

Erläuterungen zur Karte

Das Quartär im Saarland

(Quartäre Ablagerungen, periglaziäre
Lagen und Paläoböden)

Maßstab 1:100.000

Bodeninformationssystem des Saarlandes (SAARBIS)

Saarland 
Landesamt für Umweltschutz

Don Bosco Straße 1
66119 Saarbrücken,

Saarbrücken, Januar 2001

Impressum

Herausgeber: Landesamt für Umweltschutz des Saarlandes

Don-Bosco-Str. 1

D-66119 Saarbrücken

Bearbeiter: K. Drescher-Larres, K. D. Fetzer & J. Weyrich

Saarbrücken, Januar 2001

Vorwort

Das Quartär wurde als jüngster Abschnitt der Erdgeschichte in einer rund 2 Millionen Jahre umfassenden Epoche von extremen Klimawechseln mit Eiszeiten, aber auch durch Warmzeiten geprägt. Während der Kaltzeiten waren die vereisungsfreien Gebiete, zu denen auch das Saarland gehörte, weitgehend vegetationsfrei und wurden von z. T. tiefen Dauerfrostböden überzogen. Die trockengefallenen Schotter- und Sandflächen waren der Wirkung des Windes ausgesetzt. Staub und Sand wurden ausgeblasen und bei nachlassender Windgeschwindigkeit an anderen Orten wieder abgelagert. Auf diese Weise entstanden Löß, der später zu Lößlehm verwitterte, und Flugsand. Schneeschmelze lieferte im Verbund mit dem Schmelzwasser der Gletscher in den Vereisungsgebieten im Süden zu Beginn der wärmeren Jahreszeit große Wassermengen, die flußabwärts zu Hochfluten führten. Prozesse der Erosion und der Akkumulation prägten auf diese Weise das heutige Landschaftsbild. Auf den Talhängen der größeren Flüsse finden wir, treppenförmig in Gestalt von eiszeitlichen, oft mehrere Meter mächtigen Flußschottern und –sanden, noch heute Zeugen dieser Vorgänge. Im Gegensatz zu den Kaltzeiten gab es während des Quartärs auch Phasen mit wärmerem Klima, in denen mit der Gegenwart vergleichbare oder gar höhere Temperaturen herrschten. Diese Epochen wurden von wärmeliebenden Laubwäldern bestimmt. Es entwickelten sich Böden, die mit diesen klimatischen Verhältnissen im Gleichgewicht standen und uns heute Zeugnisse dieser erdgeschichtlichen Abschnitte liefern. Diese Bodenbildungen werden aufgrund ihrer Entstehungsgeschichte als Paläoböden bezeichnet. Sie stellen Exemplare der Naturgeschichte unseres Lebensraumes dar, einer Bodenfunktion, die inzwischen im Bodenschutzgesetz verankert ist.

Die Ablagerungen aus der Quartärzeit können auch große wirtschaftliche Bedeutung haben. Eiszeitliche Kiese und Sande sind bekannte Massenrohstoffe für die Steine- und Erdenindustrie oder dienen als Speicher für Trink- und Brauchwasser. Die Siedlungsgeschichte zeigt, daß bedeutende Städte des Landes (z. B. Saarbrücken) bevorzugt in den großen Flußtälern gegründet wurden. Für die Siedlungen wurden häufig eiszeitliche Flußterrassen gewählt, die weitgehenden Schutz vor Überschwemmungen boten. Auch wichtige Verkehrsadern wurden auf quartären Sedimenten errichtet, was die Bedeutung für die Baugrundgeologie belegt. Alle diese Fakten spiegeln die Abhängigkeit des wirtschaftenden Menschen von seiner quartärgeologisch geprägten Umwelt wider.

Der Stand der Quartärforschung in Deutschland wurde für den 14. Kongreß der Internationalen Quartärvereinigung (INQUA) 1995 in Berlin in einer gemeinsamen Publikation der Staatlichen Geologischen Dienste der Bundesrepublik Deutschland der Öffentlichkeit vorgestellt. Auch das Saarland hat zusammen mit Rheinland-Pfalz und Hessen einen Beitrag geleistet. Wesentliche Ergebnisse aus den saarländischen Arbeiten wurden für die vorliegenden Erläuterungen verwertet und nun erstmals mit Daten aus der bodenkundlichen Landesaufnahme verknüpft. Auf diese Weise wurde eine aus Geologie und Bodenkunde kombinierte Karte für quartäre Ablagerungen einerseits, und die Bereiche der prä-quartären Sedimente, die im Eiszeitalter zu Deckschichten aufbereitet wurden, andererseits, erstellt und in diesem Erläuterungstext beschrieben. Ergänzt wurde die Karte um das Thema der Paläoböden, die aus Arbeiten verschiedener Autoren, der bodenkundlichen und geologischen Landesaufnahme zusammengetragen wurden.

Inhaltsverzeichnis

Inhalt	Seite
Tabellenverzeichnis	
Abbildungsverzeichnis	
Kurzfassung	
1. Einleitung	
2. Systematik und Beschreibung der Quartäreinheiten	
2.1 Periglaziale Lagen über präquartärem Untergrund (Basislage(n), Mittellage(n), Hauptlage, Oberlage(n))	
2.1.1 Periglaziale Lagen (Hauptlage/Basislage) über Dolomit, Kalkstein, Mergel- und Tonstein, örtlich Sandstein, des Muschelkalks und Keupers	
2.1.2 Periglaziale Lagen (Hauptlage/Basislage) über Sandsteinen und Konglomeraten des Buntsandsteins und der Kreuznach Formation des Oberrotliegenden	
2.1.3 Periglaziale Lagen (Hauptlage/Basislage) über Konglomeraten der Wadern Formation des Rotliegenden	
2.1.4 Periglaziale Lagen (Hauptlage/Basislage) über Sandstein, Siltstein, Tonstein und Konglomeraten des Rotliegenden und Karbon	
2.1.5 Periglaziale Lagen (Hauptlage/Basislage) über Taunusquarzit, Gedinne-Schiefer und Phyllit des Devon	
2.1.6 Periglaziale Lagen (Hauptlage/Basislage) über intermediären bis basischen Vulkaniten	
2.1.7 Periglaziale Lagen (Hauptlage/Basislage) über sauren Vulkaniten	
2.2 Pleistozäne Ablagerungen	
2.2.1 Parautochthone Deckschichten mit einer Mächtigkeit > 1m	
2.2.2 Pleistozäne fluviatile Ablagerungen	
2.2.2.1 Terrassen der Saar	
2.2.2.2 Terrassen der Nebenflüsse (Prims, Blies)	
2.2.2.3 Terrassen der Mosel	

Inhalt	Seite
2.2.2.4	Terrassen und quartäre Tektonik
2.2.3	Pleistozäne, vorwiegend äolische Ablagerungen
2.2.3.1	Löß
2.2.3.2	Lößlehm, z. T. als Fließerde oder Schwemmlöß
2.2.3.3	Schutthaltige Lößlehmfließerden, verbreitet mit Fremdkomponenten (Hauptlage/Mittellage/Basislage)
2.2.4	Niveo-äolische Sande
2.2.5	Flugsande
2.3	Holozäne Ablagerungen
2.3.1	Fluvatile Ablagerungen (Auenlehme und -sande, Hochflutlehm)
2.3.2	Kolluvien und Abschwemmassen
2.3.3	Moore
2.3.4	Sinterkalk
3.	Paläoböden
4.	Literaturverzeichnis

Tabellenverzeichnis

- Tab. 1: Diagnostische Geländemerkmale periglaziärer Lagen (AG BODEN 1994)
- Tab. 2: Höhenlage und Alter der Terrassen an der Unteren Saar nach ZÖLLER
- Tab. 3: Terrassenniveaus der Mosel und der Saar im Vergleich mit den Terrassen des Mittelrheins
- Tab. 4: Die Terrassen der Saar (nach FISCHER 1957 und LIEDTKE 1969) und ihre Höhenlage über der Talaue in verschiedenen geologischen Strukturen (verändert nach SCHNEIDER 1991)
- Tab. 5: Vorkommen, Genese und Merkmale von Paläoböden im Saarland

Abbildungsverzeichnis

- Abb.1: Die Terrassen der mittleren Saar (aus FISCHER 1957)
- Abb. 2: Stratigraphische Gliederung des Quartärs (aus MURAWSKI 1983); im Anhang

Kurzfassung

Die vorliegende Quartärkarte basiert auf einer Verknüpfung der vorhandenen bodenkundlichen und geologischen Kartenwerke. Sie stellt nicht das Ergebnis einer quartärgeologischen Kartierung dar, sondern stützt sich auf eine Auswertung der verfügbaren geowissenschaftlichen Informationsgrundlagen.

Das Quartär dokumentiert sich im Saarland sowohl in eigenständigen Substraten als auch in periglazialen Formungsprozessen, die die obersten Bereiche des präquartären Gesteinsuntergrundes erfaßt haben.

Aufgrund der kombinierten bodenkundlich-quartärgeologischen Arbeitsweise beschreiben die vorliegenden Erläuterungen drei große Abschnitte:

- **Periglaziäre Lagen über präquartärem Untergrund als Ergebnis intensiver frostdynamischer Prozesse im Pleistozän**
- **Eigenständige pleistozäne Ablagerungen**
- **Paläoböden als Zeugen quartärer bis prä-quartärer Epochen mit im Vergleich zu heutigen Verhältnissen differenten Klima- und Umweltbedingungen.**

Periglaziäre Lagen über präquartärem Untergrund bauen sich aus folgenden Deckschichten auf:

Basislagen als Solifluktions- oder –mixtionsdecken, die sich direkt aus dem im Untergrund bzw. hangaufwärts anstehenden Gesteinen (Löß oder Lößderivate ausgenommen) entwickelt haben und deren Stoffbestände daher auch deutlich substratorientiert sind

Mittellagen als Solifluktions- oder –mixtionsdecken, die im Hangenden der Basislage auftreten und einen deutlich erkennbaren äolischen, d. h. schluffbetonten Anteil haben

Hauptlagen als nahezu flächendeckende Schichtglieder mit stets äolischen Komponenten im Hangenden der Mittel- bzw. Basislagen und i. d. R. die Geländeoberfläche bildend

Oberlagen als lediglich örtlich äußerst begrenzte, und an klippenbildende bzw. sandige Gesteine gebundene Deckschicht.

Diese periglaziären Lagen bilden im Mittelgebirge ein sehr differenziertes Fließerdemuster. Merkmale, Stoffbestände, Genese und Verbreitung dieser Lagen werden auf der Basis der Substrate der geologischen Karte beschrieben.

Die eigenständigen **pleistozänen Ablagerungen** umfassen die sog. **parautochthonen Deckschichten**, die **fluviatilen** und die **vorwiegend äolischen Ablagerungen**.

Parautochthone Deckschichten sind Schichtglieder mit überwiegend geringem Streckentransport und einer Mächtigkeit von mehr als einem Meter. Es handelt sich hierbei um Hangschutt- und Solifluktionsschuttmassen bzw. Fließerden, verbreitet mit äolischen Komponenten und einer relativ vollständigen Lagenabfolge bestehend aus Haupt-, Mittel- und Basislage sowie einer an bevorzugte Reliefpositionen gebundenen Verbreitung.

Zu den **pleistozänen fluviatilen Ablagerungen** zählen die Terrassen der Saar und ihrer größeren Nebenflüsse (Blies und Prims) sowie der Mosel. Für die Terrassen von Saar und Mosel kann eine Altersgliederung vorgenommen werden. Die **Losheimer Schotterflur** nimmt unter den fluviatilen Ablagerungen des Pleistozäns im Saarland eine Sonderstellung ein, da sich am Hunsrück-Südrand eine ausgedehnte Denudationsfläche formen konnte, die günstige Voraussetzungen für die Akkumulation dieser Schotter bildete. Unterschiedliche

Vertikalabstände der Terrassen zu den Talauen von Saar und Mosel dokumentieren eine tektonisch bedingte Heraushebung der Terrassen im Süden des Hunsrücks.

Die **pleistozänen, vorwiegend äolischen Ablagerungen** setzen sich im Saarland aus den Substraten **Löß, Lößlehm**, teils als **Fließerde** oder **Schwemmlöß** und **schutthaltigen Lößlehmfließerden**, verbreitet mit **Fremdkomponenten**, zusammen.

Nicht verlehmt, carbonathaltiger **Löß** existiert im Saarland nur in einem kleinen Vorkommen im Moseltal östlich von Perl. Dagegen ist **Lößlehm** (teils als **Lößlehmfließerde**), d. h. verwitterter und entkalkter Löß, auf den älteren Flußterrassen weit verbreitet. Ausgewählte Aufschlüsse (z. B. Primsterrasse in der Nähe von Diefflen, Saarterrasse am Seitert in der Nähe von Hilbringen) zeigen mehrere Lößlehmgenerationen und konnten mit Hilfe der Pedostratigraphie entsprechenden Kaltzeiten des Pleistozäns zugeordnet werden.

In Verebnungslagen außerhalb der flußbegleitenden Terrassenflächen treten Lößlehmdeckschichten vorwiegend in Form von **Lößlehmfließerden**, d. h. krypturbat oder solifluidal umgelagerter Lößlehm auf.

In ostexponierten Hangfußlagen des Buntsandsteins im Saarlouis-Dillinger Becken kommen quartäre Deckschichten vor, die durch eine Ausblasung und Verwehung von Sand und Schnee aus vegetationslosen Sandsteingebieten entstanden sind. Es handelt sich hierbei um die sog. **Niveo-äolischen Sande**, deren Genese zweigeteilt gesehen wird: eine jüngere Facies wird der Jüngeren Tundrenzeit zugerechnet, eine ältere Facies wird aufgrund von Kryoturbationerscheinungen als prä-Alleröd angesehen.

Im Homburger Becken im Übergang zur westpfälzischen Moorniederung sind einzelne Vorkommen von **Flugsand** bekannt. Sie wurden vermutlich während des Spätglazials und des frühen Holozäns aus Flußablagerungen und dem anstehenden Mittleren Buntsandstein ausgeweht und zu Decksanden und Dünen sedimentiert.

Holozäne Ablagerungen als jüngste quartäre Sedimente umfassen im Saarland neben **fluviatilen Ablagerungen (Auenlehme und –sande, Hochflutlehme), Kolluvien** und **Abschwemmassen, Moore** sowie **Sinterkalke** und **Kalktuffe**.

Im Auenbereich der Saar und ihrer Nebenflüsse sowie in den Tiefenzonen kleinerer Fließgewässer treten jüngste fluviatile Ablagerungen in Form von **Auenlehmen** und **–sanden** auf. Die Textur der Sedimente beschreibt ein breites Bodenartenspektrum, das von den im Einzugsgebiet anstehenden Substraten mitbestimmt wird. Die Auenlehmdecken stellen vielfach die korrelierten Sedimente der anthropogen verstärkten Bodenerosion im Gefolge weitflächiger Rodungen innerhalb der Jungsteinzeit (Neolithikum) dar.

In bevorzugt ackerbaulich genutzten Gebieten mit Reliefenergie und erosionsanfälligen, d. h. schluffreichen Böden bilden sich in morphologisch begünstigten Positionen (Hangfuß, Senke) humose Abschwemmassen aus, die **Kolluvien** genannt werden.

Auf anhaltend vernässten Standorten, an denen die Zersetzung von Pflanzen durch den Wasserüberschuß gehemmt ist, können größere Mengen an organischer Substanz als Torf angereichert werden. Sie werden in der Bodenkunde als **Moore** bezeichnet, wenn ihre Humushorizonte mindestens 3 dm mächtig sind und mindestens 30% organische Substanz enthalten. Bei den im Saarland vorkommenden Mooren handelt es sich in erster Linie um topogene, subhydrisch entstandene Niedermoore, die mit zufließendem Grund- oder Oberflächenwasser gespeist werden. Hochmoore, d. h. ombrogene Moore, die durch einen Niederschlagsüberschuß entstehen, konnten bislang nicht nachgewiesen werden, könnten jedoch im Hochwald vorkommen.

Im Verbreitungsgebiet des Muschelkalks kann an Gefällsbrüchen von Bachtälern und in Quellgebieten die Löslichkeit der im Wasser enthaltenen Carbonate durch Erwärmung, Druckentlastung oder die assimilierende Tätigkeit von Pflanzen herabgesetzt werden. Als Ausfallungsprodukte können sich **Sinterkalke** oder bei Beteiligung von Pflanzen und Tieren **Kalktuffe** bilden. Bekannte Vorkommen im Saarland sind der Sudelfels bei Ihn und Funde bei der Hetschermühle und am Kemmersbach in der Nähe von Hemmersdorf.

Das Quartär als jüngster Abschnitt der Erdgeschichte hat auch im Periglazial die Landschaftsgeschichte nachhaltig geprägt. Die Kaltzeiten des Pleistozäns wurden wiederholt von längeren Warmzeiten wie auch von kürzeren, klimatisch begünstigten Phasen unterbrochen. Zeugen dieser Warmzeiten können teils tiefgründige Verwitterungsböden sein, deren Genese nicht mit den heute herrschenden Klimabedingungen in Einklang zu bringen ist. Böden, die sich nicht unter den rezenten Bildungsfaktoren entwickelten, werden mit dem Begriff **Paläoböden** gekennzeichnet. Für die Paläoböden existiert keine einheitliche und gebräuchliche Definition. Sie werden als Sammelbegriff für zahlreiche alte Böden verstanden. Zu ihrer Charakterisierung werden unterschiedliche Kriterien (z. B. paläoklimatisch, stratigraphisch-geomorphologisch, pedologisch) herangezogen. Paläoböden werden im Gelände erkannt, weil sie sich makromorphologisch deutlich von rezenten Böden unterscheiden. Sie bilden damit ein Fenster mit Blick in die wechselvolle Geschichte des Eiszeitalters bis hin zu prä-quartären Epochen.

Paläoböden stellen ein Archiv der Naturgeschichte des Landes dar und sind daher im direkten Kontext zu § 2, Abs. 2 des Bundes-Bodenschutzgesetz (Bodenfunktion als Archiv der Natur- und Kulturgeschichte) zu sehen.

Nach Genese und Eigenschaften lassen sich die im Saarland auftretenden fossilen Böden folgenden Bildungsprozessen zuordnen:

- Paläoböden, die sich auf sog. alten, (hier: triassischen und permischen) Landoberflächen unter betont aridem Paläoklima während einer Sedimentationsruhe durch Ausfällung von Carbonaten aus aszendendem Wasser entwickelt haben. In einer zweiten, durch eine Klimaänderung eingeläuteten Phase wird Kieselsäure ausgefällt, die anschließend die Carbonate metasomatisch verdrängt. Die nachfolgende Grobschüttung arbeitet teilweise Material des Untergrundes auf, konserviert den Paläoboden jedoch weitgehend (Violette Grenzzone [VG] im Mittleren Buntsandstein).
- Paläoböden auf sog. alten (hier: alt-pleistozänen bis tertiären) Landoberflächen, die sich aus einer Rendzina entwickeln, wenn der silikatische und tonreiche Lösungsrückstand eines Kalk- oder Gipsgesteins bzw. Dolomits versauert und durch Verbraunung zusätzlich Eisen freigesetzt wird. Sie sind insbesondere in erosionsfernen Situationen erhalten und wurden durch periglaziäre Lagen (vorwiegend Hauptlage) häufig plombiert (Terrae Fuscen).
- Paläoböden mit Eisen- und Manganausscheidungen (als Limonitkrusten bzw. Eisenschwarten bezeichnet) aus dem Grundwasser als Merkmale fossiler Vergleyung: diese Bildungen kommen in zahlreichen Landschaften vor und können beispielsweise durch eine Eintiefung der Vorfluter entstanden sein. Im diagnostischen Sinne bieten sie wenig Aussagekraft, doch liefert ihre weite Verbreitung im Saarland (Mittlerer Buntsandstein und Oberrotliegendes (Kreuznach Formation)) und insbesondere die pleistozäne solimixtive Überprägung in der Gestalt eines Steinpflasters Argumente für eine Berücksichtigung.
- Akkumulative Paläoböden entstanden aus der Verwitterung von Carbonatgesteinen: die Lösungsverwitterung hinterläßt dem Boden hirsekorn- bis erbsengroße Brauneisenkonkretionen (Bohnerze). Diese Konkretionen wurden im Pleistozän kryoturbat und solifluidal so bewegt, daß sie in der Bodenmatrix verteilt werden. In der Literatur werden sie auch als „Bohnerzlehme“ beschrieben.
- Paläoböden in periglaziären Lagen: abgesehen von quartären Sedimenten stellen diese Lagen i. d. R. das Ausgangsgestein auch der rezenten Bodenbildung dar. In der Basislage können fossile Böden erhalten oder in kryoturbat bzw. solimixtiver Form aufbereitet auftreten („Paläo-Basislage“). Die Genese dieser Paläoböden kann mit der Warmzeit ei-

nes Interglazials in Zusammenhang stehen. Eine Sonderform pleistozäner Aufbereitung der Bodenzone kann in der Gestalt von Blockmeeren und Steinringen erhalten sein.

- Paläoböden in äolischen Sedimenten (Lößlehmen) und quartären Terrassen: fossile Böden in Lößlehmen können verschiedenen Epochen des Quartärs (Spät-, Hoch- bzw. Frühglazial oder Interglazialen) zugeordnet werden. Hinsichtlich der Bodenbildungsprozesse sind es vorwiegend fossile Parabraunerden (fBt-Horizonte), als Weiterentwicklung aus der Parabraunerde sekundäre Pseudogleye (intensiv marmorierte fSd-Horizonte) bis hin zu Tundranaßböden (fG-Horizonte), häufig mit zahlreichen Fe- und Mn-Konkretionen vergesellschaftet. Die fossile Bodenentwicklung kann dabei auch auf den die Lößlehme unterlagernden Terrassenkörper durchgreifen. Paläoböden aus den Warmzeiten von Interglazialen können eine klimabedingte, intensive Verwitterung zeigen. Liegen vollständige Profile mit Lößlehmen verschiedener Generationen vor, so können diese für eine Quartärstratigraphie genutzt werden.
- Paläoböden im weiteren Sinne: bei der Zusammenstellung der im Saarland vorkommenden fossilen Böden wurden auch Standorte berücksichtigt, die nicht sicher zu den Paläoböden gestellt werden können. Hierzu zählen die niveo-äolischen Sande, deren ältere Facies kryoturbate Strukturen (Frostkeile, Taschen) aufweist, ein Niedermoor mit einer wechselvollen holozänen Entwicklungsgeschichte und die intensive Peloturbation eines Vertisolartigen Pelosols mit „slicken sides“-Bildung in der Nähe von Beckingen.

1. Einleitung

Im Gegensatz zu den ehemals eisbedeckten Landschaften Nord- und Süddeutschlands zählt das Saarland nicht zu den klassischen Forschungsgebieten der Quartärgeologie. So hat sich zwar in der Vergangenheit eine Vielzahl von Autoren mit der quartären Flußgeschichte der Saar und ihrer Nebenflüsse beschäftigt, die ebenso weitflächig verbreiteten äolischen Ablagerungen spielten in der wissenschaftlichen Literatur jedoch eine eher untergeordnete Rolle und wurden erst in jüngster Zeit eingehend untersucht.

Das Quartär dokumentiert sich im Saarland sowohl in eigenständigen Substraten als auch in periglazialen Formungsprozessen, die die obersten Bereiche des präquartären Gesteinsuntergrundes erfaßt haben. Hinweise auf Periglazialerscheinungen wie z.B. Kryoturbationsstrukturen, Taschenböden oder Eiskeile finden sich bereits in älteren Publikationen (vgl. z.B. die Zusammenstellungen bei LIEDTKE 1969 und FISCHER 1957). Neben der Aufschüttung von Terrassenkörpern entlang von Flußläufen und der Akkumulation äolischer Sedimente wurden im periglazialen Milieu frostdynamische Prozesse wirksam, die zu einer intensiven Aufbereitung der obersten Lithosphäre geführt haben. Die holozäne Bodenbildung findet daher in der Regel nicht auf dem autochthonen Gesteinsuntergrund, sondern in pleistozän aufbereiteten Deckschichten statt. Dieser Umstand hat dazu geführt, daß sich neben der quartärgeologischen Forschung vor allem auch die Bodenkunde mit den Ablagerungen und Prozessen des Pleistozäns beschäftigt hat. Während in den geologischen Karten des Saarlandes die quartären Ablagerungen erst ab einer Mächtigkeit > 1 m und in stärker aggregierten Substrateinheiten dargestellt werden, weisen die bodenkundlichen Kartenwerke die pleistozänen Substrate und den oberflächennahen Untergrund genetisch in stärker differenzierter Aufgliederung aus. Für die übersichtsmäßige Darstellung und Beschreibung quartärer Deckschichten bietet sich daher eine Kombination beider Datengrundlagen an.

Die vorliegende Quartärkarte basiert auf einer Verknüpfung der vorhandenen bodenkundlichen und geologischen Kartenwerke. Sie stellt nicht das Ergebnis einer quartärgeologischen Kartierung dar, sondern stützt sich auf eine Auswertung der verfügbaren geowissenschaftlichen Informationsgrundlagen. Hierzu zählen in erster Linie die bodenkundlichen Übersichtskarten 1:25.000 (BÜK 25) und 1:100.000 (BÜK 100) mit ihren Erläuterungen (FETZER & PORTZ 1996, DRESCHER-LARRES, FETZER & WEYRICH i. Vorb.) sowie die Karten der geologischen Landesaufnahme in den Maßstäben 1:25.000, 1:50.000 und 1:100.000 inklusive der jeweiligen Erläuterungstexte. Die Ausweisung und Abgrenzung der Quartäreinheiten beruht auf der Flächegeometrie der Bodenübersichtskarte, die mitunter von den Grenzlinien der geologischen Karten abweichen kann. Bei der geogenetischen Einordnung und Darstellung der Legendeneinheiten wurde daher auch der Ansprache der periglaziären Deckschichten und dem Lagen-Konzept der Bodenkunde Vorrang vor der quartärgeologischen Systematik (vgl. HINZE et al. 1989) eingeräumt.

Als wichtige Textgrundlage diente der quartärgeologische Überblick von FETZER, LARRES, SABEL, SPIES & WEIDENFELLER (1995). Eine besondere Erwähnung verdient darüber hinaus die Veröffentlichung von FISCHER (1994) zur Quartärmorphologie des Saarlandes, die einen sehr umfassenden Überblick über den Forschungsstand im Saarland bietet.

In Abhängigkeit von der Mächtigkeit quartärer Deckschichten lassen sich auf der Quartärkarte des Saarlandes grundsätzlich zwei Großeinheiten unterscheiden: Areale mit geringmächtigen periglazialen Deckschichten über präquartärem Gesteinsuntergrund sowie Gebiete mit mächtigen pleistozänen oder holozänen Ablagerungen fluviatiler oder äolischer Genese. Die folgende Beschreibung der Substrate lehnt sich an diese Grobgliederung an.

2. Systematik und Beschreibung der Quartäreinheiten

2.1 Periglaziäre Lagen über präquartärem Untergrund

Unter den periglazial-klimatischen Bedingungen des Pleistozäns waren die eisfreien Gebiete in Mitteleuropa intensiven frostdynamischen Prozessen ausgesetzt, die den oberflächennahen Untergrund nachhaltig überprägt haben. In der Folge entstanden periglaziale Deckschichten, die den Gesteinsuntergrund nahezu flächendeckend maskieren und das Ausgangsmaterial für die holozäne Bodenentwicklung stellen. Die im periglazialen Milieu umgebildeten Gesteine und/oder Böden sind in Mitteleuropa nahezu ubiquitär als hangüberkleidende Fließerden verbreitet. Autochthone Bodenbildungen auf dem geologisch anstehenden Untergrund beschränken sich in der Regel auf Erosionslagen und haben keine Flächenrelevanz. Wegen ihrer besonderen Bedeutung als bodenbildendes Ausgangssubstrat werden die Deckschichten im bodenkundlichen Sinn als eigenständige geologische Einheiten betrachtet und als periglaziäre Lagen bezeichnet.

Die periglaziären Lagen sind das Ergebnis einer Aufbereitung oberflächennaher Lagen im Auftaubereich von Permafrostböden, verursacht durch den jahreszeitlichen Wechsel von Gefrieren und Wiederauftauen. Dabei spielen Solimixtion, d.h. eine frostbedingte vertikale Aufbereitung in situ sowie die laterale Umlagerung durch solifluidalen Ab- und Auftrag eine Rolle, untergeordnet auch aquatisch-denudative, d.h. Ausspülungsprozesse. Bei ihrer Bildung war in unterschiedlichem Maße äolisches Material beteiligt, das durch Kryoturbation und Solifluktion mit dem intensiv aufbereiteten Frostschutt durchmischt wurde. In Abhängigkeit von (Paläo-)Relief und Verbreitungsmuster der materialliefernden Gesteine sowie der Intensität und Qualität des syngenetischen Stoffeintrags von äolischem Material sind sowohl die Zusammensetzung als auch die Struktur der einzelnen Lagen (Bodenart, Gesteinsfragmente, Komponenteneinregelung, kryogene Strukturen, Verdichtungen, Verfestigungen und Skelettanreicherungen) vertikal und lateral differenziert. Nach dem relativen Alter und den stofflichen Bestandteilen werden in der Vertikalabfolge vom Liegenden zum Hangenden folgende Lagen differenziert (vgl. hierzu AG BODEN 1994, AK BODENSYSTEMATIK 1998, FETZER et al. 1995):

Basislage(n)

Solifluktions- oder -mixtionsdecken, die sich direkt aus den im Untergrund bzw. hangaufwärts anstehenden Gesteinen (Löß oder Lößderivate ausgenommen) entwickelt haben, werden Basislage genannt. Die Basislage ist aus den liegenden und/oder in Nachbarschaft hangaufwärts vorkommenden Gesteinen hervorgegangen, die stoffliche Zusammensetzung des Materials ist lokal geprägt und enthält keine oder zumindest keine deutlich erkennbaren äolischen Fremddanteile. Die Bildungsbedingungen schließen damit Zeiten kräftiger Lößakkumulation aus (vgl. SEMMEL 1998). Treten im Nährgebiet einer Basislage verschiedene und/oder unterschiedlich stark verwitterte Untergrundgesteine auf, so entstehen petrographisch z.T. sehr komplexe Lockergesteinsdecken. Die Basislage kann mehrgliedrig sein und ist weit verbreitet, lediglich in exponierten Geländesituationen wie z.B. Felsdurchragungen oder gewölbten Reliefbereichen wie Kuppen, Sporne oder Hangrücken kann ein Auskeilen beobachtet werden. Die Mächtigkeit der Basislage ist primär von der relativen Reliefposition, der Erosionsanfälligkeit des Untergrundgesteins und der Größe ihres Liefergebietes abhängig.

Mittellage(n)

Soliflukts- oder –mixtionsdecken, die im Hangenden der Basislage auftreten und einen deutlich erkennbaren äolischen Anteil enthalten, werden Mittellagen genannt. Die äolische Komponente hat i.d.R. einen lößbürtigen Charakter und bedingt ein Grobschluffmaximum im Korngrößenspektrum des Feinmaterials, wodurch sich meist ein markanter Substratunterschied zur Basislage ergibt. Im Vergleich zur Hauptlage zeichnet sich die Mittellage in der Regel durch eine höhere Lagerungsdichte aus. Sie kann mehrgliedrig sein und ist im Bergland im allgemeinen nur in erosionsgeschützten Reliefpositionen (Depressionen in ebenen Kulminationsbereichen, Hangverflachungen, Hangmulden, schwach geneigte, vorwiegend ostexponierte Hanglagen) erhalten. Die Mittellage ist älter als die Hauptlage und stratigraphisch präalleröd einzustufen. Es fehlt die ursprüngliche Mineralassoziation des Laacher-See-Tuffs, die jedoch nachträglich durch Solimixtion oder Bioturbation eingearbeitet sein kann. Nach SEMMEL (1998) wurde die Mehrzahl der oberflächennah auftretenden Mittellagen vermutlich während oder nach der hochwürmzeitlichen Lößakkumulation gebildet.

Hauptlage

Die Hauptlage kommt im Hangenden der Mittellage(n) bzw. Basislage(n), selten über Anstehendem vor und enthält immer äolisches Material. Sie ist mit Ausnahme holozäner Erosions- und Akkumulationsgebiete fast flächendeckend an der Oberfläche ausgebildet und weist unabhängig von der Reliefsituation eine auffällig konstante Mächtigkeit von etwa 50 cm (\pm 20 cm) auf. Geringere Mächtigkeiten sind überwiegend das Resultat holozäner Bodenerosion. Die Hauptlage enthält in weiten Gebieten die Schwerminerale des allerödzeitlichen Laacher-See-Tuffs und ist damit zeitlich in die jüngere Tundrenzeit als letzte Kaltzeit des Pleistozäns einzustufen. Aufgrund ihrer stratigraphischen Einordnung wurde sie früher auch als jungtundrenzeitliches Decksediment (feinklastische Fazies) bzw. Deckschutt (grobklastische Fazies) bezeichnet. Die Hauptlage ist in ihrer stofflichen Zusammensetzung sowohl von den jeweils hangaufwärts anstehenden Substraten in ihrem Einzugsgebiet als von den äolischen Fremdanteilen abhängig, verbreitet ist an ihrer Basis ein Steinpflaster ausgebildet. Die liegenden Substrate, die in der Hauptlage eingearbeitet wurden, können Mittellagen, Basislagen, Löß(lehm) oder andere in situ anstehende, verwitterte oder unverwitterte Fest- und Lockergesteine sein. Entsprechend vielfältig ist die Petrographie der Hauptlagen. Außerhalb des Saarlandes, z.B. im Buntsandstein-Odenwald, wurden lokal mehrgliedrige Hauptlagen nachgewiesen (vgl. SEMMEL 1998).

Oberlage(n)

Im Hangenden der Hauptlage können weitere Lagen auftreten, die als Oberlagen bezeichnet werden. Sowohl ihre stratigraphische Stellung als auch ihre Genese ist umstritten. Sie sind lokal im Bereich klippenbildender, meist sandig verwitternder Gesteine verbreitet bzw. an Felsdurchragungen gebunden und durch die jeweils dort vorkommenden Gesteine geprägt. Sie enthalten deutlich weniger Feinmaterial als die Hauptlage, ihre Mächtigkeit kann kleinräumig erheblich schwanken. Die Oberlage kann in Form von holozänen – teils rezent bewegten – Fließerdeloben, holozänen Auswaschungspflastern oder periglazialen (und damit noch spätpleistozänen) Schuttdecken bzw. Schuttströmen auftreten (vgl. SEMMEL 1998). Oberlagen sind z.B. in Hessen und Rheinland-Pfalz aus dem Bereich des Taunusquarzitkammes (SEMMEL 1964, STÖHR 1967) und den Buntsandsteinarealen im Odenwald (FRIED 1984) und Pfälzer Wald bekannt. Im Saarland fehlt bislang der Nachweis für das Auftreten der jüngsten Deckschicht, im Bereich von Felsklippen und Schichtkämmen des Taunusquarzit sind jedoch die potentielle Voraussetzungen für die Ausbildung von Oberla-

gen gegeben. Angesichts des unsicheren Vorkommens wurde auf eine Darstellung in der Karte allerdings verzichtet.

Die diagnostischen Merkmale der periglazialen Lagen sind in Tabelle 1 im Überblick dargestellt (nach AG BODEN 1994)

Tab. 1: Diagnostische Geländemerkmale periglaziärer Lagen (AG BODEN 1994)

Bezeichnung der Lage	Kriterien	Geländemerkmale
Oberlage (LO)	Verbreitung	Mittelgebirge, Hartgesteinsdurchragungen
	Mächtigkeit	meist < 10 dm
	Körnung	Gesteinsschutt, feinerdearm
	weitere Merkmale u. Besonderheiten	z.T. in Taschen und Keilen ins Liegende reichend, starke Mächtigkeitschwankungen
Hauptlage (LH)	Verbreitung	oberflächenbildend außerhalb holozäner Abtragung und Akkumulation und der Verbreitung der Oberlage
	Mächtigkeit	in der Regel 3 – 7 dm
	Körnung Feinerde	schluffhaltige/ -reiche Feinerde; - bei schluffig-toniger LM bzw. LB: schluff- und tonärmer als LM/LB - bei sandiger LM bzw. LB: schluff- und tonreicher als LM/LB
	Körnung Skelett	skelettfrei bis skelettreich; im Mittelgebirge deutlich skelettärmer als LO, skelettreicher als LM
weitere Merkmale u. Besonderheiten	häufig Steinsohle/Steinanreicherung an der Basis; z.T. in Taschen und Keilen ins Liegende reichend; bei fehlender LM markante Substratunterschiede zur LB	
Mittellage (LM)	Verbreitung	im Berg- und Hügelland nur in erosionsgeschützten Positionen
	Mächtigkeit	meist < 5 dm
	Körnung Feinerde	schluffhaltige/ -reiche Feinerde; - bei schluffig-toniger LH: schluff- und tonreicher als LH - bei schluff- u. tonärmerer LH und lehmig-toniger LB: deutlich sandiger als LB
	Körnung Skelett	skeletthaltig bis skelettfrei, in der Regel skelettärmer als LH
weitere Merkmale u. Besonderheiten	häufig Steinsohle/Steinanreicherung an der Basis; z.T. in Taschen und Keilen ins Liegende reichend; Solifluktuationsmerkmale; häufig dichter als LH; markante Substratunterschiede zu LB	
Basislage (LB)	Verbreitung	fast flächendeckend über von der Lagenbildung unbeeinflussten Gesteinen
	Mächtigkeit	in der Regel 2 – 10 dm
	Körnung	stark schwankend; von unterlagernden oder in Nachbarschaft hangaufwärts vorkommenden Gesteinen abhängig
	weitere Merkmale u. Besonderheiten	Taschen, Keile, Solifluktuationsmerkmale, fossile Bodenreste möglich; Längsachse des Skeletts meist in Hangrichtung eingeregelt; z.T. stark verdichtet gegenüber LH/LM oder liegendem Gestein

Die periglazialen Lagen bilden im Mittelgebirge ein sehr differenziertes Fließerdemuster, das den Gesteinsuntergrund flächendeckend überkleidet. Erst unterhalb der Solifluktuationsdecken wird der autochthone Bereich des anstehenden Gesteins erreicht. Während die petrographische Zusammensetzung der Fließerden im wesentlichen durch die im Einzugsgebiet anstehenden Substrate und den Anteil lösbürtiger Fremdkomponenten bestimmt wird, ist die laterale und vertikale Abfolge der einzelnen Lagen landschaftsspezifisch und im Wesentlichen durch die Reliefsituation geprägt.

Auf präquartärem Untergrund, d.h. außerhalb der Verbreitungsgebiete eigenständiger quartärer Ablagerungen, wird der Deckschichtenaufbau i.d.R. durch die Kombination Hauptlage/Basislage dominiert. Nur in exponierten Geländesituationen keilt die Basislage aus, während ihre Mächtigkeit in Hangfußlagen durchweg zunimmt. Eine Dezimierung der Hauptlage korrespondiert überwiegend mit Bereichen starker Bodenerosion auf landwirtschaftlich genutzten Standorten und ist damit eng mit der Bodennutzung verknüpft.

Mehrgliedrige Deckschichten mit lößbürtiger Mittellage sind i.d.R. an windgeschützte Reliefpositionen (Lee-Lagen) geknüpft, die sowohl die Ablagerung der Windfracht begünstigen als auch eine spätere Abtragung verhindern. Mittellagen sind daher vorwiegend in schwach reliefierten Geländepositionen erhalten. Hierzu zählen z.B. Depressionen in ebenen Kulminationsbereichen oder zentrale Plateaubereiche, Hangverflachungen, Hangmulden oder schwach geneigte, vorwiegend ostexponierte Hanglagen. Im Hanglängsprofil keilt die Mittellage an konvexen Oberhängen meist aus.

Die periglaziale Überprägung des anstehenden geologischen Untergrundes in mehreren Deckschichten bzw. Lagen beschränkt sich in der Regel auf die oberflächennahen 8 bis 10 Profildezimeter, sie stellt damit das Substrat für die holozäne Verwitterungsenergie, die den autochthonen Bereich meist nicht erreicht. Eigenschaften und Stoffbestände werden bei derartigen Deckschichtenmächtigkeiten insbesondere in der Basislage noch vorwiegend durch die Substrate im Liegenden gesteuert. Bei steigender Deckschichtenmächtigkeit, tieferreichenden periglazialen Schuttdecken oder zunehmenden Lößlehnteilen ist das oberflächenbildende Substrat jedoch weitgehend von den Eigenschaften des im Untergrund anstehenden Gesteins entkoppelt und tritt als eigenständige Substrateinheit auf.

Die Beschreibung der periglazialen Lagen folgt den geologischen Einheiten des Saarlandes und basiert auf den bodenkundlichen Daten der Bodenübersichtskarte (FETZER & PORTZ 1996). Auf eine eingehende Darstellung der geologischen Verhältnisse wird verzichtet, sie kann in übersichtlicher Form den Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50.000 (MÜLLER et al. 1989), der Publikation von SCHNEIDER (1991) oder in komprimierter Form auch dem Erläuterungstext der Bodenübersichtskarte (1996) entnommen werden.

2.1.1 Periglaziäre Lagen (Hauptlage/Basislage) über Dolomit, Kalkstein-, Mergel- und Tonstein, örtlich Sandstein, des Muschelkalkes und Keupers

Der Muschelkalk wird aufgrund lithologischer und paläontologischer Merkmale in drei Abteilungen gegliedert. Der Untere Muschelkalk ist eine Folge von Feinsandsteinen mit zwischengeschalteten Dolomitlagen und Mergeln. Es kann eine untere sandig-mergelige (Muschelsandstein, mu1) und eine obere dolomitische Abteilung mit wenigen Ton- und Mergellagen (Orbicularsschichten, mu2) ausgegliedert werden, die morphologisch als Geländestufe hervortritt. Im Vergleich zu den Gäulandschaften im Westen des Saarlandes sind die Sedimente des mu in der Saargemünder-Zweibrücker-Mulde carbonatreicher (vgl. MÜLLER et al. 1989).

Der mittlere Muschelkalk wird in einen unteren (mmu) und oberen (mmo) Teil gegliedert, in der Geländemorphologie bildet er gleichmäßig ansteigende Hänge unterhalb der Steilstufe des Trochitenkalkes aus. In den unteren Abschnitten handelt es sich um eine Serie von bunten Tonen und Mergeln, die von geringmächtigen Dolomit- und Ton-Mergelstein-Lagen unterbrochen wird. Die Basis des mmo wird durch eine Wechsellagerung von grauen Tonen und Gipsmergeln bzw. Gipsgestein aufgebaut, im nordwestlichen Verbreitungsgebiet schließt sich darüber eine weitere Gipslage, der Hauptanhydrit an. Dolomite stellen auch den oberen Abschluß der Serie (vgl. z.B. MÜLLER et al. 1989).

Die Sedimentation des Oberen Muschelkalks beginnt mit dem Trochitenkalk (mo1), einer Gesteinsfolge aus kompakten Kalkbänken, die unterschiedlich stark dolomitiert sind und eine markante Steilstufe bilden. Über dem Trochitenkalk bilden die Ceratiten-Schichten ein sanft-welliges Hochplateau oder die Kulminationsbereiche von Höhenrücken oder Erhebungen. Sie setzen sich aus einer Serie von Mergeln, Mergelsteinen, dolomitischen Kalksteinen und Tonen zusammen (vgl. MÜLLER et al. 1989). Verbreitet sind Reste einer bis ins Tertiär zurückreichenden Landoberfläche mit Paläoböden aus Residualtonen (Lösungsrückstand der Kalkverwitterung) erhalten.

Der Unterer Keuper beginnt mit Mergeln und Kalksteinen und schließt mit dickbankigen Dolomiten ab, im Mittleren Keuper, der im Moselgau ausstreicht, wechseln im Gesteinsaufbau Mergel mit Sandsteinlagen sowie dünnplattigen Dolomiten.

Im Deckschichtenaufbau der Gäulandschaften dominiert die Abfolge Hauptlage/Basislage. Der Übergang der äolisch geprägten Hauptlage zu den tonreichen Verwitterungsrelikten der Basislage sorgt für eine markante vertikale Texturdifferenzierung innerhalb der Deckschichten. Die in der Basislage aufbereiteten Verwitterungsbildungen des Muschelkalkes und Keuper sind von feinkörniger Textur, das Korngrößenspektrum reicht vom schluffigen oder tonigen Lehm bis zum lehmigen Ton. Unverwitterte Gesteinsfragmente bedingen im Durchschnitt mittlere Skelettanteile. In der Hauptlage sorgt die äolische Komponente für eine Verschiebung der Feinbodenart zum schluffigen Lehm oder lehmigen Schluff und einer reduzierten Schuttbeimengung. Im Bereich von Hangversteilungen wie z.B. der Trochitenkalkstufe kann die Basislage örtlich auskeilen. In den denudationsfernen Verebnungsflächen des mo und auf Hangverflachungen haben sich vielfach Residualtone als tertiäre Verwitterungsrelikte erhalten. Sie wurden durch die äolischen Deckschichten der Hauptlage regelrecht plombiert und so vor weiterer Abtragung geschützt. Zentrale Plateaubereiche, Verebnungslagen und Hangmulden bilden prädestinierte Standorte für das Auftreten von Mittellagen.

Im Muschelsandstein des mu1 und im Übergangsbereich zum Oberen Buntsandstein, der von der BÜK teilweise in seinen oberen Abschnitten mit den Böden des Unteren Muschelkalks zusammengefaßt wird, tritt im Bodenartenspektrum der Deckschichten eine deutliche Sandkomponente hinzu. Die Summenkurve in der Hauptlage verschiebt sich zum schluffig-lehmigen Sand bis sandig-lehmigen Schluff, in der Basislage werden häufig die Bodenarten sandiger bis toniger Lehm, örtlich auch sandiger Schluff angetroffen.

Der Mineralbestand der Böden aus Deckschichten im Bereich des Muschelkalks kann vereinfacht folgendermaßen charakterisiert werden:

- Neben Quarz treten folgende Hauptkomponenten auf:
- Feldspat bei Beteiligung von äolischen Deckschichten
- Dolomit teils in Verbindung mit Calcit
- Muskovit/Illit zusammen mit Quarz.

Als Nebenkomponten - wenn nicht als Hauptgemengteil vorliegend - kommen folgende Minerale vor:

- Feldspat, Dolomit, Muskovit/Illit, Chlorit, Calcit sowie Smectit/Mixed Layer
- Pyroxene treten örtlich als Nebengemengteile oder in Spuren auf.

Für den Mineralbestand von Böden aus Deckschichten im Keuper läßt sich kein einheitliches Bild zeichnen. Zwar dominiert auch hier der Quarz, doch in Einzelfällen treten auch andere Minerale als Hauptkomponenten auf:

- in der Hauptlage Feldspat (äolischer Einfluß)
- in T-Horizonten (Terra-Bildung) dagegen dominieren Smectite und Mixed Layer-Minerale; Quarz und Feldspäte sind nur noch in Spuren vorhanden; Spuren von Hämatit sind ein Indiz für den fossilen Charakter dieser Residualtonböden
- Bildungen aus kalkhaltiger Fazies können Dolomit und Calcit als Hauptgemengteile aufweisen

• Feldspat, Muskovit/Illit und Chlorit sind vielfach als Nebenkomponenten vorhanden (FETZER et al. 1990) ¹

Die Gäulandschaften unterliegen aufgrund der ertragreichen Böden einer langen landwirtschaftlichen Nutzungstradition, ihre schluffreichen Verwitterungsdecken zählen jedoch zu den besonders erosionsanfälligen Substraten. Zusammen mit der z.T. erheblichen Reliefenergie des Schichtstufenlandes waren und sind die Böden daher verbreitet einer erheblichen Bodenerosion ausgesetzt. Sie macht sich im Profilaufbau in einer Dezimierung der Hauptlage bemerkbar. Über die Auswirkungen der Bodenerosion auf die Böden im Bliesgau berichten u.a. LARRES (1985) sowie KUBINIÖK & WEICKEN (1989).

2.1.2 Periglaziäre Lagen (Hauptlage/Basislage) über Sandsteinen und Konglomeraten des Buntsandsteins und der Kreuznach Formation des Oberrotliegenden

Analog zur Bodenübersichtskarte wurden auch in der Quartärkarte der Buntsandstein und die Kreuznach Formation des Oberrotliegenden aufgrund ähnlicher Eigenschaften des Bodenausgangsgesteins und der Deckschichten unabhängig von ihrer stratigraphischen Einordnung zusammengefaßt.

Der Mittlere Buntsandstein (sm) baut sich vorwiegend aus fein- bis mittelkörnigen Sanden und Sandsteinen auf, die z.T. auch konglomeratisch oder geröllführend sind und von geringmächtigen Tonlagen unterbrochen werden. Der sm schließt nach oben mit der Violetten Grenzzone ab, die als Paläoboden einer alten Landoberfläche gedeutet wird (vgl. MÜLLER 1954). Der Obere Buntsandstein (so) setzt mit den tonig gebundenen Sandsteinen der Zwischenschichten ein, im Hangenden folgt die dickbankige Werksteinzone des Voltziensandsteins. Die Lettenregion, eine Wechsellagerung feinschichtiger Ton-, Silt- und Sandsteine, bildet den Abschluß (vgl. z.B. KONZAN 1984a, 1984b).

Die Kreuznach Formation (ro3) besteht aus nahezu geröllfreien, mittelkörnigen Sanden, die im Habitus mürbe und kaum gebunden erscheinen.

Auch im Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins und der Kreuznach Fazies haben sich in dem periglazial aufbereiteten Substrat in der Regel zwei übereinanderliegende Deckschichten in der Kombination Hauptlage/Basislage entwickelt. Die Basislage im Untergrund setzt sich aus den solifluidal verlagerten Verwitterungsprodukten des anstehenden Sandsteins zusammen, die bodenartig überwiegend als schutt- und/oder geröllführende, schwach lehmige, teils schwach schluffige Sande ausgebildet sind. In der Lettenregion und bei tonig gebundenen Sandsteinen überwiegen sandig-lehmige Fließerden. Das Korngrößenspektrum der jüngeren Hauptlage ist durch die äolische Schluffkomponente im Bereich des schluffigen bis schluffig-lehmigen oder lehmigen Sandes, örtlich auch sandig-lehmigen Schluffs angesiedelt. Die Mächtigkeit des jungtundrenzeitlichen Decksediments dünnt in den vorwiegend forstwirtschaftlich genutzten Arealen nur in exponierten Kuppen und Rücken oder herauspräparierten Einzelformen aus. In schwach reliefierten, geschützten morphologischen Ein-

¹ insgesamt wurden 99 Proben aus den wesentlichen Substraten saarländischer Böden röntgendiffraktometrisch untersucht. Für die Bestimmungen des Mineralbestandes wurden Glycerin-Texturpräparate angefertigt. Die Messungen erfolgten an einem PHILIPS-Weitwinkel-Diffraktometer mit Graphitmonochromator (Cu-Strahlung, 40 KV, 30 mA). Es wurde eine halbquantitative Auswertung durch empirische Abschätzung des Mineralgehaltes vorgenommen. Dabei wurden 5 Klassen unterschieden:

- nicht ganz sicher bzw. an der Nachweisgrenze
- **Spuren**, d.h. jede Komponente < 10 Gew.-%
- **Nebenkomponente**, d.h. jede Komponente 10-25 Gew.-%
- **Hauptkomponente**, d.h. jede Komponente > 25 Gew.-%
- **dominante Komponente** unter den Hauptkomponenten

heiten kann eine Mittellage zwischengeschaltet sein, die sich aus lößbürtigen Komponenten und kryogen eingearbeiteten Verwitterungsprodukten des Sandsteins zusammensetzt. Hauptlage und Basisfließerde sind verbreitet durch ein eingeregelttes Steinpflaster aus Limonitkrusten getrennt (vgl. FETZER et al. 1991).

Phasenanalytisch sind die Böden im Mittleren Buntsandstein durch vorherrschenden Quarz gekennzeichnet, als Nebenkomponenten treten Feldspat und Kaolinit auf. Die Violette Grenzzone zeigt daneben auch deutliche Muskovit/Illit-Komponenten mit Feldspatanteilen. Weiterhin wurden Spuren von Dolomit und Hämatit nachgewiesen (vgl. FETZER et al. 1990).

2.1.3 Periglaziäre Lagen (Hauptlage/Basislage) über Konglomeraten der Wadern Formation des Rotliegenden

Die Konglomerate der Wadern Formation des Oberrotliegenden (ro2) setzen sich aus dem Abtragungsschutt der angrenzenden Hochgebiete zusammen, wo entweder devonische (Quarzit, Hunsrückschiefer) oder magmatische Gesteine erodiert wurden. Die schlecht sortierten Ablagerungen mit feinsandig bis siltig-toniger Matrix sind i.a. wenig verwitterungsbeständig. Je nach Ablagerungsraum sind Lokalfazies mit unterschiedlichen Gemengeanteilen von Quarzgeröllen und magmatischen Komponenten ausgebildet, so daß sich das Ausgangssubstrat für die periglaziale Überprägung insgesamt sehr differenziert darstellt (vgl. z.B. MÜLLER et al. 1989).

Im Deckschichtenaufbau folgt unter der Hauptlage eine ältere, schutt- und geröllreiche Soliflukationsdecke als Basislage. In Abhängigkeit von der petrographischen Zusammensetzung des anstehenden Konglomerates weist die Basislage bodenartig ein weites Spektrum auf. Dominieren bei vorwiegend quarzitbürtigen Komponenten lehmige Sande oder sandige Lehme, so verschiebt sich die Summenkurve der Basisfließerde im Bereich vorwiegend magmatitbürtiger Fazies in Richtung sandig-toniger Lehm oder sandiger Ton, örtlich sogar toniger Lehm. Meist sind mittlere, z.T. auch hohe Skelettanteile in die Bodenmatrix eingebettet. In der Hauptlage werden die substrateigenen Texturunterschiede durch die Beimengung der äolischen Komponenten nur leicht nivelliert, der Feinbodenanteil deckt eine Spanne vom lehmigen Sand über sandigen Lehm bis zum sandig-lehmigen Schluff ab. In Kulminationslagen steht bei reduzierter Hauptlagenmächtigkeit die Basislage etwas höher an. Die morphologischen Gesetzmäßigkeiten im Deckschichtenaufbau dokumentieren sich auch in diesen geologischen Einheiten in einem Mächtigkeitszuwachs der periglazialen Umlagerungsprodukte der Basislage im Bereich von Unterhang- und Hangfußlagen und der Beteiligung von Mittellagen in windabgewandten Hangmulden und Hangverflachungen.

2.1.4 Periglaziäre Lagen (Hauptlage/Basislage) über Sandstein, Siltstein, Tonstein und Konglomeraten des Rotliegenden und Karbon

In der BÜK wie auch in der Quartärkarte werden das Karbon und das Rotliegende, mit Ausnahme der Kreuznach und Wadern Fazies, in einer Substrateinheit zusammengefaßt. Bedingt durch die Heterogenität des Untergrundes kann eine Beschreibung des Gesteinsaufbaus an dieser Stelle nur in sehr generalisierter Form erfolgen, die weitgehend den Ausführungen von FETZER & PORTZ (1996) entnommen wurde.

Das Oberkarbon wird im Saarland durch das Westfal und Stefan vertreten. Die Westfalsedimente bestehen aus einer Wechselfolge von Sand-, Silt- und Tonsteinen, denen Kohleflöze und Konglomerathorizonte zwischengeschaltet sind. Neben Milchquarz kommen Quarzite sowie untergeordnet auch quarzitischer Schiefer vor. Bei den Sandsteinen handelt es sich um dickbankige Gesteine, deren Hauptbestandteile Quarzite und Quarze mit der Beteiligung von

Kieselschiefer, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Eruptiva und Weichgeröllen bilden. In den grauen bis schwarzen Silt- und Tonsteinen ist organische Substanz fein verteilt oder in Form von inkohlten Pflanzenhäckseln beigemischt. Kohleflöze sind in der gesamten Schichtenfolge verbreitet, sie streichen örtlich zu Tage aus (vgl. z.B. KLINKHAMMER & KONZAN 1970). Als dominantes Mineral der Böden tritt der Quarz auf, weitere Hauptkomponenten stellen Muskovit/Illit, Chlorit und Kaolinit. Als Nebenkomponekte kann Feldspat vertreten sein (FETZER et al. 1990).

Mit dem Wechsel vom Westfal zum Stefan, der durch das Holzer Konglomerat eingeleitet wird, tritt ein Fazieswechsel von grauen zu vorwiegend roten und grünen Sedimenten auf. Kennzeichnend für das Stefan ist gleichermaßen der häufige Fazieswechsel, die Schichtserie wird aus feinklastischen Ablagerungen mit akzessorischen Sandgehalten, Sandsteinen und Konglomeraten sowie eingeschalteten Kohleflözen aufgebaut. Im Hangenden verschiebt sich der Mineralbestand zu Gunsten der Feldspäte, so daß es sich um Arkosen handelt (vgl. u.a. MÜLLER et al. 1989).

Der engräumige Substratwechsel setzt sich auch in den Sedimentgesteinen des Unterrotliegenden fort, gelegentlich kommen Kalksteinbänke vor, die jedoch keine Flächenrelevanz haben. Konglomerathorizonte gliedern die Schichtfolge. Zwischen dem Unter- und Oberrotliegenden setzte ein intensiver Vulkanismus ein, der in Form von ausgedehnten Deckenergüssen oder als Intrusionen im geologischen Aufbau wirksam wurde (vgl. u.a. MÜLLER et al. 1989, SCHNEIDER 1991). Der Mineralbestand der Böden wird vom Quarz beherrscht, als Hauptkomponenten können Muskovit/Illit, Chlorit und Kaolinit vorkommen, Feldspat tritt als Nebenkomponekte auf. Goethit und Hämatit sind in Spuren nachgewiesen (FETZER et al. 1990).

Der intensive fazielle Wechsel des saarländische Permokarbons führt zusammen mit der periglazialen Überprägung und dem Eintrag von äolischen Fremdkomponenten zu facettenreichen Fließerdemustern. Während der Deckschichtenaufbau einheitlich durch die Abfolge Hauptlage/Basislage gekennzeichnet ist, ist die Zusammensetzung des Substrates sowohl vertikal wie lateral kleinräumig differenziert. Substratgesteuert reicht die Spanne der auftretenden Bodenarten von sanddominierten Korngrößenspektren aus dem Bereich grobklastischer Gesteine bis hin zu feintexturierten Verwitterungsbildungen im Einzugsbereich von Silt- und Tonsteinen. Neben dem unmittelbar am Ort anstehenden Verwitterungsprodukt des Untergrundes werden in das Solifluktuationsmaterial der Basislage Komponenten des hangaufwärts anstehenden Gesteins eingearbeitet, so daß die Spanne der Bodenart je nach Größe und Heterogenität des Einzugsgebietes von lehmigem Sand über sandigem Lehm bis hin zu schluffigem Ton variieren kann. In der jüngeren Hauptlage kann ein Spektrum beschrieben werden, das vom lehmigen oder sandig-lehmigen Schluff bis hin zum lehmigen Schluff reicht. Konglomeratlagen bedingen geröllführende Deckschichten, Bodenskelett als Nebengemengeanteil ist fast immer beteiligt. Die Deckschichtenmächtigkeit zeigt einen Bezug zur Topographie, im Hanglängsprofil heben sich die Kulminationsbereiche durch reduzierte Hauptlagen hervor, während insbesondere konkave Unterhangbereiche durch die Materialzufuhr mächtigere Basislagen tragen. Sekundär zeichnen sich nutzungsbedingte Unterschiede ab, da vor allem in exponierten Reliefpositionen und bei ackerbaulicher Nutzung die Mächtigkeit der Hauptlage durch die Summenwirkung vieler Erosionsereignisse deutlich verkürzt sein kann.

2.1.5 Periglaziäre Lagen (Hauptlage/Basislage) über Taunusquarzit, Gedinneschiefer und Phyllit des Devon

Das Devon ist im Saarland im Saar-Ruwer-Hunsrück, im Hoch- und Idarwald sowie im Gebiet der Düppenweiler Scholle vertreten. Den größten Anteil am Gesteinsaufbau trägt der Taunusquarzit, der als verwitterungsresistenter und morphologisch harter Quarzit für hohe

Reliefenergie sorgt. Daneben spielen Tonschiefer, Grauwackenschiefer und quarzitischer Sandsteine eine Rolle. Die metamorphe Serie von Düppenweiler umfaßt Phyllite, denen quarzitischer Schiefer und Quarzite eingelagert sind (MÜLLER et al. 1989).

Kennzeichnend für die periglazialen Prozesse im Devon ist die intensive pleistozäne Aufbereitung des Substrates in mehrere Deckschichten, insbesondere im Bereich des Taunusquarzites, dessen Hänge z.T. unter mächtigen Blockschuttdecken begraben sind. Die jungtundrenzeitliche Hauptlage liegt einer älteren Solifluktionsschuttdecke auf, die genetisch als Basislage einzuordnen ist und die lediglich im Umfeld von Felsklippen bzw. Kuppen aussetzt. Das Solum der Hauptlage liegt meist als schuttführender, lehmiger Sand bis sandig-lehmiger Schluff vor und ist besonders in Kulminationslagen oder herauspräparierten Quarztrippen örtlich sehr geringmächtig. Die Basislage hat überwiegend den Habitus einer Schuttdecke mit einem geringem Feinbodenanteil und kann mehrgliedrig sein. Es treten die Korngrößen lehmiger Sand bis sandig-toniger Lehm auf. Bei den Verwitterungsbildungen auf Schiefen bzw. dem Phyllit der Düppenweiler Scholle ist mit höheren Feinkornanteilen zu rechnen. Örtlich treten freigestellte Quarzschuttdecken auf, im Umfeld von Quarzklippen ist die Ausbildung von Oberlagen möglich, wenngleich bislang der Nachweis einer flächenhaften Verbreitung fehlt. Im Mineralbestand der Böden herrscht der Quarz vor, begleitet von Muskovit/Illit, Chlorit und Kaolinit (FETZER et al. 1990).

2.1.6 Periglaziäre Lagen (Hauptlage/Basislage) über intermediären bis basischen Vulkaniten

Die Zeitwende vom Unter- zum Oberrotliegenden ist im Saarland durch eine Phase vulkanischer Aktivität geprägt, die sich in einer Vielzahl von magmatischen Gesteinen niedergeschlagen hat. Alter, chemische und mineralogische Zusammensetzung, Gefüge, geologische Stellung und Erhaltungszustand der permischen Vulkanite zeigen ein stark differenziertes Bild (vgl. MÜLLER et al. 1989, SCHNEIDER 1991). Der intermediäre bis basische Vulkanismus ist vorwiegend als Andesit- bis andesitische Basaltverwitterung ausgeprägt.

Die Aufbereitung des Ausgangsgesteins in den periglazialen Deckschichten zeigt den bekannten zweigliedrigen Aufbau in Haupt- und Basislage. Sie hat je nach Verwitterungsintensität der Vulkanite jedoch zu zwei Substratvarianten geführt, die die holozäne Bodenentwicklung in unterschiedlicher Weise steuern. Auf intensivem Magmatitzersatz ist die Basislage durch tonreiche Verwitterungsprodukte mit den Bodenarten toniger Lehm, örtlich sogar lehmiger Ton, vertreten. Zur schluffreichen Hauptlage, in die lößbürtige Komponenten eingearbeitet sind, ergibt sich ein markanter Substratunterschied, der sich bodenartig im Wechsel zu lehmigem oder sandig-lehmigem Schluff, örtlich auch sandigem Lehm ausdrückt. Skelettanteile treten in der Hauptlage akzessorisch auf, zur Basislage erhöht sich der Grobbodenanteil. Im Mineralbestand der Bodenbildung aus intensiv verwitterten Deckschichten basischer Magmatite dominieren Smectite/Mixed Layer begleitet von Hämatit und Feldspat (FETZER et al. 1991).

Mit größeren Flächenanteilen setzt sich auf den Vulkaniten allerdings eine skelettreichere Faziesvariante im Deckschichtenaufbau durch, die durch eine schuttreiche Hauptlage mit schluffig-sandiger Bodenmatrix und eine ältere Basislage im Habitus einer schuttreichen Fließerde bzw. eines Solifluktionsschuttes mit untergeordneter Feinmaterialbeimengungen (Textur lehmiger Sand bis sandiger Lehm) gekennzeichnet ist. Im Mineralbestand der darauf entwickelten Böden wurde als Hauptbestandteil Quarz, daneben Feldspat (äolische Beimengungen), Chlorit, Muskovit/Illit sowie Spuren von Dolomit, Hämatit und Hornblende nachgewiesen (vgl. FETZER et al. 1990). Ein stark zergliedertes Mikrorelief, das durch die Struktur der erstarrten effusiven und intrusiven Gesteinsschmelzen zurückzuführen ist, kann für einen kleinräumigen Wechsel im Deckschichtenaufbau sorgen. Felsdurchragungen bedingen eine geringere Deckschichtenmächtigkeit, während insbesondere in Unterhanglagen

mächtige Blockschuttmassen oder Solifluktsdecken mit intensivem Vulkanitersatz auskartierte werden können. Das Fließerdemuster kann weiterhin durch die Beteiligung von Mittellagen in geeigneten Reliefpositionen differenziert sein.

2.1.7 Periglaziäre Lagen (Hauptlage/Basislage) über sauren Vulkaniten

Kieselsäurereiche Magmatite treten im Saarland vor allem im Bereich des Nohfeldener Rhyolithmassivs zu Tage. Im Gegensatz zu den basischen bis intermediären Bildungen fehlt i.a. die intensive Durchwitterung des Gesteins, so daß der Deckschichtenaufbau in erster Linie durch hohe Skelettgehalte und ein geringmächtiges Solum bestimmt wird. Die solifluidale Aufbereitung des verwitterten Untergrundes im Pleistozän hat verbreitet zwei Deckschichten herausgebildet. In der jungtundrenzeitlichen Hauptlage sind dem Verwitterungsschutt des Rhyolith lößbürtige Komponenten eingearbeitet, so daß im Oberboden ein mittel bis stark schutthaltiger sandig-lehmiger Schluff, örtlich auch lehmiger Sand vorherrscht. Unter der Hauptlage folgt eine ältere Schuttdecke als Basislage aus aufbereitetem Rhyolithmaterial mit geringem Feinbodenanteil; im Korngrößenspektrum dominiert der Sand, örtlich können regelrechte Blockschuttdecken auftreten, die insbesondere in Unterhanglagen größere Mächtigkeiten einnehmen können. An Oberhängen geht die Mächtigkeit der Hauptlage zurück. Exponierte Schichtkämme und das vorwiegend sandig verwitternde Gestein bieten potentiell die geeigneten Voraussetzungen für die Bildung von Oberlagen, es fehlt jedoch derzeit der sichere Nachweis für eine größere Flächenverbreitung.

2.2 Pleistozäne Ablagerungen

2.2.1 Parautochthone Deckschichten mit einer Mächtigkeit > 1m

Hangschutt, Solifluktionsschutt und Fließerden, verbreitet mit äolischen Beimengungen (Hauptlage/Mittellage/Basislage)

Parautochthone Deckschichten sind Ablagerungen mit geringem Streckentransport, die weitgehend aus im Pleistozän aufbereitetem Material des Liegenden bestehen. Die Stoffbestände sind in Abhängigkeit des Ausgangsgesteins variabel, eine Lößlehm- bzw. Lößlehmfließerdebeimengung ist oft erkennbar (FETZER & PORTZ 1996).

Die Abgrenzung der parautochthonen Deckschichten als eigenständige Substrateinheit auf der Quartärkarte gründet sich in erster Linie auf die größere Mächtigkeit des periglazial aufbereiteten Materials (> 1 m), das das Ausgangssubstrat für die Bodenbildung stellt. Die holozäne Bodenentwicklung ist damit von den Eigenschaften des anstehenden Untergrundes weitgehend entkoppelt und vollzieht sich allein in den parautochthonen Deckschichten. Auch bei den übrigen geologischen Einheiten sind im terrestrischen Bereich fast immer Deckschichten beteiligt. Aufgrund einer geringeren Mächtigkeit und reduziertem Fremdkomponentenanteil werden sie dort jedoch nicht als eigenständiges Substrat geführt, sondern als periglaziale Lagen über präquartärem Untergrund dargestellt (siehe Kapitel 2.1). Diese Differenzierung spiegelt sich auch in den geologischen Karten wider, die quartäre Deckschichten mit einer Mindestmächtigkeit von 1 Meter als eigenständige quartäre Ablagerungen ausgliedern.

In den geologischen Karten findet sich die Legendeneinheit der „Parautochthonen Deckschichten“ überwiegend in den als „Hanglehm“, „Hangschutt“ oder „Gehängeschutt“ ausgewiesenen Flächenarealen wieder (zur Systematik quartärer Lockergesteine in geologischen Karten vgl. HINZE et al. 1989). Im Sinne einer vorrangigen Darstellung der Deckschichtenabfolge orientiert sich die Nomenklatur in der Quartärkarte in erster Linie an dem Lagen-Konzept in der Bodenkunde (AK BODENSYSTEMATIK 1998).

Entsprechend der im Untergrund anstehenden Ausgangsgesteine und variabler Anteile an lößbürtigen Materialbeimengungen schließt die Legendeneinheit eine breite Spanne an Substraten und Deckschichtenfolgen ein und ist regional stark differenziert. Der Deckschichtenaufbau ist zumindest zweigliedrig, die jungtundrenzeitliche Hauptlage ist immer vertreten. Im Devon des Hochwaldes bzw. im Hochwaldvorland, im Rotliegenden, Buntsandstein und den Muschelkalkgebieten sind besonders tiefreichende Basisfließerden mit hohem Schuttanteil ausgebildet. Unterhang- und Hangfußlagen begünstigen die Akkumulation mächtiger Solifluktionsdecken. In abtragungsgeschützten Hangbereichen und denudationsfernen Verebnungslagen gewinnt die Beteiligung lößbürtiger Komponenten an Bedeutung, so daß über den älteren Fließerden mehr oder minder lößlehmreiche Mittellagen oder geschichtete Lößlehmfließerden zwischengeschaltet sind.

Ausgedehnte Hangschuttdecken treten im Taunusquarzit am Südrand des westlichen Hunsrücks und im Hochwald auf. Die Hänge der Quarzitrückens sind häufig großflächig mit quarzitschuttreichen Solifluktionsdecken in Form eines Basisschuttes bedeckt, die z.T. solifluidale Transportweiten von über 2 km aufweisen (vgl. FETZER et al. 1995). Örtlich treten vertikale Abfolgen von mehreren, petrographisch differenzierbaren Basislagen auf, die in Hangfußlagen bis zu 20 m Mächtigkeit gewinnen (vgl. FETZER et al. 1995, LIEDTKE 1969, ZÖLLER 1980).

Mächtige Solifluktionsschuttdecken in vorwiegend sandig-lehmiger Bodenmatrix sind weiterhin in den Gebieten des Rotliegenden, Karbon und Buntsandstein bekannt, wo pleistozän aufbereitete und umgelagerte Verwitterungsprodukte von Sandsteinen, Konglomeraten und untergeordnet auch Siltsteinen die Basislage stellen. Im Oberboden sind Schluffkomponenten eingearbeitet, Konglomeratlagen bedingen Geröllanteile. Entsprechende Beispiele finden sich an den Flanken des Hoxberges und des Liermontes, wo die Hangschuttmassen mehrere Meter Mächtigkeit erlangen (vgl. KONZAN et al. 1981, KLINKHAMMER & KONZAN 1970). Im Übergang zur lößlehmbedeckten Hauptterrasse der Prims gesellen sich am SE-exponierten Hangfuß des Liermontes zunehmend lößlehmreiche Mittellagen hinzu, so daß im Hanglängsprofil die laterale Deckschichtendifferenzierung zu beobachten ist.

Mächtige Solifluktionsdecken sind auch an den Hängen der Muschelkalkgebiete, insbesondere im Mittleren Muschelkalk mit tonreichen, fließfähigen Verwitterungsprodukten, verbreitet (KLINKHAMMER 1968, HEIZMANN & SCHUMACHER 1970, PORTZ 1992).

In den hügeligen Plateau- und Riedelregionen der Gäulandschaften sind die parautochthonen Deckschichten meist durch die Beteiligung von geringmächtigen Lößlehmfließerden (Hauptlage über Mittellage) gekennzeichnet. Unter den äolisch geprägten oberen Lagen mit schluffig-lehmiger Textur folgt mit einem markantem Bodenartenwechsel die Basislage mit tonigem Terrae-Material der Muschelkalk- oder Keuperverwitterung, akzessorisch mit Kalksteinschutt vermengt. Die Residualtone können durch solimixtive, syngenetische Prozesse in die Lößlehme der Mittellage eingearbeitet sein.

Größere Flächenareale erreichen die parautochthonen Deckschichten schließlich auch auf den schwach geneigten Hängen des Buntsandsteins im Warndt. Das Gebiet verfügt über eine relativ geringe Reliefenergie, so daß die im Pleistozän entstandenen Deckschichten gut erhalten geblieben sind. Mit Ausnahme exponierter Lagen sind die periglazial aufbereiteten Verwitterungsprodukte des Sandsteins von äolischen Deckschichten maskiert, die mit dem Buntsandsteinmaterial kryogen zu Fließerden mit lößlehmreichen Mittellagen aufbereitet wurden.

2.2.2 Pleistozäne fluviatile Ablagerungen

Pleistozäne Terrassen begleiten den Flußlauf der Saar und ihrer größeren Nebenflüsse sowie die Mosel in mehreren Niveaus. Eine flächenhafte Verbreitung erreichen sie vorwiegend in größeren Talweitungen, während sie in Engtalstrecken durch morphologisch widerständige Gesteine meist auf schmale Leisten beschränkt bleiben.

Die Terrassenkörper werden aus Kiesen und Sanden mit eingelagerten Lehmlinsen aufgebaut, häufig kann ein zyklischer Aufbau mit Schotterpaketen im Liegenden und Sanden im Hangenden beobachtet werden. Der Terrassenzyklus kann mit feinkörnigeren Hochflutablagerungen im Übergang zur Warmzeit abschließen (vgl. HINZE et al. 1989). Die petrographische Zusammensetzung variiert in Abhängigkeit vom Einzugsgebiet, bei den Terrassenablagerung der Saar und ihrer Nebenflüsse treten als häufigste Komponenten Quarz- und Quarzitzerölle sowie Fragmente des Karbon und der Permotrias auf. Die Mächtigkeit der Terrassenablagerungen schwankt, in der Regel werden mehrere Meter erreicht, ältere Terrassenniveaus sind häufig nur als geringmächtige Geröllauflage erhalten.

Als bodenbildendes Ausgangssubstrat haben die pleistozänen Sand- und Kiesablagerungen trotz ihrer Flächenrelevanz nur eine untergeordnete Bedeutung, da zumindest die mittel- bis altpleistozänen Terrassen überwiegend eine mehr oder minder mächtige Lößlehmauflage tragen. Im Bereich eng benachbarter Terrassentreppen werden jüngere Niveaus z. T. von den Solifluktionsprodukten höher gelegener Talbodenreste bedeckt. Auch bei den lößlehmfreien Terrassen sind die oberen Profildezimeter durch eine Deckschichtenbeteiligung in

Form einer jungtundrenzeitlichen, geröllhaltigen Hauptlage aus lehmigem Sand geprägt, die den Terrassensanden und –kiesen aufliegt.

2.2.2.1 Terrassen der Saar

Verbreitung und Gliederung

Die Terrassen der Saar wurden in der Vergangenheit mehrfach untersucht. Grundlegende Arbeiten zur Verbreitung und Gliederung wurden von RÜCKLIN (1935), MATHIAS (1936), ZANDSTRA (1954a), FISCHER (1957, 1965) und HENRICH (1958) vorgelegt. Neuere Studien von MÜLLER (1976) und ZÖLLER (1985) widmen sich in erster Linie dem Unterlauf auf pfälzischen Gebiet bzw. dem Saarabschnitt von Dillingen bis zur Mündung. Geröllanalysen und Untersuchungen zum Schwermineralgehalt der Terrassenablagerungen finden sich in den Arbeiten von RÜCKLIN (1935), FISCHER (1957), HENRICH (1958), ZÖLLER (1985) sowie MÜLLER & NEGENDANK (1974). Eine Zusammenfassung des aktuellen Forschungsstandes findet sich bei FISCHER (1994).

Obwohl verschiedene Flußabschnitte mehrfach untersucht wurden und bei der Ausgliederung der Terrassen trotz abweichender Nomenklatur weitgehend Übereinstimmung herrscht, bleiben bei der Parallelisierung und stratigraphischen Einordnung einzelner Vorkommen bis heute Fragen offen.

Während MATHIAS (1936) für die Saar zwischen Saargemünd und Saarbrücken von unten nach oben zehn Terrassenniveaus (T1-T10) differenzierte, davon acht pleistozäne und zwei tertiären Alters, reduzierte FISCHER (1957) die Terrassengliederung auf sechs pleistozäne Horizonte (A bis F). Dabei sind die 4 Niveaus A bis D durchlaufend zu verfolgen, wohingegen die obersten Horizonte E und F nur in kleinen Resten am Unterlauf der Saar verbreitet sind. In späteren Arbeiten (FISCHER 1962, 1965) stellte der Autor seine Ergebnisse in einen größeren räumlichen Zusammenhang und legte für einige Terrassenvorkommen eine korrigierte Datierung vor. Seine Terrassengliederung ist bis heute maßgeblich für die Rekonstruktion der quartären Flußgeschichte der Saar und ihrer größeren Nebenflüsse.

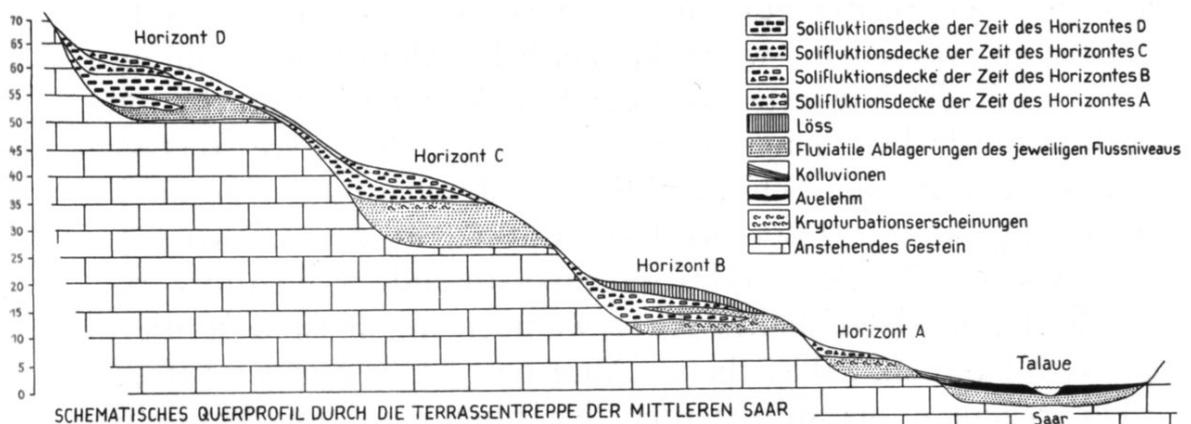


Abb.1: Die Terrassen der mittleren Saar (aus: FISCHER 1957)

Den Wissensstand der 60er Jahre referierte LIEDTKE (1969), der, gestützt auf eine aktualisierte Terrassenomenklatur (Nieder-, Mittel- und Hauptterrasse), die Terrassenfolge der Saar und ihrer größeren Nebenflüsse im landesweiten Überblick auf einer geomorphologischen Karte darstellte. In Übereinstimmung mit LIEDTKE (1969) entspricht Horizont A nach FISCHER der Niederterrasse, die Horizonte B und C sind der unteren bzw. oberen Mittelterrasse zuzuordnen und die Hauptterrasse ist mit Horizont D nach FISCHER zu parallelisieren.

Den neuesten Forschungsstand zur Terrassenstratigraphie repräsentieren die quartärgeologischen Untersuchungen von ZÖLLER (1985) im Hunsrück-Saar-Nahe-Raum. In Anlehnung an die Terrassengliederung des Moseltales und der unteren Saar nach MÜLLER (1976) unterscheidet er an der unteren Saar die Höhenterrasse (Höt), die Hauptterrassegruppe (oHT, mHT, uHT), die obere Mittelterrasse (oMT), die untere Mittelterrassegruppe (uMT1, uMT2) sowie die Niederterrasse (NT1, NT2). Gestützt auf petrographische, paläopedologische, paläomagnetische und palynologische Methoden sowie ¹⁴C –Datierungen legt er eine aktualisierte Altersdatierung vor. Die Terrassengliederung der unteren Saar und des Trierer Moseltals nach MÜLLER (1976) wird von ZÖLLER grundsätzlich, allerdings mit einigen abweichenden Zuordnungen übernommen. Die Studien von MÜLLER (1976) und ZÖLLER (1985) bestätigen weitgehend die Terrassengliederung von MATHIAS und FISCHER, wenngleich bei der Einordnung einzelner Terrassen, insbesondere bei der Gliederung der höheren Terrassenniveaus (E und F bei FISCHER bzw. Hauptterrassen bei MÜLLER und ZÖLLER) Abweichungen bestehen. Eine Parallelisierung aller Saarterrassen bis zur Mündung steht demnach bis heute aus.

Die Kennzeichnung der Terrassenniveaus auf den geologischen Karten des Saarlandes im Maßstab 1:25.000 fußt bis heute auf dem Gliederungssystem von FISCHER, wobei bei der geologischen Kartierung die Solifluktionmassen einer Terrasse stets die gleiche Signatur wie jene Terrasse erhielten, aus der sie ausgeflossen ist (vgl. z.B. KONZAN et al. 1981, KONZAN 1992).

Die Verbreitung der Terrassenniveaus wird im folgenden kurz skizziert.

Niederterrassen

Als jüngste Schotterkörper treten die Niederterrassen (Horizont A nach FISCHER) in 3 bis 8 m über der Talaue morphologisch in Erscheinung. Sie sind in der Regel lößlehmfrei, können allerdings eine bis zu etwa 1 m mächtige Decke aus feinkörnigeren Hochflutlehmen tragen. Die Terrassenkörper sind in weiten Teilen überbaut, eine größere Flächenverbreitung erreichen sie im Raum Saarbrücken zwischen St. Arnual und St. Johann rechts der Saar und in der Saarlouis-Dillinger Talweitung.

Flußabwärts kann die Niederterrasse in wechselnder Ausdehnung bis nach Rehlingen verfolgt werden, im Merziger Becken allerdings läßt sich kein morphologisch abgesetzter Niederterrassenkörper ausgliedern. Dieser Umstand ist nach Untersuchungen von ZÖLLER (1985) darauf zurückzuführen, daß die Saar im Holozän nahezu den gesamten weichselzeitlichen Schotterkörper des Merziger Beckens umgelagert hat, ohne tiefer zu erodieren, so daß die Niederterrasse der unteren Saar mit der Talaue des Merziger Beckens konvergiert.

An der unteren Saar außerhalb der Landesgrenzen spaltet sich die Niederterrasse bzw. untere Mittelterrasse auf. Während MATHIAS für die Teilung der Niederterrasse (T1 und T2) tektonische Bewegungen des Hunsrücks verantwortlich macht, ordnet MÜLLER (1976) das T2-Niveau nach MATHIAS der unteren Mittelterrasse zu. Die Aufspaltung der Mittelterrassen steht nach MÜLLER mit der Abschnürung des Ayl-Wawerner Mäanders und einer durch die Gefällsversteilung verstärkten Tiefenerosion in Verbindung. Dieser Zweiteilung der Mittelter-

rasse wird von MATHIAS und FISCHER nicht gefolgt, ebensowenig wird von FISCHER die Zweiteilung der Niederterrasse im Sinne von MATHIAS bestätigt.

Weitgehend ungeklärt ist auch die Existenz einer spätglazialen unteren Niederterrasse unterhalb der holozänen Auenablagerungen, die von ZANDSTRA (1954a) postuliert wird. Die Auensedimente der Saar werden in weiten Teilen von einer mehrere Meter mächtigen Kies-schicht unterlagert, die ZANDSTRA aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen in die Jüngere Dryas-Zeit stellt. Nach seiner Vorstellung wurde die morphologisch abgesetzte obere Niederterrasse im Hochglazial akkumuliert und im Alleröd teilweise wieder erodiert, in der jüngeren Tundrenzeit folgte eine erneute Geröllakkumulation auf einem tieferen Talbodenniveau, das im Holozän von Auenlehm überdeckt wurde. FISCHER (1957, 1994) hingegen stellt die gesamten Ablagerungen ins Holozän und führt das Abtauchen der Schotterpakete unter den Auenlehm z.B. für den Flußlauf der Blies auf das flußaufwärtige Konvergieren der würmzeitlichen Niederterrassen mit der Talaue zurück. Von LESCHIK (1961) untersuchte Pollendiagramme an der Saar bei Dillingen unterstreichen diese Auffassung. Funde römischer Münzen und anderer Artefakte in den Schottern beweisen jedoch, daß ein beträchtlicher Teil der Kiese erst im Postglazial abgelagert worden sein kann. Anhand von archäologischen Funden und pollenanalytischen Untersuchungen kommt BRAUN (1990) zu dem Schluß, daß in der Talaue der Saar offenbar ungleich alte Sedimente nebeneinander liegen und die Gliederung in einen liegenden Schotterkörper und hangende feinkörnigere Auenlehme nicht auf den von ZANDSTRA postulierten zeitlichen Wechsel von Abtragungs- und Akkumulationsphasen, sondern auf ein räumliches Abwechseln von Erosions- und Akkumulationstätigkeit zurückzuführen ist.

Mittelterrassen

Die Mittelterrassen (Horizont B und C nach FISCHER) überragen die Talaue der Saar an der Basis des B-Horizontes um durchschnittlich 12 bis 18 m, das Niveau C begleitet den Saarverlauf in einer Höhenlage von etwa 30 – 40 m. Im Bereich des Karbonsattels auf dem Kartenblatt Saarbrücken zeigen sich die Mittelterrassen als lößlehmbedeckte Verebnungsflächen in etwa 200 – 205 m über NN. Ein weitgehend lehmfreier Terrassenkörper mit großer Flächenverbreitung zwischen Roden und Saarwellingen ist im Mündungsgebiet der Prims ausgebildet. Saarabwärts erlangen die Mittelterrassen in der Merziger Talweitung zwischen Hilbringen und Schwemlingen eine landschaftsprägende Wirkung, liegen allerdings unter äolischen Deckschichten größerer Mächtigkeit begraben.

Hauptterrasse

Die Hauptterrassen (Horizont D nach FISCHER 1957) begleiten den Saarverlauf als Verebnungsniveaus in etwa 50 – 60 m über der Talaue, bei Derlen auf dem Blattgebiet Saarbrücken ist ihre Auflagefläche bei etwa 250 bis 270 m eingemessen. Die fluviatilen Ablagerungen sind mit Ausnahme der Randbereiche stets von äolischen Sedimenten überdeckt, so daß die eigentlichen Terrassenablagerungen auf der Quartärkarte nur saumartig in Erscheinung treten. Das größte zusammenhängende Verbreitungsareal ist allerdings der Prims in ihrem Mündungsgebiet zuzuschreiben. Größere zusammenhängende Flächen wurden unterhalb des Fremersdorfer Engtales bei Seitert auskartiert.

Höhenterrassen

Die fluviatilen Ablagerungen der Horizonte E und F nach FISCHER (1957) bzw. entsprechend der „Höhenterrassen“ der Mosel sind an der Saar und ihren Nebenflüssen nur in

schwer korrelierbaren Resten vertreten. Reste des E-Niveaus wurden von FISCHER im Püttlinger Gemeindewald in etwa 120 m über der Talaue bei etwa 305 m über NN lokalisiert, die Schotterauflage ist auf etwa 1,5 bis 2 m reduziert und wird von Lößlehmen überdeckt. Größere Vorkommen finden sich vorwiegend am Unterlauf. Die Altersstellung der ältesten pleistozänen Ablagerungen ist nicht gesichert, auch kann der Saarverlauf zur Höherenterrassenzeit nicht zweifelsfrei rekonstruiert werden. Nach MATHIAS (1936) sind Niveauflächen oberhalb einer Höhenlage von 310 m als pliozäne Bildungen anzusehen.

Altersstellung

FISCHER (1957) ordnete den A-Horizont der Würm-Kaltzeit und den B-Horizont der Riß-Kaltzeit zu. Den C-Horizont datierte er in die Mindel-Kaltzeit, revidierte diese Alterstellung jedoch aufgrund späterer Untersuchungen (FISCHER 1965).

Nach den neuesten Untersuchungen von ZÖLLER (1984, 1985), die sich auf petrographische, paläopedologische, paläomagnetischen und palynologische Untersuchungen sowie ¹⁴C-Datierungen stützen, kann zum derzeitigen Zeitpunkt zumindest für die sicher parallelierten Niveaus bis zur unteren Hauptterrasse oberhalb des Quarzitengtals die Altersstellung als weitgehend gesichert betrachtet werden. Danach fällt die Aufschotterung der Niederterrasse in die Weichsel-Kaltzeit, was sowohl durch schwermineralogische als auch durch faunistische Untersuchungen (vgl. FISCHER 1957 und 1994, ZÖLLER 1985) belegt ist. Nach ZÖLLER (1985) erlauben palynologische Befunde, den Beginn der Grobschotterakkumulation ins Frühglazial zu datieren.

Für die obere Mittelterrasse (C-Horizont nach FISCHER) wird von ZÖLLER ein Drenthe-Mindestalter angenommen. Dies entspricht der revidierten Altersstellung von FISCHER (vgl. FISCHER 1994). Zwar datierte FISCHER 1957 den C-Horizont, gestützt auf palynologische Untersuchungen von ZANDSTRA (1954b), noch in die Mindel-Kaltzeit, korrigierte diese Altersstellung jedoch aufgrund seiner Untersuchungen an der Obermosel (FISCHER 1965). Die ursprünglich mindelzeitliche Einordnung der oberen Mittelterrasse von ZANDSTRA wurde aus einem wärmezeitlichen Pollenspektrum mit dem Farn *Azolla filiculoides* in den Hochflutablagerungen des C-Horizontes abgeleitet, der nach damaligem Kenntnisstand in Mitteleuropa letztmals im Holstein-Interglazial auftrat. Da das damalige Leitfossil des Holstein-Interglazials inzwischen aber auch im „Kärlicher Interglazial“ (gleichzusetzen mit Treene-Interglazial als eigenständiges Interglazial zwischen Drenthe- und Warthe-Vereisung) nachgewiesen wurde, kann nach ZÖLLER als Mindestalter der oberen Mittelterrasse die Drenthe-Kaltzeit angenommen werden. Dies entspricht der korrigierten Altersstellung nach FISCHER (vgl. FISCHER 1994).

Die verschiedenen Stufen der Hauptterrassen haben vermutlich unterschiedliches Alter. Eine Datierung der unteren Stufe, die als untere Hauptterrasse (uHT) bezeichnet wird und dem Horizont D nach FISCHER (1957) entspricht, liegt für die Hauptterrasse der Prims bei Diefflen vor. Ihr Mindestalter konnte von ZÖLLER (1984) mit Hilfe paläopedologischer Untersuchungen der in den Decksedimenten erhaltenen fossilen Interglazialböden in die Elster-Kaltzeit datiert werden. Aufgrund der normalen Magnetisierung der fluviatilen Sedimente ist weiterhin ihre Zugehörigkeit in die Brunhes Epoche belegt, so daß das Maximalalter mit 690.000 Jahren anzunehmen ist. Die mögliche Bildungsdauer ist damit auf 350.000 bis 690.000 Jahre eingeeengt und in Anlehnung an die Quartärstratigraphie nach BRUNNACKER (1978) ins ältere Mittelpleistozän zu stellen. Nach paläopedologischen Untersuchungen in einem Lößaufschluß in Seitert kommt für die untere Hauptterrasse der Saar nach der Pedostratigraphie sogar eine Kaltzeit innerhalb des Cromer-Komplexes in Frage (SCHRÖDER, STEPHAN & ZÖLLER 1985). Im Lößaufschluß Seitert sind über den Sedimenten der unteren Hauptterrasse 5 fossile Interglazialböden aufgeschlossen, wobei als Mindestalter des untersten Bodens nach der Pedostratigraphie eine Cromer-Warmzeit angenommen werden kann. Das Maximalalter und Mindestalter der unteren Hauptterrasse

können demnach eng zusammenliegen. Die Autoren weisen darauf hin, daß an der Saar, ebenso wie an der mittleren Mosel, mindestens eine Mittelterrasse fehlt, die an der Untermosel und am Mittelrhein vorhanden ist, z.B. die Leubstorfer Terrasse. Daraus wird gefolgert, daß an der Saar während der Elster-Kaltzeit keine Tiefenerosion stattfand, die den jüngeren Kaltzeiten vergleichbar wäre.

Für die Altersstellung der höheren pleistozänen Terrassen des Saar-Einzugsgebietes liegen derzeit keine sicheren Angaben vor.

Für die Untere Saar wird von ZÖLLER folgende, in Tabelle2 dargestellte Datierung zur Diskussion gestellt:

Tab. 2: Höhenlage und Alter der Terrassen an der Unteren Saar nach ZÖLLER (aus: BOHRER & GOEDICKE 1989)

Terrassen	Höhenlage	Alter
Höhenterrasse (HöT)	300 – 320 m	mind. 1 Mio. Jahre
obere Hauptterrasse (oHT) mittlere Hauptterrasse (mHT)	280 – 300 m 250 – 260 m	mind. 700.000 – höchst. 1 Mio. Jahre mind. 540.000/600.000 Jahre höchst. 700.000 Jahre
untere Hauptterrasse (uHT)	230 – 250 m	350.000 – höchst. 540.000 Jahre
obere Mittelterrasse (oMT) untere Mittelterrasse (uMT)	ca. 200 m	250.000 – 350.000 Jahre 130.000 – 200.000 Jahre
- uMT 1 - uMT 2	180 m 162 – 172 m	
Niederterrasse (NT) - NT 1 - NT 2	10 – 15 m über Grund 0 – 8 m über Grund	100.000 – 110.000 Jahre

2.2.2.2 Terrassen der Nebenflüsse

Auch an den größeren Nebenflüssen der Saar sind ältere Talböden verbreitet, deren Vorkommen bereits früh untersucht wurden (FISCHER 1957, LIEDTKE 1968). Daneben können aber auch bei kleineren Fließgewässern wie z.B. dem Hornbach, Schwarzbach und insbesondere entlang des Entwässerungssystems in der Losheimer Schotterflur Terrassenreste auskartiert werden.

Prims und Blies haben vor ihrer Einmündung in die Saar ausgedehnte Terrassenfluren aufgeschottert, deren Verzahnung mit den Saarsedimenten eine direkte Korrelation mit dem Terrassensystem der Saar erlaubt. Ihre Flußgeschichte wurde intensiver untersucht und soll daher im folgenden kurz skizziert werden.

Prims

Die Prims hat in ihrem Unterlauf ausgedehnte Schotterfluren akkumuliert, die die größten zusammenhängenden Terrassenflächen im Saarland stellen. In ihrem Flußgebiet läßt sich nach FISCHER und ZÖLLER die Terrassenfolge des Saarsystems weiterverfolgen. Mit wenigen Metern Vertikalabstand zur Talaue kann im Mündungsgebiet die Niederterrasse ausgegliedert werden. Auch die untere und obere Mittelterrasse, die eine breite, teils löß-

lehmbedeckte, zerschnittene Schotterflur auf der Südseite von Saarlouis bis Saarwellingen bilden, sind problemlos an das entsprechende Niveau der Saar anzuschließen.

Im Niveau der unteren Hauptterrasse hat die Prims auf der nördlichen Talseite zwischen Nalbach und Dillingen auf einer Breite von 2 km die größte zusammenhängende Terrassenfläche im Saarland akkumuliert. Sie kann nach ZÖLLER mit der D-Terrasse nach FISCHER parallelisiert werden. Die Dieffler Hauptterrasse bildet eine ausgedehnte Verebnungsfläche in etwa 230 m Höhe und ist fast flächendeckend von einer Lößlehmdecke überkleidet, deren Mächtigkeit stellenweise bis zu 5 m beträgt. In den Lößlehmen sind mehrere interglaziale Böden entwickelt. Die Terrassenschotter erreichen eine Mächtigkeit bis zu 12 m, in der fluviatilen Abfolge können nach ZÖLLER (1984) drei Sedimentationszyklen erkannt werden, wobei offen bleibt, ob sich darin eigenständige Kaltzeiten oder Wärmeschwankungen innerhalb einer großen Kaltzeit dokumentieren. Das Fehlen eindeutig warmzeitlicher Ablagerungen oder Bodenbildungen innerhalb der fluviatilen Abfolge sowie Überlegungen zum Alter dieser Ablagerungen lassen nach ZÖLLER eher die letzte Möglichkeit zu. Das Mindestalter der Dieffler Hauptterrasse wird von ZÖLLER anhand der in den Lößlehmen aufgeschlossenen fossilen Interglazialböden mit älter als Holstein und damit in die Elster-Kaltzeit (über 350.000 Jahre) datiert, paläomagnetische Untersuchungen belegen ihre Zugehörigkeit in die Brunhes-Epoche und damit ein Maximalalter von 690.000 Jahren.

Oberhalb von Hüttersdorf tauchen die weichselzeitlichen Niederterrassenschotter unter die holozänen Auenablagerungen ab, im Lebacher Graben lassen sich sowohl die Mittel- als auch die Hauptterrasse auf der linken Talseite flußaufwärts verfolgen.

Eine Besonderheit stellt die **Losheimer Schotterflur**, die sich in Form eines Dreiecks am SE-Rand des Hunsrücks zwischen dem Losheimer und dem Morscholzer Bach erstreckt, dar. Sie hat sich über dem Buntsandstein und Oberrotliegenden des Merziger Grabens ausgebildet, dessen wenig verfestigtes Gestein die Voraussetzung für die Bildung einer großen Denudationsfläche bildete, auf deren flachem Relief pleistozäne Schotter akkumuliert wurden. Die Mächtigkeit der Schotter, die sich überwiegend aus den groben Konglomeraten des Rotliegenden am Hunsrückrand zusammensetzen, nimmt nach Süden zu, Kartierungen von ZÖLLER (1985) ergaben maximale Mächtigkeiten von bis zu 7 m. Den größten Flächenanteil nehmen die Mittelterrassen (oMT, 30 m Auenabstand) ein, kleinflächig sind ab einer Höhe von 50 m über der Talauflage auch Reste der Hauptterrasse erhalten. Die Niederterrasse tritt morphologisch nicht in Erscheinung. Die an der Prims eingehaltene Terrassengliederung kann nach FISCHER (1957), LIEDTKE (1969) und ZÖLLER (1985) übereinstimmend in die Losheimer Schotterflur übernommen werden, wobei die von ZÖLLER postulierten Terrassenaufspaltungen im Niveau der Mittelterrassen als Resultat einer Hebung der Thailener Hochscholle von anderen Autoren nicht bestätigt werden (vgl. FISCHER 1994). Vor allem im östlichen Teil tragen die Terrassenschotter nach ZÖLLER (1985) eine z.T. mehrere Meter mächtige Decke aus Lößlehm, geröllführendem, kalkfreiem Schwemmlöß oder lößlehmhaltigen Fließerden, die die Terrassenkanten verschleiern.

Blies

Erste Untersuchung zur Flußgeschichte der Blies legte FISCHER (1957) vor, sie wurden nachfolgend durch LIEDTKE (1968) ergänzt. Danach sind flußaufwärts bis in die Homburger Schotterflur mehrere Terrassenniveaus ausgebildet, oberhalb von Bexbach sind nur noch sporadische Reste nachweisbar.

Analog zur Terrassenmorphologie der Prims konvergiert auch die Niederterrasse der Blies talaufwärts immer mehr gegen den holozänen Talboden und taucht zwischen Gersheim und Webenheim unter die Auenablagerungen (vgl. FISCHER 1957). Größere zusammenhängende Schotterfluren finden sich im Mündungsgebiet bei Rilchingen-Hanweiler und am rechten Flußufer bei Bliesransbach, wo die Mittelterrassen (Horizont B und C nach

FISCHER) eine flächenhafte Ausdehnung erreichen. Große Teile der Terrassenkörper sind von Lößlehm bedeckt. Im Wecklinger Tal bei Blickweiler sind unter einer Solifluktsdecke 18 m Terrassensande erhalten (vgl. LIEDTKE 1969). Der Horizont D ist im Unterlauf möglicherweise in Restauflagen bei etwa 260 m über NN erhalten, wurde aber nicht als eigenständiges Niveau auskartiert

Die Systematisierung der Bliesterrassen unterhalb und oberhalb von Blieskastel ist problematisch, nach FISCHER lassen sich drei Niveaus in 10 – 13 m (Horizont B), 25-37 m (Horizont C) und 43 – 45 m (Horizont D) nachweisen, die mit der Terrassensystematik nach LIEDTKE weitgehend übereinstimmen. Eine flächenhafte Ausbreitung erreichen die Mittelerrassen vor allem östlich von Bexbach. Das höchste Niveau, entsprechend der Hauptterrasse nach LIEDTKE, ist oberhalb von etwa 270-280 m über NN ausgebildet.

Neben den eindeutig zugeordneten Terrassenniveaus sind in der Quartärkarte weitere ungegliederte Terrassenflächen ausgewiesen, deren stratigraphische Stellung bislang ungeklärt ist.

2.2.2.3 Terrassen der Mosel

Im äußersten Westen hat das Saarland Anteil am Terrassensystem der Mosel. Sie wurden mehrfach untersucht (vgl. KREMER 1954, DE RIDDER 1957, MÜLLER 1976, NEGENDANK 1978), im saarländischen Abschnitt u.a. von LIEDTKE (1963), FISCHER (1965), BECKER (1968) und WEIDENFELLER (1990).

Die Terrassenreste treten in mehreren Höhenlagen auf. Sie setzen sich in der Kiesfraktion überwiegend aus Quarz, Quarzit, Sandstein und Carbonat-Geröllen zusammen (vgl. KONZAN 1997).

In der Remicher Talweitung wird der würmzeitliche Schotterkörper der Niederterrasse von 0,5 – 5 m mächtigen Hochflutsedimenten überdeckt, eine Trennung von Niederterrasse und Aue ist nach morphologischer Kriterien kaum möglich (WEIDENFELLER 1990).

Die rißzeitliche Mittelterrasse läßt sich in zwei Niveaus gliedern, ein unteres zwischen 20 und 45 m und ein oberes in 55 bis 85 m über der Talaue (vgl. KONZAN 1997). Die untere Mittelterrasse erreicht z.B. bei Maimühle auf dem Blattgebiet Perl eine Mächtigkeit von 7 m. Die überwiegend sandigen Terrassenkörper neigen zur Solifluktion, so daß die Moselhänge nahezu geschlossen von einem wenige Dezimeter mächtigen, lehmigen Solifluktionsschutt überzogen sind (KONZAN 1997).

Oberhalb der Mittelterrassen ist im saarländischen Moselgau die nach LIEDTKE und KREMER folgende jüngere Hauptterrasse in etwa 115 bis 125 m über der Talaue zwischen Sehndorf und der rheinland-pfälzischen Grenze im Norden nachgewiesen. Ein weiteres Niveau ist bei Sinz in einer Höhenlage von 290 m über NN (150 m über der Talaue) erhalten, es entspricht der höheren Hauptterrasse von LIEDTKE bzw. der mittleren Hauptterrasse von KREMER im Gebiet unterhalb von Trier.

Auf Blatt Perl lassen sich nach KONZAN (1997) auch auf den höher gelegenen Hängen und den Muschelkalk-Hochfluren relativ häufig Einzelgerölle von ehemals höher gelegenen Terrassen nachweisen, die keinem bestimmten Niveau zuzuordnen sind und meist aus Quarz bestehen. Anzeichen für Höhenterrassen wurden nach LIEDTKE (1969) in Perl bei etwa 190 m über NN in 330 m Höhe entdeckt.

Auch für die Moselterrassen werden aufgrund unterschiedlicher Vertikalabstände der Einzelterrassen untereinander quartäre tektonische Vorgänge angenommen. So ist die obere Mittelterrasse bereits schwach verbogen, ihr Auenabstand steigt von Metz bis Schweich von 40 m auf 75 m (vgl. FISCHER 1965, LIETDKE 1963).

Die Terrassenniveaus der Mosel und der unteren Saar sind im Vergleich mit den Terrassen des Mittelrheins in Tabelle 3 dargestellt.

Tab. 3: Terrassenniveaus der Mosel und der Saar im Vergleich mit den Terrassen des Mittelrheins (aus: FETZER et al. 1995)

KREMER (1954)	LÖHNERTZ (1982)	NEGEN-DANK (1983)	OSMANI (1976, 1989)	BIBUS (1983)	BIBUS (1980)	NEGEN-DANK (1983)	BIBUS & SEMMEL (1977)	ZÖLLER (1985)	Höhe (m NN)
Mittel-mosel	Mittel-mosel	Mittel-mosel	Unter-mosel	Unter-mosel Münstermaifeld	Unter-mosel Koblenz	Unter-mosel Münstermaifeld	Mittel-rhein	untere und mittlere Saar	
									360
KOT		KOT							-
			KOT						-
									-
	t1		ÄHT						-
	t2								-
HÖT		tMM1			KOT		KOT	HÖT	300
OHT	t3			KOT		KOT			-
		tMM3	OHT	tM1	tM1	tUM1	tR1		-
	t4								-
MHT		tMM4	MHT	tM2	tM2	tUM2	tR2	HT-	-
	t5							Gruppe	250
UHT		tMM5	UHT	tM3		tUM3	tR3		-
	t6			tM4	tM4	tUM4			-
							tR4		-
					tM5				-
				tM5			tR5	oMT	200
						tUM5	tR6	uMT1	-
OMT				tM6					-
		tMM6			tM6			uMT2	-
	t7								-
			OMT			tUM6			150
UMT	t8	tMM7							-
			UMT					NT	-
									-
									-
NT		tMM8					tUM7		100
		tMM9							-
			ONT				tUM8		-
		NT							-
						tUM9			-

2.2.2.4 Terrassen und quartäre Tektonik

Rekonstruiert man die Terrassenlängsprofile der Saar, so belegen unterschiedliche Vertikalabstände eines Terrassenniveaus zur heutigen Talauflage sowie Abschnitte mit rückläufigem Gefälle eine bis ins Pleistozän reichende tektonische Aktivität. Dabei gehen alle systematischen Untersuchungen zur Quartärmorphologie von einer pleistozänen Hebung am Südrand des Hunsrücks aus. Bereits MATHIAS (1936) postulierte eine tektonisch bedingte Heraushebung pleistozäner Terrassen im Hunsrück entlang der Keuchinger Dislokationslinie und bezifferte die maximale Heraushebung mit rund 35 m seit der Hauptterrassenzeit, während FISCHER eine stärkere Hebung im Bereich des Mündungsgebietes der Saar mit einem Betrag von etwa 25-30 m annahm (vgl. Diskussion bei FISCHER 1994). Für das Längsprofil der Saar lassen sich nach FISCHER (1957) aber bereits im Bereich des Karbonsattels Vertikalbewegungen nachweisen. So liegen die Horizonte C und D zwischen Saarbrücken und Saarlouis deutlich höher als flußaufwärts. Flußabwärts reduzieren sich die Höhenlagen der Horizonte C und D im Bereich der Primsmulde wieder auf das Normalmaß, erreichen jedoch am Hunsrückrand bei Serrig unterhalb von Mettlach und bei Konz im Bereich der Saarmündung maximale Niveauabstände zur Talauflage.

Tab. 4: Die Terrassen der Saar (nach FISCHER 1957 und LIEDTKE 1969) und ihre Höhenlage über der Talauflage in verschiedenen geologischen Strukturen (verändert nach SCHNEIDER 1991)

Benennungen		Saargemünder Mulde	Karbon- Sattel	Prims- Mulde	S-Hunsrück (Serrig)	Hunsrück (Saarmündung)
FISCHER 1957	LIEDTKE 1969					
Horizont E u. F (Hunsrück)	Haupt- terrassen				100 m (E)	125 m (F) 110 m (E)
Horizont D		50-60 m	65-75 m	50-60 m	75-85 m	92-97 m
Horizont C	obere Mittel-Terrasse	30-40 m	40-50 m	30-40 m	38-45 m	45-50 m
Horizont B	untere Mittel-Terrasse	12-18 m	12-18 m	12-18 m	25-29 m	28-33 m
Horizont A	Nieder-Terrasse	3-6 m	3-6 m	3-6 m	9-11 m	4-11 m

Während die von MATHIAS (1936) und FISCHER (1957) angenommene quartäre Aufwölbung des Karbonsattels bei Saarbrücken von KLINKHAMMER und KONZAN (1975) bestritten wird, besteht über die Hebung im Bereich des Hunsrücks ein allgemeiner Konsens, wengleich Art und Ausmaß der Bewegungen z.T. abweichend diskutiert werden (vgl. hierzu FISCHER 1994).

Die Morphotektonik entlang des Hunsrücksüdrandes wurde in jüngster Zeit eingehend von ZÖLLER (1985) untersucht, der eine systematische Kartierung der Terrassenlängsprofile der unteren Saar und des Prims-Systems vorgelegt hat. Während die Saarterrassen ab der Primsmündung bei Dillingen bis zum Eintritt in den Quarzit ein gleichsinniges Gefälle aufweisen, zeigt die untere Hauptterrasse ab Dreisbach bis ins Mündungsgebiet ein konstant rückläufiges Gefälle. Ihre höchste Basisposition erreicht die untere Hauptterrasse im Mündungsgebiet der Saar. Die Ursache dieser Anomalien liegt nach ZÖLLER (1984b, 1985) in einer mittelpleistozänen bis rezenten Kippung des westlichen Hunsrücks nach S bis SE, die im Hunsrücksschiefer im Bereich der Saarmündung ihr Maximum erreicht. Die Kammlinie verläuft vom Mündungsgebiet der Saar zur unteren/mittleren Ruwer. Die allgemeine Hebung des Hunsrücks und seiner Randgebiete erreichte nach Ende der Hauptterrassen-Zeit, das vermutlich ans Ende des Cromer fällt, ihren Höhepunkt.

Untersuchungen von MÜLLER et al. (1981) im nördlichen Bereich der Merziger Grabenmulde belegen, daß neotektonische Bewegungen auch die mittelpleistozänen Terrassen der Prims erfaßt haben. Die Autoren unterscheiden an der NE-Spitze des Merziger Grabens

eine ältere Grabentektonik von einer jüngeren (plio-pleistozänen) Bruchschollentektonik, die im wesentlichen entlang NW-SE bis NNW-SSE verlaufenden Störungen ablief und einen Erklärungsansatz für die pleistozäne Veränderungen des Gewässernetzes in diesem Raum bietet. Das Prims-Wadrill-Löster-System meidet die Merziger Grabenmulde und verläuft stattdessen parallel zu ihrer südöstlichen Randstörung durch größtenteils härtere Gesteine. Insgesamt scheint zwischen Losheim und Wadern ein im Einzelnen durch Störungen verschiedener Richtungen stark zerstückeltes Gebiet durch junge Tektonik in eine Schollentreppe mit teilweise antithetischem Charakter und nach NE zunehmender Intensität zerlegt worden sein. Auch für den Horst von Falscheid, die Düppenweiler Schwelle und die Thailener Hochscholle werden von ZÖLLER (1985) aufgrund von Terrassenaufspaltungen junge Hebungen vermutet. Am Hunsrücksüdrand und im mittleren und nördlichen Saarland zeichnet sich offenbar eine Vergitterung von herzynisch und erzgebirgisch streichenden jungen Hebungszonen ab, deren Amplitude jedoch merklich hinter der des Hunsrücks zurückbleibt (vgl. MÜLLER et al. 1981, ZÖLLER 1985).

2.2.3 Pleistozäne, vorwiegend äolische Ablagerungen

Zu den im Saarland verbreiteten Sedimenten äolischer Genese zählen Flugsande, niveo-äolische Sande, Löß, Lößlehm sowie die solifluidal aufbereitete Lößlehmfließerden. Ihre Akkumulation ist unterschiedlichen Bildungsphasen zuzuschreiben. So ist die Entstehung von Löß in erster Linie an die Hochglaziale gebunden, während die im Saarland verbreiteten niveo-äolischen Sande vorwiegend ins Spätglazial datiert werden und die Aufwehung von Flugsanden sich bis ins Holozän fortgesetzt hat.

In den kalt-trockenen Hochglazialzeiten des Pleistozäns war die Winderosion in besonders starkem Maße wirksam. Lockeres Feinmaterial wurde bevorzugt dort ausgeblasen, wo die Pflanzendecke ganz oder weitgehend fehlte, wie z.B. in Flußtälern oder auf vegetationsfreien Frostschuttdecken. Bei nachlassender Transportkraft oder im Windschatten von Hindernissen wurde die äolische Fracht weitflächig sedimentiert, in den deutschen Mittelgebirgen bis zu einer Höhenlage von etwa 400 m. Das Verteilungsmuster der Ablagerungen deutet auf vorherrschende Westwinde.

Während der Mineralbestand der äolischen Deckschichten u.a. auch von ihrem Liefergebiet abhängt, ist die Korngrößenzusammensetzung von Löß durch die physikalischen Gegebenheiten des Windtransportes stets durch eine Grobschluffdominanz (Mittel – und Grobschluff nehmen zusammen etwa 2/3 des Feinbodenspektrums ein) charakterisiert. Bei Flugsanden und niveo-äolischen Sanden verschiebt sich das Korngrößenspektrum in Richtung Feinsand bzw. feinen Mittelsand. Als Nachschlagewerk über den Löß sei das umfangreiche Kompendium von PÉCSI & RICHTER (1996) empfohlen.

In feuchteren Abschnitten des Pleistozäns setzte die Verwitterung des Lösses und die Bodenbildung ein. Diese Bildungen (vorwiegend fossile Parabraunerden und häufig sekundäre Pseudogleye) sind teils heute noch als sog. Paläoböden (vgl. Kap. 3) erhalten.

Die Löß- und Lößlehmvorkommen des Saarlandes wurden in den Geologischen Karten in der Regel als „Pleistozäne Lehme“, auf höher gelegenen Plateau- und Verebnungslagen außerhalb der flußbegleitenden Terrassenlagen auch als „Höhenlehme“ ausgewiesen. Die Lehmvorkommen wurden in der Vergangenheit teils als Verwitterungsbildung in situ, teils als Bildungen allochthoner Genese interpretiert. Lediglich auf der GK 25 Kleinblittersdorf (KLINKHAMMER 1968) wurden mehrere Lößlehmvorkommen auskartiert. In einer systematischen Untersuchung von Höhenlehmen im Saarland konnte HABBASCH (1978) anhand sedimentologischer, mineralogischer und röntgenographischer Untersuchungen die windbürtige Herkunft und den äolischen Transport vieler Vorkommen nachweisen.

2.2.3.1 Löß

Im Moseltal östlich von Perl beschreibt BECKER (1968) das einzige im Saarland bekannte Lößvorkommen. Die als Talrandlöß klassifizierten Ablagerungen nehmen max. 4 m Mächtigkeit ein und liegen zwischen der Unteren Mittelterrasse und dem Hochflutlehm der Mosel.

2.2.3.2 Lößlehm, teils als Fließerde oder Schwemmlöß

Die Terrassenflächen der Saar und ihrer Nebenflüsse sind die prädestinierten Standorte von Lößlehm, die als Verwitterungsprodukt durch Entkalkung und Verbraunung aus Löß entstanden. Im pleistozänen Zyklus von Glazialen und Interglazialen wurden meist nach der Ausbildung eines jüngeren Schotterkörpers auf den älteren, höher gelegenen Terrassenflächen mehr oder minder zeitgleich äolische Sedimente abgelagert, die in der nachfolgenden Warmzeit pedogenetisch überprägt wurden. Die größte Flächenverbreitung besitzt naturgemäß der Würm-/Weichsellöß bzw. -lößlehm, ältere Lössen sind in der Regel unter einem jüngeren Löß begraben und von diesem durch einen fossilen Boden getrennt. So sind in den mittel- bis altpleistozänen Lößlehm der Hauptterrassen bei Seitert und Diefflen mehrere, durch Paläoböden getrennte Lößlehmgenerationen aufgeschlossen. Häufig wurden ältere Lößlehme aber auch erodiert, als Schwemmlöß umgelagert oder solifluidal als Fließerde verlagert. Neben den in situ verbrauchten und verlehmteten Lößlehm treten daher auf den Terrassenflächen auch Schwemmlöß und Lößlehmfließerden auf. Die auf den unterschiedlichen Terrassenniveaus verbreiteten Lößlehmdecken können demnach verschiedenen Lehmgenerationen angehören (vgl. FETZER 1987). Auf der Borger Hochfläche bei Büschdorf wurden mehrere Lößlehmgenerationen mit einer Gesamtmächtigkeit von 12 m aufgeschlossen (vgl. KONZAN 1997).

Die Ausweisung von Lößlehm als eigenständiges Substrat auf der Quartärkarte impliziert i.a. eine Deckschichtenmächtigkeit von mindestens 1 Meter, in geeigneten Reliefsituationen liegt die Sedimentmächtigkeit durchweg höher. In der Merziger Talweitung bei Seitert sind 10 m mächtige Lößlehmdeckschichten aus carbonatarmen oder carbonatfreien Lössen bzw. Fließerden aufgeschlossen (SCHRÖDER et al. 1985), auf der Hauptterrasse der Prims bei Diefflen liegt ein bis zu 4 m mächtiges Sedimentpaket (vgl. ZÖLLER 1984).

Die Textur der Lößlehme liegt im Bereich der schluffigen Lehme, teilweise treten auch sandreichere Faziesvarianten auf (FETZER et al. 1995). Die oberflächennahen Profildezimeter sind in der Regel als Hauptlage und bodenartig als lehmiger Schluff ausgebildet (vgl. FETZER 1987, FETZER & PORTZ 1996). Durch frostdynamische Prozesse wie Kryoturba­tion oder Solifluktion wurden die Lößlehme im Unterboden häufig verdichtet, pedogenetische Prozesse wie Tonneubildung und Tonverlagerung haben nachfolgend verbreitet zu einer vertikalen Texturdifferenzierung geführt, so daß die Bodenentwicklung vor allem auf Terrassenflächen mit mangelndem lateralem Wasserzug häufig durch Staunässe geprägt wird. Die mineralogische Kennzeichnung der Böden aus Lößlehm, Höhenlehm und Lößlehmfließerden im Saarland zeigt sich quarzdominant mit Feldpat sowie Muskovit und Illit, teils auch Chlorit als Nebenkomponente. In einigen Fällen wurde Goethit in Spuren nachgewiesen (vgl. FETZER et al. 1990).

Die vom Liefergebiet abhängige lokale Komponente in der Zusammensetzung der Lößlehme läßt sich auch im saarländischen Raum nachweisen. Schwermineralogische Untersuchungen von SCHRÖDER et al. (1985) belegen, daß die Lößlehme auf der unteren Hauptterrasse bei Seitert nicht nur aus den Schotterflächen der Saar ausgeweht wurden, sondern als Herkunftsgebiet auch die Frostböden der in der Umgebung anstehenden permotriassischen Sandsteine dienten. Darüber hinaus deutet die Tonmineralzusammensetzung mit einem hohen Gehalt an aufweitbaren Tonmineralen, insbesondere Smectit, auch auf eine Beteiligung des Keuper als Liefergebiet hin.

Fossile Bodenbildungen in Lößlehmen bei Klarenthal und Blickweiler wurden bereits von ZANDSTRA (1954b) beschrieben, in jüngster Zeit wurden Paläoböden im Saarland von SCHRÖDER et al. (1985) und ZÖLLER (1984) intensiv untersucht und als Datierungshilfe für die Terrassenstratigraphie eingesetzt.

In den jung- bis mittelpleistozänen, geschichteten Lößlehmen bei Seitert in der Merziger Talweitung können unter dem rezenten Boden 6 fossile Böden, davon 5 warmzeitliche Bodenbildungen differenziert werden (vgl. SCHRÖDER et al. 1985). Die Terrassensande wurden zur unteren Hauptterrasse des Saar-Mosel-Systems gerechnet und als Elster datiert. Die intensiv entwickelten Interglazialböden sind typologisch als Parabraunerden bis Pseudogleye anzusprechen, sie wurden in den jeweils folgenden Kaltzeiten mehr oder minder gekappt, umgelagert und durch frostdynamische Prozesse in ihrem Gefüge beeinträchtigt. Die älteste Bodenbildung in der liegenden Terrassensanden wurde in den Cromer-Komplex gestellt.

Bei Dillingen-Diefflen sind in den etwa 4 m mächtigen äolischen Deckschichten auf der Hauptterrasse der Prims mehrere Lößlehmgenerationen und Paläoböden aufgeschlossen, die nach den Untersuchungen von ZÖLLER (1984) mindestens die letzten vier Kalt- und Warmzeiten im Saarland dokumentieren. Die teilweise solifluidierten Lößlehme können anhand der Pedostratigraphie den letzten drei Kaltzeiten (Drenthe, Warthe, Weichsel) zugeordnet werden, zwei interglaziale Böden konnten mit der Eem-Warmzeit (ca. 90.000-120.000 Jahre vor heute) bzw. der Treene-Warmzeit (ca. 200.000 bis 250.000 Jahre vor heute) parallelisiert werden, das Relikt einer podsolierten Braunerde in den liegenden Terrassenschottern wurde als Holstein (ca. 320.000 – 350.000 Jahre vor heute) datiert. Taschenböden in den fluviatilen Ablagerungen zeugen von der kaltzeitlichen Entstehung der Terrassenablagerungen.

Anhand der Arbeiten von ZÖLLER (1984) und SCHRÖDER et al. (1985) muß davon ausgegangen werden, daß es sich bei vielen Lößvorkommen im Saarland um mehrfach geschichtete Lößlehmfließerden handelt, wobei für die oberste Schicht aufgrund der vorhandenen vulkanischen Mineralassoziation des Laacher-See-Tuffs ein jungtundrenzeitliches Alter anzunehmen ist (vgl. PORTZ 1992).

2.2.3.3 Schutthaltige Lößlehmfließerden, verbreitet mit Fremdkomponenten (Hauptlage/Mittellage/Basislage)

In Verebnungslagen außerhalb der flußbegleitenden Terrassenflächen treten Lößlehmdeckschichten vorwiegend in Form von Lößlehmfließerden, d.h. krypturbat oder solifluidal umgelagertem Lößlehm auf. In Abhängigkeit von geeigneten Liefergebieten im Umfeld und den morphologischen Voraussetzungen für die Anwehung und Erhaltung entsprechend mächtiger Lößakkumulationen treten als Hauptverbreitungsgebiete die schwach reliefierten Hochflächen der Gäulandschaften, schwach geneigten Terrassenflächen z.B. in der Losheimer Schotterflur oder auch flache Hangmulden und Hangfußlagen mit entsprechenden Akkumulationsbeträgen hervor. Mächtige schuttführende Lößlehmfließerden sind z.B. am Hangfuß des Litermont nordöstlich der lößlehmbedeckten Hauptterrasse der Prims erhalten.

Als oberste Deckschicht der Lößlehmfließerden ist stets eine Hauptlage ausgebildet. Kennzeichnendes Merkmal des geschichteten Substrates sind neben der akzessorischen Geröll- oder Schuttkomponente insbesondere ein mehr oder minder dicht gelagerter Unterboden (Mittellage), der häufig für Staunässe verantwortlich zeichnet. In die geschichteten Lößlehmfließerden können neben der lößbürtigen Komponente auch Verwitterungsreste des Untergrundes eingearbeitet sein, so daß das charakteristische, schluffdominierte Korngrößenspektrum des äolischen Transportes aufgeweitet wird. So treten auf Verebnungsflächen des Buntsandsteins im Warndt deutliche Sandkomponenten hinzu.

Nach Untersuchungen auf Blatt Merzig (vgl. PORTZ in KONZAN 1992) sind die Unterböden (ältere Lößlehmfließerden) auf den Hochflächen deutlich kompakter und dichter gelagert als bei den Vorkommen im Bereich der großen Terrassenverebnungen und weisen eine intensive Rotfärbung und Graufleckung auf. Demgemäß ist wahrscheinlich nicht davon auszugehen, daß es sich in allen Fällen um zeitgleiche Bodenbildungen handelt, ältere Bodenbildungen können eingearbeitet sein bzw. aufgrund von Sedimentationslücken intensiv bodengenetisch überprägt sein.

2.2.4 Niveo-äolische Sande

Die von EDELMANN & ZANDSTRA (1956) beschriebenen niveo-äolischen Sande bilden in der Quartärkarte eine eigene Substrateinheit. Es handelt sich um gebleichte oder hellrosafarbene, lockere Sande, die hauptsächlich an den ostexponierten Hangfußlagen des Buntsandsteins im Saarlouis-Dillinger Becken den oberflächennahen Untergrund stellen. Morphologisch ist ihr Auftreten primär an Leelagen der Buntsandsteinstufen, an die Ränder kleiner, tief eingeschnittener Trockentäler oder flache Mulden geknüpft. Ihr größtes zusammenhängendes Verbreitungsgebiet erreichen sie westlich und südwestlich von Wallerfangen, weitere Vorkommen wurden entlang von Saar und Blies und in kleineren Nebentälern nachgewiesen (vgl. EDELMANN & ZANDSTRA 1956).

Die niveo-äolischen Sande sind durchschnittlich 1-2 m mächtig und weisen eine feine, regelmäßige (millimeterfein) Schichtung parallel zur Oberfläche mit konkordanten Lehmlagen auf, stellenweise wurden Mächtigkeiten bis zu 10 m beobachtet. Die regelmäßige Schichtung mit konkordanten Feinmateriallagen spricht gegen eine Beanspruchung durch Solifluktion und Solimixtion und damit eine Genese als Hauptlage, erst hangaufwärts verzahnen sich die Sedimente mit Solifluktionsmaterial.

Nach EDELMANN & ZANDSTRA erklärt sich ihre Genese durch „snow drift“, d.h. der Ausblasung und Verwehung von Sand und Schnee aus vegetationslosen Sandsteingebieten und ihre Akkumulation in geschützten Mulden, Nischen und Hangfußlagen.

Da die niveo-äolischen Sande der Niederterrasse aufliegen, fällt ihre Entstehung in die Jüngere Tundrenzeit, eine ältere Gruppe der Ablagerungen mit Kryoturbationserscheinungen wird als pleniglazial (prä-Alleröd) angesehen.

Nach KLINKHAMMER (1968) sind auch die auf dem Blattgebiet Kleinblittersdorf auskartierten dünnen Quarzsandschleier aus gerundeten Quarzitkörnern, die die Muschelkalkhänge örtlich als geringmächtige Decken überziehen, eventuell auf eine niveo-äolische Genese zurückzuführen.

2.2.5 Flugsand

Flugsandvorkommen sind aus dem Homburger Becken im östlichen Saarland und im Übergang zur westpfälzischen Moorniederung bekannt. Sie wurden vermutlich während des Spätglazials und des frühen Holozäns aus Flußablagerungen und dem anstehenden mittleren Buntsandstein ausgeweht und zu Decksanden und Dünen sedimentiert (vgl. LIEDTKE 1969). Die auffälligsten Flugsandformen erreichen als Strichdünen 1-2 m Höhe, an ihrer Basis finden sich häufig Windkanter (LIEDTKE 1969). Die ohnehin sehr kleinflächigen Vorkommen wurden in der Vergangenheit durch Sandabbau dezimiert.

2.3 Holozäne Ablagerungen

2.3.1 Fluviale Ablagerungen (Auenlehme und -sande, Hochflutlehm)

Die jüngsten quartären Sedimente bilden neben den Flugsanden und Kolluvien die holozänen Auenablagerungen der Saar und ihrer Nebenflüsse sowie die Tälchenablagerungen der kleineren Fließgewässer. Die Textur der Sedimente beschreibt ein breites Bodenartenspektrum, das insbesondere von den im Einzugsgebiet anstehenden Substraten mitbestimmt wird. So dominiert im Buntsandstein und Oberrotliegenden die sandig-lehmige Fazies, während im Muschelkalk und Karbon lehmig-tonige Ablagerungsprodukte vorherrschen. Da bei der aquatischen Abtragung und dem Transport allerdings eine Fraktionierung stattfindet, spiegelt sich in den Auenablagerungen in der Regel nicht das gesamte Korngrößenspektrum der materialliefernden Talflanken wider. Auch die Lage im Flußquerprofil wirkt modifizierend. Im Randbereich der Auen kommt es zudem zur Verzahnung der Auenablagerungen mit den Kolluvien bzw. periglazialen Deckschichten in Hangfußlagen. Im Einzugsbereich der Gäulandschaften treten carbonathaltige Auenablagerungen auf. Im Auenbereich können örtlich durch mehrere Ablagerungsphasen geringe Niveauunterschiede entstanden sein, die eine Differenzierung in eine jüngere und eine ältere Auenstufe mit nur episodischer Überflutung erlauben.

Auenböden aus dem Mosel-, Saar-, Nied- und Blietal wurden phasenanalytisch untersucht (FETZER et al. 1990). Vorherrschendes Mineral der Böden ist der Quarz, carbonathaltige Auenböden sind feldspatreich und führen als Nebenkomponenten Dolomit und Calcit. Muskovit, Illit und Chlorit (vermutl. primäre Chlorite) sind, unabhängig vom Liefergebiet, häufig als Nebengemengteile vertreten. In den holozänen Talsedimenten von Nied und Innerer Bach wurden mehrfach Schnecken- und Muschelschalen gefunden, denen ein subrezentales Alter zugeordnet werden konnte (vgl. FETZER 1987).

Die Auensedimente weisen wechselnde Mächtigkeiten auf, sie erreichen im Saartal maximal 6 m (vgl. ZANDSTRA 1954a). Selten folgt im Liegenden der anstehende ältere Untergrund, über weite Strecken wird der Auenlehm von einem mehrere Meter mächtigen Kiespaket unterlagert, dessen Aufsotterung nach ZANDSTRA (1954a) in die Jüngere Dryas-Zeit fällt. Neuere Untersuchungen belegen örtlich aber auch ein holozänes Alter der Kiese (vgl. Kapitel 2.2.2.1).

In die Auenlehmdecken können Torfhorizonte eingeschaltet sein, die sich als Datierungshilfe anbieten. Pollenspektren aus Torfen an der Saar an der Basis der feinkörnigen Talablagerungen repräsentieren eine postglaziale Altersstellung zwischen Präboreal und Subatlantikum (LESCHIK 1961, FIRTION & SCHRÖDER 1961). Pollenanalytische Untersuchungen von BRAUN (1990) an organischen Lagen an der Basis der Auensedimente belegen ein unterschiedliches Alter innerhalb der Saaraue: atlantisches Alter in den Saargauer Wiesen und bei Wallerfangen, subboreales Alter bei Beckingen und Rehlingen. In der Nähe der Staustufe Rehlingen wurde das Alter von Baumstämmen an der Grenze Schotter/Auenlehm mit Hilfe der ¹⁴C-Datierung auf 3695±75 Jahre und 1715±70 Jahre bestimmt. Archäologische Funde im Bereich der Dillinger Talweitung weisen örtlich auch auf ein jüngeres Alter der Auenlehmbasis hin (vgl. BRAUN 1990).

Die Ablagerung der jüngsten Auensedimente ist eng an den Eingriff des Menschen in den Naturhaushalt geknüpft. Phasen starker Sedimentation korrelieren mit den Siedlungs- und Rodungsperioden des Menschen im Holozän (vgl. u.a. MENSCHING 1957, RICHTER & SPERLING 1976). Die Auenlehmdecken stellen dabei die korrelativen Sedimente der anthropogen verstärkten Bodenerosion im Gefolge weitflächiger Landnahmen dar. Ein großer Teil der holozänen Talfüllungen ist daher das Produkt relativ junger Sedimentationsprozesse, wie z.B. römische Münzen und Artefakte in 3-4 m Tiefe beweisen. Damit wird im Holozän auch der Mensch als geologischer Faktor wirksam, dessen indirekte Eingriffe auf die Flußdynamik

u.U. auch klimatische Einflüsse überdecken können. Jüngere Phasen exzessiver Bodenerosion im Saarland zwischen 1760 und 1850 konnte HARD (1964, 1970) anhand von Archivmaterial nachweisen und auf eine starke Bevölkerungszunahme mit einer Ausweitung des Ackerbaus auf steilere Hanglagen sowie den Wandel der extensiven Feld-Weide-Wechselwirtschaft zur zeltgebundenen Dreifelderwirtschaft zurückführen.

In den jüngsten Auensedimenten spiegelt sich vielerorts eine zunehmende Schadstoffbelastung wider, die vom Industriezeitalter kündet. So weisen etwa die Sedimente im Bliestal in den oberen 3-4 Profildezimetern erhöhte Schwermetallgehalte auf. Nach Untersuchungen von ZÖLLER (1985) führen die Auensedimente im Merziger Becken bis in eine beachtliche Tiefe von 3 m Kohleschlamm, der auf die industrielle Nutzung der Saarkohle zurückzuführen ist.

In den Talbereichen kleinerer Kerb- und Sohlentäler außerhalb der breiten Flußauen mit ebenen Talböden treten neben Abschwemmassen und Flußsedimenten auch Hangschutt- und Fließerdebildungen auf.

2.3.2 Kolluvien und Abschwemmassen

Außerhalb der periodischen Überschwemmungsbereiche der Talauen dokumentieren sich rezente Umlagerungsprozesse vor allem in Kolluvien und Abschwemmassen, die zusammen mit den Auenlehmen die jüngsten Schichtglieder des Quartärs darstellen. Nach AG BODEN (1994) werden humose Abschwemmassen mit einer Mächtigkeit von > 4 dm, die durch Bodenabtrag abgespült und als korrelierte Sedimente am Hangfuß, in Senken sowie Hang- oder Flachmulden wieder abgelagert werden, als Kolluvium bezeichnet .

Mächtige kolluviale Bildungen kommen bevorzugt in ackerbaulich genutzten Gebieten mit erosionsanfälligen Substraten vor und sind ein Indikator für anthropogen verstärkte Bodenerosion. Die selektive Abtragung wird insbesondere bei Substraten mit einem hohen Schluff- und Feinsandanteil wirksam. Eine besondere Flächenrelevanz erlangen sie im Bereich des Buntsandstein und Rotliegenden, wo vorwiegend sandige Kolluvien vorliegen, sowie in den Gäulandschaften mit ihrer langen agrarischen Nutzungstradition, wo schluffreiche Kolluvien dominieren.

Der Materialzufuhr in morphologisch begünstigten Reliefpositionen steht die Aufzehrung der Bodendecke in Hanglagen gegenüber, die sich in der Dezimierung der Hauptlage bemerkbar macht. Belege für die Degradierung und Verkürzung von Bodenprofilen dokumentieren u.a. LARRES (1985) sowie KUBINIOK & WEICKEN (1989).

Kolluvien und Abschwemmassen sind in der Bodenlandschaft des Saarlandes weit verbreitet, sie nehmen jedoch überwiegend kleinräumig begrenzte Flächen in begünstigten Reliefpositionen ein, die im Übersichtsmaßstab nicht darstellbar sind. Die Ausweisung in der Quartärkarte berücksichtigt lediglich die größten Vorkommen.

2.3.3 Moore

Neben den oben beschriebenen Ablagerungen gehören auch die Moore aufbauenden Torfe als organogene Sedimente zu den quartären Bildungen. Bei den Mooren handelt es sich um organische Böden, deren Humushorizonte mindesten 3 dm mächtig sind und mindestens 30 % organische Substanz enthalten (AG BODEN 1994). Sie entstehen auf anhaltend vernässten Standorten, an denen die Zersetzung von Pflanzen durch den Wasserüberschuß gehemmt ist, so daß große Mengen an organischer Substanz als Torf angereichert werden.

Bei den Mooren im Saarland handelt es sich in erster Linie um topogene, subhydrisch entstandene Niedermoore, die mit zufließendem Grund- oder Oberflächenwasser gespeist werden. Dabei können verschiedene hydrologische Moortypen differenziert werden, z.B. Versumpfungsmoore im Bereich von Niederungen oder Quellmoore. Größere Flächenareale im Saarland nehmen vor allem grundwassergespeiste Niedermoore in Mulden oder peripheren Bereichen von Talauen ein. Ombrogene Moore, die durch einen Niederschlagsüberschuß entstehen, wurden im Rahmen der bodenkundlichen Übersichtskartierung nicht erfaßt, können allerdings im Hochwald vorkommen (vgl. FETZER & PORTZ 1996).

Die flächenmäßig bedeutendsten Moorkommen im Saarland liegen im Bereich der Homburger Bruchlandschaft (Königsmoor, Jägersburger Moor) und in der Bisttalweitung, kleinere Vorkommen sind in der Bliesau und kleineren Buntsandsteintälchen und der Losheimer Schotterflur verzeichnet. Quellmoore fallen auf der Quartärkarte dem Übersichtsmaßstab zum Opfer.

Die land- und forstwirtschaftliche Nutzung vergangener Epochen zeigt sich heute vielfach in einer zunehmenden Zersetzung und Degradierung der Moore. Neben dem Substanzverlust durch Torfstiche spielen dabei insbesondere auch Sackungsverluste durch Entwässerungsmaßnahmen eine Rolle. Am Standorte der Bodendauerbeobachtungsfläche Homburg-Königsbruch dokumentiert sich die Grundwasserabsenkung als Folge der Entwässerung und Trinkwassergewinnung im Pflanzenbestand in einem sehr artenarmen Degenerationsstadium (vgl. FETZER & WEYRICH 1996). Ein großer Teil der Moorflächen des Saarlandes untersteht allerdings mittlerweile dem Naturschutz.

Neben den oberflächenbildenden Mooren bleiben schließlich auch die in die Auenlehme eingeschalteten Torflagen zu erwähnen, die in der Vergangenheit als wichtige Datierungshilfen für Rekonstruktion der spätpleistozänen und holozänen Flußgeschichte gedient haben (vgl. hierzu SCHNEIDER 1991).

2.3.4 Sinterkalk

Sinterkalk tritt im Verbreitungsgebiet des Muschelkalkes auf. Die Ausfällung von Sinterkalk kann an Gefällsbrüchen von Bachtälern und in Quellgebieten beobachtet werden, wo die Löslichkeit der im Wasser enthaltenen Carbonate durch Erwärmung, Druckentlastung oder die assimilierende Tätigkeit von Pflanzen herabgesetzt wird. Sind Pflanzen oder Tiere beteiligt (Moose, Algen, Wasserpflanzen, Blätter, Nadeln, Gräser, Schnecken), so entsteht ein lockerer, poröser Kalktuff (vgl. KONZAN 1997). Das bekannteste Vorkommen ist der Sudelfels bei Ihn, weitere nennenswerte Vorkommen finden sich auf dem Blattgebiet Hemmersdorf bei der Hetschermühle und am Kemmersbach (vgl. (vgl. KONZAN 1987). Im Blattgebiet Perl wurde oberhalb von Sehndorf in einem von zahlreichen Verwerfungen eingerahmten Feuchtgebiet mit mehreren Quellen ein kleineres Vorkommen auskartiert (vgl. KONZAN 1997), weitere Vorkommen im Bereich der Merziger Muschelkalkplatte und im Bliesgau werden von KONZAN (1992) und HEIZMANN & SCHUMACHER (1970) beschrieben.

3. Paläoböden

Das Quartär als jüngster Abschnitt der Erdgeschichte hat auch im Periglazial die Landschaftsgeschichte nachhaltig geprägt. Die Kaltzeiten des Pleistozäns wurden wiederholt von längeren Warmzeiten wie auch von kürzeren, klimatisch begünstigten Phasen unterbrochen. Zeugen dieser Warmzeiten können teils tiefgründige Verwitterungsböden sein, deren Genese nicht mit den heute herrschenden Klimabedingungen in Einklang zu bringen ist (JERZ 1981). Böden, die sich nicht unter den rezenten Bodenbildungsfaktoren entwickelten, werden mit dem Begriff **Paläoböden** gekennzeichnet. Für die Paläoböden existiert keine einheitliche und gebräuchliche Definition. Sie werden als Sammelbegriff für zahlreiche alte Böden verstanden. Zu ihrer Charakterisierung werden unterschiedliche Kriterien (z. B. paläoklimatisch, stratigraphisch-geomorphologisch, pedologisch) herangezogen. Aus diesem Grund existieren keine speziellen laboranalytischen, paläopedologischen Untersuchungsmethoden. Allgemeine und spezielle bodenkundliche Methoden können verwendet werden. Paläoböden werden im Gelände erkannt, weil sie sich makromorphologisch deutlich von rezenten Böden unterscheiden (BLEICH & SCHLICHTING 1979, FELIX-HENNINGSEN & BLEICH 1997). Sie bilden damit ein Fenster mit Blick in die wechselvolle Geschichte des Eiszeitalters bis hin zu prä-quartären Epochen.

Neben den quartären Bildungen sind Vorkommen von Paläoböden aus dem Tertiär und früheren geologischen Epochen bekannt. Eine zusammenfassende Beschreibung der Vorkommen von Paläoböden in Rheinland-Pfalz und im Saarland ist bei STÖHR et al. (1982) zu finden. Die nachfolgend beschriebenen Beispiele fossiler Verwitterung und von Paläopedogenese sind lediglich aus verschiedenen Arbeiten sowie aus der bodenkundlichen Landesaufnahme zusammengetragen, nicht aber das Ergebnis einer eigenständigen Untersuchung. Die Funde von Paläoböden werden hier behandelt, da ihre Genese in zahlreichen Fällen ins Quartär datiert oder eine Prägung in dieser Epoche vermutet werden kann. Die in Tab. 5 dargestellten Vorkommen von Paläoböden im Saarland sind als ergänzender Beitrag zu der von STÖHR et al. (1982) vorgelegten Arbeit zu verstehen.

Paläoböden stellen ein Archiv der Naturgeschichte des Landes dar und sind daher im direkten Kontext zu § 2, Abs. 2 des Bundes-Bodenschutzgesetz (Bodenfunktion als Archiv der Natur- und Kulturgeschichte) zu sehen (BBodSchG 1998). Die in Tab. 5 beschriebenen Paläoböden im Saarland wurden unter betont (paläo-)pedologischen Gesichtspunkten ausgewählt.

Nach Genese und Eigenschaften lassen sich die im Saarland auftretenden fossilen Böden folgenden Bildungsprozessen zuordnen:

- Paläoböden, die sich auf sog. alten, (hier: triassischen und permischen) Landoberflächen unter betont aridem Paläoklima während einer Sedimentationsruhe durch Ausfällung von Carbonaten aus aszendendem Wasser entwickelt haben. In einer zweiten, durch eine Klimaänderung eingeleiteten Phase wird Kieselsäure ausgefällt, die anschließend die Carbonate metasomatisch verdrängt. Die nachfolgende Grobschüttung arbeitet teilweise Material des Untergrundes auf, konserviert den Paläoboden jedoch weitgehend (Violette Grenzzone [VG] im Mittleren Buntsandstein; Vorkommen Nr. 1 in Tab. 5).
- Paläoböden auf sog. alten (hier: alt-pleistozänen bis tertiären) Landoberflächen, die sich aus einer Rendzina entwickeln, wenn der silikatische und tonreiche Lösungsrückstand eines Kalk- oder Gipsgesteins bzw. Dolomits versauert und durch Verbraunung zusätzlich Eisen freigesetzt wird. Sie sind insbesondere in erosionsfernen Situationen erhalten und wurden durch periglaziäre Lagen (vorwiegend Hauptlage) häufig plombiert (Terrae Fuscen; Vorkommen Nr. 4 in Tab. 5).

- Paläoböden mit Eisen- und Manganausscheidungen (als Limonitkrusten bzw. Eisenschwarten bezeichnet) aus dem Grundwasser als Merkmale fossiler Vergleyung: diese Bildungen kommen in zahlreichen Landschaften vor und können beispielsweise durch eine Eintiefung der Vorfluter entstanden sein. Im diagnostischen Sinne bieten sie wenig Aussagekraft, doch liefert ihre weite Verbreitung im Saarland (Mittlerer Buntsandstein und Oberrotliegendes (Kreuznach Formation)) und insbesondere die pleistozäne solimixtive Überprägung in der Gestalt eines Steinpflasters Argumente für eine Berücksichtigung (Vorkommen Nr. 2 in Tab. 5).
- Akkumulative Paläoböden entstanden aus der Verwitterung von Carbonatgesteinen: die Lösungsverwitterung hinterläßt dem Boden hirsekorn- bis erbsengroße Brauneisenkonkretionen (Bohnerze). Diese Konkretionen wurden im Pleistozän kryoturbat und solifluidal so bewegt, daß sie in der Bodenmatrix verteilt werden. In der Literatur werden sie auch als „Bohnerzlehme“ beschrieben (WITTMANN 1982); (Vorkommen Nr. 3 in Tab. 5).
- Paläoböden in periglaziären Lagen (vgl. Kap. 2.1): abgesehen von quartären Sedimenten stellen diese Lagen i. d. R. das Ausgangsgestein auch der rezenten Bodenbildung dar. In der Basislage können fossile Böden erhalten oder in kryoturbat bzw. solimixtiver Form aufbereitet auftreten („Paläo-Basislage; Vorkommen Nr. 5 in Tab. 5; vgl. auch ZÖLLER 1980). Die Genese dieser Paläoböden kann mit der Warmzeit eines Interglazials in Zusammenhang stehen (Vorkommen Nr. 7 in Tab. 5). Eine Sonderform pleistozäner Aufbereitung der Bodenzone können in der Gestalt von Blockmeeren und Steinringen erhalten sein (Vorkommen Nr. 6 in Tab. 5).
- Paläoböden in äolischen Sedimenten (Lößlehmen) und quartären Terrassen: fossile Böden in Lößlehmen können verschiedenen Epochen des Quartärs (Spät-, Hoch- bzw. Frühglazial oder Interglazialen) zugeordnet werden. Hinsichtlich der Bodenbildungsprozesse sind es vorwiegend fossile Parabraunerden (fBt-Horizonte), als Weiterentwicklung aus der Parabraunerde sekundäre Pseudogleye (intensiv marmorierte fSd-Horizonte) bis hin zu Tundranaßböden (fG-Horizonte), häufig mit zahlreichen Fe- und Mn-Konkretionen vergesellschaftet. Die fossile Bodenentwicklung kann dabei auch auf den die Lößlehme unterlagernden Terrassenkörper durchgreifen. Paläoböden aus den Warmzeiten von Interglazialen können eine klimabedingte, intensive Verwitterung zeigen (Vorkommen Nr. 8, 9, 10, 11, 13 und 14 in Tab. 5). Liegen vollständige Profile mit Lößlehmen verschiedener Generationen vor, so können diese für eine Quartärstratigraphie genutzt werden (Beispiel: Vorkommen 11 in Tab. 5).
- Paläoböden im weiteren Sinne: bei der Zusammenstellung der im Saarland vorkommenden fossilen Böden wurden auch Standorte berücksichtigt, die nicht sicher zu den Paläoböden gestellt werden können. Hierzu zählen die niveo-äolischen Sande, deren ältere Facies kryoturbate Strukturen (Frostkeile, Taschen; Vorkommen Nr. 15 in Tab. 5) aufweist, ein Niedermoor mit einer wechselvollen holozänen Entwicklungsgeschichte (Vorkommen Nr. 12 in Tab. 5) und die intensive Peloturbation eines Vertisolartigen Pelosols mit „slickens sides“-Bildung in der Nähe von Beckingen (Vorkommen Nr. 16 in Tab. 5).

Tab. 5: Vorkommen, Genese und Merkmale von Paläoböden im Saarland

Nr.	Vorkommen	Genese	Merkmale	Erhaltungszustand und Zugang	Quelle
1	Violette Grenzzone im Mittleren Buntsandstein; Beispiele: Hilbringen und Felsenwege in St. Arnual	Auf einer alten Landoberfläche entwickelte sich während einer Sedimentationsruhe ein Paläoboden	Violette Färbung, carbonatische (Dolomit) und kieselige (Karneol) Krusten, Fe- und Mn-Hydroxide, Vernässungshorizont, Ursache für Hangrutsche	Aufschluß; gut erhalten; z. Zt. keine Beeinträchtigung durch Abgraben erkennbar; Zugang möglich	MÜLLER (1954)
2	Limonitkrusten im Buntsandstein und Oberrotliegenden (Kreuznach Formation); sehr weit verbreitet; Beispiel: Sandgrube gegenüber Wasserwerk der Saarbergwerke AG in Ludweiler	Vermutlich ehemalige Grundwasseroberfläche oder Ausfällungsprodukt an Klüften, Zerrüttungszonen von Verwerfungen und über Tonlagen, im Pleistozän durch Solifluktionen und Solimixtionsprozesse aufbereitet und als Steinpflaster an der Basis der Hauptlage abgelagert	Eisenhaltige Mineralisation; Ursache für Schwermetallanreicherungen	Aufschluß, z. T. erhalten; Beeinträchtigung durch weiteren Abbau z. Zt. nicht erkennbar; Zugang nur über Privatgelände möglich bzw. sinnvoll	KONZAN (1984)
3	Bohnerze in Plateaulagen des Muschelkalks; weit verbreitet; Beispiel: Firstverebnungen von Spornen des Schneeberges auf TK 25 Nr. 6504 Perl	Rückstände der akkumulativen Verwitterung und Auslaugung schwach eisenhaltiger Carbonatgesteine; durch Kryoturbation und Solifluktion Durchmischung innerhalb der Bodenzone	Im Boden häufig fein verteilt als hirsekorn- bis erbsengroße Brauneisenerzkonglomerate mit konzentrisch-schaligem Aufbau; Ursache für Schwermetallanreicherungen	Vorkommen ist nicht aufgeschlossen	KONZAN (1997)
4	Terrae Fuscae in Plateaulagen des Muschelkalks und Keupers; Paläobodenreste mit örtlich begrenzter Verbreitung; Vorkommen an erosionsferne, vorwiegend alte (d. h. alt-pleistozäne bis tertiäre) Landoberflächenreste gebunden; Beispiel: Boden-Dauerbeobachtungsfläche Borg (Profil Nr. 6504-0005 aus SAARBIS-Datenbank) ①	Entwicklung aus einer Rendzina, wenn der silikatische, tonreiche Lösungsrückstand eines Kalk- oder Gipssteins bzw. Dolomits versauert und zusätzlich durch Verbraunung Fe freigesetzt wird; Genese reicht über das Pleistozän bis ins Tertiär	Leuchtend braune Farbe (Fe-Freisetzung), hoher Tongehalt (>65% im T-Horizont), sepisches Plasma und dichtes Polyedergefüge lassen sie leicht im Gelände erkennen; trotz hohem Tongehalt keine Pseudovergleyung, da Sickerwasser über das ausgeprägte Polyedergefüge rasch abzieht; Ursache für pedogene Schwermetallanreicherungen	Vorkommen ist nicht aufgeschlossen	13 Profile aus der SAARBIS-Datenbank

Nr.	Vorkommen	Genese	Merkmale	Erhaltungszustand und Zugang	Quelle
5	<p>Verwitterungslehme und Hangschuttdecken sind im Hochwaldvorland (Merzig-Bachemer Sandsteinhügelland, Losheim-Waderner Becken und Weiskirchener Hochwald-Vorstufe) weit verbreitet; Beispiel: Profil 6406-0026 aus SaarBIS-Datenbank 600 m NE Bergen (vgl. auch Vorkommen Nr. 6)</p>	<p>Im Pleistozän Ausbildung von mächtigen Schuttdecken und Fließerden; einer jungtundrenzeitlichen Hauptlage folgt in prädestinierten Reliefpositionen eine würmzeitliche Mittellage, die einer mächtigen Basislage (vermutlich Prä-Würm) aufliegt; die auffallende Mächtigkeit der Basislagen legt die Vermutung nahe, daß die Schuttdecken aus früheren Kaltzeiten offenbar nur in geringem Umfang abgetragen wurden; Sonderform der Basislage („Paläo-Basislage“)</p>	<p>Auffallend ist vor allem der Habitus der Basislage: eine hohe Lagerungsdichte kündigt von intensiver solifluidaler und –mixtiver Beanspruchung; hohe Anteile von Verwitterungslehm möglicherweise mit Paläobodenresten aus dem Alt-Pleistozän oder Tertiär; analytisch mit deutlich erhöhten Gehalten an freiem Bodeneisen und Mangan ebenso wie mit einem äußerst niedrigen Aktivitätsgrad (Verhältnis von oxalat- zu dithionitlöslichem Fe = 0,07 zeigt eine intensive, nicht den holozänen Klimaverhältnissen entsprechende Verwitterung an) in Verbindung zu bringen (HINDEL & FLEIGE 1992)</p>	<p>Vorkommen ist aufgeschlossen und zugänglich</p>	<p>Profil Nr. 6406-0026 auf Blattgebiet Losheim NE von Bergen aus der SaarBIS-Profilatenbank</p>
6	<p>Blockmeere und Steinringe im nördlichen und mittleren Saarland (Beispiele: Schwarzbruch b. Orscholz, Schimmelkopf, Keltenring am Dollberg, Weißelberg und Holzer Höhe); die Vorkommen sind ausgeprägt im Taunusquarzit des Unterdevons, treten jedoch auch in quarzitischen Konglomeraten des Karbons und Perms sowie in feinkörnigen Melaphyren und Porphyren des Perms, seltener im Buntsandstein auf</p>	<p>Durch Frostspaltung Bildung von Blockschutt im Auftaubereich über einem Permafrostboden (Frostschutt-Tundra) unter periarktischen Klimaverhältnissen; die Blöcke gelten als parautochthon; die Genese wird in die Würmeiszeit gestellt; Blockmeere und Steinringe: gehören dem Formenschatz der periglazialen Erscheinungen an; die Steinringe sind Strukturformen der Blockmeere</p>	<p>Blockmeere erreichen unterschiedliche Mächtigkeiten (in Hangverebnungen bis zu 20 m); es treten vor allem Großblöcke auf, doch kommen auch Formen in der Grusfraktion (selbst bis zur Grobsandfraktion) vor; die Blöcke sind deutlich gerundet, die feineren Partikel sind stets scharfkantig; Abnahme der Kantenrundung mit zunehmender Tiefe; die Blöcke sind nicht orientiert gelagert und können in eine lehmige Matrix eingebettet sein</p>	<p>Vorkommen im Schwarzbruch gut zugänglich; Vorkommen am Schimmelkopf nicht lokalisierbar</p>	<p>SELZER (1964)</p>
7	<p>Interglazial-Ton im oberen Wellesbachtal bei Orscholz in 330 m über NN</p>	<p>Zwischen zwei Blockströmen eingeschaltete Paläobodenbildung; aufgrund von pollenanalytischen Untersuchungen Einstufung in die Eem-Zeit (Riß/Würm-Interglazial), aus der zahlreiche fossile Böden erhalten sind</p>	<p>Grauer Ton mit eingeschaltetem schwarzem, mit organischer Substanz angereicherter Ton</p>	<p>Vorkommen ist aufgeschlossen und zugänglich</p>	<p>SELZER (1964)</p>

Nr.	Vorkommen	Genese	Merkmale	Erhaltungszustand und Zugang	Quelle
8	Mindel-Interstadial in Mittelterrassen von Saar bei Klarenthal	Feinklastische Paläobodenbildung, die nach pollenanalytischen, pedologischen und geomorphologischen Untersuchungen vermutlich in eine Koniferenzeit eines frühen Mindel-Interstadials fällt; die älteren Lößlehme, in denen sich die Paläoböden entwickelt haben, stammen vermutlich aus der Riss- bzw. Mindel-Eiszeit; sie liegen pleistozänen Saarterrassen auf und sind kryoturbar stark beansprucht	Intensiv verwitterte Lößlehme; fortgeschrittene Lessivierung mit großen Tongehaltsdifferenzen; Al-Horizont stark gebleicht; im Bt-Horizont zahlreiche Fe- und Mn-Konkretionen, Tonbeläge und ausgeprägte Marmorierung; grobprismatisches Gefüge; von ZANDSTRA als „Planosol“ bezeichnet; nach AG BODEN (1994) als (vermutl. sekundärer) Pseudogley zu klassifizieren; Hydromorphiemerkmale vererbt und zusätzlich rezent überprägt; Boden mit intensiver Staunässe	Aufschluß ist verfüllt und weitgehend überbaut	ZANDSTRA (1954b)
9	Pleistozäne Bodenbildungen in Terrassen von Saar, Blies, Prims und Nied; Beispiel: Lößlehm-fließerde auf Terrasse (Blies, D-Niveau) bei Blickweiler an der Straße zwischen Blickweiler und Ballweiler bei 250-260 m NN	Pleistozäne Terrassen der Saar und ihrer Nebenflüsse sind die markantesten Vorkommen von Lößlehm im Saarland; oft sind mehrere Generationen des äolischen Sediments beteiligt oder die Lehme sind durch Kryoturbation und Solifluktion zu Lößlehmfließerden umgestaltet	Die Lehmbedeckung kann bis zu mehrere Meter an Mächtigkeit erreichen; Vorkommen von periglazial-klimatischen Strukturen (Eiskeile); in Fließerden können neben Terrassenrestgeröllen permotriassische Komponenten vertreten sein; typische holozäne Bodenbildung ist die Parabraunerde und der Pseudogley mit allen Übergangsformen	Aufschluß zeigt vermutlich ein nahezu vollständiges Quartärprofil; Zugang in der trockenen Jahreszeit möglich	FISCHER (1956)
10	Interglaziale Paläoböden in Lößlehm und fluviatilen Sedimenten auf einer Hauptterrasse der Prims bei Dillingen-Diefflen	Würmzeitlicher Lößlehm überlagert eine durch Solifluktion geprägte, interglaziale Bodenbildung (Riß/Würm); darunter folgt eine Bodenbildung aus dem zweitletzten Interglazial (Mindel/Riß) über 3 Sedimentationszyklen der fluvialen Abfolge einer Grobschüttung des Terrassenkörpers	Die Paläoböden sind als fossile Tonanreicherungsprofile anzusprechen, die sekundär einer Pseudovergleyung unterlagen (fBt-Sd); neben der Tonakkumulation führte Solifluktion und Kryoturbation während der Eis- bzw. Kaltzeiten zu Dichtlagerung; Ausbildung von „Taschenböden“ mit kryogenen Verwürgungen	Der von ZÖLLER untersuchte Aufschluß ist nicht mehr erhalten; die aktuelle Sand- und Kiesgewinnung hat weitere Paläoböden aufgeschlossen, deren Erhaltungszustand jedoch ständig wechselt; Zugang möglich	ZÖLLER (1984)

Nr.	Vorkommen	Genese	Merkmale	Erhaltungszustand und Zugang	Quelle
11	<p>Paläoböden in Lößlehmen des mittleren Saartales auf einer pleistozänen Terrasse der Saar (Aufschluß am Seitert in der Nähe von Hilbringen); wegen seiner relativen Vollständigkeit handelt es sich hierbei um ein bedeutendes Quartärprofil</p>	<p>In jung- bis mittelpleistozänen Lößlehmen haben sich insgesamt 6 fossile Böden entwickelt; ihre Genese wird mit den Warmzeiten (Eem, Treene, Wacken, Holstein, Cromer) in Verbindung gebracht; die fünfte Bildung ist ein Naßboden, der sechste Boden hat sich in den Terrassensanden entwickelt</p>	<p>Ausgangsmaterial der Bodenbildung sind äolische Sedimente (lokale, smectitreiche Lössе vorwiegend aus dem Saartal) über Terrassensanden; während der Kaltzeiten wurden die Böden durch Frostdynamik umgelagert; typologisch gehören die Böden Parabraunerden und Pseudogleyen an; das gesamte Quartärprofil ist entkalkt und mäßig versauert; der Aktivitätsgrad belegt eine teils intensive Verwitterung der Böden; diese Eigenschaften werden durch die Tonverlagerung überlagert: sie führt zu einer grobporenen Matrix mit braunlehmigem Plasma und ungünstigen Leitungseigenschaften für Bodenluft und -wasser; die Stau-nässe hat zur Anreicherung von Fe- und Mn-Konkretionen geführt</p>	<p>Aufschluß ist weitgehend zugewachsen; eine Teilwand ist noch erhalten; Zugang bedingt möglich</p>	<p>SCHRÖDER et al. (1985)</p>
12	<p>Niedermoor im Auenbereich des Losheimer Baches (Losheimer Schotterflur) NW von Niederlosheim ②</p>	<p>Die Losheimer Schotterflur ist als Basislandterrasse durch wechselnde lineare und laterale Erosion sowie Aufschüttungsprozesse verursacht durch Schmelzwasser in den Kaltzeiten des Pleistozäns entstanden; in den Auen bildeten sich örtlich topogene, d. h. durch zufließendes Grund- und Oberflächenwasser gespeiste Niedermoore</p>	<p>Das rd. 60 cm mächtige Niedermoor wurde palynologisch untersucht: es entstand im Atlantikum unter warm-feuchten Klimaverhältnissen (mittlere Wärmezeit) zwischen 3.000 und 2.500 v. Chr. innerhalb der Jungsteinzeit (Neolithikum); während des Neolithikums wurden Menschen sesshaft, rodeten Wälder und betrieben einfachen Ackerbau; die pollenanalytischen Untersuchungen aus dem Niedermoor im Tal des Losheimer Baches spiegeln daher den Wechsel von ehemals dominanten sylvatrischen Pollen (Baumarten und Waldpflanzengesellschaften) zu aufkommenden Pollen von Cerealen (ursprüngliche Getreidearten); Niedermoore haben, soweit sie nicht intensiv vererdet sind, ein hohes Porenvolumen mit hoher nutzbarer Wasserkapazität; wegen ihrer Wassersättigung sind sie jedoch auch Luftmangelstandorte und erwärmen sich daher im Frühjahr nur zögernd</p>	<p>Vorkommen ist nicht aufgeschlossen; nach Bohrungen zu urteilen vermutlich kein Niedermoor hinsichtlich der Definition der AG BODEN (1994)</p>	<p>FIRTION & FISCHER (1955)</p>

Nr.	Vorkommen	Genese	Merkmale	Erhaltungszustand und Zugang	Quelle
13	Höhenlehme im Mosel- und Bliessgau sowie im Warndt (Beispiel: Profil an der EII bei Merzig; R.25 47 010 H.54 79 660)	Bei den Höhenlehmen handelt es sich um äolische Sedimente vermutlich aus der Riss-Eiszeit, in denen teilweise eine Paläobodenbildung abgelaufen ist	Im Tonmineralbestand der Höhenlehme dominiert erwartungsgemäß Illit; die Sedimente sind carbonatfrei, wobei eine Entcarbonatisierung im Rahmen der Bodenbildung möglich ist; bezüglich des Schwermineralspektrums konnten Eifelminerale (Titanit, basaltische Hornblende und Augit) nachgewiesen werden	Aufschluß ist weitgehend verfüllt; Zugang nicht möglich	HABBASCH (1976)
14	Lößlehme auf der Borger Hochfläche im Moselgau (Bohrung Nr. 23 in der Nähe von Oberleuken)	In der Bohrung Nr. 23 Nähe Oberleuken wurden insgesamt 8 m quartäre Überdeckung erschlossen; es sind ausschließlich äolische Sedimente mit insgesamt 7 fossilen Böden; eine Altersgliederung kann nicht vorgelegt werden, doch die Abfolge ist vermutlich ins Jung- bis Mittelpleistozän zu stellen; es handelt sich um ein relativ vollständig erhaltenes Quartärprofil, das in Anbetracht der Tatsache, daß Lößlehme in der Umgebung offenbar abgetragen worden sind, an Bedeutung gewinnt; es liegt ein polygenetisches Profil vor, daß neben der pleistozänen Verwitterungsleistung in den fossilen Horizonten durch die bis ins Holozän andauernden Prozesse von Lessivierung und Pseudovergleyung auffällt	Eine Beurteilung der Merkmale war nur eingeschränkt möglich, da lediglich ein Bohrkern zur Verfügung stand; aufgrund der kurzen Horizontalstrecke sind wesentliche Merkmale wohl mit den Lößlehmen im Aufschluß am Seitert in der Nähe von Hilbringen (SCHRÖDER et al. 1985) vergleichbar, obwohl ein abweichendes Niveau vorliegt; zusätzliche chemische Untersuchungen zeigten relativ hohe Gesamt-Fe-Gehalte ($\bar{x}=3,1\%$) mit überwiegenden Anteilen an dithionitlöslichem Fe und Aktivitätsgraden (Fe_o/Fe_d) jedoch nur um 0,20 in den fossilen Horizonten; auffallend waren auch Anreicherungen an Gesamt-Mn, wobei die pedogenetische Entwicklung (Pseudovergleyung, Lessivierung) der Paläoböden die genannten Anomalien fördert (HINDEL & FLEIGE 1992)	Vorkommen ist nicht aufgeschlossen	KONZAN (1997)
15	Niveo-äolische Sande im Mittleren Saartal; Beispiel: Aufschluß N Dillingen in der Nähe der B 51 (vgl. GK 25 6606 Saarlouis)	Die niveo-äolischen Ablagerungen werden genetisch und stratigraphisch in zwei Gruppen gegliedert: spätglaziale (nach Alleröd) und pleniglaziale bzw. spätglaziale (vor Alleröd) Facies; die jüngere, rein sandige Facies entstand im Periglazial durch „snow drift“, die ältere Lehmfacies enthält kryoturbate Erscheinungen; eine Interpretation der beiden Formen in bezug auf Genese und Habitus nach dem Lagen-Konzept der Bodenkunde gilt als schwierig	Die Mächtigkeit der jüngeren Facies beträgt 1 – 2 m, in Ausnahmefällen bis 12 m; die Lagerungsdichte ist gering, oft schichtenparallele Lagerung in einzelnen Bändern; die ältere Facies weist kryoturbate Strukturen (Frostkeile, Taschen) auf; Vorkommen von Windkantern	Aufschluß existiert nicht mehr	EDELMAN & ZANDSTRA (1956)

Nr.	Vorkommen	Genese	Merkmale	Erhaltungszustand und Zugang	Quelle
16	Vertisolartiger Pelosol im Naturraum des Fremersdorfer Engtals NW von Beckingen (R 25 49 800 H 54 73 175) ❸	Pelosole sind Böden mit ausgeprägtem Absonderungsgefüge, die sich aus tonreichem Gestein entwickeln (z. B. Muschelkalk, Keuper); die obersten 4 dm des Profils haben aufgrund tiefreichender Humosität eine graubraune Farbe, die auf der intensiven Peloturbation beruht, d. h. starke Quellung und Schrumpfung führt zur Durchmischung des Bodenmaterials („self-mulching“-Effekt)	Im peloturbaten Bereich Munsell-Farbe 10 YR 3/3; in Trockenzeiten bilden sich große Schrumpfrisse; sehr grobes Prismengefüge; zahlreiche Fe- und Mn-Konkretionen; durch den Quellungsdruck beim „self-mulching“ werden Bodenaggregate gegeneinander verschoben und es entstehen durch Toneinregelung glänzende Scherflächen („slicken sides“); bei Durchfeuchtung hoher Wassergehalt bei sehr geringer Nutzwasserkapazität und gleichzeitigem Luftmangel	Vorkommen muß erschlossen werden; Zugang möglich	Profil Nr. 6606-0028 aus der SAARBIS-Datenbank

❶ die Vorkommen dieses Paläobodens (in der SAARBIS-Datenbank sind insgesamt 13 Profile eingetragen) liefern keine Hinweise auf eine vollständig erhaltene, alte Landoberfläche, da jungtertiäre und quartäre Vertikalbewegungen eine zuverlässige Niveauzuordnung nicht gestatten

❷ bei diesem beispielhaften Vorkommen eines Niedermoors handelt es sich nicht um einen Paläoboden im engeren Sinne; aufgrund der vorliegenden Pollenanalysen wird jedoch die nacheiszeitliche Landschafts- und Bodenentwicklung seit der Jungsteinzeit dokumentiert

❸ Vertisole und Pelosole sind keine Paläoböden im eigentlichen Sinne; häufig sind es junge, oft holozäne Bildungen; da es sich um das einzig bekannte Vorkommen im Saarland handelt, wurde es im Rahmen der Zusammenstellung der Paläoböden aufgrund seiner spezifischen Ausprägung berücksichtigt

4. Literatur

- ARBEITSGRUPPE BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung.- Hrsg.: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter in der Bundesrepublik Deutschland, 4. Aufl., 392 S.; Hannover.
- ARBEITSKREIS BODENSYSTEMATIK (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., Band 86, 180 S.; Kiel.
- BECKER, U. (1968): Beiträge zur Geologie und Pedologie des saarländischen Obermoselraumes. - Diplomarbeit, Geol. Inst. Univ. Saarland; Saarbrücken.
- BENDA, L. (Hrsg.) (1995): Das Quartär Deutschlands. - Herausgegeben von L. Benda und den Geologischen Diensten der Bundesrepublik Deutschland im Auftrag der Deutschen Quartärvereinigung, 408 S., 30 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein.- Frankfurter geowiss. Arb., Serie D 1, 296 S., 50 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a. M.
- BIBUS, E. (1983): „The Tectonic Position of the Lower Mosel Block in Relation to the Tertiary and Old Pleistocene Sediments. - In: Fuchs, K. et al. (Hrsg.): Plateau Uplift, S. 55-61, 3 Abb.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- BIBUS, E. & A. SEMMEL (1977): Über die Auswirkung quartärer Tektonik auf die altpleistozänen Mittelrhein-Terrassen. - Catena, 4 (4), S. 385-408, 4 Abb., 1 Tab.; Gießen.
- BLEICH, K. E. & E. SCHLICHTING (1979): Nachweis und Vorkommen von Paläoböden in SW-Deutschland. - Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 33, S. 168-181; Berlin, Stuttgart.
- BOHRER, H. & J. GOEDICKE (1989): Geologie und Geomorphologie des Saartals. – In: Arb. Geogr. Inst. Univ. Saarland, Bd. 37, S. 15-31; Saarbrücken.
- BRAUN, M. (1990): Die holozänen Saarablagerungen in der Saarlouis-Dillinger und Merziger Talweitung. – Diss., Geol. Inst. Univ. Saarland, 122 S., 15. Tab.; Saarbrücken.
- BUNDESREGIERUNG (1998): Gesetz zum Schutz des Bodens (BBodSchG). - Bundesgesetzblatt Jahrgang 1998, Teil I, Nr. 16, S. 502-510; Bonn.
- DRESCHER-LARRES, K., K. D. FETZER & J. WEYRICH (in Vorb.): Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte (BÜK 100) des Saarlandes. – Veröffentl. Landesamt für Umweltschutz Saarland; 146 S.; Saarbrücken.
- EDELMAN, C. H. & K. J. ZANDSTRA (1956): Niveo-äolische Sande im Saargebiet. - Proceedings Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen, Series B, 59, No. 3, S. 253-258; Amsterdam.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. & K. BLEICH (1998): Böden und Bodenmerkmale unterschiedlichen Alters. - In: BLUME, H.-P., P. FELIX-HENNINGSSEN, W. R. FISCHER, H.-G. FREDE, R. HORN & K. STAHR: Handbuch der Bodenkunde, 5. Erg.-Lfg., S. 1-10, Ecomed-Verl., Landsberg/L.

- FETZER, K. D. (1987): Die Böden. - In: KONZAN, H.-P.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6605 Hemmersdorf und 6705 Ittersdorf, S. 27-44; Saarbrücken.
- FETZER, K. D., R. HINDEL & H. RÖSCH (1990): Der Mineralbestand saarländischer Böden. – Bericht, Geologisches Landesamt des Saarlandes, 8 S.; Saarbrücken.
- FETZER, K. D., R. HINDEL, Ch. KÖNIG & H. J. BOTH (1991): Geochemische Untersuchungen im Saarland - Eine Bewertung aus bodenkundlicher Sicht. - Veröffentl. Geol. Landesamt Saarland, 2, 104 S.; Saarbrücken.
- FETZER, K. D., K. LARRES, K.-J. SABEL, E.-D. SPIES & M. WEIDENFELLER (1995): Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland. - In: Das Quartär Deutschlands; Herausgegeben von L. BENDA und den Geologischen Diensten im Auftrag der Deutschen Quartärvereinigung, S. 220-252; Berlin, Stuttgart.
- FETZER, K. D. & A. PORTZ (1996): Erläuterungen zur Bodenübersichtskarte (BÜK 25) des Saarlandes. – Veröffentl. Landesamt für Umweltschutz Saarland; 168 S.; Saarbrücken.
- FETZER, K. D. & J. WEYRICH (1999): Bodendauerbeobachtungsflächen (BDF) im Saarland. Konzeption und Ergebnisse der Erstuntersuchung. – Veröffentl. Landesamt für Umweltschutz Saarland; 62 S., 13 Abb., 18 Tab.; Saarbrücken.
- FIRTION, F. & F. FISCHER (1955): La dépression de Losheim; aperçu morphologique et palynologie d'un dépôt tourbeux. - Ann. Univ. Sarav., Sc., 4, S. 80-87; Saarbrücken.
- FIRTION, F. & K. SCHRÖDER (1961): Der Fund von *Bos primigenius* Boj. bei Saarbrücken-Burbach und seine geologische Bedeutung. – Beiträge zur Archäologie und Kunstgeschichte. 8. Ber. der Staatl. Denkmalpflege im Saarland, S. 23-25; Saarbrücken.
- FISCHER, F. (1956): Beiträge zur Morphologie des Flußgebietes der Saar. - Arbeiten Geograph. Inst. Univ. Saarland, Bd. 2; 192 S.; Saarbrücken.
- FISCHER, F. (1962): Geomorphologische Beobachtungen zwischen dem mittleren Oberrhein und der mittleren Mosel. – Ann. Univ. Sarav., Sc., 10, S. 13-48; Saarbrücken.
- FISCHER, F. (1965): Zusammenfassender Überblick über die Moselterrassen zwischen Remiremont und der Saarmündung sowie Versuch einer zeitlichen Gliederung der Terrassen des Moselsystems. – Ann. Univ. Sarav., Geolog.-Mineral. Sammelheft 5, S. 122-145; Saarbrücken.
- FISCHER, F. (1994): Studien zur Quartärmorphologie des Saarlandes und angrenzender Gebiete. – Selbstverlag, 63 S.; Blieskastel.
- FRIED, G. (1984): Gestein, Relief und Boden im Buntsandstein-Odenwald. – Frankfurter Geowiss. Arb., D4, 201 S.; Frankfurt.
- HABBASCH, W. (1978): Entstehung, Herkunft und Alter einiger Höhenlehme im Saarland. – Ann. Univ. Sarav., Math.-Nat. Fak., 14, S. 60-89; Saarbrücken.
- HARD, G. (1964): Kalktriften zwischen Westrich und Metzger Land. – Arb. Geogr. Inst. Univ. Saarland, Bd. 7; Saarbrücken.

- HARD, G. (1970): Exzessive Bodenerosion um und nach 1800. – Erdkunde, 24, S. 290-308.
- HEIZMANN, G. & E. SCHUMACHER (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6809 Gersheim; 55 S.; Saarbrücken.
- HENRICH, H. W. (1958): Der Schwermineralgehalt der Terrassen im Unterlauf der Saar. – Ann. Univ. Sarav., Sc. VII, S. 117-144; Saarbrücken.
- HINDEL, R. & H. FLEIGE (1992): Bestimmung von Fe-Oxiden und Spurenelementen in Böden des Saarlandes. - Niedersächs. L.-Amt f. Bodenforschg., Bericht Nr. 207, 10 S.; Hannover.
- HINZE, C., H. JERZ, B. MENKE & H. STAUDE (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 (GK 25). – Geologisches Jahrbuch, Reihe A, Heft 112, 243 S.; Hannover.
- JERZ, H. (1981): Quartär.- In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500.000. - Bayer. Geol. L.-Amt, S. 134-141, München.
- KLINKHAMMER, B. F. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6808 Kleinblittersdorf; 89 S.; Ensheim.
- KLINKHAMMER, B. F. & H.-P. KONZAN (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6607 Heusweiler; 145 S.; Saarbrücken.
- KLINKHAMMER, B. F. & H.-P. KONZAN (1975): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6707 Saarbrücken; 118 S.; Saarbrücken.
- KONZAN, H.-P. (1972): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6608 Illingen; 95 S.; Saarbrücken.
- KONZAN, H.-P. (1984a): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6809 Lauterbach und 6807 Emmersweiler; 94 S.; Saarbrücken.
- KONZAN, H.-P. (1984b): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6706 Ludweiler-Warndt; 56 S.; Saarbrücken
- KONZAN, H.-P. (1987): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6605 Hemmersdorf und 6705 Ittersdorf; 53 S.; Saarbrücken.
- KONZAN, H.-P. (1992): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6505 Merzig; 85 S.; Saarbrücken.
- KONZAN, H.-P. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6505 Perl; 90 S.; Saarbrücken
- KONZAN, H.-P., E. MÜLLER & B. KLINKHAMMER (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6606 Saarlouis; 48 S.; Saarbrücken
- KREMER, F. (1954): Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel. – Arb. z. Rhein. Landeskunde, 6; Bonn.
- KUBINIOK, J. & H.-M. WEICKEN (1989): Anthropogene Relief- und Bodenveränderungen im Saarland – dargestellt an Beispielen aus dem östlichen Bliesgau und dem Prims-Blies-Hügelland. – In: Arb. Geogr. Inst. Univ. Saarland, Bd. 36, S. 293-308; Saarbrücken.

- LARRES, K. (1985): Untersuchungen zur Bodenerosion in einem saarländischen Buntsandstein-Muschelkalk-Gebiet (dargestellt am Beispiel des Höllscheider Tales/Bliesgau). – Diplomarbeit, Geogr. Inst. Univ. Saarland, 140 S. 1 Kt.; Saarbrücken.
- LESCHIK, G. (1961): Die postglaziale Waldentwicklung im mittleren Saartal. - Veröffentl. Inst. für Landeskunde d. Saarlandes, 4, 39 S.; Saarbrücken.
- LIEDTKE, H. (1963): Geologisch-geomorphologischer Überblick über das Gebiet an der Mosel zwischen Sierck und Remich. - Beiträge zur Landeskunde des Saarlandes 1, S. 37-57; Saarbrücken.
- LIEDTKE, H. (1969): Grundzüge und Probleme der Entwicklung der Oberflächenformen des Saarlandes und seiner Umgebung. - Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 183, 63 S., 1 Kt.; Bad Godesberg.
- LÖHNERTZ, W. (1982): Die altpleistozänen Terrassen der Mittelmosel – Überlegungen zur „Horizontalkonstanz“ der Terrassen der „Rheinischen Hochscholle“. - Catena, 9, S. 63-75, 6 Abb.; Cremlingen.
- MATHIAS, K. (1936): Morphologie des Saartales zwischen Saarbrücken und der Saarmündung. – Decheniana. Verhandl. Naturhist. Ver. Rheinl. u. Westf., 93, S. 1-112; Bonn.
- MENSCHING, H. (1957): Die kulturgeographische Bedeutung der Auenlehmbildung. – Tagungsberichte u. wiss. Abh. Geographentag Frankfurt, S. 219-225; Frankfurt.
- MÜLLER, E. M. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-lothringischen Raum. - Ann. Univ. Sarav., III/3; S. 176-201; Saarbrücken.
- MÜLLER, E. M., H.-P. KONZAN, A. MIHM & H. ENGEL (1989): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:50.000; 46 S.; Saarbrücken.
- MÜLLER, M. J. (1976): Untersuchungen zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Trierer Moseltals und der „Wittlicher Senke“. – Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 207, 185 S., 16 Abb., 6 Tab., 20 Photogr., 2 Kt.; Trier.
- MÜLLER, M. J. & J. F. W. NEGENDANK (1974): Untersuchungen von Schwermineralen in Moselsedimenten. – Geol. Rdschau, 63, S. 998-1035; Stuttgart.
- MURAWSKI, H. (1983): Geologisches Wörterbuch.- 8. Aufl., Enke Verlag, Stuttgart.
- NEGENDANK, J. F. W. (1978): Zur känozoischen Entwicklung von Eifel und Hunsrück. Sedimentpetrographische Untersuchungen im Moselbereich. - Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 211, 90 S.; Wiesbaden.
- NEGENDANK, J. F. W. (1983): Cenozoic deposits of the Eifel-Hunsrück area along the Mosel river and their tectonic implications. - In: FUCHS, K. et al. (Hrsg.): Plateau Uplift, S. 78-88, 6 Abb.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- OSMANI, G. N. (1976): Die Terrassenlandschaft an der unteren Mosel – geologische Untersuchungen. - Diss., Univ. Bonn; 125 S., 26 Abb., 11 Tab., 12 Anl., Bonn.
- OSMANI, G. N. (1989): Die älteren Sedimente der Mosel. - Mainzer geowiss. Mitt. 18, S. 157-175; Mainz.

- PÉCSI, M. & G. RICHTER (1996): Löss. Herkunft – Gliederung – Landschaften. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. 98, 391 S.; Berlin, Stuttgart.
- PORTZ, A. (1992): Die Böden. - In: KONZAN, H. P.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1:25.000, Blatt 6505 Merzig; 51-66; Saarbrücken.
- RICHTER, G. & W. SPERLING (Hrsg.) (1976): Bodenerosion in Mitteleuropa. – Wege der Forschung, Bd. 430; Darmstadt.
- DE RIDDER, N. A. (1957): Beiträge zur Morphologie der Terrassenlandschaft des Luxemburgischen Moselgebietes. Utrecht, Nijmegen.
- RÜCKLIN, H. (1935): Die Diluvialstratigraphie der mittleren Saar sowie Allgemeine Bemerkungen zur Schotteranalyse. – Decheniana. Verh. Naturh. Ver. Rheinl. u. Westf., 91, S. 1-98; Bonn.
- SCHACHTSCHABEL, P., H.-P. BLUME, G. BRÜMMER, K.-H. HARTGE & U. SCHWERTMANN (1989): Lehrbuch der Bodenkunde, 12. Aufl., 491 S., Enke Verl., Stuttgart.
- SCHILLING, W. & H. WIEFEL (1962): Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes. – Geologie 11, S. 428-460; Berlin.
- SCHNEIDER, H. (1972): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 159 Saarbrücken. - Bundesforschungsanstalt für Landeskunde und Raumordnung, Selbstverlag; 154 S.; Bonn-Bad Godesberg.
- SCHNEIDER, H. (1991): Saarland. – Sammlung Geologischer Führer, Bd. 84, 271 S., 12 Tab., 1 Kt., 1 Beil.; Berlin, Stuttgart.
- SCHRÖDER, S., S. STEPHAN & L. ZÖLLER (1985): Paläoböden in Lokallössen des Mittleren Saartals. - Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd. 56, S. 125-142; Berlin, Stuttgart.
- SELZER, G. (1964): Steinmeere und ihre Strukturen im Saarland. - Eiszeitalter und Gegenwart, 15, S. 92-101; Öhringen/Württ..
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 92, S. 275-285; Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1998): Anmerkungen zur Schuttdeckengliederung im Thüringer Wald und in hessischen Bergländern. – Geowiss. Mitt. von Thüringen, Beiheft 7, S. 62-78; Weimar.
- STÖHR (1967): Exkursion A. - In: Exkursionsführer zur Jahrestagung 1967 in Mainz. – Mitt. Dt. Bodenkdl. Ges., 6, S. 45-115; Göttingen.
- STÖHR, W. T., K. AGSTEN & H. BRÜNING (mit Beiträgen von H. J. KONRAD & E. M. MÜLLER (1982): Paläoböden in Rheinland-Pfalz und im Saarland. – Geologisches Jahrbuch, Reihe F, Bd. 14, S. 129-163; Hannover.
- WEIDENFELLER, M. (1990): Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik und Bodenentwicklung in den Talauen der Mosel bei Trier und Nennig. - Diss., Univ. Trier.

- WITTMANN, O. (1982): Paläoböden in Nordbayern und im Tertiärhügelland. - Geologisches Jahrbuch, Reihe F, Bd. 14, S. 45-62; Hannover.
- ZANDSTRA, K. J. (1954a): Die jungquartäre morphologische Entwicklung des Saartals. - Erdkunde, 8, S. 276-285.
- ZANDSTRA, K. J. (1954b): Un dépôt pollinifère mindélien en Sarre. – Rev. de Geom. dyn., 5, S. 204-213.
- ZÖLLER, L. (1980): Über Hangschuttbildungen, Plateaulehme und junge Erosion im „Hochwald“. – Catena, 7, S. 153-167; Braunschweig.
- ZÖLLER, L. (1984): Das Quartär-Profil von Dillingen-Diefflen (Saarland). - Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Verein, N.F., 66, S. 351-355; Stuttgart.
- ZÖLLER, L. (1985): Geomorphologische und quartärgeologische Untersuchungen im Hunsrück-Saar-Nahe-Raum. – Forschungen zur Deutschen Landeskunde, Bd. 225, 240 S., 34 Abb., 17 Tab., 10 Fot., 5 Kt.; Trier.

Anhang:

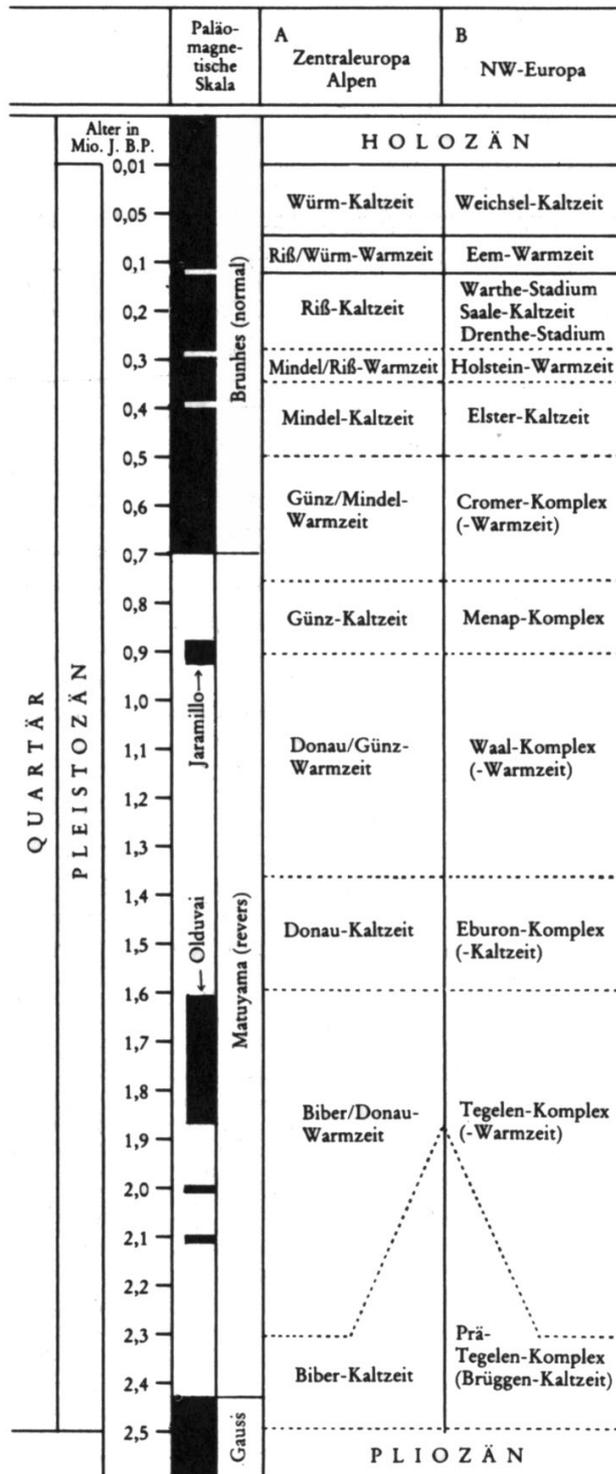


Abb. 2: Stratigraphische Gliederung des Quartärs (aus MURAWSKI 1983, S. 252)