Geol. Kte. Preußen u. benachb. Dt. Bundesst., 152 S.; Berlin.
- AHLBURG, J. (1918c): Erläuterungen zu Blatt 5516 Weilmünster. – Geol. Kte. Preußen u. benachb. Dt. Bundesst., 76 S.; Berlin.
- AHLBURG, J. (1918d): Erläuterungen zu Blatt 5416 Braunfels. – Geol. Kte. Preußen u. benachb. Dt. Bundesst., 120 S.; Berlin.
- AHRENS, W. (1939): Erläuterungen zu Blatt 5409 Linz. – Geol. Kte. Preußen u. Dt. Länder, 47 S.; Berlin.
- AHRENS, W. (1960): Die Lagerstätten nutzbarer Steine und Erden im Westerwald. – Z. dt. geol. Ges., **112**: 238-252; Hannover.
- AHRENS, W. & VILLWOCK, R. (1966): Exkursion in den Westerwald am 6. September 1964. – Fortschr. Min., **42**: 303-320; Stuttgart.
- ANDERLE, H.- J. (1991): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 5715 Idstein. – 2. neu bearbeitete Auflage, 239 S.; Wiesbaden.
- ANDERLE, H.- J. (2007): Einblicke in die Geologie des Taunus zwischen Limburg und Wiesbaden (Exk. B am 12. April 2007). – Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F., **89**: 123-149; Stuttgart.
- ANDERLE, H.- J. & HOTTENROTT, M. (2011): Taunus. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland IX, Tertiär, Teil 1. – Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss., **75**: 344-353; Hannover.
- ANDRES, W. (1967): Morphologische Untersuchungen im Limburger Becken und in der Idsteiner Senke. – Rhein-Main. Forsch., **61**: 88 S.; Frankfurt a. M.



- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – Frankfurter Geowiss. Arb., **1**: 296 S.; Frankfurt.
- BIBUS, E. (1983): Distribution and Dimension of Young Tectonics in the Neuwied Basin and the Lower Middle Rhine. – In: FUCHS, K. et al. mult.: Plateau Uplift. The Rhenish Shield - A case history, 55-61; Berlin, Heidelberg [Springer].
- BOENIGK, W. (1981): Die Gliederung der tertiären Braunkohlendeckschichten in der Ville (Nieder-rheinische Bucht). – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **29**: 193-263; Krefeld.
- BOENIGK, W. & HOSELMANN, Ch. (2003): Tertiäre und unterpleistozäne Terrassenablagerungen am Mittelrhein. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. – GeoArchaeoRhein, **4**: 193-243; Münster.
- BREDDIN, H. (1932): Das Braunkohlentertiär am Ost- und Südrande der Kölner Bucht. – Ber. Vers. Niederrhein. Geol. Ver., **24/25**: 23-58; Bonn.
- BURGER, D. (1982): Reliefgenese und Hangentwicklung im Gebiet zwischen Sayn und Wied. – Kölner Geogr. Arb., **42**: 139 S.; Köln.
- BURRE, O. (1930): Das Oberoligozän und die Quarzitlagerstätten unmittelbar östlich des Sieben-gebirges. – Arch. Lagerstättenforsch., **47**: 69 S.; Berlin.
- DECHEN, H. VON (1852): Geognostische Beschreibung des Siebengebirges. – Ver. naturhist. Ver. Preuss. Rheinld. Westf., **9**: 289-567.
- ELKHOLY, H. & FRANKE, W. R. (2004): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Blatt 5511 Bendorf. [2. Auflage, ohne Erläuterung].
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheini-schen Schiefergebirge. Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. - Relief, Boden, Pa-läoklima, **6**: IX u. 192 S., 77 Abb., 14 Tab.; Anh. 39 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borenträger).
- FELIX-HENNINGSSEN, P. & EBERHARDT, E. (2005): Aufbau, Genese und quartäre Überprägung der Mesozoisch-Tertiären Verwitterungsdecke (MTV) im Hintertaunus (Rheinisches Schiefer-gebirge). – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **105**: 164-175; Oldenburg.
- GAD, J., SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M. (2008): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 5611 Koblenz. – 3. neu bearbeitete Auflage, 109 S.; Mainz.
- GLATTHAAR, D. & LIEDTKE, H. (1984): Die tertiäre Reliefentwicklung zwischen Sieg und Lahn. Ein Beitrag zur Entstehung der Oberflächenformen im Rheinischen Schiefergebirge. – Ber. dt. Landeskunde, **58**: 129-149; Trier.
- GRIMM, K.I. & GRIMM, M.C. (2003): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. – In: GRIMM, K.I. et al.: Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens. – Mainzer natur-wiss. Archiv, Beih., **26**: 158 S.; Mainz.
- GRIMM, K.I. et al. mult. (2011): Mainzer Becken. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1. – Schriftenrh. Dt. Ges. Geowiss., **75**: 133-219; Hannover.
- HARDENBOL, J., DE GRACIANSKY, C., JASQUIN, T. & VAIL, P.R. (1998): Mesozoic and Cenozoic Se-quence Stratigraphy of European Basins.- SEPM Spec. Publ. **60**: 1-485, Tulsa.
- HAUBRICH, H. (1970): Morphologische Studien im Niederwesterwald. Beiträge zur tertiären und quartären Entwicklungsgeschichte. – Beitr. Landespflege Rheinld.-Pfalz, Beih., **1**: 144 S.; Kaiserslautern.
- HENTSCHEL, H. & THEWS, J. - D. (1979): Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 5514 Hadamar, 2. Auflage. – 169 S.; Wiesbaden.
- HOCHSCHEID, H. C. (2000): Petrologische und geochemische Untersuchungen im Ems bei Koblenz (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – Diss. Univ. Bonn, 102 S.; Bonn [unveröff.].
- Hoss, H. (1957): Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer. - Beitr. Mine-ral. u. Petrogr., **6**: 59-88, 13 Abb.; Berlin, Göttingen, Heidelberg.

- HOTTENROTT, M. (1988): Palynologie , Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – Geol. Jb. Hessen, **116**: 113-168; Wiesbaden.
- HOTTENROTT, M. (1993): Paläobotanik. – In: WEIDENFELLER, M. & REQUADT, H.: Das Marienfelder (Miehlener) Becken im Känozoikum (Hintertaunus, Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **22**: 99-140; Mainz.
- HOTTENROTT, M. (2002): Neue palynologische Daten zur stratigraphischen Einstufung der älteren Tonserie (Unteres Tonlager, Mittel-Eozän) im Westerwald. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **237**: 69-75; Frankfurt a.M.
- KADOLSKY, D. (1975): Zur Paläontologie und Biostratigraphie des Tertiärs im Neuwieder Becken. I. Taxonomie und stratigraphische Bedeutung von Mollusken. – Decheniana, **128**: 113-137; Bonn.
- KAYSER, E. (1886): Erläuterungen zu Blatt 42 Eisenbach [5615 Villmar]. – Geol. Kte. Preußen u. d. thüringischen Staaten, 37 S.; Berlin.
- KIRNBAUER, T. (1998): Pseudomorphosen- und Kappenquarzgänge. – In: T. KIRNBAUER (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., So.Bd. 1: 176-184; Wiesbaden.
- KOCH, C. (1877): Beitrag zur Kenntnis der Ufer des Tertiärmeeres im Mainzer Becken. – Vortrag wiss. Sitzung Senckenb. naturforsch. Ges., Ber., 19 S.; Frankfurt.
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Hrsg.) (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. – 400 S.; Stuttgart (Schweizerbarth).
- LIPPERT, H.- J. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte Hessen 1:25 000, Blatt 5215 Dillenburg, 550 S.; Wiesbaden.
- LIPPERT, H. - J. & FLICK, H. (1998): Vulkano-sedimentäre Roteisenerze vom Lahn-Dill-Typ.- In: KIRNBAUER, Th. [Hrsg.]: Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., So.-Bd. 1: 121-128; Wiesbaden.
- LÖHNERTZ, W. & LUTZ , H. & KAULFUß, U. (2011): Eifel - Mosel - Hunsrück. – In: Stratigraphische Kommission Deutschlands [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss., **75**, S. 376-415; Hannover.
- LÖHNERTZ, W., SCHINDLER, T. & WUTTKE, M. (2011): Nordostefel (exklusive Neuwieder Becken). - In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss., **75**, S. 416-433; Hannover.
- MARTINI, E. (1981): Sciaeniden (Pisces) aus dem Basisbereich der Hydrobien-Schichten des Oberrheingrabens, des Mainzer- und Hanauer Beckens (Miozän). – Senck. leth., **62**: 93-123; Frankfurt a.M.
- MARTINI, E. & RADTKE, G. (2011): Hanauer Becken. - In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland IX, Tertiär, Teil 1. – Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss., **75**: 225-262; Hannover.
- MERTZ, D. F., RENNE, P. R., WUTTKE, M. & MÖDDEN, C. (2007): A numerical calibrated reference level (MP28) for the terrestrial mammal-based biozonation of the European Upper Oligocene. – Int. J. Earth Sciences, **96**: 353-361; Berlin, Heidelberg.
- MICHELS, F. (1969): Über das Alter der fluviatilen Quarzgerölle ("Vallendarer Schotter") des restren Tertiärs im Lahngbiet südlich des Westerwaldes. – Jb. Nass. Ver. Naturkd., **100**: 32-35; Wiesbaden.
- MORDZIOL, C. (1909): Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teils des Neuwieder Beckens. – Jb. kgl. preuß. Landesanst., **29**: 348-430; Berlin.
- MORDZIOL, C. (1914): Geologische Wanderungen durch das Diluvium und Tertiär der Umgebung von Koblenz. – 82 S.; Braunschweig.
- OHMERT, W. (2017): Mikrofaunen der "Versteinerungsreichen Zone" (Mittlere Pechelbronn-

- Formation, Unteroligozän), ihre stratigraphische und regionale Verteilung am östlichen Oberrheingraben-Rand (Südwestdeutschland). – *Zitteliana*, **89**: 39-111; München.
- PFLUG, H. D. (1959): Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. – *Freiberger Forschungshefte*, **C71**: 110 S.; Berlin.
- QUIRING, H. (1934): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern – Blatt 3215 (heute 5511) Bendorf. – *Preuß. geol.-L.-Anst.*, Lfg. 298, Berlin.
- RADTKE, G. (2009): Kalkfreie Randfazies. – In: KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G.: Geologische Karte von Hessen, 1:25000, Erläuterungen zu Blatt 5817 Frankfurt a.M. West, 3. Aufl.: 32-33; Wiesbaden.
- RAUFF, H. (1980): Erläuterungen zu Blatt 5308 Bonn-Bad Godesberg, 2. Aufl. – Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, 5308: XII + 66 S.; Krefeld. [1. Aufl. 1923]
- REQUADT, H. (1991): Fazies und Paläogeographie des Devons in der südwestlichen Lahnmulde. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **20**: 229-248; Mainz.
- REQUADT, H. & STÖHR, W.T. (1988): Tertiäre Terrassenschotter im Gebiet der unteren Lahn. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **17**: 313-340; Mainz.
- REQUADT, H. & BUHR, R. (1989): Gliederung und Paläogeographie der tertiären "Vallendarer Schotter" im Hintertaunus. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **140**: 333-342; Hannover.
- REQUADT, H. & WEIDENFELLER, M. (2007): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 5713 Katzenelnbogen. – 2. neu bearb. Aufl., 240 S., Mainz.
- RIBBERT, K.- H. (1997): Über tertiärzeitliche Altflächen-Sedimente bei Schmidheim in der Nord-eifel. – *Decheniana*, **150**: 329 – 345; Bonn.
- RIBBERT, K.- H. (2014): Über alttertiäre fluviatile Abflusswege in der Eifel. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **42**: 167-194, Mainz.
- RIBBERT, K.- H. (2019): Zusammensetzung und Herkunft tertiärzeitlicher Kiese entlang von Mosel und Saar. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **46**: 187-208; Mainz.
- SCHÄFER, A. & STETS, J. (1995): The Lower Devonian "Emsquarzit"- tidal sedimentation in the Rhenish Basin (Rheinisches Schiefergebirge, Germany). – *Zbl. Geol. Paläontol.*, Teil I, **1994**: 227-244;
- SCHÄFER, P. & KADOLSKY, D. (1998): Zur Gliederung eines Tertärprofils von Budenheim bei Mainz, insbesondere zur stratigraphischen Stellung und Genese der "Milchquarzsotter" (Oberoligozän) im nordwestlichen Rheinhessen (Mainzer Becken). – *Mainzer naturwiss. Archiv, Beiheft* **21**: 115-132; Mainz.
- SCHÄFER, P. & KADOLSKY, D. (2011): Neuwieder Becken. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [Hrsg.]: *Stratigraphie von Deutschland IX, Tertiär, Teil 1.* – *Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss.*, **75**: 210-224; Hannover.
- SCHÄFER, P., SCHINDLER, Th., HOTTENROTT, M. & WUTTKE, M. (2011): Westerwald. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [Hrsg.]: *Stratigraphie von Deutschland IX, Tertiär, Teil 1.* – *Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss.*, **75**: 355-375; Hannover.
- SCHINDLER, Th. (2011): Das Tertiär des Westerwaldes – Paläogeographie, Fossilien, neue Forschungsansätze. – *Aufschluss*, **62**: 241-256; Heidelberg.
- SCHIRMER, W. (2003): Stadien der Rheingeschichte. – *GeoArchaeoRhein*, **4**: 21-80; Münster.
- SCHNÜTGEN, A. (2003): Die Petrographie und Verbreitung der tertiären Schotter der Vallendarfazies im Rheinischen Schiefergebirge, ihre paläoklimatologische und –geographische Bedeutung. – *GeoArchaeoRhein*, **4**: 155-191; Münster.
- SCHRÖDER, E. (1969): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erläuterungen zu Blatt 5210 Eitorf. – 92 S.; Krefeld
- SCHÜNEMANN, H. J. (1958): Zur Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs und Altpleistozäns am Südrand der Niederheinischen Bucht. – *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, **2**: 457-472; Krefeld.

- SONNE, V. (1982): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet? – Mainzer Geowiss. Mitt., **11**: 217-219; Mainz.
- STD 2016: (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION, Hrsg.; Redaktion, Koordination und Gestaltung: MENNING, M. & HENDRICH, A.) (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland. – Potsdam.
- STECKHAN, W. (1973): Die Braunkohlen des Westerwaldes. – Hess. Lagerstättenarchiv, **6**: 114 S.; Wiesbaden.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1976): Idsteiner Senke und Limburger Becken im Licht neuer Bohrergebnisse und Aufschlüsse (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **104**: 183-224; Wiesbaden.
- TODT, W. & LIPPOLT, H.-J. (1980): K-Ar age determinations on Tertiary volcanic rocks. V. Siebengebirge, Siebengebirgsgraben. – J. Geophys, **48**: 18-27; Washington D.C.
- TOMASCHEK, F.; NEMCHIN, A.; GEISLER, TH.; HEUSER, A. & MERLE, R. (2015): U-Pb Geochronology of hydrous silica (Siebengebirge, Germany). – EGU Gen. Ass. 2015, Vienna, Austria.
- UDLUFT, H. (1939): Erläuterungen zu Blatt 5109 Lohmar, 2. Auflage. – Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Blatt 5109: **78** S.; Krefeld [unveränd. Nachdruck].
- VIETEN, K. (1995): Vulkanische Gesteine. – In: BURRE, O.: Erläuterungen zu Blatt 5309 Königswinter, 3. Auflage. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, 5309: 19-39; Krefeld.
- WIERICH, F. (1999): Orogene Prozesse im Spiegel synorogener Sedimente. Korngefügekundliche Liefergebietsanalyse siliziklastischer Sedimente im Devon des Rheinischen Schiefergebirges. – Marburger Geowissenschaften, **1**: 244 S.; Marburg.
- WINTERSCHIED, H. & KVAČEK, Z. (2016a): Revision der Flora aus den oberoligozänen Seeablagerungen der Grube "Stößchen" bei Linz am Rhein (Rheinland-Pfalz, Deutschland). – Palaeontographica, Abt. B, **294**: 11-151; Stuttgart.
- WINTERSCHIED, H. & KVAČEK, Z. (2016b): Late Oligocene macrofloras from fluvial siliciclastic facies of the Köln Formation at the south-eastern border of the Lower Rhine Embayment (Northrhine-Westphalia, Germany). – Acta Palaeobot., **56**: 41-64; Bonn.
- Wuttke, M., Schindler, T. & Smith, K.T. (2015): The Fossil-Lagerstätte Enspel — a crater lake in a volcanic-influenced terrestrial environment of the Westerwald Basin (late Oligocene, Western Germany). – Palaeobio. Palaeoenv. **95**, 1-4; Springer.
- ZÖLLER, L. (1984): Reliefgenese und marines Tertiär im Ost-Hunsrück. – Mainzer geowiss. Mitt., **13**: 97-114; Mainz.

Manuskript eingegangen am 26.8.2021

Anschrift des Autors:

Dr. KARL-HEINZ RIBBERT  
 An der Wildbahn 8  
 D-47800 Krefeld  
 E-Mail: geo.ribbert@t-online.de