

Vulkaniklastika und Siliziklastika des basalen Oberrotliegend im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland): Terminologie und Ablagerungsprozesse

HARALD STOLLHOFEN

Kurzfassung: Die in vorliegender Arbeit untersuchten Pyroklastika und ihre siliziklastischen Begleitsedimente repräsentieren neben basaltisch/andesitischen Laven die basalen Ablagerungen des vulkanischen Rotliegend (Oberrotliegend) im Saar-Nahe-Becken. Nach den modalen Mineralbeständen handelt es sich bei den Pyroklastika vorrangig um lithische Tuffe mit rhyolithischer, trachytischer oder andesitischer Zusammensetzung. Der überwiegende Teil der Pyroklastika wurde im westlichen Donnersbergraum gefördert, die vulkanische Aktivität ist jedoch nicht auf dieses Gebiet fixiert.

Die verwandte lithofazielle Klassifikation bezieht sich in erster Linie auf die von Transport- und Ablagerungsmechanismen bestimmten makroskopischen Merkmale der Tuffe. Hierbei werden neben Korngröße, Sortierung, Sedimenttexturen, Matrixanteil und Beschaffenheit der Kontakte auch Hauptkomponenten und die Geometrie der Sedimentkörper berücksichtigt. Die wesentlichen Transportprozesse umfassen infolge der raschen Förderung großer Mengen lockeren und leicht erodierbaren pyroklastischen Materials, neben primären Aschenfällen, Base surges, heißen und kühlen Aschenströmen auch verschiedene Umlagerungsformen. Dabei scheinen flache, verzweigte Sheet washes und Schutt- wie Schlammströme die wesentlichen Aufarbeitungsprozesse darzustellen, welche während und in unmittelbarem Anschluß an aktive Eruptionsperioden zur Bildung eines gemischt pyroklastisch/epiklastischen Sedimentkörpers führen. Während vulkanischer Ruhepausen dominiert hingegen im medialen und distalen Faziesbereich die siliziklastische Sedimentation eines mäandrierenden Flußsystems.

Abstract: Pyroclastic beds and associated siliciclastics, investigated in this study, represent the basal deposits of the Volcanic Rotliegend in the Saar-Nahe-Basin that include basaltic/andesitic lavaflows. According to modal analysis, most of the pyroclastics classify as lithic tuffs with a rhyolitic, trachytic or andesitic composition. The majority of the pyroclastics were derived from the western Donnersberg area, although volcanic activity is not at all restricted to this area.

The classification scheme used is related to characteristic macroscopic features of the tuffs which are controlled by various mechanisms of transport and deposition. The distinction of lithofacies types depends on grainsize, sorting, sedimentary structures and the nature of bounding contacts, as well as clast composition and the architecture of individual rock units. Initially volcanism rapidly produced vast masses of loose, easily erodible pyroclastic material, including primary airfall, base surge, ash flow and hot ignimbrite deposits. These were reworked to be deposited by shallow braided sheet-washes, laharic debris and mud flows producing a mixed pyroclastic/epiclastic apron. During phases of volcanic quietude siliciclastic sedimentation occurred dominantly within a meandering fluvial system medially and distally from the volcanic source area.

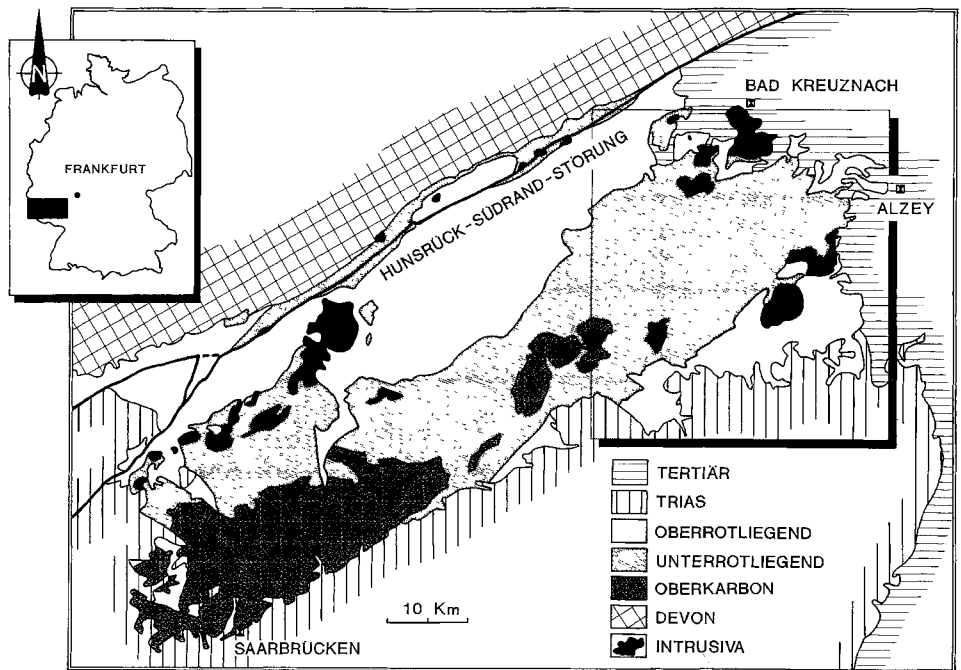


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Saar-Nahe-Beckens (umgezeichnet und verändert nach SCHAFER 1989). Markiert ist der in Abb. 2 vergrößert dargestellte Kartenausschnitt.

Inhalt

1. Einleitung	96
2. Lithofaziestypen	104
3. Komponententypen der Pyroklastika	117
4. Petrographische Klassifikation und Verbreitung der Lithofaziestypen	121
5. Petrographische Klassifikation der Tuffserie I	130
6. Gegenüberstellung der petrographischen Charakteristika von Tuffserie I und II und ihr Vergleich mit benachbarten Subvulkaniten	130
7. Vergleich der bearbeiteten Tuffe mit den Tuffen des Unterrotliegend	132

Schriften

1. Einleitung

Das Saar-Nahe-Becken (Abb. 1) stellt eines der größten von insgesamt ca. 70 intermontanen Becken des variskischen Orogens dar. Seine Bildung erfolgte während des Oberkarbon und Unterperm im Grenzbereich Rhenoharzynikum/Saxothuringikum, im Gebiet der Mitteldeutschen Schwelle. Nach seinem strukturellen Baustil stellt das Becken einen nach Norden durch die Hunsrück-Südrand-Störung begrenzten Halbgraben dar, der den überwiegenden Anteil des eingeschütteten, beckenexternen Detritus aus den südlich gelegenen Kristallingebieten bezog. Die nach dem heutigen Erosionsniveau bis zu 6500 m mächtige Beckenfüllung setzt sich neben kalkalkalischen, bimodalen Vulkaniten insbe-

sondere aus siliziklastischen Sedimentgesteinen zusammen, die in einem kontinentalen Milieu abgelagert wurden. Zu Beginn des Oberrotliegend setzte im Saar-Nahe-Becken, mit der Eruption der Tuffe I, ein intensiver bimodaler Vulkanismus ein, der anhand der Geländebezüge und der geodynamischen Position alle Charakteristika eines kalkalkalischen Post-Kollisionsmagmatismus zeigt (STOLLHOFEN 1991).

Der untersuchte Profilabschnitt repräsentiert die basalen Ablagerungen des vulkanisch geprägten Oberrotliegend im Saar-Nahe-Becken. Er tritt in einem schmalen Ausbissetreifen im Ost- und Südostteil des Beckens zu Tage, dessen Verlauf maßgeblich von dem umlaufenden Streichen des nach Nordosten abtauchenden, beckenzentralen Pfälzer Sattels bestimmt wird. Im Kartenbild (Abb. 2) erstreckt sich das bearbeitete Gebiet von der Ortschaft Kollweiler im Südwesten, über ca. 70 km Länge, in nordöstlicher Richtung über den Ort Schweisweiler, die Städte Kirchheimbolanden und Alzey bis nach Niederhausen (10 km südwestlich Bad Kreuznach) an der Nahe.

Prof. Dr. V. LORENZ (Würzburg) und Dr. J. HANEKE (Mainz) förderten durch Diskussionen und Anmerkungen zum Manuskript die vorliegende Arbeit; ihnen gilt mein besonderer Dank. Dr. I. STANISTREET (Johannesburg/Südafrika) gab bei gemeinsamen Geländebegehungen und Exkursionen wertvolle Hinweise zu sedimentologischen Fragestellungen, während Dr. W. ZIMMERLE (Celle) die sedimentpetrographische Bearbeitung maßgeblich unterstützte.

Tephrostratigraphisches Gliederungsprinzip

FALKE (1950) vertrat zunächst die Ansicht, daß das saarpfälzische Oberrotliegend aufgrund seiner häufig auftretenden faziellen Wechsel lithologisch nicht exakt gliederbar sei. In der Folgezeit konnten REHKOPF (1958) und SCHWAB (1967) erste Gliederungsversuche anhand der Laven- und Tephrostratigraphie im westlichen Donnersbergraum vornehmen, die von LORENZ (1971c) weiter verfeinert und von LORENZ (1973) auch auf die Oberrotliegendvorkommen südlich von Bad Kreuznach ausgedehnt wurde. Neuere Arbeiten konnten insbesondere das tephrostratigraphische Gliederungsprinzip auch auf den Bereich der Nahemulde (BOY & FICHTER 1982, 1988), der Primsmulde (MINNING & LORENZ 1983), sowie den Alzeyer Raum (HAFNER 1978) übertragen.

Die bisher umfassendsten Dokumentationen zur Gliederung des Oberrotliegend im Saar-Nahe-Becken mit Hilfe erfaßbarer Leithorizonte (Laven, Tuffe, Konglomerate und Tetrapodenfährten) geben HANEKE et al. (1979), LORENZ et al. (1987) und BOY & FICHTER (1988). Entsprechend HANEKE et al. (1979) werden die mächtigeren und kartierbaren, vorwiegend rhyolithischen Tuffhorizonte mit fortlaufenden Nummern (RT I bis RT VI) bezeichnet (Abb. 3), wobei noch laufende Untersuchungen durch STAPF (Mainz) die Existenz von zumindest zwei weiteren lithostratigraphisch verwertbaren Tuffhorizonten im höheren Oberrotliegend andeuten.

Im Bereich der Nahemulde ist die Tuffserie I (entspricht weitgehend RT I) und das in ihrem Hangenden auf der Südflanke des Pfälzer Sattels ausgebildete Donnersberg-Grenzlager (Lavaserie I) bisher nicht nachgewiesen. Die älteste Lavaserie in der Nahemulde könnte aufgrund der in ihrem Liegenden (RT III) und Hangenden (RT IV) auftretenden Pyroklastika, dem Niveau des Winnweiler Lagers (Lavaserie II) entsprechen. Diese Konnektierung bezieht sich jedoch nur auf ein vergleichbares lithostratigraphisches Niveau und ist nicht auf den Stoffbestand der Vulkanite zu übertragen.

Stand der Forschung

Schon STEININGER (1840, in HEIM 1960) erwähnt unter den „von Trapp veränderten Gesteinen“ auch einen „Thonstein oder geglühten Schieferthon“ aus der Gegend von Dan-

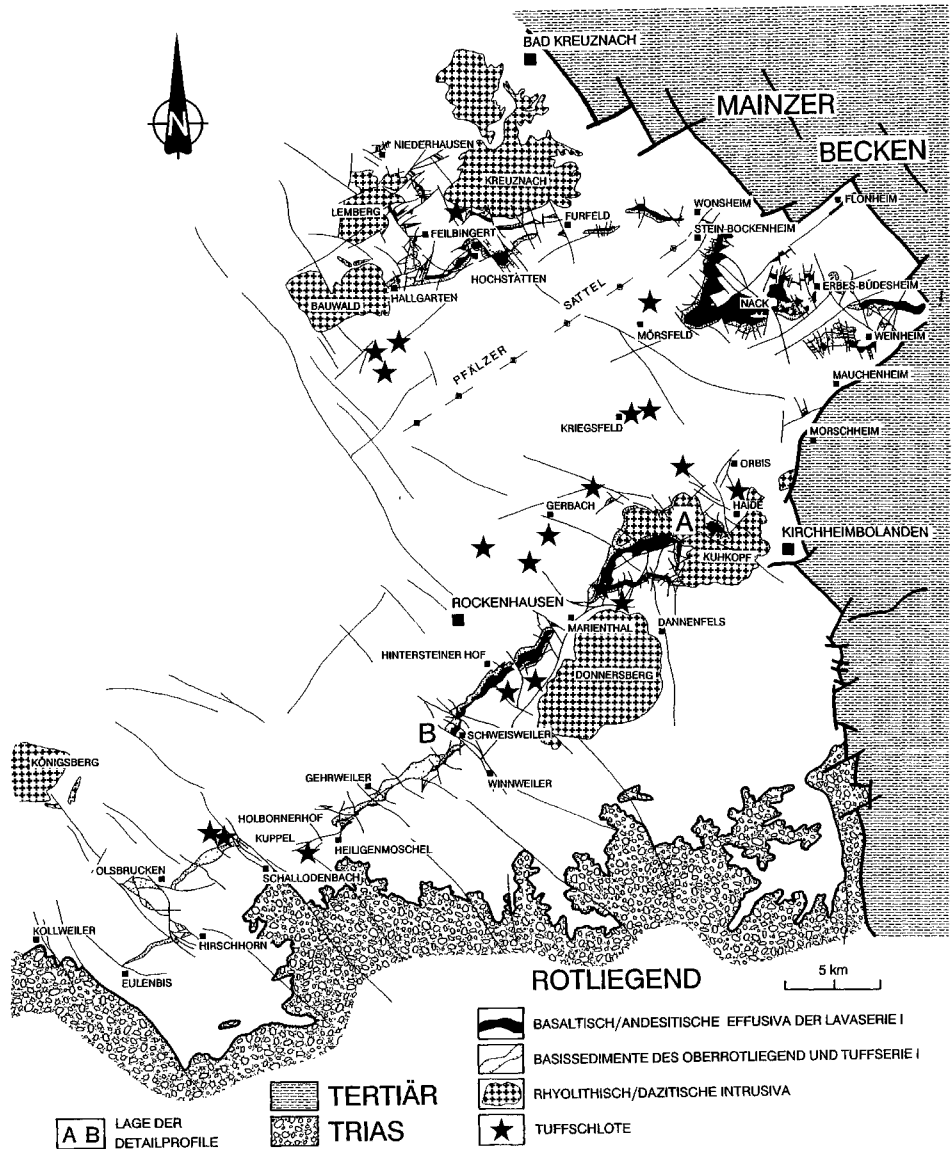


Abb. 2: Verbreitung des basalen, vulkanosedimentären Oberrotliegend im südöstlichen Saar-Nahe-Becken.

nenfels am Donnersberg. Diese Bezeichnungen wurden von GÜMBEL (1846) und REIS (1921) aufgegriffen und auf eine auch außerhalb des engeren Donnersberggebietes verbreitete Gesteinsgruppe übertragen, deren charakteristische Geländemerkmale mit hellen und bunten Gesteinsfarben sowie einer deutlichen Härte gegeben sind (HEIM 1960). SCHUSTER

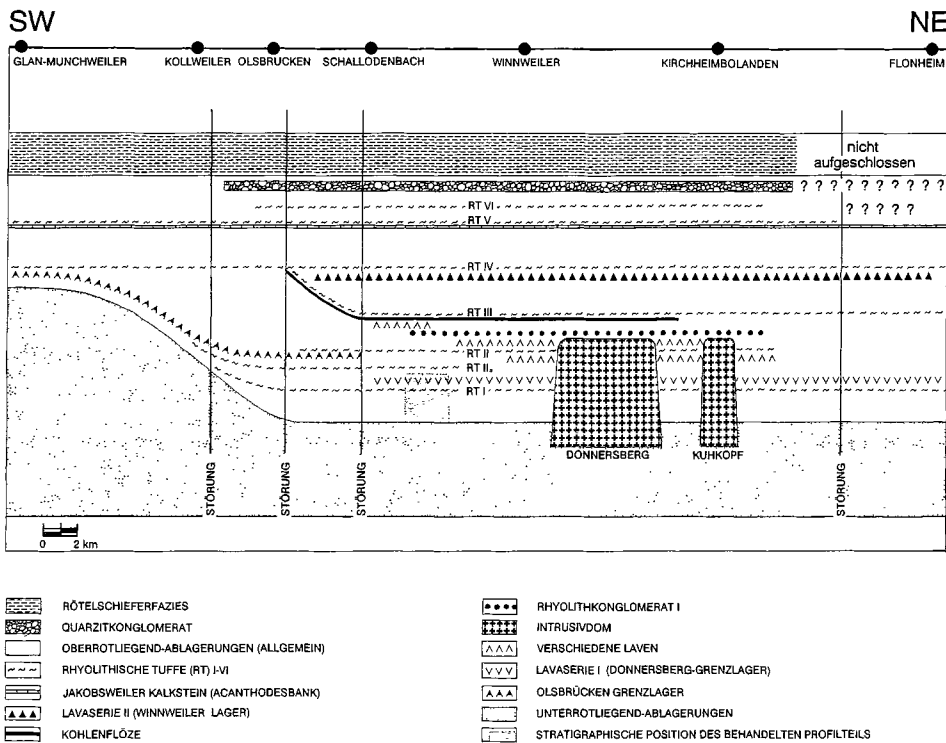


Abb. 3: Schematische tephrostratigraphische Gliederung des Oberrotliegend im südöstlichen Saar-Nahe-Becken (umgezeichnet und verändert nach HANEKE et al. 1979).

(1913) nimmt eine erste petrographische Untersuchung der in der Folgezeit vielfach als „Tonsteine“ bezeichneten Gesteine vor und glaubt danach die schon zuvor existente Deutung der Tonsteine als Abschlämmprodukte eines „Porphyrs“ bestätigen zu können. Auf die Problematik der Rotliegend-Tonsteine wurde in der Folgezeit durch FENCHEL (1954) und SCHÄFER (1965) im Zusammenhang mit petrographischen, bzw. stratigraphischen Untersuchungen nur randlich eingegangen.

HEIM (1960, 1961, 1970, 1971) konnte erstmals die pyroklastische Natur eines Großteils der von ihm untersuchten „Tonsteine“ aus dem Unter- und Oberrotliegend des Saar-Nahe-Beckens anhand ihres Gefüges und ihrer mineralogisch/chemischen (Hauptelemente) Zusammensetzung belegen. HEIM (1960) weist darauf hin, daß die von Porphyren abstammenden feinkörnigen Tuffe überwiegend äolisch transportiert und subaquatisch in limnischen Becken sedimentiert wurden, während er für viele der groben, tuffartigen Tonsteine eine subaerische Materialablagerung für wahrscheinlich hält. Ebenso fand HEIM Hinweise auf eine Vermischung pyroklastischen und alkaliarmen (siliziklastischen) Sedimentmaterials bei Tuffiten und Umlagerungserscheinungen, die er einem (mindestens sekundären) fluviatilen Transport zuschreibt. Auch konnte HEIM (1961, 1970) eine Unterscheidung von Unter- und Oberrotliegendtuffen anhand ihrer kompositionellen Bestandteile sowie voneinander abweichenden diagenetischen Veränderungen vornehmen, wobei er letztere auf unterschiedliche Milieubedingungen der Ablagerungsräume zurück-

führt. Die Problematik der Diagenese pyroklastischer Gesteine, insbesondere aus dem Oberrotliegend des Saar-Nahe-Beckens, wurde von HEIM (1971) letztmalig aufgegriffen. Arbeiten, die zu Transport, Ablagerung und kompositioneller Zusammensetzung der Rotliegend-Tuffe Stellung nehmen, wurden außer von MINNING & LORENZ (1983) nicht mehr verfolgt.

Terminologie

Als Oberbegriff für alle vulkanogen geprägten Sedimente wird der Begriff Vulkaniklastika verwandt. Dieser bringt zum Ausdruck, daß vulkanisches Material an der kompositionellen Zusammensetzung des Sedimentgesteins maßgeblich beteiligt ist, berücksichtigt aber nicht die Genese der Vulkaniklasten. Vulkaniklastische Sedimentgesteine können daher im Sinne FISHERS (1961) sowohl pyroklastische, hyaloklastische, autoklastische wie auch epiklastische, d.h. durch Verwitterung und Erosion fragmentierte vulkanische Partikel enthalten.

Die Klassifikation und Bezeichnung der Pyroklasten, Tuffe und ihrer Ablagerungen erfolgt ebenso wie die Nomenklatur für pyroklastisch-epiklastische Mischgesteine nach der aktuellen IUGS- (International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks) Nomenklatur (SCHMID 1981, LE MAITRE 1989). Entsprechend dieser Nomenklatur sollten die Begriffe Tuff und Tuffit rein kompositionell angewandt werden, ohne die Art des Transports oder der Ablagerung zu berücksichtigen.

So wird in vorliegender Arbeit bei der Verwendung des Begriffes „Tuff“ ein zwischen 75% und 100 Vol.% liegender Anteil pyroklastischer Komponenten vorausgesetzt. Deutlich siliziklastisch geprägte Sedimentgesteine mit weniger als 25 Vol.% nachweisbaren pyroklastischen Komponenten werden als „Zwischensedimente“ behandelt und solche mit 25 bis 75 Vol.% pyroklastischen Komponenten als „Tuffite“ bezeichnet. Wurde bei umgelagerten Pyroklastika deren Zusammensetzung bei dem Umlagerungsprozeß annähernd beibehalten, so werden diese nicht zwingend als Tuffite, sondern als aufgearbeitete oder umgelagerte Pyroklastika bzw. Tuffe bezeichnet.

Definition von Liegend- und Hangendgrenze der Tuffserie I

Problematisch ist die Festlegung von Liegend- und Hangendgrenze der Tuffe. Die für das basale Oberrotliegend häufig angegebene Sequenz Basisarkose – Tuff I – Lavaserie I (HANEKE 1987) entspricht einer stark generalisierten Standardabfolge, die keinesfalls für das gesamte Verbreitungsgebiet der Tuffe zutreffend ist. Im Extremfall treten erste, geringmächtige Tuffe schon im Topbereich der zur Oberen Tholey-Gruppe (Unterrotliegend) gerechneten Sand- und Siltsteine und damit deutlich im Liegenden der zur Grenzziehung Unter-/Oberrotliegend (BOY & FICHTER 1982) verwandten konglomeratischen Arkosen mit zahlreichen unverwitterten Feldspäten (Basisarkose) auf. Andererseits sind den Tuffen mit steigender Distanz zu ihren jeweiligen Förderorten zunehmend siliziklastisch geprägte Sedimentgesteine der fluviatilen Hintergrundsedimentation zwischengelagert, deren Zusammensetzung mit den „Basissedimenten“ nahezu identisch ist.

Für den proximalen Faziesbereich des Donnersbergraumes wird die kartierbare Liegendgrenze der Tuffserie I mit dem ersten deutlichen Auftreten (> 1 m Mächtigkeit) von Pyroklastika saurer bis intermediärer Zusammensetzung im Hangenden von Siliziklastika mit den petrographischen Merkmalen der „Basissedimente“ festgelegt. In dem medialen und distalen Faziesbereich ist die Angabe einer Mindestmächtigkeit nicht erforderlich, da dort die problematischen älteren Tuffhorizonte nicht nachgewiesen wurden. Obwohl die Liegendgrenze der Tuffe I damit als nicht im ganzen Verbreitungsgebiet

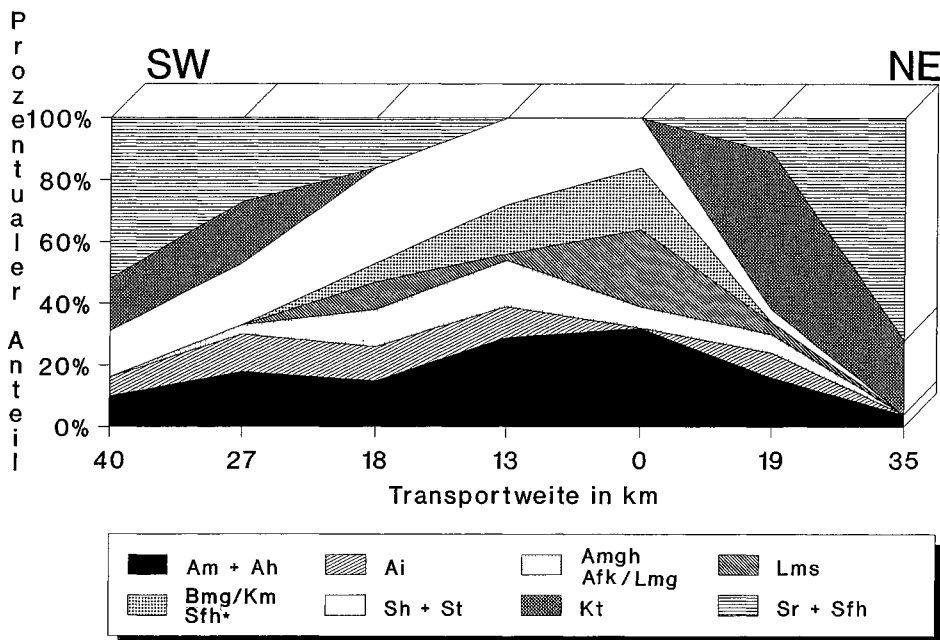


Abb. 4: Transportweitenabhängige Bedeutung der Lithofaziestypen bei Tuffserie I. Der 0-Punkt stellt das Zentrum des im Bereich „Schanze“-„Lauerborn“-„Buxenberg“ (westlich Kirchheimbolanden) angenommenen proximalen Faziesbereiches dar. Legende s. Abb. 5.

synchroner Horizont aufzufassen ist, können die basalen Tuffe aufgrund ihrer charakteristischen Ausbildung als lithostratigraphischer Leithorizont verwandt werden.

Im Donnersbergraum sind es die höheren Partien, im Raum Nack-Weinheim zum Teil auch die basalen Teile der Tuffsequenz, die mit Effusivdecken der Lavaserie I (SCHWAB 1981) und siliziklastisch geprägten Sedimentgesteinen verzahnen oder wechsellagern (Abb. 4, 6). Von den bisherigen Bearbeitern der Tuffe und Laven im Saar-Nahe-Becken (LORENZ 1971c, HANEKE et al. 1979) wurden gewöhnlich aber nur die im Liegenden der ersten Lavadecke auftretenden Pyroklastika zu den Tuffen I gerechnet und die innerhalb der Lavaserie I vorliegenden Pyroklastika als „Zwischensedimente“ separat betrachtet. Ließe man diese Regelung bestehen, würde man nur bei einem Fehlen der kompletten Lavaserie I (Raum Olsbrücken) die tatsächliche Mächtigkeit der in diesem Falle kondensierten Tuffsequenz angeben, während bei der Aufteilung des Gesamthorizontes auf mehrere Zwischensedimenthorizonte innerhalb der Lavaserie I, fälschlicherweise für die Tuffserie eine zu geringe Mächtigkeit angegeben würde. Die Hangendgrenze der Tuffe I wird somit an den Top der rhyolithischen Pyroklastika gelegt, die im unmittelbaren Hangenden der jüngsten Decke von Lavaserie I auftreten. Die auflagernde, überwiegend von Siliziklastika aufgebaute Vulkanit-/Sediment-Wechselfolge I/II (STOLLHOFEN 1991) setzt im westlichen Donnersbergraum über große Distanzen mit einem tephrostratigraphisch bedeutsamen Horizont andesitischer Lapillituffe (Bröckeltuffe) ein, der in seinem Verbreitungsgebiet eine zusätzliche Orientierungshilfe bei der Festlegung einer Hangendgrenze der Tuffserie I gibt.


LITHOFAZIESCODE (DIESE ARBEIT)	CHARAKTERISTISCHE DEFIGEMERKMALE	GEOMETRIE	SEDIMENTOLOGISCHE DEUTUNG	LITHOFAZIESCODE REFERENZAUTOREN
 Lmq	MATRIXGESTÜTZTE, MASSIGE, SCHLECHT SORTIERTE, BLOCKFÜHRENDE LAPILLI- UND ASCHEN-LAPILLITUFFE	LINSENFÖRMIG LATERAL 10-50 m	ABLAGERUNGEN KÜHLER ASCHENSTRÖME	Vbr WARESBACK & TURBEVILLE (1990)
 Lms	MÄSSIG SORTIERTE UND GESCHICHTETE, NEBENGESTENSREICHE LAPILLITUFFE MIT KORNGESTÜTZTEM GEFÜGE	TABULAR LATERAL > 100 m	NEBENGESTENSREICHE, SUBAENSCH SEDIMENTIERTE FALLABLAGERUNGEN	
 Amgh	MATRIXGESTÜTZTE, MÄSSIG SORTIERTE LAPILLI-ASCHENTUFFE MIT HORIZONTALERREGELTEN PYROKLASTEN	FLACH LINSENFÖRMIG LATERAL 50-100 m	BASE SURGE ABLAGERUNGEN	
 Alk	KRYSTALLREICHE, MATRIXGESTÜTZTE, SCHLECHT SORTIERTE LAPILLI-ASCHENTUFFE MIT FLUSSGLAMINAE	LINSENFÖRMIG LATERAL < 10 m	ABLAGERUNGEN HEISSE, VERSCHWEISSTER ASCHENSTRÖME	Tms MATHISEN & VONDRA (1983)
 Am	MÄSSIGE, SCHLECHT SORTIERTE, KORNGESTÜTZTE LAPILLI-ASCHENTUFFE	TABULAR LATERAL > 100 m	SUBAENSCH SEDIMENTIERTE, BALLISTISCH TRANSPORTIERTE FALLABLAGERUNGEN	
 Ah	FEN- UND HORIZONTALGESCHICHTETE, GUT SORTIERTE, KORNGESTÜTZTE ASCHENTUFFE	TABULAR LATERAL > 100 m	SUBAENSCH SEDIMENTIERTE ASCHENFALLABLAGERUNGEN	Ts MATHISEN & VONDRA (1983)
 Al	INVERS GRADIERTE, FERGESCHICHTETE, KORNGESTÜTZTE ASCHENTUFFE MIT HYDROPLASTISCHEN DEFORMATIONSGEFÜGEN	TABULAR LATERAL > 100 m	AQUATISCH SEDIMENTIERTE ASCHENFALLABLAGERUNGEN	
 Bmg	MASSIGE, MATRIXGESTÜTZTE, SCHLECHT SORTIERTE VULKANIKLASTISCHE BRÜCKEN	LINSENFÖRMIG LATERAL < 100 m	VULKANIKLASTISCHE SCHUTT- UND SCHLAMMSTROM-ABLAGERUNGEN	Gms MJALL (1977)
 Ksm	MASSIGE, KORNGESTÜTZTE KONGLOMERATISCHE AKKOSEN UND LITHARENITE	TABULAR LINSENFÖRMIG LATERAL > 100 m	ABLAGERUNGEN VON HYPERCONCENTRATED FLOOD FLOWS	Gms SMITH (1987)
 Kt	KONGLOMERATISCHE AKKOSEN UND GROBSANDSTEINE MIT THROUFÖRMIGER SCHNÄGELSCHICHTUNG	TABULAR LATERAL 100-1000 m	RINNENBASIS- UND GLEITHAARABLAGERUNGEN	Ut MJALL (1977)
 Sh	HORIZONTALGESCHICHTETE, KORNGESTÜTZTE, TUFFTISCHE MITTEL- UND GROBSANDSTEINE MIT SCHLECHTER SORTIERUNG	FLACH LINSENFÖRMIG LATERAL < 100 m	ABLAGERUNGEN VON SHEET WASHES IN VERZWEIGTEN RINNEN	Sh WARESBACK & TURBEVILLE (1990)
 St	TABULAR SCHNÄGELGESCHICHTETE, TUFFTISCHE FEN- UND MITTELSANDSTEINE	LINSENFÖRMIG LATERAL < 10 m	ABLAGERUNGEN VON TRANSVERSALEBAREN IN VERZWEIGTEN RINNEN	Sp WARESBACK & TURBEVILLE (1990)
 St	MASSIGE ODER UNFOLGESCHICHTETE (TUFFIT) FEN- UND MITTELSANDSTEINE	LINSENFÖRMIG LATERAL < 10 m	ABLAGERUNGEN VON RINNENDURCHBRÜCHEN	Sc MATHISEN & VONDRA (1983)
 Sfh	HORIZONTALGESCHICHTETE SILT- UND FEINSANDSTEINE (ASSOZIIERT MIT TYP KUS)	TABULAR LATERAL 10-100 m	ABLAGERUNGEN DER ÜBERFLUTUNGSEBENE	Fo MATHISEN & VONDRA (1983)
 Sfh	HORIZONTALGESCHICHTETE SILT- UND FEINSANDSTEINE (ASSOZIIERT MIT TYP Rung/Km)	TABULAR LATERAL 10-100 m	WANNING-FLOW ABLAGERUNGEN	F1 MATHISEN & VONDRA (1983)

Abb. 5: Übersicht und Kurzansprache der bei Tuffserie I unterschiedenen Lithofaziestypen.

Die in dem definierten Bereich vorkommenden pyroklastischen und siliziklastischen Gesteine sollen ungeachtet ihrer petrographischen Zusammensetzung unter dem Begriff „Tuffserie I“ im folgenden gemeinsam betrachtet werden. Die Bezeichnung „Tuffserie I“ wurde anlehnend an die von LORENZ (1973), SCHWAB (1981) und HÄFNER (1978) verwandte Bezeichnung „Lavaserie I“ gewählt, da diese ähnlich inhomogen aufgebaut ist und wie die Pyroklastika in makroskopisch unterscheidbare Horizonte gegliedert werden kann.

Die kumulativen Mächtigkeiten der Tuffe I betragen 25 bis 40 m in dem Gebiet Kirchheimbolanden-Schweisweiler, erreichen zwischen Schweisweiler und Gehrweiler ein Maximum von bis zu 70 m und nehmen in südwestlicher Fortsetzung, bis zum Auskeilen der Tuffe in die Gegend von Eulenbis, auf ein Minimum ab. Im nordöstlichen Verbreitungsgebiet der Tuffe I werden maximale Mächtigkeiten von ca. 40 m im Raum Nack-Weinheim festgestellt, während zwischen Nack und Niederhausen an der Nahe die Mächtigkeiten zwischen 1 und 5 m variieren.

Lithofazieskonzept

Die in der vorliegenden Arbeit für die Tuffserie I verwandte lithofazielle Klassifikation basiert auf dem von MJALL (1977) für fluviatile Ablagerungen eingeführten und von MATHISEN & VONDRA (1983), FRITZ & HARRISON (1985), SMITH (1987) und WARESBACK & TURBEVILLE (1990) für die Anwendung auf Vulkaniklastika erweiterten Gliederungsprinzip. Die wesentlichen Gefügemerkmale der Gesteine werden hierbei durch ein standardisiertes Code-System in abgekürzter Form wiedergegeben (Abb. 5), wobei sich der erste Großbuchstabe auf die dominante Korngröße bezieht und die folgenden ein bis drei Kleinbuchstaben die wesentlichen strukturellen und texturellen Merkmale beschreiben. Die Ansprache der Geometrie von Sedimentkörpern erfolgt unter Berücksichtigung der von MJALL (1985) definierten Architekturelemente. Angaben bezüglich der lateralen Ausdehnung und Geometrie von Sedimentkörpern müssen sich hierbei mehrfach auf Ergebnisse

der Oberflächenkartierung stützen, da ausreichend dimensionierte Aufschlüsse rar sind.

Eine im folgenden vorgenommene Gliederung in Lithofaziestypen (Abb. 5) soll sich in erster Linie auf die von Transport- und Ablagerungsmechanismus bestimmten Gefügemerkmale der Tuffe beziehen und kann durchaus Pyroklastika unterschiedlicher Zusammensetzung zusammenfassend behandeln. Die petrographische Klassifikation der Pyroklastika erfolgt im Anschluß. Sie orientiert sich sowohl an makroskopisch wie auch mikroskopisch bestimmbar Komponenten und Gefügen sowie Merkmalen wie Farbe, Härte, Alterationsgrad und typischen Zersetzungsprodukten.

Für den überwiegenden Teil der Tuffe I wird, aufgrund maximaler Korngrößen von Pyroklasten, der restriktiven Verbreitung von Ablagerungen kleinvolumiger Base surges und heißer Aschenströme, ein maximal 6 km von den Subvulkaniten Donnersberg und Kuhkopf entferntes Gebiet als proximaler Faziesbereich definiert. Die Außengrenze des medialen Faziesbereiches wird im südwestlichen Verbreitungsgebiet der Tuffe I durch die Ortschaften Schweisweiler–Gehrweiler und im nördlichen Verbreitungsraum durch die Verbindungslinie der Ortschaften Nack–Erbes-Büdesheim–Weinheim beschrieben (Abb. 2). Eine weiterführende Bearbeitung der hier vorgestellten Tuffe unter Darstellung von regionalen Standardprofilen, proximal/distalen Faziesvariationen und sedimentologischen Faziesmodellen ist in Vorbereitung.

2. Lithofaziestypen

Matrixgestützte, massige Lapilli-Aschentuffe (Lithofaziestyp Lmg)

Wesentliches Merkmal von Aschen-Lapillituffen des Typs Lmg, ist ihr matrixgestütztes Gefüge (Tafel 1, Fig. 4). Die einzelnen, mehrere dm bis ca. 3 m mächtigen Schichten besitzen eine meist erosive Basis und zeigen fast immer eine inverse Verteilungsgradie-

Tafel 1: Lithofaziestypen der Tuffserie I (A).

Fig. 1: Massiger, schlecht sortierter rhyolithischer Lapilli-Aschentuff des Lithofaziestyps Am. Herkunft: Flurbereich „Lauerborn“, 4 km westlich Kirchheimbolanden.

Fig. 2: Eben horizontalgeschichteter, rhyolithischer Aschentuff des Lithofaziestyps Ah, zum Teil mit normaler Korngrößengradierung. Herkunft: 400 m südöstlich Friedhof Schweisweiler.

Fig. 3: Horizontalgeschichteter, rhyolithischer Aschentuff des Lithofaziestyps Ai. Die Bimse zeigen infolge des Aufschwimmens an einer Wasseroberfläche eine inverse Dichtegradierung. Herkunft: „Linden-Berg“, 300 m südöstlich Sportplatz Gehrweiler.

Fig. 4: Matrixgestützter, schlecht sortierter Aschen-Lapillituff des Lithofaziestyps Lmg mit blockigen Pyroklasten rhyolithischer Zusammensetzung. Herkunft: Östlicher Ortsausgang Erbes-Büdesheim.

Fig. 5: Matrixgestützter, rhyolithischer Aschen-Lapillituff des Lithofaziestyps Amgh mit inverser Korngrößengradierung und horizontal eingeregelt, meist keilförmigen Pyroklasten. Im mittleren, unteren Bildteil sind Blasentuffe (Pfeil) mit offenen, im Querschnitt isometrischen Blasen Hohlräumen erkennbar. Herkunft: Flurbereich „Schanze“, 4 km westlich Kirchheimbolanden.

Fig. 6: Ablagerung heißer, verschweißter rhyolithischer Aschenströme des Lithofaziestyps Afk mit engständigen Fließlaminae und kollabierten, ausgelängten Bimslapilli. Herkunft: „Pfalz-Kopf“ (südlich Geflügelfarm Ambach), 3 km westlich Kirchheimbolanden.

Fig. 7: Aufsicht auf die Schichtfläche eines nebengesteinsreichen, andesitischen Lapillituffs des Lithofaziestyps Lms. Teilweise sind gerundete juvenile und allothigene Pyroklasten erkennbar. Herkunft: Pipelinegraben, 200 m westlich Sportplatz Schweisweiler.

Fig. 8: Matrixgestützter Lapilli-Aschentuff des Lithofaziestyps Amgh mit horizontal eingeregelt, plattigen bis keilförmigen dazitischen Pyroklasten. Herkunft: Bachanschnitt, 350 m südöstlich Friedhof Schweisweiler.

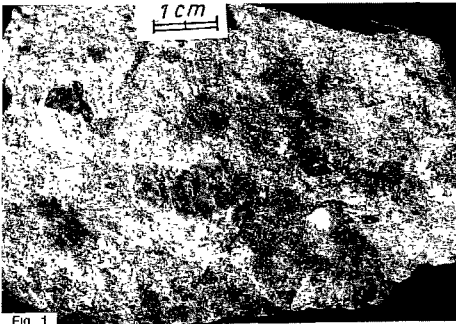


Fig. 1

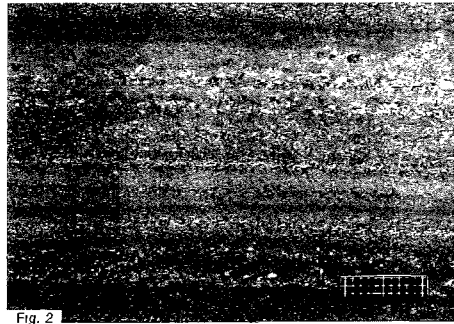


Fig. 2

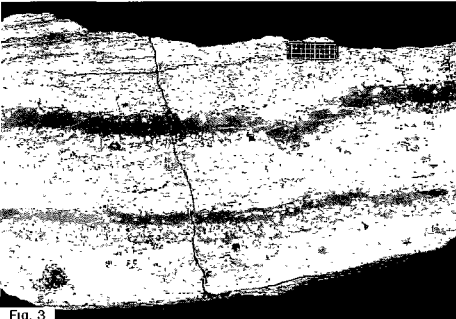


Fig. 3

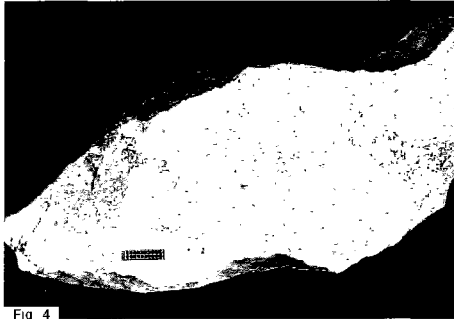


Fig. 4

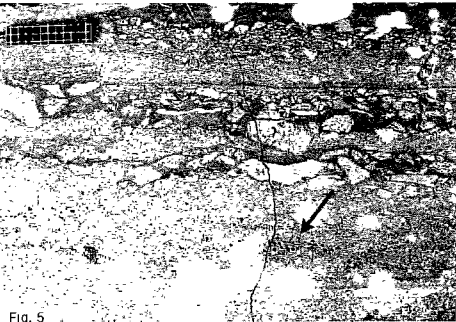


Fig. 5



Fig. 6

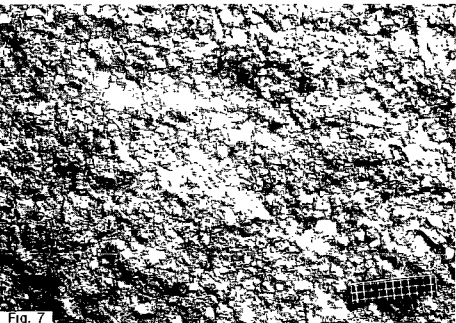


Fig. 7

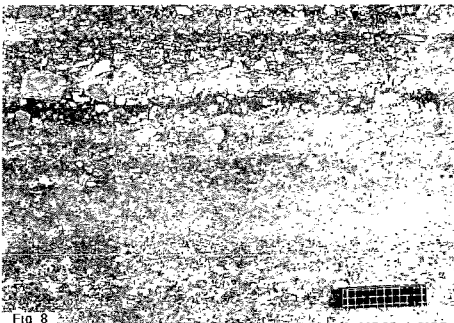


Fig. 8

zung der Korngrößen. Die Geometrie von Ablagerungen des Typs Lmg wird aufgrund des diskontinuierlichen Auftretens und der schon im Aufschlußmaßstab erkennbaren Mächtigkeitvariationen als im Querschnitt linsenförmig angesehen, wobei quer zur Transportrichtung mit lateralen Beständigkeiten von ca. 10 bis 50 m gerechnet werden kann.

Zurundung und Kornform der juvenilen Lapilli sind abhängig von ihrer jeweiligen Zusammensetzung. Während rhyolithisch/trachytische Pyroklasten bei Achsenverhältnissen von 1:1,25 bis 1:3,3 sowie überwiegend gedrunge-leistenförmigen Kornformen kompakt und angular ausgebildet sind, erscheinen andesitische Pyroklasten blasig und rundlich-eiförmig.

Es liegt eine polymodale Korngrößenverteilung vor, wobei die maximale Korngröße der Grobfraction bis zu 6 cm, die durchschnittliche jedoch ca. 0,5 cm beträgt. Typ Lmg besitzt ein überwiegend massiges Gefüge, nur einzelne längliche Lapilli sind parallel eingeregelt. Ebenso kann bevorzugt in den basalen Partien einer Schicht Steilstellung oder Imbrikation einzelner Lapilli auftreten. Die Hauptkomponente der schlecht sortierten Matrix bildet eine feine bis grobe Aschenfraktion mit Nebengesteinsanteilen.

Ablagerungen des Typs Lmg weisen damit die von ROSS & SMITH (1961), SPARKS (1976), WRIGHT et al. (1980) und LAJOIE (1984) für pyroklastische Fließablagerungen beschriebenen Gefügemerkmale auf. Da der Anteil der Aschenfraktion mehr als 50 Vol% beträgt und keine Hinweise auf eine heiße, plastische Deformation oder Verschweißung der Pyroklasten gefunden wurden, werden Gesteine dieses Typs als *kühle Aschenstromablagerungen* bezeichnet.

Mäßig sortierte und geschichtete blockführende Lapillituffe mit deutlichem Anteil allothigener Pyroklasten (Lithofaziestyp Lms)

Der hier angesprochene Lithofaziestyp ist in seiner Ausbildung weitgehend mit den von LORENZ (1971a, b) bearbeiteten „Bröckeltuffen“ vergleichbar. Die violett- bis gelbbraungrauen Lapilli- und Aschen-Lapillituffe (Tafel 1, Fig. 7) liegen überwiegend in mäßig bis schlecht sortierten, gradierten Schichten von 0,2 bis 2 m Mächtigkeit vor. Die maximalen Korngrößen der juvenilen Pyroklasten betragen in der proximalen Fazies ca. 30 cm, die durchschnittliche Korngröße zeigt jedoch ein Maximum bei 1 bis 3 mm. Die juvenilen Hauptkomponenten bilden blockig-rundliche, meist kompakte oder schwach blasige Pyroklasten, neben denen ein auffallend hoher Anteil an allothigenen Pyroklasten sedimentären Ursprungs festzustellen ist. Das Gefüge der Tuffe ist komponentengestützt mit einem signifikanten Anteil offener Porenräume.

Eine größtenteils undeutliche, flaserig-wellige Horizontalschichtung wird durch die plattigen Absonderungsformen der Tuffe und die bevorzugt horizontale Einregelung der plattigen Komponenten ausgedrückt. Auffallend ist, daß bei diesem Lithofaziestyp keinerlei Hinweise auf sedimentäre Umlagerungsprozesse gefunden wurden. Die Geometrie des Gesteinskörpers ist nach den vorliegenden Geländedaten als tabular mit lateral relativ langsam variierenden Mächtigkeiten einzustufen. Die Basiskontakte sind ohne Ausnahme eben und nicht erosiv. Das Auftreten von ballistisch transportierten Blöcken und von Impaktstrukturen ist auf den proximalen Faziesbereich beschränkt.

Der Lithofaziestyp Lms wird aufgrund seiner Korngrößenverteilung, Sortierung, Schichtung und Verbreitung als *nebengesteinsreiche, subaerisch sedimentierte Fallablagerung* gedeutet.

Matrixgestützte Lapilli-Aschentuffe mit Horizontal eingeregelten Pyroklasten (Lithofaziestyp Amgh)

Matrixgestützte Lapilli-Aschentuffe mit bimodaler Korngrößenverteilung repräsentieren diesen Lithofaziestyp (Tafel 1, Fig. 5, 8). Die Lapilli-Aschentuffe sind entsprechend

schlecht sortiert und zeigen innerhalb der ca. 1 bis 3 cm mächtigen Schichten zum Teil eine inverse Verteilungsgradierung. Die maximal 25 mm, überwiegend aber 2 bis 5 mm in der Längsachse messenden Lapilli sind größtenteils parallel zu einer feinen, ebenen Horizontalschichtung eingeregelt, stellenweise ist auch eine Imbrikation ausgebildet. Mehrfach konnten deutlich erosive Basiskontakte festgestellt werden. In einigen Horizonten mäßig bis gut sortierter, grober Aschentuffe sind flachwinklige (ca. 10°), laterale Anlagerungsformen erkennbar, die als Hinweise auf Schichtungsformen großer Wellenlänge und kleiner Amplitude, wie Sandwellen (SHERIDAN & UPDIKE 1975), Dünen (CROWE & FISHER 1973) oder Antidünen (FISHER & WATERS 1970) gedeutet werden. Auf Schichtflächen wurden parallel verlaufende, schleifmarkenähnliche „Rillen“ festgestellt, die möglicherweise auf einen horizontalen Transport zurückzuführen sind.

Auch bei Lithofaziestyp Amgh zeigt sich ein Zusammenhang zwischen kompositioneller Zusammensetzung und der Ausbildung von Pyroklasten. So werden Pyroklasten rhyolithisch/trachytischer Zusammensetzung gewöhnlich durch dornförmige, angulare und kompakte bis schwach blasige Lapilli mit überwiegend konkaven Kornbegrenzungsflächen und Achsenverhältnissen von 1:2,5 bis 1:4 vertreten. Andesitische Pyroklasten können hingegen auch rundlich-eiförmig oder gar spindelförmig vorliegen.

Die Geometrie der Sedimentkörper ist, senkrecht zur Transportrichtung, als flach linsenförmig, mit maximaler lateraler Ausdehnung von ca. 50 m zu beurteilen. Charakteristisch in einigen Aschentuffen ist das Auftreten von 0,5 bis 4 cm mächtigen Blasentuffhorizonten, in deren Topbereich teilweise akkretionäre Lapilli des gradierten Rindentyps (SCHUMACHER 1988) lagenweise angereichert sind. Die Blasentuffe zeichnen sich durch 0,1 bis 1,5 mm messende, schwach ausgelängte und überwiegend offene Blasen Hohlräume mit rundlichen bis leicht elliptischen Querschnitten aus.

Diese Gefüge können bei fehlenden Anzeichen von Umlagerung am besten durch pyroklastische Fließablagerungen erklärt werden. Die Mächtigkeit der beobachteten Fließeinheiten ist allerdings deutlich geringer, die Sortierung und Schichtung hingegen besser als bei Aschenstromablagerungen des Typs Lmg entwickelt. Da zudem Blasentuffe, akkretionäre Lapilli und Hinweise auf Sedimentgefüge des oberen Strömungsregimes gefunden wurden, könnten Pyroklastika dieses Lithofaziestyps Ablagerungen von „Base surges“ darstellen, wie sie durch FISHER & WATERS (1970), LORENZ (1974a, b) und WOHLLETZ & SHERIDAN (1979) beschrieben werden.

Kristallreiche, matrixgestützte Aschentuffe mit Fließlaminae (Lithofaziestyp Afk)

Die Geometrie dieser in einer Mächtigkeit von bis zu 3 m beobachteten Gesteinskörpers ist aufgrund der diskontinuierlichen Schichtausbisse als im Querschnitt linsenförmig mit maximaler lateraler Erstreckung von ca. 10 m, in Fließrichtung jedoch als tabular einzustufen. Die Beschaffenheit der Basiskontakte kann mangels geeigneter Aufschlüsse nicht beschrieben werden. Makroskopisch sind zwei Subtypen anhand ihrer verschiedenen Kristallgehalte und Texturen zu unterscheiden:

- Die kristallarmen, feinen Aschentuffe sind in der Regel durch ein ausgeprägtes, engständiges und planares Fließgefüge charakterisiert, das in Form von wenigen mm-mächtigen, meist ebenen Fließlaminae vorliegt (Tafel 1, Fig. 6). Diese lassen in mehreren Horizonten Zerrungsklüfte erkennen, an denen die Matrix oder die verschweißten Bimse durch querende Spalten infolge des Fließprozesses aufgerissen sind. Stellenweise deutet die Internstruktur der vollständig umkristallisierten Komponenten noch an, daß es sich bei dem Ausgangsmaterial wahrscheinlich um stark ausgelängte, kollabierte und verschweißte Bimse und Glasscherben handelte. Daneben wurden auch spindelförmige

Strukturen um rotierte Einschlüsse, sowie boudinähnliche Strukturen beobachtet, die als Hinweise auf eine plastische, „heiße“ Deformation gewertet werden.

– Ein zweiter, kristallreicher Subtyp dieser Lithofazies ist als grober Aschentuff zu bezeichnen, der bis zu 2,5 mm große Kristalle und Kristallfragmente neben kompakten, lithischen Pyroklasten erkennen läßt. Das Gestein ist schlecht sortiert und besitzt eine deutlich bimodale Korngrößenverteilung. Die Komponenten „schwimmen“ in einer feinen Aschentuffmatrix, das Gefüge ist daher als matrixgestützt zu beschreiben. Das Fließgefüge ist im Vergleich zu obigem Typ undeutlicher. Meist ist es als lineares Fließgefüge durch ausgelängte Bimse und Glasscherben, jedoch nur selten durch Fließlaminae dargestellt. Auch sind die Bimse im Vergleich weniger stark ausgelängt, zum Teil auch nicht kollabiert. Die kompakten Pyroklasten sind stellenweise deutlich zugerundet und lediglich grob eingeregelt.

Nach den aufgeführten Merkmalen könnte der erstgenannte Lithofaziestyp der basalen, stark gescherten Zone und der zweitgenannte Typ dem mittleren, „passiven“ Bereich eines heißen, verschweißten Aschenstromes zuzuordnen sein, wie er von SCHMINCKE & SWANSON (1967) dargestellt und gegliedert wird.

Massige Lapilli-Aschentuffe (Lithofaziestyp Am)

Violettgraue, schlecht sortierte Lapilli-Aschentuffe in massiger Ausbildung oder mit angedeuteter Horizontalschichtung charakterisieren diesen Lithofaziestyp (Tafel 1, Fig. 1). Ihr Vorkommen ist auf den zentralen proximalen Faziesbereich beschränkt (Abb. 6, Profil A). Die Korngrößenverteilung der Pyroklasten bildet nur vereinzelt eine normale Gradierung in den cm- bis dm-mächtigen Lagen ab. Das Gefüge ist polymodal klastengestützt. Erosive Basiskontakte konnten nicht beobachtet werden, oft wirken die Basiskontakte von Schichten eher graduell als scharf begrenzt. Laterale Anlagerungsformen fehlen. Die Geometrie dieses Gesteinstyps ist als tabular anzusehen mit relativ langsamer Mächtigkeitsabnahme in Transportrichtung. Eine Verzahnung mit den als subaerisch sedimentierte Aschenfallablagerungen interpretierten Tuffen des Lithofaziestyps Ah erfolgt im Grenzbereich von proximaler zu medialer Fazies.

Die juvenilen Lapilli sind im Gegensatz zu den bei den Lithofaziestypen Amgh und Lmg beschriebenen Formen als gestaucht quaderförmig mit maximal 5 cm Längsachse und Achsenverhältnissen von 1:1,4 bis 1:1,75 zu beschreiben. Bimse wurden nur selten beobachtet, können aber bis zu 7 cm Länge erreichen. Markant, wenn auch selten, ist das Auftreten von gerundeten Xenolithen gelbbrauner Mittelsandsteine (Obere Lebach-Gruppe ?) mit bis zu 0,6 cm Durchmesser und das Vorhandensein von Impaktstrukturen. Anlehnend an CAS & WRIGHT (1987) wird der vorliegende Gesteinstyp, aufgrund seiner restriktiven Verbreitung und der ermittelten Gefügemerkmale, *nebengesteinsarmen Fallablagerungen ballistisch transportierter Lapillituffe* zugeordnet, die subaerisch sedimentiert wurden.

Horizontalgeschichtete oder massige Aschen- und Lapilli-Aschentuffe (Lithofaziestyp Ah)

Feine und grobe Aschentuffe des Typs Ah zeichnen sich durch eine feine bis laminierte, ebene Horizontalschichtung (Tafel 1, Fig. 2), ein komponentengestütztes Gefüge und tabulare Sedimentkörper aus. Die laterale Beständigkeit der Schichtmächtigkeiten geht auf ein von der Topographie des präeruptiven Untergrundes weitgehend unabhängiges vertikales Anlagerungsgefüge zurück, das auch als „mantle bedding“ bezeichnet wird und häufig schon im Handstück erkennbar ist. Charakteristisch ist eine normale Häufigkeitsgradierung der im proximalen Faziesbereich maximal 1,5 m und in der distalen Fazies

lediglich mm-mächtigen Horizonte. Die einzelnen Aschentuffschichten sind scharf begrenzt und besitzen ebene, nichterosive Basiskontakte. Teilweise zu beobachtende gekappte Schichten und flachwinklige Schrägschichtung im Topbereich einzelner Schichten könnten auf Einflüsse äolischer Umlagerung hindeuten.

Akkretionäre Lapilli des multiplen Rindentypes (SCHUMACHER 1988) sind vorrangig im proximalen und medialen Faziesbereich, oft lagenweise angereichert, im unteren bis mittleren Teil einer Aschentuffschicht zu finden (Tafel 2, Fig. 7). Unter Nichtberücksichtigung der Bimse ist innerhalb einzelner Lagen die Korngrößen-sortierung als mäßig bis gut zu bezeichnen. Bimse liegen innerhalb einer Schicht gewöhnlich gleichmäßig verteilt und ohne erkennbare Einregelung vor. Auffallend ist die häufig perfekte Erhaltung ihrer Internstruktur, die im Querschnitt isometrisch runde Blasenzüge erkennen läßt. Als Funktion einer zunehmenden Transportdistanz ist ein starkes Zurücktreten von Bimsen gegenüber kompakten Pyroklasten im distalen Faziesbereich zu verzeichnen. Neben dieser zunehmenden kompositionellen Sortierung findet auch eine Optimierung der Korngrößen-sortierung statt. Während im proximalen bis medialen Faziesbereich unter den mächtigeren Tuffhorizonten (> 0,2 m) auch vereinzelt massige, nicht gradierte Aschentuffe auftreten, sind Horizontalschichtung und Gradierung im distalen Faziesbereich immer entwickelt.

Anhand eines Vergleichs von Literaturdaten (WALKER 1981, FISHER & SCHMINCKE 1984) mit obigen Gefügemerkmalen erscheint eine Zuordnung zu *subaerisch sedimentierten Aschenfallablagerungen* zulässig. Als wesentliches Unterscheidungsmerkmal von subaerisch zu aquatisch abgelagerten Pyroklastika wurden die im hier behandelten Lithofaziestyp fehlenden hydroplastischen Deformationsgefüge, fehlende Konzentration von Bimsen in Einzellagen, die rötlichen Sedimentfarben, eine meist weniger deutliche Feinschichtung, die meist bessere Erhaltung der Bimse sowie die im Liegenden und Hangenden vorliegenden Lithofaziestypen verwandt. Ein weiterer Milieuindikator kann durch das Vorhandensein von akkretionären Lapilli gegeben sein. Diese dürften nur bei subaerischer Ablagerung erhaltungsfähig sein, da Eintauchen unmittelbar nach ihrer Bildung ohne vorherige Verfestigung zum Wegfall der aggregatbildenden Kapillarkräfte zwischen den Aschepartikeln führt. Vorkommen akkretionärer Lapilli aus aquatischen Ablagerungen müssen daher als umgelagerte Aggregate interpretiert werden (SCHUMACHER 1988). Wenn überhaupt, erscheint ihre Erhaltung im aquatischen Milieu auch nur bei Vorhandensein einer feinkörnigen Rinde möglich, da diese ein allzu schnelles Eindringen von Wasser verhindert, dessen Kapillardruck das Aggregat sonst sprengen würde (REIMER 1983, SCHUMACHER 1988). LORENZ (mdl. Mittl. 1990) erwähnt hingegen das Abregnen gefrorener akkretionärer Lapilli aus hochaufsteigenden Eruptionswolken phreatoplinianischer Vulkanausbrüche, die in gefrorenem Zustand über mehrere 10er m in Bächen transportiert werden konnten.

Invers gradierte Aschen- und Lapilli-Aschentuffe
mit hydroplastischen Deformationsgefügen (Lithofaziestyp Ai)

Neben den dominierenden türkisgrüngrauen und gelblich-weißen groben und feinen, gut sortierten Aschentuffen sind auch Horizonte dieses Lithofaziestyps vorhanden, die aufgrund ihres erhöhten Anteils an Bimslapilli als mäßig bis schlecht sortierte Lapilli-Aschentuffe zu bezeichnen sind. Gefüge und Geometrie von Sedimentkörpern des Typs Ai sind weitgehend mit den für Typ Ah beschriebenen Charakteristika vergleichbar, weisen jedoch einige Unterschiede im Detail auf:

Die Bimse sind im Gegensatz zu den in Typ Ah auftretenden nicht gleichmäßig in einer Schicht verteilt, sondern im Idealfall deutlich lagenweise konzentriert (Tafel 1, Fig. 3).

Charakteristisch ist hierbei die Ausbildung einer inversen Dichte-Gradierung, die durch das Aufschwimmen der Bimse an einer Wasseroberfläche und die dadurch längere Sedimentationsdauer erklärbar ist. Bei Nichtvorhandensein von Bimsen ist hingegen eine normale Korngrößengradierung entwickelt. Häufig sind die Bimslapilli, parallel zur Schichtung, horizontal eingeregelt. Sie sind meist zumindest kantengerundet, ihre primäre Internstruktur ist in der Regel nicht mehr erkennbar, da das glasig-dichte Ausgangsmaterial vollständig durch Sekundärminerale ersetzt wurde. Stellenweise liefert auch nur noch eine durch Bimsabdrücke erzeugte, „pockennarbige“ Schichtoberfläche (Tafel 2, Fig. 6) Hinweise auf das ehemalige Vorhandensein von Bimsen. Messungen der Paläoströmungsrichtungen sind durch eine oft vorhandene Einregelung der Längsachsen von Bimsen auf Schichtoberseiten möglich. Hierbei zeigen gewöhnlich die kürzeren Achsen der Bimslapilli (Querachsen) in Strömungsrichtung, da im Querschnitt annähernd rundliche Bimslapilli bei flacher Wasserbedeckung und schwacher Strömung eine Rollbewegung um die Längsachsen ausführen (vgl. ALLEN 1984, Kap. 5).

Teilweise ist die Horizontalschichtung nicht eben, sondern wenig ausgebildet oder weist eine feine, atektonische Fältelung auf. Die Schichtunterseiten sind zwar meist eben und nicht erosiv, lassen jedoch teilweise Hufeisenkolke, Schleif- oder Belastungsmarken erkennen. Ein weiteres, charakteristisches Merkmal ist das häufige Auftreten von hydroplastischen Deformationsgefügen, die in Form von Wasseraustrittsgefügen, Ballen- und Kissengefügen, Wickelschichtung, Belastungsmarken (load casts) oder Rutsch-/Gleitfalten zu beobachten sind. Trockenrisse, Bioturbations- (Tafel 4, Fig. 1) und Wurzelspuren sind nur lokal vorhanden. Lokal sind auf den Schichtoberflächen Wellenrippeln oder Strömungsrippeln feststellbar. Abdrücke von bis zu 5 cm großen Pflanzenresten auf Schichtflächen sowie Einschaltungen von Kohlefasern und geringmächtigen, allochthonen Kohlehorizonten wurden bevorzugt im distalen Faziesbereich beobachtet. Im Topbe-

Tafel 2: Lithofaziestypen der Tuffserie I (B).

Fig. 1: Massige, matrixgestützte, klastenreiche Variante des Lithofaziestyps Bmg (Schuttstromablagerungen). Herkunft: „Buxenberg“, 1,5 km südöstlich Ruppertsecken. Erkennbar sind die zum Teil porphyrisch strukturierten Klasten der Typen I und II.

Fig. 2: Massige, matrixgestützte, klastenarme Variante des Lithofaziestyps Bmg (Schlammstromablagerungen). Herkunft: Weganschnitt 500 m südöstlich Hintersteiner Hof/Rockenhausen.

Fig. 3: Eben horizontalgeschichteter, tuffitischer Mittel- und Grobsandstein des Lithofaziestyps Sh. Herkunft: Pipelinegraben, 200 m westlich Sportplatz Schweisweiler.

Fig. 4: Tuffitischer Mittel- und Grobsandstein des Lithofaziestyps St mit tabularer Schrägschichtung. Aufschlußphotographie: Weganschnitt, 250 m südöstlich Sportplatz Gehrweiler. Länge des Maßstabs 2 cm.

Fig. 5: Aufgearbeiteter Tuff des Lithofaziestyps Ai mit Intraklastengefüge, jedoch ohne beigemischte epiklastische Komponente. Herkunft: Nördlicher „Stein-Berg“, 500 m nordwestlich Schweisweiler.

Fig. 6: Pockennarbige Schichtoberfläche eines Handstücks von Lithofaziestyp Ai, die von Abdrücken vollständig abgebauter Bimslapilli herrührt. Herkunft: Flurbereich „Auf den drei Eichen“, 1,5 km östlich Gehrweiler.

Fig. 7: Normal gradierter Aschentuff des Lithofaziestyps Ah mit zahlreichen akkretionären Lapilli des Rindentyps, die meist intakt sind und runde, isometrische Querschnitte zeigen. Herkunft: 400 m südöstlich Friedhof Schweisweiler.

Fig. 8: Massiger, komponentengestützter konglomeratischer Litharenit des Lithofaziestyps Km. Der Matrixanteil wird durch helles, alteriertes pyroklastisches Material gebildet, dunkle Partikel stellen Quarzit- und Lyditgerölle dar. Herkunft: Nördlicher „Feils-Kopf“, 900 m ost-südöstlich Hintersteiner Hof/Rockenhausen.

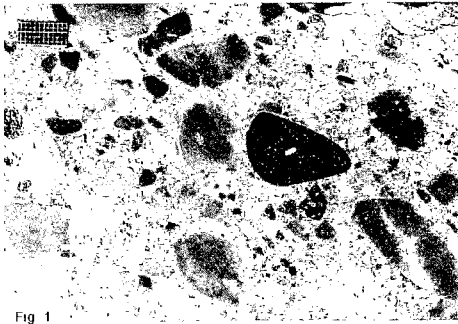


Fig 1



Fig 2

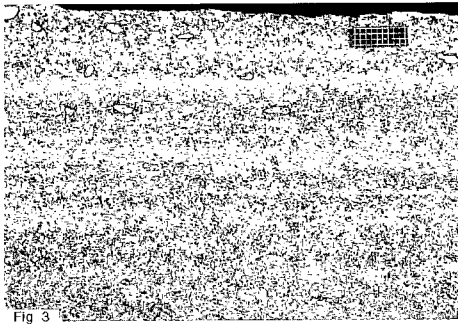


Fig 3

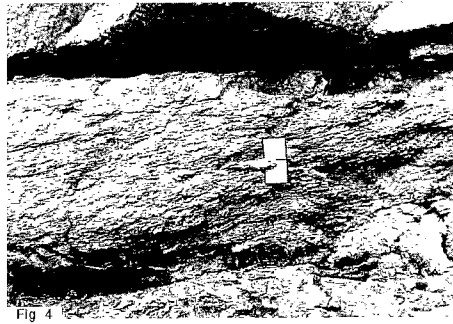


Fig 4

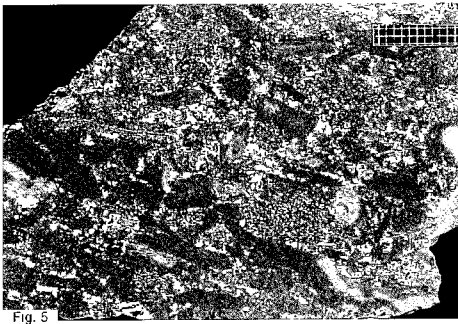


Fig 5

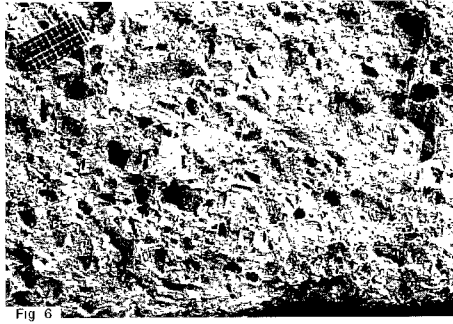


Fig 6

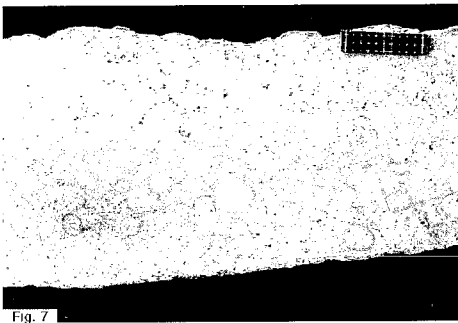


Fig 7

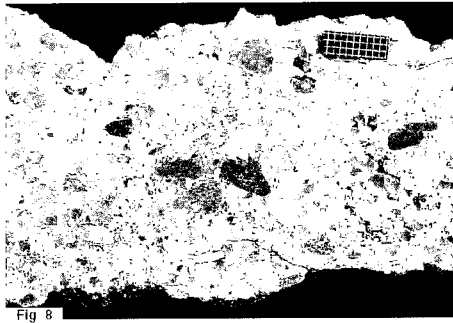


Fig 8

reich einiger Sequenzen gut sortierter, feiner Aschentuffe wurden zudem kleindimensionale, trogförmige Schrägschichtungskörper mit konkaven, bimodal einfallenden Leeblättern festgestellt. Im Umfeld synsedimentär aktiver Störungszonen (STOLLHOFEN 1992) sind häufig staffelförmige Mikrobrüche und Internbrekzien (Tafel 2, Fig. 5), die als Indikatoren seismischer Bodenunruhe gewertet werden können und zudem eine frühe Zementation belegen, entwickelt. Die Umlagerung der Pyroklastika ist jedoch in allen genannten Fällen nicht von einer Beimischung epiklastischen Materials begleitet, so daß bei der geringen Korngröße von einer niedrigerenergetischen „in situ“ Aufarbeitung der Pyroklastika ausgegangen werden kann.

Aschentuffe des Lithofaziestyps Ai werden aufgrund der beschriebenen, aquatisch bedingten Dichtegradierung, der hydroplastischen Deformationsgefüge, dem Auftreten von Wellenrippeln, Strömungsmarken und hydroplastischen Deformationsgefügen als aquatisch sedimentierte Aschenfallablagerungen interpretiert. Vergleichbare Merkmale *aquatisch sedimentierter Aschentuffe* werden von CHESTERMAN (1956), BRENCHELEY (1972) und SMITH (1987) erwähnt.

Massige, matrixgestützte vulkaniklastische Brekzien (Lithofaziestyp Bmg)

Bei diesem Lithofaziestyp kann zwischen klastenreichen und klastenarmen, matrixgestützten vulkaniklastischen Brekzien unterschieden werden. Klastenreiche Brekzien sind nicht oder invers gradiert, während die klastenarmen Varianten nicht oder normal gradiert sind. Die Basiskontakte sind scharf und planar und zeigen keine Erosionserscheinungen.

– Die Verbreitung des klastenreichen Gesteinstyps konzentriert sich auf den proximalen Faziesbereich, wo auch fließende Übergänge zu klastengestützten Fallablagerungen (Typ Am) ähnlicher Korngröße beobachtet wurden. Klastenreiche Ablagerungen des Typs Bmg sind ungeschichtet und bezüglich der Korngrößen deutlich polymodal, wobei die Korngrößen zwischen der feiner Aschen und solcher von Blöcken (max. 30 cm) variieren (Tafel 2, Fig. 1). Die Sphärizität der Klasten schwankt zwischen kugelig und plattig, ihre Zurundung umfaßt ein Spektrum zwischen vollständig ungerundeten und gut gerundeten Komponenten. Deutlich wird jedoch eine Dominanz schlecht gerundeter, bezüglich der Kornform im weitesten Sinne „kugelig“ Partikel. Eine Beziehung zwischen Petrographie oder Größe der Klasten und ihrer Zurundung konnte nicht festgestellt werden. Sowohl innerhalb der Grobfraction als auch in der schlecht sortierten Matrix zeigen die Komponenten im Gegensatz zu den primär abgelagerten Pyroklastika eine deutlich polymikte Zusammensetzung. Die Mächtigkeiten der Ablagerungen wurden mit jeweils ca. 0,5 bis 3 m ermittelt, wobei aufgrund des Geländeausbisses in Transportrichtung tabulare und im Querschnitt linsenförmige Schüttungskörper vorliegen dürften.

– Klastenarme Ablagerungen wurden bevorzugt im medialen Faziesbereich beobachtet. Plastisch deformierte, ausgelängte Tonsteingerölle deuten in der basalen Zone ein Fluidalgefüge an, zu dem auch die Längsachsen der überwiegend plattigen, maximal kantengerundeten Klasten annähernd parallel ausgerichtet sind. Bevorzugt angulare kompakte, dicht und gleichkörnig strukturierte Vulkaniklasten und wenige tuffitische Lithoklasten von maximal 4 cm Korngröße „schwimmen“ in einer von feinen und groben Aschen aufgebauten Matrix (Tafel 2, Fig. 2). Ablagerungen dieses Typs zeigen Mächtigkeiten zwischen 0,2 und 0,8 m und deuten im Vergleich zur klastenreichen Variante lateral beständige Sedimentkörper von wahrscheinlich mehreren 10er m horizontaler Erstreckung an.

Verbreitung, absolute und relative Korngrößen, matrixgestütztes Gefüge und inverse Gradierung des klastenreichen Typs deuten auf *Schuttstromablagerungen (debris flow depo-*

sits), die in lokalen Depressionen und präexistenten, breiten Rinnen abgelagert und konserviert wurden. Ähnliche Erkennungsmerkmale von Schuttstromablagerungen werden von FISHER (1960), BULL (1972), FRITZ & HARRISON (1985), SMITH (1986) und PALMER & WALTON (1990) genannt.

Bei dem klastenarmen Typ weist die Dominanz der Matrixkomponente neben der Führung grobkörniger, angularer Klasten bei fehlender basaler Erosion auf *Schlammstromablagerungen* (*mudflow deposits*) hin, die möglicherweise das laterale Äquivalent der Schuttstromablagerungen darstellen. Ein vergleichbarer Lithofaziestyp wird durch WARESBACK & TURBEVILLE (1990) beschrieben.

Massige, komponentengestützte konglomeratische Arkosen und Litharenite (Lithofaziestyp Km)

Die Verbreitung von Gesteinen dieses Typs beschränkt sich auf den proximalen und inneren medialen Faziesbereich (Abb. 6). Fazies-Code Km beschreibt komponentengestützte, dunkelviolettblaue konglomeratische Arkosen und Litharenite von 0,1 bis 0,5 m Mächtigkeit (Tafel 2, Fig. 8). Die Geometrie der Sedimentkörper ist als tabular bis linsenförmig, mit einer lateralen Ausdehnung von mehreren 10er m bis ca. 100 m zu beurteilen. Die Basiskontakte sind stets deutlich erosiv mit bis zu 10 cm tiefen Strömungsmarken. Insbesondere nahe der Basis treten plastisch deformierte Gerölle von Aschentuffen und Siltsteinen auf, die bis zu 5 cm in der Längsachse messen. Die Komponenten sind schlecht sortiert, lassen nur selten eine Imbrikation, jedoch häufig eine normale Verteilungsgradierung erkennen. Die basalen und mittleren Teile einer Schicht wirken meist massig und die in den Sandsteinen des Topbereichs ausgebildete Horizontalschichtung wird nur durch die Einregelung plattiger Komponenten in Transportrichtung angedeutet. Der Raum zwischen den gerüstbildenden Geröllen und Klasten der Feinkiesfraktion wird von einer schlecht sortierten, zum Teil tuffitischen Mittel-/Grobsandmatrix eingenommen. Diese Matrix erscheint zu grobkörnig, um als Infiltrationsprodukt zwischen den größeren Komponenten verstanden zu werden. Assoziationen zu feinkörnigen Sedimentgesteinen der Typen Sr oder Sfh wurden nicht beobachtet.

Faziestyp Km könnte Ablagerungen von „*hyperconcentrated flood flows*“ repräsentieren. Rasche Sedimentation einer konzentrierten Dispersion mit 40 bis 80 Gew.% (20 bis 60 Vol.%) Sedimentanteil bietet auch eine Erklärung für die beobachtete geringe strukturelle und kompositionelle Reife, relativ hohe Matrixanteile, normale Gradierung und das Fehlen von feinerkörnigen Sedimenteinschlüssen. Bei derartig hohen Sedimentanteilen beginnt sich eine Flüssigkeit im rheologischen Sinne durch die Erhöhung der Fließfestigkeit leicht plastisch zu verhalten, und unterscheidet sich durch das abgeschwächte turbulente Fließverhalten von „normalen“ streamflows (PIERSON & COSTA 1987).

Hyperconcentrated flood flow-Ablagerungen lassen sich nach SMITH (1986, 1987) von Schuttstromablagerungen durch das Fehlen von Texturmerkmalen, wie matrixgestütztes Gefüge oder nichtvorhandene Schichtung, unterscheiden. Stattdessen zeigen sie komponentengestützte Gefüge, normale Gradierung und Horizontalschichtung. Abweichend von normalen „stream flow“-Ablagerungen fehlen in „hyperconcentrated flood flow“-Ablagerungen hingegen Schrägschichtung oder erkennbare Barrenformen.

Konglomeratische Arkosen und Grobsandsteine mit trogförmiger Schräg-Schichtung (Lithofaziestyp Kt)

Gesteine des Typs Kt sind lediglich im medialen und distalen Faziesbereich (Abb. 6, Profil B) anzutreffen. Die hellviolett- bis rotgrauen Grobsandsteine, konglomeratischen Arkosen und Litharenite haben ein komponentengestütztes Gefüge mit polymodaler

Korngrößenverteilung und mäßiger bis schlechter Sortierung. Ihre Mächtigkeit variiert zwischen ca. 0,5 m und maximal 2,50 m und verdeutlicht damit die trogförmige Geometrie der einzelnen Sedimentkörper mit ca. 10 bis 60 m lateraler Beständigkeit. Da die trogförmigen Schrägschichtungskörper jedoch nicht isoliert, sondern stets zu Sets lateral aneinandergereiht und vertikal gestapelt auftreten, erreichen Gesteine dieses Typs insgesamt eine meist tabulare Geometrie mit lateralen Beständigkeiten über mehrere 100 bis 1000 m. Die Basiskontakte des Typs Kt sind deutlich erosiv und demonstrieren mit ca. 5 bis 20 cm tiefen Strömungsmarken ein ausgeprägtes Relief. Über den grobkörnigen Rinnen-Basissedimenten (channel lag deposits), die bis zu 30 cm große Gerölle geschichteter Aschentuffe führen, liegt gewöhnlich eine mittel- bis großdimensionale, trogförmige Schrägschichtung mit polypolar einfallenden, tangentialen Leeblättern vor. Geröllkomponenten besitzen eine eiförmige bis plattige Form bei teilweise guter Zurundung und maximalen Korngrößen von bis zu 5 cm. Häufig ist die Entwicklung von Sohlbankzyklen erkennbar. Die im Topbereich von Sedimentgesteinskörpern des Lithofaziestyps Kt oft mittel- bis grobsandige Ausbildung zeigt zum Teil Wickelschichtung.

Aufgrund der genannten Merkmale werden in den konglomeratischen Arkosen mit großdimensionaler, trogförmiger Schrägschichtung *Rinnenbasis- und Gleithangablagerungen* (channel lag/point bar deposits) breiter, flacher, miteinander verzahnender und lateral migrierender Rinnen eines mäandrierenden Flußsystems gesehen. Mäandrierende Flußsysteme entwickeln sich nach ALLEN & ALLEN (1990) bevorzugt in Gebieten mit niedrigen Reliefgradienten und kontinuierlicher Sedimentzufuhr. Im Gegensatz zu Ablagerungen verzweigter Flüsse ist eine deutliche Beteiligung von Sedimenten der Überflutungsebene (Typ Sfh) und eine starke Varianz der Paläoströmungsrichtungen bei den typischen Sohlbankzyklen feststellbar. Die im Gesamtbild tabulare Geometrie der von trogförmigen Schrägschichtungskörpern aufgebauten Rinnenablagerungen (MOODY-STUART 1966, MCGOWEN & GARNER 1970) könnte zudem auf eine relativ geringe Subsidenzrate des Ablagerungsraumes hinweisen.

Eben horizontalgeschichtete tuffitische Mittel- und Grobsandsteine (Lithofaziestyp Sh)

Hierbei handelt es sich um grüngraue oder rotviolette tuffitische Mittel- und Grobsandsteine, die vereinzelt eingestreute oder lagenweise angereicherte angulare Klasten der Feinkiesfraktion führen. Überwiegend ist die Sortierung des komponentengestützten Gesteins daher als schlecht zu bezeichnen. Maximal ca. 2 m mächtige Sequenzen, die zum Teil als Sohlbankzyklen zu bezeichnen sind, werden von 0,5 bis 5 cm mächtigen, teils gradierten Schichten mit lateral gleichbleibender Mächtigkeit aufgebaut. Im proximalen Faziesbereich sind die Tuffite meist massig ausgebildet, während im medialen und distalen Faziesbereich (Abb. 6, Profil B) über den massigen, basalen Partien einer Tuffit-Sequenz, eben horizontalgeschichtete Tuffite (Tafel 2, Fig. 3), teilweise mit Feinschichtung, folgen. Auch Wickelschichtungen, Caliche-Knollen und Reduktionshöfe wurden bevorzugt in Gesteinen der medialen und distalen Fazies dieses Lithofaziestyps beobachtet. Stellenweise läßt sich auch eine ausgeprägte Wechsellagerung feinerer Mittelsand- und gröberer, klastenführender Grobsandsteinlagen feststellen. Eine Imbrikation der plattigen Klasten ist insbesondere an der Basis von Schichten mit nicht erosiven Liegendkontakten verbreitet. Die Geometrie der Sedimentkörper kann überwiegend als flach-linsenförmig mit maximaler lateraler Erstreckung über mehrere 10er m bis ca. 100 m eingestuft werden.

Die Gesamtmächtigkeit von Gesteinen des Lithofaziestyps Sh ist im medialen Faziesbereich am höchsten. Häufig setzt eine Tuffit-Sequenz mit erosiven Basiskontakten ein, wobei die Erosion einzelner Strömungsmarken selten 10 cm Relief überschreitet. Nahe

der erosiven Basis können in bis zu 5 cm mächtigen Aufarbeitungshorizonten plastisch deformierte Softklasten von Tonsteinen und feinen Aschentuffen auftreten. Diese konnten jedoch stets nur in der basalen Schicht einer mehrschichtigen Tuffitsequenz erkannt werden. Die Hauptkomponenten bilden plattige, angulare und kompakte Aschenpartikel und Lapilli. Bimse sind in der Regel selten und weisen eine deutliche Zurundung auf. Auch die Internstruktur der Bimse ist gewöhnlich nicht mehr erhalten, sondern durch Sekundärminerale ersetzt. Schichtflächen weisen zum Teil die typischen, von Bimsabdrücken stammenden, pockennarbigten Oberflächen auf.

Aufgrund der beobachteten Korngrößenverteilung und den zu erwartenden flachen Wassertiefen muß für die Bildung der zum Teil feinen Horizontalschichtung ein Sedimenttransport unter den Bedingungen des oberen Strömungsregimes in Betracht gezogen werden. Es wird daher angenommen, daß obiger Lithofaziestyp Schichtflutablagerungen darstellt, welche aufgrund fehlender Vegetation, hoher Abflußraten und reichlichem Vorhandensein von pyroklastischem Lockermaterial durch episodische Regenfälle, insbesondere in dem morphologisch etwas höher liegenden Donnersbergraum, bzw. in tektonisch bedingten Hochschollen, als *Sheet washes* ausgelöst wurden. Vergleichbare Gefügemerkmale und Prozesse werden von TUNBRIDGE (1981), HOGG (1982), STEAR (1985), SMITH (1987) und ZIEGLER & LICK (1988) angeführt. Im proximalen Faziesbereich erfolgte ein kanalisierter Transport in flachen, verzweigten Rinnen, während im medialen und distalen Faziesbereich, bei nachlassendem Relief, von einem Übergang zu schichtförmigen, nicht mehr auf Rinnen beschränkte Ablagerungen ausgegangen werden kann. Die Zeitabstände zwischen den zyklisch auftretenden Strömungsereignissen waren hierbei groß genug, um die Substratoberfläche trocken fallen und die Bildung von Caliche stattfinden zu lassen.

Tuffitische Fein- und Mittelsandsteine mit tabularer Schrägschichtung (Lithofaziestyp St)

Die lediglich 1 bis 20 cm mächtigen, violettgrauen tuffitischen Fein- und Mittelsandsteine zeigen erosive Basiskontakte. Das Gefüge ist komponentengestützt und im Vergleich zu den Tuffiten des Typs Sh matrixärmer bis matrixfrei und besser sortiert. Die makroskopisch ermittelte Komponentenzusammensetzung ist der des Typs Sh weitgehend vergleichbar, es fehlen jedoch Bimse und Lapilli sowie Lithoklasten und Siliziklasten der Feinkiesfraktion. Die tabulare Schrägschichtung wird stets von einer einzigen Serie meist planarer Foresets aufgebaut und zeigt eine unipolare Orientierung (Tafel 2, Fig. 4).

Sehr flache, linsenförmige Körper von maximal 2 m lateraler Beständigkeit beschreiben die Geometrie dieses Lithofaziestyps, der bei vergleichbaren Gesteinstypen auch von ALLEN (1983) und WARESBACK & TURBEVILLE (1990) als *Ablagerung von Transversalbarren* eines ephemeren, verzweigten Flußsystems in flachen Rinnen gedeutet wird.

Massige oder rippelgeschichtete (tuffitische) Fein- und Mittelsandsteine (Lithofaziestyp Sr)

Gesteine dieses Typs werden durch linsenförmige Fein- und Mittelsandsteine, die in eine von Siltsteinen dominierte Sequenz (Typ Sfh) eingelagert sind, repräsentiert. Ihre Verbreitung konzentriert sich auf den medialen und distalen Faziesbereich (Abb. 6, Profil B). Die Sandsteine wirken häufig massig und bioturbirt, lassen jedoch zum Teil eine mikro- bis kleindimensionale Schrägschichtung oder kletternde Rippeln mit nur geringer Phasenverschiebung erkennen. Die Korngrößenentwicklung innerhalb einer von Typ Sr aufgebauten 0,1 bis 2 m mächtigen Sequenz deutet entweder eine invers gradierte oder eine ungradierte Abfolge an. Basiskontakte sind erosiv, werden aber in der Regel nicht

durch eine Führung plastisch deformierter Tuff-, Ton- oder Siltgerölle charakterisiert. Die siliziklastischen Komponenten sind mäßig gerundet, jedoch meist gut sortiert und liegen in einem korngestützten Gefüge vor.

Die mit Ablagerungen der Überflutungsebene (Typ Sfh) assoziierten, linsenförmigen Fein- und Mittelsandsteine des Typs Sr werden als *Rinnendurchbruchablagerungen* (crevasse splay deposits) gedeutet, während grobsandige und konglomeratische, stark erosiv und gedungen linsenförmige Körper Ablagerungen proximaler Rinnendurchbruchkanäle (crevasse splay channels) vergleichbar erscheinen. Nach COLLINSON (1986) ist auch die oben erwähnte Rippelschichtung ein in Rinnendurchbruchablagerungen weit verbreiteter Schichtungstyp. Das Auftreten von kletternden Rippeln zeigt hierbei an, daß bei der Querschnittserweiterung des Flußbettes zeitweise besonders viel sandig/tuffitisches Material während der Rippelbildung und -verlagerung aus der Suspension ausfiel.

Horizontalgeschichtete Silt- und Feinsandsteine (Lithofazies-Typen Sfh und Sfh*)

Lithofaziestyp Sfh zeigt im Untersuchungsgebiet die gleiche räumliche Verbreitung wie die Typen Kt und Sr. Lithofaziestyp Sfh* ist hingegen nur im proximalen Faziesbereich feststellbar.

Vorwiegend rotviolette, ca. 0,1 bis 1,5 m mächtige wechsellagernde Ton-, Silt- und Feinsandsteine bauen den Lithofaziestyp Sfh auf. Die basalen Kontakte sind ohne Ausnahme nicht erosiv und häufig in Form gradueller Übergänge zu unterlagernden Gesteinen des Typs Kt und Sr ausgebildet. Eine feine, ebene bis wellige Horizontalschichtung herrscht vor; in wenigen Fällen wurde auch eine linsenförmige Rippelfläserung beobachtet. Die seltenen, bisher nur im distalen Faziesbereich lokal beobachteten Tonsteine, sind meist laminiert und lediglich wenige mm mächtig. Auf den Schichtoberseiten sind zum Teil kleindimensionierte Marken von Wellen- oder Strömungsrippeln erkennbar. Weiterhin wurden stellenweise Reduktionshöfe, Wurzel- und Bioturbationsspuren sowie Trockenrisse und kleine (< 1,5 cm) Caliche-Konkretionen festgestellt. Im Querschnitt isometrische, gerundete Bimslapilli sind lokal verbreitet, zeigen aber wie die in Typ Sr auftretenden Bimse keine intakte Internstruktur. Diese Bimslapilli treten bevorzugt in etwa 5 cm mächtigen, ungeschichteten, grüngrauen Siltsteinhorizonten auf und wurden, nach ihrer in der Aufsicht eiförmigen Zurundung zu urteilen, offenbar aquatisch umgelagert. In einigen Horizonten gehäuft auftretende, rundliche Bleichungshöfe gehen entweder auf Uran-Vanadium-Kerne (EICHHOFF & REINECK 1953) oder auf die reduzierende Wirkung organischer Substanzen (MYKURA & HAMPTON 1984) zurück, deren Vorhandensein durch stellenweise zu beobachtende Grab- und Wurzelspuren sowie seltene Pflanzenreste von *Calopteris conferta* angedeutet wird. Die anhand von Oberflächenkartierung und Aufschlüssen gewonnenen Erkenntnisse zeigen für Typ Sfh eine überwiegend tabulare Geometrie der Sedimentkörper mit konstanten Mächtigkeiten über mehrere 10er bis 100 m.

Typ Sfh* ist makroskopisch von Typ Sfh kaum unterscheidbar, führt aber keine organischen Substanzen. Gesteine dieses Typs sind in der Regel nur wenige dm mächtig, zeigen keinerlei Sedimentmarken, keine Assoziationen zu Gesteinen der Typen Kt oder Sr und führen keine Bimse.

Die horizontalgeschichteten Silt- und Tonsteine weisen eine lateral annähernd konstante Mächtigkeit auf und scheinen damit eine tabulare Geometrie der Sedimentkörper anzudeuten. Grab- und Wurzelspuren neben Trockenrissen und Caliche-Bildungen werden innerhalb des fluviatilen Systems dem Ablagerungsraum einer ausgedehnten Überflutungsebene zugeordnet. Anlehnend an MATHISEN & VONDRA (1983) werden Ablagerungen des Typs Sfh *Überflutungsebenen mäandrierender Flüsse* (floodplain deposits) zugeordnet, die nach MIALL (1977) eine deutlich höhere laterale Ausdehnung und Mächtigkeit

als „overbank“-Ablagerungen verzweigter Flüsse haben. Das Auftreten von Calichebildungen wird hierbei durch den für eine Überflutungsebene typischen, stetigen Wechsel zwischen Durchfeuchtung und Austrocknung begünstigt.

Millimeter- bis zentimetermächtige siliziklastische Silt- und Tonsteineinschaltungen (Sfh*), wie sie im proximalen Faziesbereich bei Fehlen der Typen Kt und Sr beobachtet wurden, könnten hingegen die verdünnten, distalen Äquivalente von Lithofaziestyp Bmg darstellen und werden daher als „waning flow“-Ablagerungen (MATHISEN & VONDRA 1983) eingestuft.

3. Komponententypen der Pyroklastika

Die pyroklastischen Einzelkomponenten von Ablagerungen der Tuffserie I sind mit Ausnahme der Bimse und Lapilli meist nur mikroskopisch zu identifizieren. Als juvenile Pyroklasten werden ungerundete bis kantengerundete Lapilli- und Aschenpartikel „magmatischer Zusammensetzung“ angesehen, die abhängig von Förderort und Eruptionsmechanismus sich in ihrer Zusammensetzung, ihrem Interngefüge und in der Kornform unterscheiden können. Im folgenden soll daher zunächst ein Überblick über die in der Hauptmasse der Tuffe I unterscheidbaren Typen juveniler und allothigener Pyroklasten gegeben werden. Daran anschließend wird die relative Häufigkeit der unterschiedlichen Pyroklasten, wie auch Modifikationen ihres Gefüges in den einzelnen Lithofaziestypen diskutiert und schließlich eine Klassifikation der Tuffserie I unter petrographischen Gesichtspunkten vorgenommen.

Typ I: Angulare Pyroklasten mit trachytischem Gefüge (Tafel 3, Fig. 7) zeigen überwiegend plattige bis gestauchte leistenförmige Kornformen sowie eine kompakte Ausbildung mit dichter, gleichkörniger Struktur. Sie führen zahlreiche dicht gepackte und subparallel eingeregelt Mikroeinsprenglinge von Sanidin (0,1 bis 0,2 mm), neben vereinzelt Biotit (0,2 bis 0,3 mm) in einer kryptokristallinen Matrix. Stellenweise liegen auch geringfügig größere, jedoch aufgrund des Korngrößenkontrastes dennoch auffällige, bis zu 0,5 mm messende idiomorphe Sanidinleisten vor. In einigen Fällen konnten makrokristalliner Quarz und Kaolinit in den Interstizien der Grundmasse-Feldspäte identifiziert werden. Wahrscheinlich stellen diese Bildungen Rekrystallisate bzw. Alterationsprodukte der in den Zwickelräumen ursprünglich vorhandenen Glassubstanz dar, so daß von ursprünglich hemikristallin ausgebildeten Pyroklasten ausgegangen werden kann.

Typ II: Dichte, porphyrische Partikel mit mikrofelsitische Struktur führen zum Teil Einsprenglinge, die meist schon makroskopisch sichtbar werden. Es handelt sich hierbei um einschlußfreie, durch magmatische Korrosion buchtig gerundete und von zahlreichen Rissen durchzogene Quarze (0,1 bis 0,7 mm), unter Neubildung von Hämatit oxidierte braune Hornblenden (< 0,1 mm) oder auch grünbraune, einschlußfreie Biotite (< 0,2 mm), die ebenfalls eine randliche Oxidation aufweisen können. Die Einsprenglinge liegen in einer gleichkörnigen, mikrokristallinen, von Quarz und Alkalifeldspat aufgebauten, isotropen Grundmasse vor. Die Kornform der stets kompakten, angularen Pyroklasten ist als gestauchte leistenförmig zu beschreiben.

Typ III: Dieser Typ betrifft dichte, gleichkörnige und kompakt ausgebildete, angulare Pyroklasten, die aus mikrokristallinen, teils „gebänderten“ Quarz/Serizit-Aggregaten zusammengesetzt sind und oft nur undeutlich von der ähnlich ausgebildeten Matrix der Tuffe abzugrenzen sind. Wahrscheinlich stellen sie rekrystallisierte, ehemals aphyrische glasige Klasten dar, deren ursprünglich wohl saurer Stoffbestand anhand der Dominanz von Quarz-Neubildungen und der andererseits gering vertretenen oder gar fehlenden

Opaksubstanz nur noch vermutet werden kann. Möglicherweise zeichnet die erwähnte „Bänderung“ der Quarz/Serizit-Neubildungen ein laminiertes Fluidalgefüge nach.

Typ IV: Angulare Klaster, die überwiegend von mikrokristallinen Quarz- oder felderförmigen Quarz/Albit-Aggregaten aufgebaut werden (Tafel 3, Fig. 2), weisen häufig blok-kige Kornformen mit konkaven Begrenzungsflächen auf. Zum Teil lassen sie auch sphärolithische Texturen erkennen und dürften demnach ebenfalls Entglasungsprodukte saurer vulkanischer Gläser darstellen. Für das ehemalige Vorhandensein von Gesteinsglas sprechen auch die von Eisenoxiden nachgezeichneten Perlit-sprünge (Tafel 3, Fig. 1), bzw. die bei nicht gekreuzten Nicols sichtbaren „jigsaw-cracks“. Diese mosaikförmig angeordneten Mikrobrüche indizieren zudem eine sehr rasche Abkühlung der Schmelze und sind daher insbesondere bei phreatomagmatischen Eruptionen verbreitet.

Typ V: Die als Bimse zu bezeichnenden Pyroklasten führen teilweise Einsprenglinge, die bei etwa 5 bis 10% aller Bimse in Form von idiomorphen Quarzen (max. 1 mm), seltener auch Hornblenden (max. 0,8 mm) und Biotiten (max. 0,4 mm) beobachtet werden konnten. Insbesondere durch das Ablagerungsmilieu der Pyroklasten gesteuert, zeigen sich bei den Bimsen gravierende Unterschiede der Erhaltungszustände. So sind die im Querschnitt primär rundlichen Blasen Hohlräume vieler subaerisch abgelagerter Bimse noch offen und zeigen keine Kompaktionserscheinungen, während aquatisch sedimentierte Bimse in vielen Fällen vollständig zu kryptokristallinen, texturlosen Tonmineralaggregaten alteriert sind (Tafel 3, Fig. 3). Abhängig von Eruptions- und Transportmechanismus lassen sich bei den Bimsen ferner zwei verschiedene Ausbildungen anhand ihrer Korngröße, Kornform, Kornoberfläche und Blasigkeit voneinander abgrenzen:

– Ausbildung A: Bimse dieses Typs erreichen Größen von bis zu 7 cm Länge, bei Achsenverhältnissen von ca. 1:3,5 bis 4; sie zeichnen sich damit durch eine stengelige bis gestreckt leistenförmige Kornform aus. Im Querschnitt werden zahlreiche, dicht nebeneinander liegende und teilweise auch miteinander verschmelzende, rundliche Blasen

Tafel 3: Komponententypen der Tuffserie I.

Fig. 1: Blockiger, ehemals glasiger Pyroklast (Typ IV) mit von Eisenoxiden nachgezeichneten Perlit-sprünge. Parallele Nicols, 40× vergrößert.

Fig. 2: Blockiger Pyroklast mit pflasterförmigem Glas-Rekristallisationsgefüge, das als Entglasungsprodukt eines sauren Gesteinsglases gedeutet wird und eine Fluidaltextur nachzeichnet (Typ IV). Gekreuzte Nicols, 40× vergrößert.

Fig. 3: Nahezu vollständig abgebauter Bims, dessen röhrenförmige Blasen Hohlräume durch Sekundärminerale abgebildet werden. Parallele Nicols, 40× vergrößert.

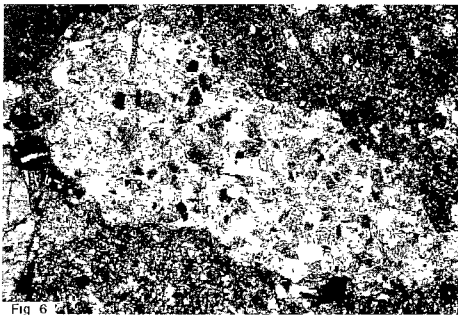
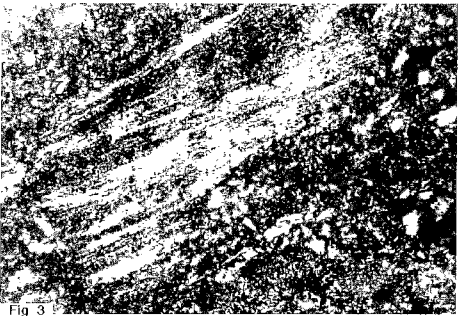
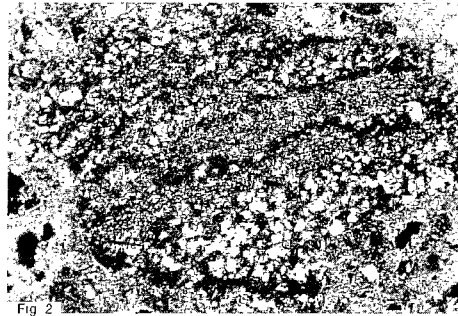
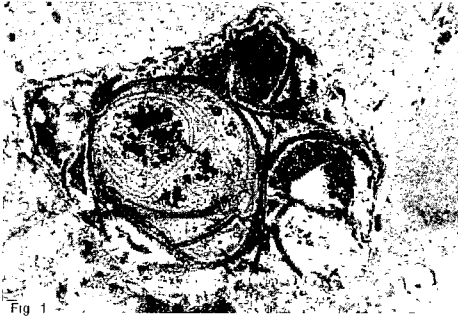
Fig. 4: Porphyrisch strukturierter, wahrscheinlich ehemals hemikristalliner Pyroklast andesitischer Zusammensetzung (Typ VI) mit Einsprenglingen von stark alteriertem Plagioklas in einer oxidierten, von Opaksubstanz sowie Neubildungen von Epidot und Chlorit durchsetzten Grundmasse. Gekreuzte Nicols, 40× vergrößert.

Fig. 5: Schwach blasiger Bimslapillus (Typ V/B) mit dickwandigen Blasenwänden und eiförmigen bis isometrischen Blasenräumen in Aschentuffen der Lithofaziestypen Ah und Amgh. Aufflicht, untere Bildkante entspricht 20 mm.

Fig. 6: Rundlicher, allothigener Pyroklast eines hellglimmerreichen Feinsandsteins im Kornverband (Herkunft Obere Lebach Gruppe ?). Gekreuzte Nicols, 25× vergrößert.

Fig. 7: Pyroklast mit trachytischem Gefüge (Typ I) von subparallel eingeregelteten Sanidinleisten. Gekreuzte Nicols, 40× vergrößert.

Fig. 8: Durch Neubildung von Kaolinit schichtparallel aufgeblätterte und „aufgeblähte“ Biotite. Parallele Nicols, 100× vergrößert.



hohlräume mit oft extrem dünnen Blasenwänden sichtbar. Die röhrenförmige Geometrie dieser stark ausgedehnten, parallel orientierten Blasenräume kommt jedoch erst in Längsschnitten zum Ausdruck. Die Kornoberflächen wirken (Erhaltungszustand !) planar und annähernd glatt.

– Ausbildung B: Bei diesem Typ wurden maximale Korngrößen von 2,5 cm und Achsenverhältnisse von etwa 1:2,5 ermittelt, die durchschnittliche Korngröße kann aber mit 0,1 bis 1 cm angegeben werden. Es dominieren blockige, gestaucht leistenförmige und keilförmige Partikel mit curviplanaren und planaren, oft „löchrigen“ Begrenzungsflächen (Tafel 3, Fig. 5). Die Blasigkeit ist deutlich niedriger, woraus sich entsprechend dickwandige Blasenwände und ein geringer Verschmelzungsgrad der Blasen Hohlräume ableiten lassen. Die Bimse besitzen entweder eine isotrope Textur oder ein nur schwach ausgeprägtes Fluidalgefüge mit ellipsenförmigen Blasen Hohlräumen.

Typ VI: Farblich auffallend sind dunkelbraune, meist kugel- bis eiförmige, dichte Pyroklasten mit mikrokristallin-porphyrischem Gefüge (Tafel 3, Fig. 4). Sie führen in einer vollkommen oxidierten und von reichlich Opaksubstanz durchsetzten Grundmasse, meist subparallel eingeregelt Plagioklas-Mikroeingesprenge (< 0,3 mm) gleicher Korngröße. Die Plagioklase sind größtenteils durch Neubildung mikrokristallinen Quarzes isomorph ersetzt. Für die Grundmasse wird aufgrund ausbleibender Quarz-Rekristallite, jedoch stark verbreiteter Opakpartikel als ursprünglicher Stoffbestand ein basaltisches (oder andesitisches) Glas angenommen. Das Gefüge dieser Pyroklasten wäre aufgrund des in der Grundmasse vermuteten Glasanteils als hemikristallin-hyalophitisch zu bezeichnen.

Typ VII: Vergleichsweise selten sind mittelkörnig strukturierte Klasten, wahrscheinlich granodioritischer Zusammensetzung und mikrogranitische Partikel mit mikrographischer, granophyrischer oder myrmekitischer Struktur zu beobachten, die unter Umständen auch zu den allothigenen Komponenten zu zählen sind.

Typ VIII: Als isolierte Kristalle und Kristallfragmente juveniler Herkunft treten einzeln 0,2 bis 0,3 mm große, einschlußfreie Quarze auf, die oft rundlich korrodiert sind und einheitlich auslöschten. Charakteristisch sind angulare, oft keil- oder dornförmige Quarzsplinter und Quarze mit zahlreichen feinen Rissen. Daneben konnten in zwei Proben idiomorphe, zonar gebaute Quarze mit engständigen, parallel orientierten Lamellen, die wahrscheinlich als Schocklamellen zu interpretieren sind, identifiziert werden. Ferner liegen bis zu 0,5 mm lange Sanidinleisten und gedrungene, 0,1 bis 0,5 mm große, häufig serizitisierte Plagioklase vor. Die vorzugsweise grünen bis grünbraunen, bis zu 0,8 mm in der Längsachse messenden Biotite führen oft feine Apatitnadeln und sind ansonsten weitgehend frei von Einschlüssen. Pleochroitische Höfe wurden in keinem Fall beobachtet. Akzessorisch treten bis zu 0,7 mm große Pseudomorphosen von Hämatit nach Amphibolen sowie wenige 0,06 bis 0,1 mm große, grüne Hornblenden auf.

Typ IX: Eine Anreicherung von feinstkörnigen Glaspartikeln der Aschenfraktion (< 0,02 mm) scheint in der Matrix, bzw. Grundmasse der Tuffe vorzuliegen, die die stärksten Rekristallisationserscheinungen aufweist. Oft ist die Grundmasse, wie bei den ehemals glasigen Pyroklasten beobachtet, zu krypto- bis mikrokristallinen Quarz/Serizit- oder Quarz/Albit-Aggregaten rekristallisiert. Gelegentlich liegen in ehemals offenen Porenräumen oder um Quarzkörner auch Neubildungen feinfaserig-radialstrahligen Chalcedons vor. Lokal sind Haufwerke winziger Rutilmikrolithen verbreitet, die als Abbauprodukte von Biotiten gedeutet werden. Pigmentierend liegen feinverteilte Eisenoxide und Eisenhydroxide sowie Leukoxen vor.

Typ X: Aus der Fraktion 45 bis 250 µm wurden in separaten Trennungsgängen mittels Magnetscheider und Schwerelösung die Schwerminerale Biotit, Apatit, Zirkon und Hornblende angereichert, die ebenfalls juvenile Komponenten darstellen dürften. Spärlich verbreitete Granate (Almandin), Turmaline, Titanaugite und Biotite mit pleochroitischen Höfen um Einschlüsse werden hingegen als allothigene Komponenten eingestuft, da sie zum Teil auch als Einschlüsse in allothigenen Quarzen und Plagioklasen beobachtet wurden. ARIKAS (1986) sieht in den almandinbetonten Granaten, und unter Vorbehalt auch den Zirkonen und Apatiten, Restite des anatektisch mobilisierten Ausgangsgesteins, die folglich als Xenokristalle zu bezeichnen sind. Juvenile, almandinreiche Granate in sauren bis intermediären permokarbonen Subvulkaniten sind hingegen, sowohl aus dem westlichen Saar-Nahe-Becken (v. SECKENDORFF 1990), als auch von vergleichbaren kalkalkalischen Post-Kollisionsmagmatiten der Pyrenäen (GILBERT & ROGERS 1989) bekannt. Ihr Auftreten kann entsprechend experimentell ermittelter Daten, einerseits für eine Bildung der sauren Magmen bei mehr als 4 bis 5 kb (> 14 bis 17 km) (CLEMENS & WALL 1984) sprechen, andererseits deutet die Erhaltung der Granate nach GILBERT & ROGERS (1989) auch eine rasche Förderung der Schmelze aus dieser Tiefe an.

Typ XI: Als allothigene Pyroklasten werden deutlich grobkörnigere und häufig kantengerundete bis gerundete „plutonische“ Quarze ($\geq 0,5$ mm) mit oft zahlreichen Fluid-einschlüssen oder Mikrolithen (z. B. Turmalin), polykristalline Quarze, Mikrokline, Orthoklase, Plagioklase und Muskowite verstanden. Allothigene Gesteinsfragmente sind gewöhnlich relativ spärlich vertreten. Es handelt sich dabei um maximal 1 mm große, eiförmige Partikel glimmerreicher Ton-, Silt- und Feinsandsteine, wie sie etwa im Niveau der Lebach- oder der Oberen Tholey-Gruppe auftreten (Tafel 3, Fig. 6). Fragmente von Glimmerschiefern wurden ebenfalls in proximalen Fallablagerungen festgestellt, scheinen aber nur sehr selten vorhanden zu sein.

4. Petrographische Klassifikation und Verbreitung der Lithofaziestypen

Rhyolithisch/trachytische Aschenstromablagerungen (Lmg)

Pyroklastika dieses Typs treten am „Sioner Klosterberg“ (nördlich Morschheim), im Flurbereich „Arrental“ (südöstlich Erbes-Büdesheim) und am östlichen Ortsausgang von Erbes-Büdesheim auf.

Typuslokalität: Lesesteine am östlichen Ortsausgang von Erbes-Büdesheim bei R 34 31 040 H 55 13 420.

Die gelbbraunen oder hellviolettgrauen rhyolithisch/trachytischen Tuffe weisen quaderförmige, kompakte und angulare bis kantengerundete Pyroklasten als juvenile Komponenten auf. Diese besitzen entweder ein mikrofelsitisches Gefüge (Typ II), ein körniges Quarz-/Albit-Pflastergefüge (Typ IV) oder zeigen als Grundmasse vollkommene Kaolinsierung. Klasten mit mikrographischem Gefüge (Typ VII) werden als allothigene Komponenten eingestuft. Daneben wurden in der Matrix relativ zahlreiche (ca. 10 Vol.%) gerundete bis kantengerundete Quarze, Alkalifeldspäte sowie sedimentäre und magmatische Lithoklasten festgestellt, bei denen es sich um während des Transportes aufgenommene, allothigene Pyroklasten (accidental lithics) handeln dürfte.

Andesitische Aschenstromablagerungen (Lmg)

Tuffe dieser Ausbildung treten westlich Alzey zwischen den Ortschaften Stein-Bockenheim und Nack im Topbereich der Tuffserie I auf. Aufgrund ihrer charakteristischen lithologischen Ausbildung und ihrem auf lediglich einen Horizont beschränkten Vorkommen finden sie als Leithorizont Verwendung.

Typuslokalität: Lesesteine im Flurbereich „Entenpfuhl“ bei R 34 28 750 H 55 13 130, ca. 330 m nordöstlich Friedhof Nack.

Rotbraune, andesitische Aschenstromablagerungen führen als juvenile Komponenten ausschließlich blasige, rundlich-eiförmige Pyroklasten des Typs VI. In der Matrix liegen zahlreiche gerundete Quarze neben weniger häufigen Plagioklasen und Muskowiten vor, die als sedimentäres Nebengesteinsmaterial bezeichnet werden.

Fallablagerungen andesitischer Lapillituffe (Typ Lms)

In der Tuffserie I liegen Tuffe dieses Typs gewöhnlich im Topbereich der Profile vor (Abb. 6) und sind im Donnersbergraum zwischen Schweisweiler und dem Flurbereich „Schanze“ (westlich Kirchheimbolanden) verbreitet. Im Raum Alzey treten sie ebenfalls im Topbereich der Abfolge zwischen den Ortschaften Nack und Stein-Bockenheim sowie in schlotinternen Ablagerungen des Mörsfeld-Diatrems auf.

Typuslokalität: Weganschnitt Hintersteiner Hof (südöstlich Rockenhausen), R 34 16 910 H 54 98 280.

Die andesitischen Lapillituffe sind auffallend reich an allothigenen Komponenten, die in Form von rekristallisierten Partikeln trachytisch strukturierter Aschentuffe, kantengerundeten bis gerundeten mono- und polykristallinen Quarzen, unverwitterten Alkalifeldspäten, serizitisierten Plagioklasen sowie Silt- und Sandsteinen mit bis zu 60% vorliegen. Eiförmige bis blockig-angular, juvenile Pyroklasten (Tafel 4, Fig. 6) führen in einer vollkommen oxidierten, ehemals glasigen Grundmasse parallel eingeregelt Plagioklas-Mikroeingsprenge (< 0,2 mm) und lassen Chlorit- und Epidot-Pseudomorphosen nach Olivin und Pyroxenen erkennen, die auch als isolierte Kristalle und Kristallfragmente auftreten können. Das Gefüge der juvenilen Pyroklasten kann als intersertal bezeichnet

Tafel 4: Mikroskopie der Lithofaziestypen von Tuffserie I.

Fig. 1: Normal gradiertes, feiner Aschentuff des Lithofaziestyps Ai mit Grabgang im rechten oberen Bildteil (Blasen durch fehlerhafte Schliﬀpräparation). Parallele Nicols, 25× vergrößert.

Fig. 2: Basaler Teil (Bildmitte) einer gradierten Schicht eines komponentengestützten Aschentuffs des Lithofaziestyps Ah mit makrokristallinem Quarzzement. Der in Bildmitte abgebildete, einschluﬀfreie, klare Quarz weist buchtige Korrosionsschläuche auf und wird als juvenile Komponente angesehen. Gekreuzte Nicols, 25× vergrößert.

Fig. 3: Y-förmige, teils deutlich blasige Glasscherben in einem matrixgestützten Aschentuff des Lithofaziestyps Amgh. Mit Hilfe des Brechungsindex der Gläser wurde eine andesitische Zusammensetzung ermittelt. Parallele Nicols, 100× vergrößert.

Fig. 4: Kollabierte, rekristallisierte Bimse, die in einem matrixgestützten, verschweißten Aschentuff des Lithofaziestyps Afk plastisch, d.h. in heißem Zustand deformiert wurden. Parallele Nicols, 40× vergrößert.

Fig. 5: Matrixgestützter, trachytischer Lapilli-Aschentuff des Lithofaziestyps Amgh mit zahlreichen spindel- und dornförmigen Pyroklasten. Parallele Nicols, 25× vergrößert.

Fig. 6: Andesitischer Lapillituff des Typs Lms mit eiförmigen, teils blasigen, hemikristallinen Pyroklasten, die Einsprenglinge von Plagioklas in einer vollkommen oxidierten Grundmasse führen. In der Matrix läßt sich ein relativ hoher Anteil allothigener Pyroklasten erkennen. Parallele Nicols, 25× vergrößert.

Fig. 7: Mittelsandstein des Lithofaziestyps Sr mit zahlreichen Gesteinsfragmenten und unverwitterten Alkalifeldspäten (Orthoklas/Mikroclin). Gekreuzte Nicols, 25× vergrößert.

Fig. 8: Tuffitischer Sandstein des Lithofaziestyps Sh. Die Intensität der Beimischung epiklastischen Materials, ist an der Führung von Quarzkörnern granitischen Ursprungs direkt einsehbar. Gekreuzte Nicols, 25× vergrößert.

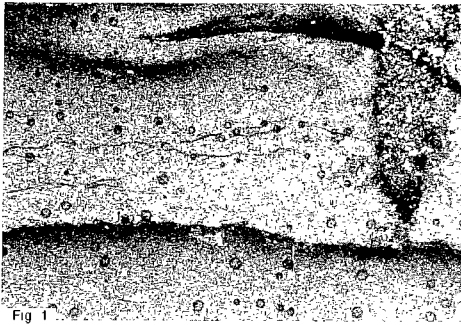


Fig 1

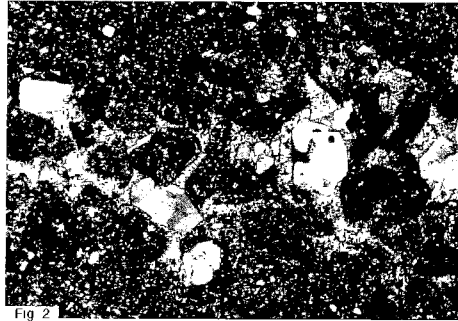


Fig 2

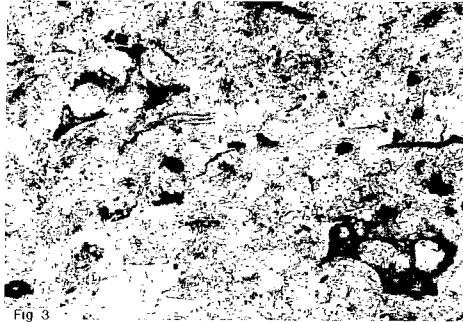


Fig 3

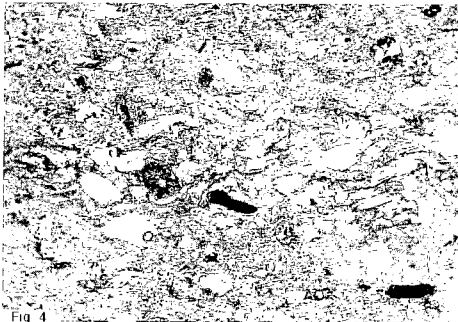


Fig 4

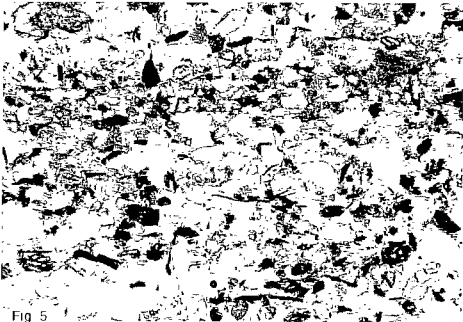


Fig 5

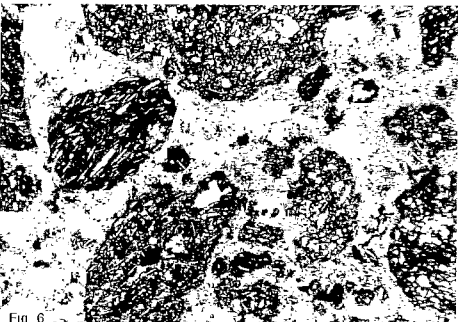


Fig 6

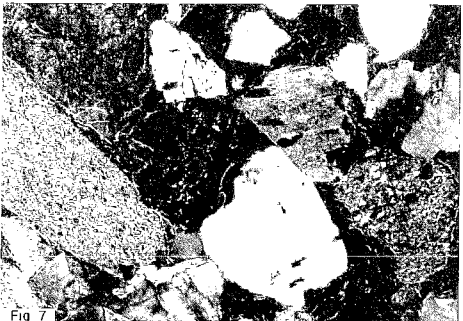


Fig 7

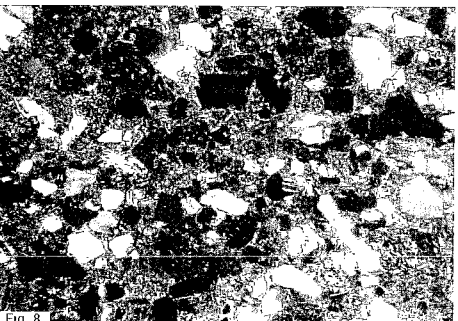


Fig 8

werden. Zahlreiche ehemals offene Intergranular-Porenräume sind von randlichem Epidotzement ausgekleidet.

Ablagerungen von trachytischen Base surges (Typ Amgh)

Im Donnersbergraum konnte dieser Gesteinstyp nur lokal in dem Flurbereich „Schanze“ und südlich des Forsthauses Pfalz (westlich Kirchheimbolanden) nachgewiesen werden.

Typuslokalität: Lesesteine in dem Bereich „Schanze“ (westlich Kirchheimbolanden), R 34 24 170 H 55 02 830.

Die mikroskopische Untersuchung dieser Tuffe (Tafel 4, Fig. 5) zeigt Klaster mit trachytischem (Typ I) oder mikrofelsitischem Gefüge (Typ II), die hierbei oft keil- bis dornförmige Umrisse mit konkaven Kornbegrenzungsflächen besitzen. Auffallend ist der hohe Anteil an farbloser, rekristallisierter, ehemals glasiger Matrix, deren Beteiligung nur in den Ablagerungen heißer Aschenströme (Afk) noch stärker hervortritt. Die hier beschriebenen Base-surge-Ablagerungen besitzen, abweichend von den im folgenden behandelten Ausbildungen eine trachytische Zusammensetzung und weisen geringe Nebengesteinsanteile (< 5 Vol.%) auf. Die Blasenräume der in diesem Typ beobachteten Blasentuffe sind häufig noch offen und randlich von einem makrokristallinen Quarzzement ausgekleidet, lassen aber keine deutlichen Kompaktionserscheinungen erkennen, so daß auch hierbei mit einer frühdiagenetischen Verfestigung gerechnet werden muß.

Ablagerungen von andesitischen Base surges (Typ Amgh)

Dieser Typ konnte im Donnersbergraum nur zwischen der Ortschaft Marienthal und dem Hintersteiner Hof (östlich Rockenhausen) im Topbereich der Tuffserie I kartiert werden.

Typuslokalität: Bachanschnitt nordwestlich „Hohe Warte“ (nordwestlich Falkenstein), R 34 17 670 H 54 98 740.

Tuffe dieser Zusammensetzung zeichnen sich durch die Führung ei- oder gedrungen leistenförmiger, hemikristalliner Klaster mit andesitischer Zusammensetzung (Typ VI) aus. Auffallend ist der horizontweise mit 60 bis 80 Vol.% hohe Nebengesteinsanteil an gerundeten Quarzen, Alkalifeldspäten und Muskowiten. Nur wenige juvenile Lapilli sind als kompakt, zahlreiche jedoch als schwach bis deutlich blasig zu bezeichnen. Parallel orientierte Plagioklas-Mikroeingringlinge sind oft alteriert, deuten aber teilweise eine für Quenchkristalle typische „Schwalbenschwanz-Struktur“ an, die als Hinweis auf rasche Abkühlung bzw. „Abschreckung“ des Magmas gewertet werden kann. Einige Partikel zeigen die von Hämatit nachgezeichneten Umrisse eines Einsprenglingsminerals mit sechseckigem Querschnitt, bei dem es sich um Olivin oder Hornblende handeln könnte. Die ehemals glasige Grundmasse ist stark von Leukoxen sowie Eisen- und wahrscheinlich Titanoxiden durchstäubt, so daß eine eingehendere Untersuchung der Grundmasse nicht möglich ist.

Ablagerungen von andesitischen, bimsführenden Base surges (Typ Amgh)

Im nördlichen Verbreitungsgebiet der Tuffserie I (südlich Bad Kreuznach) wurden Lapilli-Aschentuffe dieses Typs sowohl in der Umgebung der Ortschaft Hochstätten am „Ackerberg“ und im östlichen „Jungen-Wald“, als auch am „Schinderhannesloch“ (nordöstlich Feilbingert) und westlich Furfeld angetroffen. Im Gesamtprofil ist ihr Auftreten dem Topbereich der Tuffserie I zuzuordnen.

Typuslokalität: Weganschnitt „Ackerberg“ (nordöstlich Hochstätten), R 34 16 200 H 55 14 530.

Diese Tuffe lieferten die einzige Probe mit frischen Gläsern, die als spindelförmige, Y-förmige oder stark blasige, rundliche Fragmente auftreten (Tafel 4, Fig. 3). Die hellbraune Farbe der Gläser und ihr mit ca. 1,55 bis 1,56 bestimmter Brechungsindex deuten nach SCHMINCKE (1981) einen SiO_2 -Gehalt von etwa 60 Gew.% (Andesit) an. Charakteristisch ist das gemeinsame Auftreten der andesitischen Pyroklasten mit maximal 2 cm, in der Mehrzahl aber 2 bis 4 mm in der Längsachse messenden Röhrenbimsen (Typ V/Ausbildung A) und der horizontweise bis zu 60 Vol.% betragende Nebengesteinsanteil. Blasentuffe und akkretionäre Lapilli wurden nur lokal beobachtet.

Ablagerungen von dazitischen Base surges (Typ Amgh)

Dazitische Lapillituffe des Typs Amgh wurden nur im westlichen Donnersbergraum, im Gebiet zwischen dem Hintersteiner Hof (östlich Rockenhausen) und den Aufschlüssen nördlich Heiligenmoschel (nördlich Kaiserslautern) kartiert.

Typuslokalität: Bachanschnitt östlich Friedhof Schweisweiler, R 34 15 300 H 54 95 350.

Die dazitischen Lapilli-Aschentuffe führen als juvenile Pyroklasten nahezu ausschließlich Partikel mit trachytischem Gefüge (Typ I). Abweichend von den in den bisher beschriebenen Tuffen vertretenen Pyroklasten mit trachytischem Gefüge sind in diesen Pyroklasten neben Mikroinsprenglingen von Sanidin auch solche von Plagioklas vertreten. Ebenso liegt in den oft serizitisierten Pyroklasten ein höherer Anteil kryptokristalliner Matrix und feinverteilter Opaksubstanz vor, während Quarzeinsprenglinge vollkommen fehlen. Daneben treten vergleichsweise wenige, dunkle, oxidierte hemikristalline Andesitklasten (Typ VI) mit Plagioklas-Mikroinsprenglingen (ca. 4%) und zu mikrokristallinen Quarzaggregaten rekristallisierte Klasten ursprünglich saurer Gläser (Typ IV) auf (ca. 5%). Charakteristisch ist der relativ hohe Anteil allothigener Komponenten, die besonders in der Matrix konzentriert sind. Dabei handelt es sich vorwiegend um kantengerundete bis gerundete mono- und polykristalline Quarze, Muskowite, Plagioklase (ca. 25%) sowie Bruchstücke von Tonschiefern und glimmerreichen Siltsteinen (ca. 7%). Aufgrund ihrer Mineralführung wird für Tuffe dieser Ausbildung eine dazitische Zusammensetzung angenommen.

Ablagerungen heißer, rhyolithischer Aschenströme (Afk)

Dieser Gesteinstyp konnte von LORENZ (1971a, b) in eingesunkenen Schollen und Blöcken der Diatreme Rödern und Hirschberg (nordöstlich Rockenhausen) beobachtet werden. Außerhalb dieser Lokalitäten wurde ein vergleichbarer Typ durch Lesesteine am „Buxenberg“ sowie am „Pfalz-Kopf“ (westlich Kirchheimbolanden) anstehend vorgefunden.

Typuslokalität: Weganschnitt am „Pfalz-Kopf“ (südwestlich Geflügelfarm Ambach), R 34 25 980 H 55 04 180.

Die als Produkte heißer, rhyolithischer Aschenströme gedeuteten Tuffablagerungen führen von allen Pyroklastika die höchsten Kristallgehalte. Neben Quarzen, die auffallend häufig in Form von Splitterquarzen vorliegen, treten Sanidine und Biotite als juvenile Komponenten auf. Die wahrscheinlich ehemals glasige Grundmasse der Aschenstromablagerungen ist vollkommen zu mikrokristallinem Quarz rekristallisiert. Allothigene Komponenten und juvenile, lithische Fragmente scheinen in den Ablagerungen dieses Typs sehr stark zurückzutreten bzw. zu fehlen, so daß von einem glasreichen Kristalltuff gesprochen werden kann. Ein deutliches Fluidalgefüge wird durch die parallele Einregelung kollabierter und rekristallisierter Bimse ausgedrückt (Tafel 4, Fig. 4), die sich durch ein etwas grobkörnigeres Rekristallisationsgefüge von der Grundmasse abheben. Aufgrund des höheren Quarzanteils im modalen Mineralbestand wird für den

als Ablagerung heißer Aschenströme gedeuteten Typ Afk eine rhyolithische Zusammensetzung angenommen.

Trachytische Aschenfallablagerungen (Am, Ah, Ai)

In diesen Tuffen dominieren dichte und kompakte bis schwach blasige, ei- bis gestauchte leistenförmige Pyroklasten, die eine trachytische Textur (Typ I) oder Glas-Rekristallisationsgefüge, wie ein mikrofelsitisches Pflasterungsgefüge (Typ II) aufweisen. Klaster mit Fluidaltextur des Typs III und andesitische Pyroklasten des Typs VI erscheinen in ihrer Verbreitung weitgehend auf Fallablagerungen des proximalen Faziesbereiches beschränkt und verlieren mit zunehmender Transportweite deutlich rascher an Bedeutung als trachytisch (Typ I) oder mikrofelsitisch (Typ II) texturierte Klaster gleicher Korngröße. Isolierte Kristalle oder Kristallfragmente juveniler Quarze mit zahlreichen feinen Rissen wurden ebenso wie allothigene Gesteinsfragmente, insbesondere in proximalen Fallablagerungen (Typ Am), festgestellt. Bisher ausschließlich in proximalen Fallablagerungen (Typ Am) konnten ferner Quarze mit Schocklamellen nachgewiesen werden.

Trachytische, subaerisch sedimentierte Aschenfallablagerungen (Ah)

Dieser Gesteinstyp ist am Profilaufbau der Tuffserie I stets am stärksten beteiligt. Er besitzt die größte räumliche Verbreitung und ist im gesamten Untersuchungsraum zwischen Kollweiler (nördlich Kaiserslautern), Alzey und Niederhausen (10 km südwestlich Bad Kreuznach) vorhanden.

Typuslokalität: Weganschnitt Hintersteiner Hof (südöstlich Rockenhausen), R 34 16 910 H 54 98 280.

Bei den als subaerische Aschenfallablagerungen gedeuteten Tuffen des Typs Ah wirken gerade die basalen Partien gradierter Schichten sehr locker gepackt (Tafel 4, Fig. 2) und lassen keine deutlichen Kompaktionserscheinungen erkennen. Die isometrische Erhaltung von akkretionären Lapilli und der Blasenhöhlräume der Bimsfragmente kann als Ausdruck einer frühdiagenetischen Verfestigung der Tuffe gedeutet werden, durch die Kompaktionserscheinungen zurücktreten. Tuffe dieses Typs weisen durchwegs makrokristalline Quarzzemente auf, während in den darüberliegenden feinerkörnigen Bereichen mikrokristalline Quarzzemente und weitverbreitete Rekristallisationsgefüge der in der Aschenfraktion konzentrierten Glasfragmente vorliegen. Aufgrund der großen reaktiven Oberfläche und chemischen Instabilität von pyroklastischen Gläsern können schon kurz nach deren Ablagerung, beispielsweise bei der Umwandlung von sauren Gläsern zu Montmorillonit, große Mengen von Kieselsäure freigesetzt werden. Diese kann durch Porenlösungen abgeführt oder in den freien Porenräumen als krypto- bzw. mikrokristalliner Quarz kristallisieren (BLATT et al. 1980, McBRIDE 1989). Die Abfuhr von Kieselsäure wird hierbei durch hohe pH-Werte, hohe Temperaturen und fehlende organische Substanzen begünstigt.

Trachytische, aquatisch sedimentierte Aschenfallablagerungen (Ai)

Mit Ausnahme des Bereiches „Schanze – Eisensteiner Kopf – Buxenberg“ (proximaler Faziesbereich westlich Kirchheimbolanden) ist dieser Gesteinstyp im gesamten Untersuchungsraum vertreten.

Typuslokalität: Bachanschnitt Rohmühle (südlich Gehrweiler), R 34 10 990 H 54 92 630.

Die aquatisch sedimentierten Aschenfallablagerungen (Tafel 4, Fig. 1) weisen primär eine zu Typ Ah identische kompositionelle Zusammensetzung auf. Sie sind jedoch allgemein stärker alteriert. Quarzzemente treten ebenso wie die verschiedenartigen Rekristallisationsgefüge von ehemals glasigen Klaster gegenüber einer Kaolinisierung zurück,

von der Matrix und Pyroklasten in gleicher Weise betroffen sind. Im medialen Faziesbereich des westlichen Donnersbergraumes konnten zudem lokale Kalzitmente beobachtet werden, die offenbar eine jüngere Zementgeneration repräsentieren. Die Biotite (Tafel 3, Fig. 8) sind teilweise durch Neubildung von Kaolinit schichtparallel aufgesplittet und wirken je nach Intensität der Kaolinitbildung deutlich „aufgebläht“. Bimse (Tafel 3, Fig. 3) werden hingegen bevorzugt zu einer grünlich- bis gelblichweißen kryptokristallinen Substanz umgewandelt, bei der es sich nach HEIM (1971) meist um Hygrophyllit, einen Mixed-layer-Glimmer-Ca-Montmorillonit, handelt. Zersatz und Kaolinisierung scheinen daher auch mit dem Ablagerungsmilieu der Tuffe in Zusammenhang zu stehen und durch eine intensive Be- und Entwässerung des porösen und permeablen pyroklastischen Lockermaterials begünstigt zu werden. So kann nach BOUROZ et al. (1983) und MASKALL (1985) eine fortgeschrittene Kaolinisierung in Ablagerungsräumen mit niedrigen Kationenkonzentrationen erwartet werden, wie sie zum Beispiel in den an Huminsäuren reichen Wässern von fluviatilen Überflutungsebenen, Totarmen oder Kohlestümpfen vorliegen.

Ablagerungen vulkaniklastischer Schutt- und Schlammströme (Typ Bmg)

Die Verbreitung dieser Gesteinstypen ist auf den westlichen Donnersbergraum beschränkt. Die Vorkommen von Schuttstromablagerungen konzentrieren sich auf die Umgebung des „Buxenberges“ (westlich Kirchheimbolanden). Weitere Vorkommen wurden in der Umgebung des „Hirschberges“, des „Pfalz-Kopfes“ und des Hintersteiner-Hofes (östlich Rockenhausen) erfaßt. Ablagerungen von Schlammströmen wurden zwischen Hintersteiner Hof (östlich Rockenhausen) und der Ortschaft Schweisweiler nachgewiesen.

Typuslokalität: Weganschnitt Hintersteiner Hof (südöstlich Rockenhausen), R 34 16 910 H 54 98 280.

Die Komponenten zeigen im Gegensatz zu den primär abgelagerten Pyroklastika eine deutlich polymikte Zusammensetzung. Makroskopisch können neben den überwiegenden violettgrauen, kompakten trachytischen Klasten mit dichter, gleichkörniger Struktur und teilweise ausgeprägtem Fließgefüge (Typ I) auch porphyrische (Typ II) sowie schwach bis stark blasige Klasten dazitischer Zusammensetzung unterschieden werden. Letztgenannter Typ weist hierbei die deutlich größten Korngrößen auf. Nur am „Buxenberg“ konnten bisher auch zugerundete, horizontalgeschichtete Lithoklasten tuffitischer Mittelsandstein-Zusammensetzung von maximal 3 cm Partikeldurchmesser nachgewiesen werden. In der Matrix treten neben den dominanten trachytischen Aschentuffpartikeln zahlreiche klare, magmatische Quarze und Alkalifeldspäte auf. Diese siliziklastischen Komponentenanteile treten in den Schlammstromablagerungen stark zurück. Auch liegen in Ablagerungen dieses Typs vorrangig plastisch deformierte Softklasten pyroklastischer Zusammensetzung sowie einige Bimse vor.

Litharenitische Hyperconcentrated-flood-flow-Ablagerungen (Typ Km)

Die Verbreitung von Gesteinen dieses Typs beschränkt sich auf das Gebiet zwischen „Schanze – Buxenberg“ (westlich Kirchheimbolanden) und der Ortschaft Schweisweiler.

Typuslokalität: Weganschnitt Hintersteiner Hof (südöstlich Rockenhausen), R 34 16 910 H 54 98 280.

Die Geröllkomponenten der Ablagerungen von hyperconcentrated Flood Flows (Typ Km) stellen überwiegend unverwitterte Alkalifeldspäte, Quarze, Biotite, Muskowite und angulare lithische Fragmente, wie grüngraue Aschentuffe, Vulkanite, ockergelbe Feinsandsteine, Kieselschiefer, Tonschiefer und Quarzite dar. Der Raum zwischen den gerüst-

bildenden Geröllen und Klasten der Feinkiesfraktion wird von einer reichlich vorhandenen, schlecht sortierten, tuffitischen Mittel-/Grobsandmatrix eingenommen, die häufig rekristallisiert ist. Der auffallend hohe Anteil an Lithoklasten und detritischer Matrix rechtfertigt eine Klassifikation dieser Gesteine als Litharenite. Die Zusammensetzung der Gerölle (z.B. zahlreiche Quarzit- und Lyditgerölle) könnte auf unverfestigte Grobsande und Kiese des Unterrotliegend hindeuten, die aus den aufgedomten Dachregionen der Donnersberg- und Kuhkopf-Intrusionen durch ephemere, von Erdbeben und Eruptionen ausgelöste Prozesse umgelagert wurden. Hierfür spricht auch der auf den proximalen Faziesbereich beschränkte Verbreitungsraum, die relativ geringe Mächtigkeit und der hohe Matrixanteil von Gesteinen des Typs Km.

Fluviatile Gleithangablagerungen von Arkosen (Typ Kt)

Gesteine des Lithofaziestyps Kt wurden im westlichen Donnersbergraum zwischen den Ortschaften Schweisweiler und Eulenbis bei Vorhandensein der Tuffserie I nahezu kontinuierlich verfolgt. Im nördlichen Verbreitungsgebiet der Tuffserie I konnte der Typ Kt zwischen den Ortschaften Weinheim und Wonsheim kartiert werden.

Typuslokalität: Weganschnitt „Schlitz-Wald“ (östlich Gehrweiler), R 34 12 440 H 54 93 980.

Unter den Komponenten sind Gerölle von Quarziten, Tonschiefern, Lyditen und Sandsteinen weniger stark als in Lithofaziestyp Km vertreten. Statt dessen erscheint die petrographische Zusammensetzung eher mit den Konglomeraten und Grobsandsteinen der „Basissedimente des Oberrotliegend“ identisch:

Die im Raum Hallgarten–Hochstätten–Fürfeld–Wonsheim dominierenden Geröllkomponenten stellen Milchquarze, Lydite, graue Quarzite, grüngraue Metapelite, Phyllite und Kieselhölzer sowie kaolinisierte und unverwitterte Feldspäte dar, die eine eiförmige bis plattige Form bei teilweise guter Zurundung und maximale Korngrößen von bis zu 5 cm besitzen. Im Donnersbergraum sind unter den bis zu 8 cm großen Geröllen hingegen stärker unverwitterte Feldspäte, eckige bis kantengerundete Quarze, Granite, Rhyolithe, weniger häufig auch mäßig bis gut gerundete Glimmerschiefer, Gneise, Quarzite, Lydite und aufgearbeitete Tonstein- und Tuffklasten zu finden. Der Anteil an unverwitterten Feldspäten ist im Donnersbergraum deutlich höher als im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes und scheint dort in südwestlicher Richtung leicht zuzunehmen. Viele Feldspäte weisen noch intakte Kristallflächen auf, was als Hinweis auf geringe Einflußnahme chemischer Verwitterung und mechanischer Beanspruchung gewertet werden kann. Die Zusammensetzung der sandigen Matrix ist weitgehend mit der für Rinnendurchbruchablagerungen (Typ Sr) vorgenommenen Beschreibung identisch.

Ablagerungen tuffitischer Sheet washes (Typ Sh und St)

Tuffite des Lithofaziestyps Sh sind im gesamten westlichen Donnersbergraum verbreitet, im nördlichen Arbeitsgebiet jedoch generell nur spärlich und nur zwischen den Ortschaften Hochstätten und Weinheim vertreten. Gesteinstyp St konnte hingegen nur im westlichen Donnersbergraum, in den Aufschlüssen des medial/distalen Faziesbereiches an der Rohmühle (südlich Gehrweiler) und am „Geisen-Rech“ (südlich Gehrweiler) sowie zwischen Höhe 294,7 (nordwestlich Schallodenbach) und Eulenbis nachgewiesen werden.

Typuslokalität: Bahnanschnitt „Hegel-Wald“ (westlich Hirschhorn), R 34 04 050 H 54 87 730.

Makroskopisch konnten gerundete Milchquarze neben klaren, magmatischen Quarzen, kantengerundeten bis eckigen Alkalifeldspäten und Muskowiten als epiklastische Kom-

ponenten identifiziert werden. Als Grobkomponenten wurden längliche, bis zu 5 mm in der Längsachse messende Ton-, Silt- und Tuffklasten erkannt. Die teilweise beobachteten, bis zu 2 cm großen Vulkanitklasten werden als epiklastische, angulare Fragmente dicht und gleichkörnig strukturierter Rhyolithe und Dazite angesehen. In der Sandfraktion liegen meist zu Sekundärmineralen umgewandelte Bimsbruchstücke sowie gerundete, magmatische Quarze, polykristalline Quarze, Biotite, Muskowite, unverwitterte Alkalifeldspäte, stark serizitisierte Plagioklase sowie Ton-, Silt- und Feinsandsteinbruchstücke neben Glimmerschieferpartikeln vor, die als allothigene bzw. epiklastische Partikel eingestuft werden können. Die Körner weisen Punktkontakte auf oder schwimmen in einer vollkommen rekristallisierten, wahrscheinlich von ehemals glasigen Aschepartikeln gebildeten Matrix.

Rinnendurchbruchablagerungen von Fein- und Mittelsandsteinen (Typ Sr)

Die Verbreitung von Ablagerungen dieses Typs ist mit der von Typ Kt beschriebenen identisch.

Typuslokalität: Baugrube am südlichen Ortsausgang von Olsbrücken, R 34 03 300 H 54 89 550.

Die mikroskopische Untersuchung der siliziklastischen Sandfraktion (Typ Kt und Sr) ergab, daß es sich bei den vertretenen Feldspäten in erster Linie um unverwitterte Orthoklase handelt (Tafel 4, Fig. 7), neben denen noch zum Teil serizitisierte Mikrokline und Plagioklase vorkommen. Weiterhin konnten polykristalline, suturierte Quarze mit häufig guter Zurundung beobachtet werden. Die Hauptkomponente stellen jedoch monokristalline Quarze dar. Hierbei können ungerundete, längliche vulkanische Quarze mit wenigen Fluideinschlüssen, teilweiser Führung von Apatitmikrolithen und nichtundulöser Auslöschung, von annähernd isometrischen, plutonischen Quarzen mit zahlreichen Fluid- und Schwermineraleinschlüssen und einer bevorzugten Korngröße von 0,4 bis 0,6 mm unterschieden werden. Eine vierte Varietät wird durch extrem zahlreiche Fluideinschlüsse, sowie häufig gute Zurundung gekennzeichnet und ist als hydrothermaler Quarz (Milchquarz) anzusehen. Die Quarzkörner werden zum Teil randlich durch Neubildungen von mikrokristallinem Quarzement verdrängt. Zudem wurden Neubildungen von Serizit beobachtet.

Wenn bei der sandigen Matrix von Gleithangablagerungen des Typs Kt Korn-Korn-Kontakte beobachtet wurden, so handelt es sich um Punkt- oder Längskontakte. Überwiegend sind jedoch in einer von Quarzkörnern der Silt-Fraktion dominierten detritischen Matrix „schwimmende“ Sandkörner feststellbar.

An Schwermineralen wurde Biotit (meist ohne Einschlüsse und pleochroitische Höfe), farbloser Granat sowie Turmalin erkannt. TORABI-NEJAD (1986) beschreibt zudem die Minerale Zirkon, Rutil, Anatas, Staurolith und Apatit.

Ablagerungen von Silt- und Feinsandsteinen der Überflutungsebene (Typ Sfh)

Dieser Gesteinstyp wurde bei der Tuffserie I innerhalb des Donnersbergraumes zwischen Hintersteiner Hof (östlich Rockenhausen) und Kollweiler durchgehend angetroffen. Im nördlichen Verbreitungsgebiet der Tuffserie I wurde er zwischen den Ortschaften Weinheim und Feilbingert (südlich Bad Kreuznach) nachgewiesen.

Typuslokalität: Baugrube am südlichen Ortsausgang von Olsbrücken, R 34 03 300 H 54 89 550.

Die Siltsteine bestehen fast vollständig aus Muskowiten, Biotiten und insbesondere kryptokristallinem, tonigem Material, in das gradierte Lagen aus angularen Quarzen von Feinsandkorngröße eingeschaltet sind. Daneben sind zahlreiche Pflanzenhäcksel und

feinverteilte Opaksubstanz, die in den meisten Fällen als Hämatit identifiziert wurde, vorhanden.

5. Petrographische Klassifikation der Tuffserie I

Entsprechend der Dominanz lithischer Fragmente im proximalen und medialen Faziesbereich kann man einen Großteil der rhyolithisch zusammengesetzten Ablagerungen von Tuffserie I als kristallarme (Biotit, Quarz), glasführende, lithische Tuffe ansprechen. Unter lithischen Pyroklasten werden nach WRIGHT et al. (1980) sowohl kompakte, holo- bis hemikristalline, juvenile Partikel (cognate lithics), wie auch allothigene, aus dem Nebengestein stammende Gesteinsfragmente (accessory lithics) verstanden. Einsprenglingsgehalte erreichen nur in den Pyroklastika des Typs Afk etwa 20 Vol.%, liegen gewöhnlich aber unter 5 Vol.%. Der Anteil allothigener Pyroklasten sedimentären Ursprungs beträgt meist etwa 5 bis 10 Vol.%, in Ausnahmefällen (Typen Lms, andesitische, dazitische und andesitische, bimsführende Base-surge-Ablagerungen des Typs Amgh) jedoch bis zu 30 Vol.% im Gesamtgestein und bis zu 60 bis 80 Vol.% in einzelnen Horizonten. Die Zusammensetzung des überwiegenden Anteils der Tuffe I entspricht, aufgrund der geringen modal erfaßbaren Quarzanteile, nach STRECKEISEN (1978) eher einem quarzführenden Trachyt als einem Rhyolith, läßt aber auch eine deutliche Beeinflussung durch basischere, wahrscheinlich basaltisch/andesitische Komponentenanteile erkennen. Offenbar wurden saure und basische Komponenten gemeinsam gefördert, wie dies auch von mehreren „zusammengesetzten“ Subvulkaniten (composite laccoliths) aus dem Saar-Nahe-Becken (Kuhkopf, Hermannsberg und Holbornerhof-Kuppel) bekannt ist. Aufgrund ihrer flächenhaften Verbreitung, der geringen Nebengesteinsanteile und der überwiegend kompakt ausgebildeten, angularen Pyroklasten wurde die Hauptmasse der rhyolithisch/trachytisch zusammengesetzten Pyroklastika von Tuffserie I wahrscheinlich von phreatomagmatischen Tuffringen im Hangenden subvulkanischer Dome gefördert. Diese Vulkanform wurde bisher nicht aus dem Saar-Nahe-Becken beschrieben. Derzeit bekannt sind sie jedoch durch die Tuffschlote Elkenbusch (nordwestlich Heiligenmoschel) und Mühlberg (nördlich Kirchheimbolanden).

Stärker basaltisch/andesitisch geprägte Tuffablagerungen (Typ Lms und Typen Amgh/andesitische Ausbildung) sind hingegen meist an markant erhöhte Anteile allothigener Pyroklasten gekoppelt, so daß von einem gegenüber der Hauptmasse der rhyolithisch/trachytischen Fallablagerungen abweichenden Eruptionsmechanismus ausgegangen werden kann. Nebengesteinsreiche andesitische Tuffe werden daher Eruptionen von Maaren mit tiefreichenden Diatremen zugeordnet, die in sedimentärem Nebengestein eingebettet waren. Bekannte Beispiele für derartige Vulkanformen im Saar-Nahe-Becken liefern die durch LORENZ (1971a, b) bearbeiteten Diatreme von Rödern, Hirschberg und Falkenstein, die ehemals an der Landoberfläche in Maaren endeten.

6. Gegenüberstellung der petrographischen Charakteristika von Tuffserie I und II und ihr Vergleich mit benachbarten Subvulkaniten

Base surges (Typ Amgh) und die Einschaltung andesitischer Lapillituffe (Lms) scheinen auf Ablagerungen der Tuffserie I beschränkt zu sein, da sie bei Tuffserie II (entspricht RT II nach HANEKE et al. 1979) nicht beobachtet werden konnten. Pyroklastika der Tuffserie II lassen hingegen eine deutlich stärkere Beteiligung von Block- und Aschenstromablagerungen erkennen, die im proximalen Faziesbereich („Buxenberg“, westlich Kirchheimbolanden) zum Teil eine monomikte, dazitische Zusammensetzung juveniler Komponenten aufweisen. Tuffserie II zeigt zudem Zwischensedimenteinschaltungen von Kohlen und Kalksteinen, die bei Tuffserie I nicht als Begleitsedimente vertreten sind. Im

Vergleich zu Gesteinen der Tuffserie I sind glasige Pyroklasten und Bimse, bzw. deren Rekristallisationsprodukte, bei der Tuffserie II deutlich geringer vertreten oder gar fehlend. Lediglich im proximalen Faziesbereich sind sie im Basisbereich der Gesteinsabfolge stärker verbreitet. Mikrofelsitische und allothigene mikrogranitische Klasten, die bei Tuffserie I durch die Klastentypen II und VII vorhanden sind, wurden in Tuffserie II nicht nachgewiesen. Durch magmatische Korrosion zugerundete und eingebuchtete juvenile Quarze konnten in Pyroklastika der Tuffserie I, nicht aber bei der Tuffserie II festgestellt werden. Generell sind Quarzeinsprenglinge in Pyroklasten der Tuffserie II seltener anzutreffen. „Quarzsplitter“ oder von zahlreichen Rissen durchzogene Quarze treten bei Tuffserie II entsprechend stark zurück. Ebenso sind Einsprenglinge von Biotit in Pyroklastika und Begleitsedimenten der Tuffserie I weitaus zahlreicher vertreten, als dies bei Tuffserie II der Fall ist. Andererseits sind Pyroklasten des Typs I, gleichsam wie Einsprenglinge und isolierte Kristalle von Sanidin und Hornblende, in Ablagerungen der Tuffserie II weitaus häufiger als in Tuffserie I. Auch zeichnen sich nahezu alle Pyroklasten der Tuffserie II durch vergleichbar höhere Anteile an Opaksubstanz aus. Die Schwermineralassoziation Biotit, Apatit und Zirkon scheint für die rhyolithischen Pyroklastika der Tuffserie I typisch zu sein, während bei der Tuffserie II Biotit (weniger häufig mit Apatiteinschlüssen), Hornblende (0,01 bis 0,1 mm) und Granat (0,1 bis 0,4 mm) eine charakteristische Paragenese bilden.

Globulitische, pflasterförmige Glas-Rekristallisationsgefüge wurden bevorzugt bei den Gesteinen des Donnersberg-Rhyolithes festgestellt. Der dichte Donnersberg-Rhyolith führt in einer ehemals glasigen, rekristallisierten Grundmasse rundlich korrodierte Einsprenglinge von einschlußfreien vulkanischen Quarzen (0,4 bis 1 mm), teilweise alterierten, idiomorphen bis hypidiomorphen Sanidinen (0,8 bis 2 mm), randlich oxidierten Biotiten (0,2 bis 1,2 mm) sowie wenigen idiomorphen Plagioklasen (Oligoklase) (0,5 bis 1,4 mm). Der Einsprenglingsanteil wurde mit maximal 10 Vol.% ermittelt, womit ein porphyrisches Gefüge nur undeutlich zur Geltung kommt. In Schwermineralseparaten konnten zudem Zirkon und Hornblende in Spuren nachgewiesen werden.

Bei der Kuhkopf-Intrusion handelt es sich um eine „zusammengesetzte Intrusion“, die von einem allseitig durch Rhyolith umschlossenen Andesitkörper aufgebaut wird. Der feinkörnige bis dichte Kuhkopf-Rhyolith weist ein trachytisches Gefüge auf. In der Grundmasse treten zahlreiche, dicht gepackte, gleichkörnige, subparallel orientierte Mikroinsprenglinge von Alkalifeldspat (0,05 bis 0,15 mm) neben einer rekristallisierten, stark von Eisenoxiden pigmentierten Matrix auf. Nur in den Zwickelräumen zwischen den Alkalifeldspat-Mikroinsprenglingen konnte Quarz festgestellt werden, der in Ausnahmefällen mikrokristalline Aggregate bildet. Daneben wurden extrem wenige (< 5 Vol.%), oft serizitisierte oder kaolinisierte, idiomorphe Alkalifeldspat-Einsprenglinge (0,4 bis 2 mm), Biotite (0,2 bis 20 mm) und opazitisierte Pseudomorphosen nach idiomorphen Amphibolen (0,3 bis 0,7 mm) beobachtet. Die abgetrennten Schwerminerale umfassen Biotit (0,1 bis 0,4 mm), Amphibol (0,01 bis 0,06 mm), wenige Granate (0,2 bis 0,4 mm) und Kalzit. Entsprechend seines modalen Mineralbestandes wäre das Gestein als Alkalifeldspat-Trachyt (STRECKEISEN 1978) anzusprechen, wenn auch die deutliche Beteiligung von Opaksubstanz und pseudomorphosierter Amphibole nach ARIKAS (1986) eher eine intermediäre Zusammensetzung andeutet bzw. auf Magma mixing zurückzuführen ist (LORENZ & HANEKE 1986). Der im Zentrum der Kuhkopf-Intrusion auftretende Kuhkopf-Andesit ist fein- bis mittelkörnig strukturiert und besitzt ein intersertales bis intergranulares Gefüge. Der Mineralbestand wurde durch HINZMANN (1987) mit Einsprenglingen von Plagioklas (Andesin-Labrador) als Hauptkomponente (75 Vol.%), neben Einsprenglingen

von Hypersthen und Ferroaugit und einer von Alkalifeldspat, Plagioklas und Quarz aufgebauten Matrix bestimmt.

Pyroklasten, deren Gefüge und modaler Mineralbestand dem Rhyolith des Donnersberges entsprechen könnten, sind in der Tuffserie I durch die Typen II, III und IV weitverbreitet, in der Tuffserie II hingegen fehlend oder nur im basalen Profilteil vorhanden. Dem Kuhkopf-Rhyolith ähnliche Pyroklasten stellen die juvenile Hauptkomponente der Tuffserie II dar, sind aber auch mit einem geringeren prozentualen Anteil, durch Typ I, in der Tuffserie I vertreten. Zwischen den hemikristallinen Andesitklasten (Typ VI) und ihrem möglichen Äquivalent, dem Kuhkopf-Andesit, ist jedoch aufgrund des unterschiedlichen Kristallinitätsgrades und der Alteration der Pyroklasten kein verlässlicher Vergleich möglich.

7. Vergleich der bearbeiteten Tuffe mit den Tuffen des Unterrotliegend

Die Tuffe des Unterrotliegend wurden von HEIM (1960, 1961, 1970, 1971) petrographisch untersucht. BOY (1989) unternahm erste tephrostratigraphische Gliederungsversuche mit Hilfe einiger Tuffhorizonte der Kusel- und der Lebach-Gruppe.

Die Unterrotliegend-Tuffe sind bevorzugt in lakustrinen Ablagerungen der Kusel- und der Unteren und Mittleren Lebach-Gruppe verbreitet. Gewöhnlich liegen sie als cm- bis dm-mächtige, weißgraue, gelblichgraue, seltener auch rotviolette oder rotbraune feine Aschentuffe vor, die trotz ihrer geringen Mächtigkeit eine weite laterale Verbreitung zeigen. Oft sind diese Tuffe mit Sedimentgesteinen niedrigerenergetischer Ablagerungsräume und geringen Sedimentationsraten, wie laminierten Tonsteinen („Papierschiefer“), Kalksteinen oder Kohlen vergesellschaftet. Ihr Zurücktreten bzw. Fehlen in Ablagerungen der Oberen Lebach- und der Unteren und Oberen Tholey-Gruppe könnte deshalb nicht nur durch ein Erlahmen der vulkanischen Aktivität erklärbar sein, sondern vielmehr auf das mangelnde Erhaltungspotential des in diesem Zeitabschnitt fluviatil-deltaischen Ablagerungsraumes zurückgehen.

Die Unterrotliegend-Tuffe erscheinen generell geringmächtiger, feinkörniger und meist auch besser sortiert als vergleichbare Tuffe des Oberrotliegend. Oft sind sie deutlich gradiert und zeigen eine einheitliche, fast monotone Zusammensetzung, die sich mit Quarz und Kaolinit als Alterationsprodukte der Grundmasse sowie geringen Anteilen von Quarz, Biotit, Muskowit, Alkalifeldspat, Plagioklas und vereinzelt Gesteinsbruchstücken beschreiben läßt. Glasreliktgefüge, Bimse und kompakte, lithische Pyroklasten konnten nur in seltenen Fällen beobachtet werden; Pyroklasten basisch-intermediärer Zusammensetzung scheinen vollends zu fehlen. Das Gefüge und die kompositionelle Zusammensetzung der Tuffe verkörpern damit Merkmale, wie sie bei den untersuchten Oberrotliegend-Tuffen in Aschenfallablagerungen (Typen Ah und Ai) des distalen Faziesbereiches festgestellt wurden. Da außer fraglichen basaltisch/andesitischen Gangintrusionen zur Zeit des Unterrotliegend (THEUBERJAHN 1971) keine Hinweise auf einen möglichen beckeninternen Vulkanismus, der zudem saure Pyroklastika geliefert haben müßte, existieren, wird eine beckenexterne Herkunft der Unterrotliegend-Tuffe vermutet. Sind die beobachteten Komponenten Biotit und Muskowit als juvenile Pyroklasten einzustufen, könnten die muskowitführenden (Zweiglimmer) Granite und Rhyolithe des Schwarzwaldes (EMMERMANN 1977, LIPPOLT et al. 1983) als mögliche Förderorte in Betracht gezogen werden. Für eine Herkunft der Unterrotliegend-Tuffe aus diesem Gebiet spricht auch die beobachtete Zunahme ihrer Mächtigkeit und Anzahl in Richtung der südlicheren Teile des Saar-Nahe-Beckens.

Bei einer Diskussion der Herkunft der Unterrotliegend-Tuffe ist zu berücksichtigen, daß die lithostratigraphischen Begriffe „Unterrotliegend“ und „Oberrotliegend“ oft regio-

nal unterschiedlich verwendet werden. Radiometrische Altersbestimmungen von LIPPOLT et al. (1989) stufen den beckeninternen „Oberrotliegend“-Vulkanismus im Saar-Nahe-Becken bei etwa 290 Ma und damit nahe der internationalen Karbon/Perm-Grenze ein. Bei einer Einbindung in die überregionale permokarbone Entwicklung würden folglich das gesamte „Unterrotliegend“ und große Teile des vulkanischen „Oberrotliegend“ der saarpfälzischen Gliederung noch zum Oberkarbon zählen. Diese Einstufung stimmt mit Ergebnissen der Biostratigraphie (BOY & FICHTER 1982, BOY 1989) weitgehend überein und hat zur Konsequenz, daß die an „permischen“ Rhyolithen des Schwarzwaldes ermittelten Extrusionsalter von 307 ± 5 bis 286 ± 7 Ma (LIPPOLT et al. 1983) durchaus den für die „Unterrotliegend“-Tuffe zu erwartenden radiometrischen Altern entsprechen dürften.

Schriften

- ALLEN, J. R. L. (1983): Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. – *Sediment. Geol.*, **33**, S. 237-293, 19 Abb., Amsterdam.
- (1984): Sedimentary structures. Their character and physical basis. – *Developments in Sedimentology*, **30A**, 2. Aufl. 593 S., zahlr. Abb. u. Tab., (Elsevier) Amsterdam.
- ALLEN, P. A. & ALLEN, J. R. (1990): Basin Analysis. Principles & Applications. 451 S., 342 Abb., 27 Tab., (Blackwell) Oxford.
- ARIKAS, K. (1986): Geochemie und Petrologie der permischen Rhyolithe in Südwestdeutschland (Saar-Nahe-Pfalz-Gebiet, Odenwald, Schwarzwald) und in den Vogesen. – *Pollichia Buch*, **8**, 321 S., 107 Abb., 51 Tab., (Pfalzmuseum für Naturkunde) Bad Dürkheim.
- BLATT, H. & MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1980): Origin of sedimentary rocks. 2. Aufl. 782 S., 267 Abb., 45 Tab., (Prentice-Hall) Englewood Cliffs.
- BOUROZ, A. & SPEARS, D. A. & ARBEY, F. (1983): Essai de synthèse des données acquises sur la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers. – *Mem. Soc. Géol. du Nord*, **16**, S. 1-115, 12 Abb., 2 Tab., 10 Taf., Villeneuve.
- BOY, J. A. (1989): Zur Lithostratigraphie des tiefsten Rotliegend (?Ober-Karbon-Unter-Perm) im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **18**, S. 9-42, 5 Abb., Mainz.
- BOY, J. A. & FICHTER, J. (1982): Zur Stratigraphie des saarpfälzischen Rotliegenden (?Ober-Karbon-? Unter-Perm; SW-Deutschland). – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **133**, S. 607-642, 7 Abb., Hannover.
- (1988): Zur Stratigraphie des höheren Rotliegend im Saar-Nahe-Becken (Unter-Perm; SW-Deutschland) und seiner Korrelation mit anderen Gebieten. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **176** (3), S. 331-394, 10 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- BRENCHLEY, P. J. (1972): The Cwm Tuff, North Wales: a paleogeographical interpretation of some Ordovician ash-shower deposits. – *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, **39**, S. 199-224, Leeds.
- BULL, W. B. (1972): Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. – In: RIGBY, J. K. & HAMBLIN, W. K. (Ed.): Recognition of ancient sedimentary environments. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists*, **16**, S. 63-83, 16 Abb., 2 Tab., Tulsa/Okla.
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. (1987): Volcanic successions: modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. 528 S., 383 Abb., 38 Tab., 15 Taf., (Allen & Unwin) London.
- CHESTERMAN, C. W. (1956): Pumice, pumicite and volcanic cinders in California. – *Calif. Div. Mines Bull.*, **82**, S. 2285-2294, Sacramento/Cal.

- CLEMENS, J. D. & WALL, V. J. (1984): Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: The Violet Town Volcanics. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**, S. 354-371, 19 Abb., 9 Tab., Berlin-Heidelberg.
- COLLINSON, J. D. (1986): Alluvial Sediments. – In: READING, H. G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies*. 2. Aufl., S. 20-62, 53 Abb., (Blackwell) Oxford.
- CROWE, B. M. & FISHER, R. V. (1973): Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **84**, S. 663-682, 14 Abb., 3 Tab., Boulder/Col.
- EICHHOFF, H. J. & REINECK, H. E. (1953): Uran-Vanadiumkerne mit Verfärbungshöfen in Gesteinen. – *N. Jb. Mineral., Mh.*, **12**, S. 294-314, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- EMMERMANN, R. (1977): A Petrogenetic Model for the Origin and Evolution of the Hercynian Granite Series of the Schwarzwald. – *N. Jb. Miner., Abh.*, **128**, S. 219-253, 15 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- FALKE, H. (1950): Stratigraphische Probleme des pfälzischen Rotliegenden. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1950**, S. 134-144, 3 Abb., Stuttgart.
- FENCHEL, W. (1954): Sedimentpetrographische Untersuchungen im Rotliegenden auf der Südostflanke des Pfälzer Sattels. – *N. Jb. Miner., Abh.*, **87**, S. 110-162, 14 Abb., Stuttgart.
- FISHER, R. V. (1960): Criteria for recognition of laharc breccias, southern Cascade Mountains, Washington. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **71**, S. 127-132, 1 Abb., Boulder/Col.
- (1961): Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **72**, S. 1409-1414, 3 Tab., Boulder/Col.
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic rocks*. 472 S., 339 Abb., 59 Tab., (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.
- FISHER, R. V. & WATERS, A. C. (1970): Base surge bed forms in maar volcanoes. – *Amer. J. Sci.*, **268**, S. 157-180, 10 Taf., 1 Tab., New Haven/Conn.
- FRITZ, W. J. & HARRISON, S. (1985): Early Tertiary volcanoclastic deposits of the Northern Rocky Mountains. – In: FLORES, R.M. & KAPLAN, S. S. (Ed.): *Cenozoic Paleogeography of West-Central United States*. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Rocky Mountains Section, S. 383-402, 17 Abb., 3 Taf., Denver.
- GILBERT, J. S. & ROGERS, N. W. (1989): The significance of garnet in the Permo-Carboniferous volcanic rocks of the Pyrenees. – *J. Geol. Soc. London*, **146**, S. 477-490, 14 Abb., 4 Tab., London.
- GÜMBEL v., W. (1846): *Geognostische Bemerkungen über den Donnersberg*. – *Leonhards Neues Jb. Min.*, S. 543-576, Stuttgart.
- HÄFNER, F. (1978): Die basischen Vulkanite des Oberrotliegenden zwischen Alzey und Obernheim (Saar-Nahe-Gebiet), ein Beitrag zu ihrer Geologie, Petrographie und Geochemie. – *Mitt. Pollichia*, **66**, S. 25-89, 26 Abb., 5 Tab., Bad Dürkheim.
- HANEKE, J. (1987): Zur Genese und stratigraphisch-tektonischen Stellung eines permokarbonen Rhyolith-Domes im Saar-Nahe-Gebiet (SW-Deutschland). – *Pollichia Buch*, **10**, 147 S., 44 Abb., 2 Tab., 5 Kt.-Beil., (Pfalzmuseum für Naturkunde) Bad Dürkheim.
- HANEKE, J. & GADE, C. W. & LORENZ, V. (1979): Zur stratigraphischen Stellung der rhyolitischen Tuffe im Oberrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und der Urangehalt des Kohlen-Tuff-Horizontes an der Kornkiste bei Schallodenbach/Pfalz. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **130**, S. 535-560, 9 Abb., 3 Tab., Hannover.
- HEIM, D. (1960): Über die Petrographie und Genese der Tonsteine aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. – *Beitr. Mineral. Petrol.*, **7**, S. 281-317, 8 Abb., Heidelberg.
- (1961): Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre stratigraphisch-regionale Verbreitung. – *Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch.*, **89**, S. 377-399, 4 Tab., 25 Taf., Wiesbaden.

- (1970): Die Tonsteine im Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes und ihre Beziehung zu den Kaolin-Kohlentonsteinen. – Z. deutsch. geol. Ges., **120**, S. 297-307, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Hannover.
- (1971): Über den „Hygrophyllit“ im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes, ein Beitrag zur Diagenese pyroklastischer Gesteine. – Contrib. Mineral. Petrol., **32**, S. 149-164, 4 Abb., 4 Tab., Heidelberg.
- HINZMANN, S. (1987): Petrographie, Geochemie und Gefüge des Kuhkopfpalatinits. Dipl.-Arbeit Mineral. Inst. Univ. Mainz, 178 S., 100 Abb., 19 Tab., Mainz. – [unveröff.].
- HOGG, S. E. (1982): Sheetfloods, sheetwash, sheetflow, or... ?. – Earth Sci. Rev., **18**, S. 59-76, 4 Abb., Amsterdam.
- LAJOIE, J. (1984): Volcaniclastic rocks. – In: WALKER, R. G. (Ed.): Facies models. Geoscience Canada Reprint series, **1**, S. 39-52, 23 Abb., 1 Tab., Toronto.
- LE MAITRE, R. W. (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks). 193 S., 18 Abb., 8 Tab., (Blackwell) Oxford.
- LIPPOLT, H. J. & SCHLEICHER, H. & RACZEK, I. (1983): Rb-Sr systematics of Permian volcanites in the Schwarzwald (SW-Germany). Part I: Space of time between plutonism and late orogenic volcanism. – Contrib. Mineral. Petrol., **84**, S. 272-280, 5 Abb., 4 Tab., Heidelberg.
- LIPPOLT, H. J. & HESS, J. C. & RACZEK, I. & VENZLAFF, V. (1989): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegend volcanism II. Rb-Sr investigations. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., **9**, S. 539-552, 5 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- LORENZ, V. (1971a): Collapse structures in the Permian of the Saar-Nahe-Area/SW-Germany. – Geol. Rdsch., **60**, S. 924-948, 11 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (1971b): Vulkanische Calderen und Schloten am Donnersberg/Pfalz. – Oberrhein. geol. Abh., **20**, S. 21-41, 11 Abb., Karlsruhe.
- (1971c): Zur Stratigraphie und Tektonik des Oberrotliegenden in der Umgebung von Schweisweiler und Winnweiler/Pfalz. – Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., **60**, S. 263-275, 1 Abb., 1 Taf., Wiesbaden.
- (1973): Zur Altersfrage des Kreuznacher Rhyolithes unter besonderer Berücksichtigung der Statigraphie und Überschiebungstektonik in seiner südlichen Umrandung (Saar-Nahe-Gebiet, SW-Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **142**, S. 139-164, 8 Abb., Stuttgart.
- (1974a): Vesiculated tuffs and associated features. – Sedimentology, **21**, S. 273-291, 12 Abb., 1 Tab., Oxford.
- (1974b): Studies of the Surtsey tephra deposits. – Surtsey Res. Progr. Rep., **7**, S. 72-79, 12 Abb., Reykjavik.
- LORENZ, V. & HANEKE, J. (1986): Der rhyolitische Vulkanismus im permokarbonen Saar-Nahe-Becken (abstr.). – Fortschr. Mineral., **64** (Beiheft 1), S. 101, Stuttgart.
- LORENZ, V. & STAFF, K. R. G. & HANEKE, J. & ATZBACH, O. (1987): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes in der Umgebung des Donnersberges. (Exkursion B am 23. und 24. April 1987). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., **69**, S. 53-76, 9 Abb., Karlsruhe.
- MASKALL, R. (1985): Diagenesis of air-fall tuffs. PhD-thesis Univ. Reading. 359 S., 101 Abb., 29 Tab., Reading. – [unveröff.].
- MATHISEN, M. E. & VONDRA, C. F. (1983): The fluvial and pyroclastic deposits of the Cagayan Basin, Northern Luzon, Philippines – an example of non-marine volcaniclastic sedimentation in an interarc basin. – Sedimentology, **30**, S. 369-392, 14 Abb., 2 Tab., Oxford.

- McBRIDE, E. F. (1989): Quartz cement in sandstones: a review. – *Earth Sci. Rev.*, **26**, S. 69-112, 8 Abb., 8 Taf., Amsterdam.
- McGOWEN, J. H. & GARNER, L. E. (1970): Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: modern and ancient examples. – *Sedimentology*, **14**, S. 77-111, 25 Abb., 1 Tab., Oxford.
- MIALL, A. D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. – *Earth Sci. Rev.*, **13**, S. 1-62, 16 Abb., 6 Tab., Amsterdam.
- (1985): Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – *Earth Sci. Rev.*, **22**, S. 261-308, 20 Abb., 3 Tab., Amsterdam.
- MINNING, M. & LORENZ, V. (1983): Rotliegend-Ignimbrite in der Prims-Mulde (Saar-Nahe-Senke/Südwestdeutschland). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **12**, S. 261-290, 16 Abb., 2 Tab., Mainz.
- MOODY-STUART, M. (1966): High and low sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. – *J. Sediment. Petrol.*, **36**, S. 1102-1117, 13 Abb., 1 Tab., Tulsa/Okla.
- MYKURA, H. & HAMPTON, B. P. (1984): On the mechanism of formation of reduction spots in the Carboniferous/Permian red beds of Warwickshire. – *Geol. Mag.*, **121**, S. 71-74, 3 Abb., Cambridge.
- PALMER, B. A. & WALTON, A. W. (1990): Accumulation of volcanoclastic aprons in the Mount Dutton Formation (Oligocene-Miocene), Marysvale volcanic field, Utah. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **102**, S. 734-748, 14 Abb., 4 Tab., Boulder/Col.
- PIERSON, T. C. & COSTA, J. E. (1987): A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. – In: COSTA, J. E. & WIECZOREK, G. F. (Ed.): *Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation*. *Geol. Soc. America, Rev. Engineering Geology*, **7**, S. 1-12, 4 Abb., 1 Tab., Boulder/Col.
- REHKOPF, H. G. (1958): Das Rotliegende im Raum Schallodenbach–Höringen–Winnweiler an der SE-Flanke des Pfälzer Sattels. Dipl.-Arbeit Univ. Mainz, 40 S., 3 Abb., 1 geol. Kte., Mainz. – [unveröff.].
- REIMER, T. O. (1983): Accretionary lapilli in volcanic ash falls: physical factors governing their formation. – In: PERYT, T. M. (Ed.): *Coated grains*. S. 56-68, 5 Abb., 1 Tab., (Springer) Berlin.
- REIS, O. M. (1921): Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg (Nr. XXI) der Geognostischen Karte von Bayern 1:100.000. 320 S., 100 Abb., 1 Kte., (Piloty & Loehle) München.
- ROSS, C. S. & SMITH, R. L. (1961): Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. – *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **366**, S. 1-81, 98 Abb., Washington.
- SCHÄFER, A. (1989): Variscan molasse in the Saar-Nahe-Basin (W-Germany), Upper Carboniferous and Lower Permian. – *Geol. Rdsch.*, **78**, S. 499-524, 15 Abb., Stuttgart.
- SCHÄFER, K. (1965): Zur Petrofazies der unteren Grenzlagergruppe (Oberrotliegendes) zwischen Kirchheimbolanden und Kollweiler (Pfalz). – *Mitt. Pollichia, III. R.*, **12**, S. 47-56, Bad Dürkheim.
- SCHMID, R. (1981): *Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments. (Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks)*. – *Geol. Rdsch.*, **70**, S. 794-799, 1 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- SCHMINCKE, H.-U. (1981): Ash from vitric muds in deep sea cores from the Mariana Trough and fore-arc regions (South Philippine Sea). – *Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj.*, **60**, S. 473-481, 5 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Washington.
- SCHMINCKE, H.-U. & SWANSON, D. L. (1967): Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. – *J. Geol.*, **75**, S. 641-664, 7 Abb., 4 Tab., 4 Taf., Chicago.

- SCHUMACHER, R. (1988): Aschenaggregate in vulkaniklastischen Transportsystemen. Diss. Univ. Bochum, 140 S., 50 Abb., 17 Tab., 4 Taf., Bochum. – [unveröff.]
- SCHUSTER, M. (1913): Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. III. Die Eruptivgesteine im Gebiet des Blattes Donnersberg (1:100 000). – Geognost. Jh., **26**, S. 235-265, 3 Abb., München.
- SCHWAB, K. (1967): Zur Geologie der Umgebung des Donnersberges. – Mitt. Pollichia, III. R., **14**, S. 13-55, 7 Abb., 2 Kt., Bad Dürkheim.
- (1981): Differentiation trends in Lower Permian effusive igneous rocks from the southeastern part of the Saar-Nahe-Basin/FRG. – Proc. Internat. Symp. Central European Permian, Jablonna, April 1978, S. 180-200, 10 Abb., 3 Tab., Warschau.
- SECKENDORFF, V. von (1990): Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen an permischen Magmatiten im Saarland (Blatt 6507 Lebach). – Ber. geol.-paläontol. Inst. Museum Univ. Kiel, **39**, S. 1-232, 86 Abb., 46 Tab., Kiel.
- SHERIDAN, M. F. & UPDIKE, R. G. (1975): Sugarloaf Mountain tephra – a Pleistocene rhyolitic deposit of base-surge origin. – Bull. Geol. Soc. Amer., **86**, S. 571-581, 11 Abb., Boulder/Col.
- SMITH, G. A. (1986): Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. – Bull. Geol. Soc. Amer., **97**, S. 1-10, 6 Abb., 1 Tab., Boulder/Col.
- (1987): The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: The Deschutes Formation (Neogene) in Central Oregon. – J. Sediment. Petrol., **57**, S. 613-629, 11 Abb., 3 Tab., Tulsa/Okla.
- SPARKS, R. S. J. (1976): Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. – Sedimentology, **23**, S. 147-188, 21 Abb., 1 Tab., Oxford.
- STEAR, W. M. (1985): Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. – Sediment. Geol., **45**, S. 209-230, 14 Abb., Amsterdam.
- STOLLHOFEN, H. (1991): Die basalen Vulkaniklastika des Oberrotliegend im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland): Zusammensetzung, Transport, Ablagerung und geodynamische Position permokarboner Synrift-Sedimente. Diss. Univ. Würzburg, 413 S., 67 Abb., 11 Taf., 5 geol. Kt., Würzburg. – [unveröff.]
- (1992): Features of syndimentary tectonics in fluvial sequences of the Permocarboneous Saar-Nahe-Basin (SW-Germany). Abstr. 13th IAS Reg. Meeting of Sedimentology, Jena 1992, S. 139-140, Jena.
- STRECKEISEN, A. L. (1978): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. – N. Jb. Miner., Abh., **134**, S. 1-14, 5 Abb., Stuttgart.
- THEUERJAHN, A.-K. (1971): Die Jeckenbacher Schwelle. Ein paläogeographisches Element der Saar-Nahe-Senke zur Rotliegendzeit. – Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., **60**, S. 298-307, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wiesbaden.
- TORABI-NEJAD, F. (1986): Schwermineraluntersuchungen in den Freisen-Schichten (Oberrotliegendes) des Saar-Nahe-Beckens. – Mitt. Pollichia, **73**, S. 73-102, 31 Abb., Bad Dürkheim.
- TUNBRIDGE, I. P. (1981): Sandy high-energy flood sedimentation – some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. – Sediment. Geol., **28**, S. 79-95, 9 Abb., Amsterdam.
- WALKER, G. P. L. (1981): Volcanological applications of pyroclastic studies. – In: SELF, S. & SPARKS, R. S. J. (Ed.): Tephra Studies. Proceedings of the NATO Advanced Study Institute „Tephra Studies as a Tool in Quaternary Research“, held in Laugarvatn and Reykjavík, Iceland, June 18-29, 1980. S. 391-403, 6 Abb., 1 Tab., (D. Reidel) Dordrecht.

- WARESBACK, D. B. & TURBEVILLE, B. N. (1990): Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic-alluvial fan: The Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **102**, S. 298-314, 10 Abb., 1 Taf., Boulder/Col.
- WOHLETZ, K. H. & SHERIDAN, M. F. (1979): A model of pyroclastic surge. – In: CHAPIN, C. E. & ELSTON, W. E. (Ed.): *Ash flow tuffs*. Spec. Publ. Geol. Soc. Amer., **180**, S. 177-194, 18 Abb., 2 Tab., Boulder/Col.
- WRIGHT, J. V. & SMITH, A. L. & SELE, S. (1980): A working terminology of pyroclastic deposits. – *J. volcanol. geotherm. Res.*, **8**, S. 315-336, 5 Abb., 6 Tab., Amsterdam.
- ZIEGLER, C. K. & LICK, W. (1988): The transport of fine-grained sediments in shallow waters. – *Environmental Geology & Water Sciences*, **11**, S. 123-132, (Springer) Berlin-Heidelberg-New York.

Anschrift des Autors: Dr. HARALD STOLLHOFEN,
Institut für Geologie, Julius-Maximilians-Universität, Pleicherwall 1,
D-97070 Würzburg.

Manuskript eingegangen am 3. 2. 1993