

Einfluss synsedimentärer Tektonik auf Verbreitung, Erscheinungsbild und Petrographie distaler Aschentuffe im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland)

STEPHAN KÖNIGER

Kurzfassung: Weit verbreitete geringmächtige distale Aschenfalltuffe, die in komplex aufgebauten fluvio-lakustrinen Abfolgen des karbonisch-permischen Saar-Nahe-Beckens in Südwestdeutschland zwischengelagert sind, liefern wichtige tephrostratigraphische Leithorizonte für Korrelationen. In der Meisenheim-Formation der mittleren Glan-Gruppe lagerten sich die vulkanischen Aschen in drei unterschiedlichen Sedimentationsbereichen ab: im offen-lakustrinen Milieu, im Prodelta- bis Deltafrontbereich sowie auf der Deltaebene. Dabei wurde die Erhaltung, die laterale Verbreitung, das Erscheinungsbild und die mineralogische Zusammensetzung der vulkanischen Aschenlagen nicht nur durch das Ablagerungsmilieu, sondern auch durch das tektonische Umfeld beeinflusst. Zudem zeigen laterale Mächtigkeitsänderungen siliziklastischer Abfolgen zwischen Tuffhorizonten Versatzbeträge an synsedimentären Störungen an. Auf angehobenen Liegendschollen bzw. Horststrukturen ist das rezente Auftreten geringmächtiger tephrostratigraphischer Leithorizonte häufig unterbrochen, wohingegen mächtigere Horizonte, die sich oft aus mehreren Aschenlagen aufbauen, meist eine durchgehende Verbreitung haben, wobei aber ihre Mächtigkeiten und Texturen variieren. Abgesenkte Hangendschollen bzw. Grabenstrukturen lieferten im Allgemeinen ein erhöhtes Erhaltungspotenzial erstens für primäre Aschenlagen, die heute noch ursprüngliche Texturen wie planare Schichtung und normale Korngrößengradierung zeigen, sowie zweitens für sekundäre Akkumulationen von Aschentuffiten und tuffitischen Turbiditen, in denen Texturen wie normale Korngrößengradierung, Rippelschrägschichtung und basale Belastungsmarken auftreten. Im Gegensatz dazu wurden Aschenablagerungen auf angehobenen Liegendschollen teilweise aufgearbeitet oder vollständig erodiert. Hier sind primäre Aschenlagen häufig nur mit reduzierter Mächtigkeit erhalten und zeigen Erosionsmarken. Andere Leithorizonte beinhalten resedimentierte tuffitische Ablagerungen mit einer hohen detritischen Beimengung. Lokal haben solche sekundären Ablagerungen die Gesamtmächtigkeit von tephrostratigraphischen Leithorizonten deutlich erhöht. Auf Hangendschollen wurden in primären Aschenlagen meist vollständige Assoziationen primär-magmatischer Schwerminerale mit allgemein idiomorphem Habitus und nur geringer Kantenrundung an Kristallen erhalten. Die Schwermineralzusammensetzung besteht hauptsächlich aus Zirkon, Biotit, Apatit und Monazit sowie geringen Anteilen von Titanit und Hornblende. Daneben finden sich in primären Fallablagerungen auch geringe Gehalte von teilweise idiomorphem Turmalin,

Granat und Rutil. Diese Komponenten werden als primäre magmatische Bildungen eingestuft. In tuffitischen Turbiditen oder Aschentuffiten treten neben teils gerundeten primären Schwermineralen auch geringe Gehalte von detritischen Komponenten wie gerundete Epidote auf. Im Gegensatz dazu finden sich auf angehobenen Liegendeschollen aufgrund von Aufarbeitungsprozessen normalerweise nur geringe Anteile von primären Schwermineralen mit xenomorphem, unregelmäßigem Habitus und teilweise hohem Kornrundungsgrad. Hier sind häufig detritische Komponenten wie gut gerundete Epidote und Gesteinsbruchstücke in die Aschen eingemischt. Die tephrostratigraphischen Leithorizonte in der fluvio-lakustrinen Meisenheim-Formation des Saar-Nahe-Beckens liefern ein gutes Beispiel für das Zusammenwirken von vulkanischen, sedimentären und tektonischen Prozessen bei der Ablagerung distaler vulkanischer Aschen.

Abstract: "Synsedimentary tectonic influence on occurrence, appearance, and petrography of distal ash tuffs in the Saar-Nahe Basin (SW-Germany)": Thin, but laterally widespread distal fallout ash tuff layers interbedded within complex fluvio-lacustrine successions of the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin in SW-Germany (Fig. 1) provide important tephrostratigraphic markers for correlations. The former volcanic ash layers of the Meisenheim Formation in the middle part of the Glan Group (Fig. 2) were deposited within three sub-environments: in an offshore lacustrine, prodelta to delta front and delta plain setting (Fig. 3). At this, the preservation, lateral distribution, appearance, and mineralogical composition of volcanic ash beds were not only influenced by the depositional environment but also by the tectonic setting. Furthermore, lateral thickness variations of sedimentary successions between specific tuff horizons indicate offset magnitudes at synsedimentary faults. The present occurrence of thin tephrostratigraphic markers is frequently interrupted on uplifted footwall blocks or horst structures, whereas thicker markers which are frequently composed of several ash layers often show an almost continuous distribution (Figs. 4 and 5) although their thickness and textures vary laterally. Subsided hanging-wall blocks or graben structures generally provided an enhanced preservation potential for (1) primary ash fall layers with original textures like planar bedding and normal grain-size grading, and (2) secondary accumulations of ash tuffites and tuffaceous turbidites showing textures like normal grain-size grading, ripple-cross bedding, and basal load marks (Tab. 1). In contrast, on elevated footwall blocks ash deposits were partly reworked or even entirely eroded (Fig. 6). Here, primary ash layers are often preserved with reduced thicknesses only and show erosion marks. Other tuff horizons frequently comprise redeposited tuffaceous deposits with a high detrital contamination. Locally, these secondary deposits have considerably increased the total thickness of a tephrostratigraphic marker. On subsided hanging-wall blocks, in primary ash beds frequently complete suites of primary magmatic heavy minerals with usually euhedral habitus and only minor rounding at crystal edges were preserved. This heavy mineral suite comprises mainly zircon, biotite, apatite, and monazite as well as

minor contents of sphene and hornblende. In addition, in primary fall deposits also lower contents of partly euhedral tourmaline, garnet, and rutile occur (Plate 1). These components are classified as primary magmatically formed. Within tuffaceous turbidites or ash tuffites, occasionally rounded primary heavy minerals occur besides minor contents of detrital components as e.g. rounded epidotes. In contrast, on elevated footwall blocks usually only minor contents of primary heavy minerals with an anhedral, irregular habitus and partly high degrees of grain roundness due to reworking occur (Tab. 2). Frequently, detrital components like well-rounded epidotes and rock fragments were admixed into the ash. The tephrostratigraphic marker horizons in the fluvio-lacustrine Meisenheim Formation of the Saar-Nahe Basin deliver a good example for the interaction of volcanological, sedimentary, and tectonic processes during the deposition of distal volcanic ashes.

1. Einleitung

Explosive vulkanische Eruptionen können riesige Mengen an feinkörnigem pyroklastischen Material auswerfen, das nachfolgend durch Windverdriftung über große Gebiete verbreitet werden kann. Charakteristische Merkmale der daraus resultierenden vulkanischen Aschenfallablagerungen sind ihre (1) laterale Kontinuität, (2) relativ konstante Mächtigkeit, (3) vergleichsweise hohe Sedimentationsrate, (4) generell abnehmende Korngröße von Aschepartikeln mit zunehmender Entfernung vom Eruptionszentrum und (5) kurze Ablagerungszeit. Solche pyroklastischen Fallablagerungen neigen dazu, das bestehende Relief eines Gebietes unabhängig vom Ablagerungsmilieu und den tektonischen Verhältnissen mantelartig zu überdecken. Sie werden aber häufig durch syn- und postsedimentäre Prozesse modifiziert.

Karbonisch-permische Sedimentabfolgen in Mitteleuropa enthalten zahlreiche geringmächtige und feinkörnige Aschentuffhorizonte. Diese haben ein bedeutendes stratigraphisches Potenzial, da sie hervorragende chronostratigraphische Leithorizonte innerhalb von Gesteinsabfolgen darstellen, die durch komplexe Faziesverhältnisse charakterisiert sind. Dies gilt besonders für kontinentale Abfolgen wie im Saar-Nahe-Becken in Südwestdeutschland. Solche Tufflagen können Korrelationen auf verschiedenen Maßstabsebenen ermöglichen: lokal über Störungen und Störungszonen hinweg, regional innerhalb eines Beckens, großräumig zwischen verschiedenen Becken bis hin zu möglicherweise weit entfernten potenziellen Herkunftsgebieten.

Obwohl das weit verbreitete Auftreten geringmächtiger Aschentuffhorizonte im „Unterrotliegend“ des Saar-Nahe-Beckens seit langer Zeit bekannt ist (z.B. HEIM 1960, 1961, 1970), wurde ihre Verwendbarkeit für stratigraphische Korrelationen erst in jüngster Zeit durch litho- und biostratigraphische (BOY et al. 1990; KÖNIGER 2000; KÖNIGER & STOLLHOFEN 2001), radiometrische (KÖNIGER et al. 2002), geochemische (KÖNIGER & LORENZ 2002) und petrographische Untersuchungen (KÖNIGER & LORENZ 2003) nachgewiesen. Aufgrund einer intensiven Alteration wurden frü-

her viele Tuffhorizonte des Saar-Nahe-Beckens als „Tonsteine“ (Kaolinit-reiche Tonsteine) beschrieben, selbst nachdem ihr vulkanischer Ursprung nachgewiesen worden war. In Bezug auf die vulkanologische Standardnomenklatur werden die in dieser Arbeit untersuchten, nun alterierten Horizonte aufgrund ihrer ursprüng-

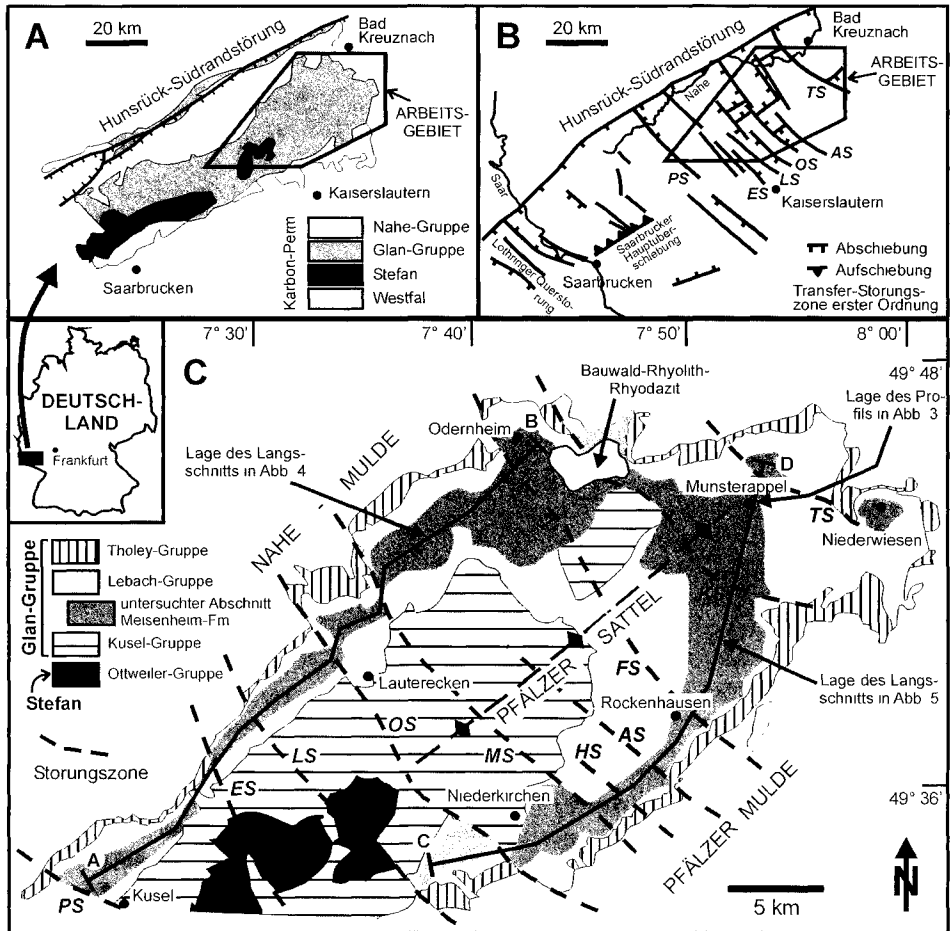


Abb. 1: Geologische Übersichten (A) des Saar-Nahe-Beckens mit der Verbreitung oberkarbonischer und unterpermischer Abfolgen sowie der Lage des Arbeitsgebietes, (B) mit einer Darstellung der synsedimentär aktiven, hauptsächlich NW-SE verlaufende Querstörungen und Störungszonen (verändert nach HENK 1993) und (C) der Verbreitung der Glan-(Sub-)Gruppe (frühere Kusel-, Lebach- und Tholey-Gruppen) im Arbeitsgebiet einschließlich der Lage der Profile und Längsschnitte aus den Abb. 3 bis 5. Hauptstrukturelemente umfassen NE-SW verlaufende Mulden und Sättel sowie synsedimentär aktive, NW-SE streichende Querstörungen. Abkürzungen der Störungen: AS = Ailsenz-, ES = Erzenhausen-, FS = Feilskopf-, HS = Höringerbach-, KS = Kuhkopf-, LS = Lauterbach-, MS = Moschelbach-, OS = Odenbach-, PS = Pfeffelbach-, TS = Trombach-Störung (Bezeichnungen nach STOLLHOFEN 1998).

lichen Entstehung als vulkanische Aschenfallablagerungen als „Tuffe“ benannt, obwohl andere Bearbeiter diese eventuell „Bentonite“ nennen würden. Die unterschiedlichen Definitionen werden in FISHER & SCHMINCKE (1984) ausführlich beschrieben.

In der vorliegenden Arbeit werden laterale Variationen von Mächtigkeit, Erscheinungsbild und Mineralogie einer Abfolge vulkaniklastischer Horizonte des Saar-Nahe-Beckens, die quer über synsedimentär aktive Störungszonen hinweg auftreten, dokumentiert. Ziel ist, den Einfluss des tektonisch kontrollierten Ablagerungsmilieus auf das Erhaltungspotenzial und die laterale Kontinuität, die Entstehung interner Texturen sowie die mineralogische Zusammensetzung der früheren Aschenlagen zu diskutieren.

2. Geologischer Rahmen

Unter den etwa 70 kontinentalen Ablagerungsbecken, die zur Zeit des Oberkarbon und Unterperm in Europa existierten, ist das Saar-Nahe-Becken mit einem Oberflächenausstrich von 120 x 40 km das größte und für die Stratigraphie dieses Zeitabschnittes eines der wichtigsten Becken. Es erstreckt sich von etwa 40 km westlich von Frankfurt bis zur deutsch-französischen Grenze bei Saarbrücken. Das Arbeitsgebiet befindet sich im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken, erstreckt sich über etwa 1.000 km² und schließt dabei den nordöstlichen Teil des Pfälzer Sattels ein (Abb. 1).

Das intermontane Saar-Nahe-Becken entwickelte sich während der spät- und post-orogenen Extension des variskischen Gebirgsgürtels (Oberkarbon bis Perm). Nach Süden, Osten und Westen hin überdecken triassische und tertiäre Sedimente weitgehend die karbonisch-permische Beckenfüllung, weswegen die tatsächlichen Ausmaße des Beckens nur aus einigen Bohrungen und seismischen Profilen bekannt sind. Die Beckenfüllung umfasst ausschließlich kontinentale Sedimente mit einer erhaltenen Mächtigkeit von etwa 6500 m. Ihre Ablagerung begann an der Namur/Westfal-Grenze (Oberes Bashkirian) und hielt bis ins späte Unterperm an. Dabei zeigt sich in einem Zeitraum von mehr als 20 Ma (vgl. LIPPOLT et al. 1984; LIPPOLT & HESS 1989) ein Wechsel von einem humiden zu einem semiariden Klima. Aufgrund der intensiven Entwicklung von Kohlenflözen und aus paläomagnetischen Untersuchungen (WITZKE 1990) wird geschlossen, dass sich das Saar-Nahe-Becken zur Zeit des Westfal (Oberes Bashkirian/Moscovian) in einer äquatorialen Lage mit tropischer Regenzone befand, danach aber kontinuierlich nordwärts wanderte (ZIEGLER 1990). Als Folge der Drift von Zentraleuropa in höhere Breiten mit ausgeprägten Jahreszeiten ab dem Stefan (SCHÄFER et al. 1990) fand eine zunehmende Austrocknung über einen langen Zeitraum statt. Vom Stefan (Kasimovian/Gzelian) an sind diese Perioden der jährlichen Austrocknung durch das Auftreten von Caliche-Konkretionen (MÖHRING & SCHÄFER 1990) dokumentiert, während feuchte Perioden eine beschränkte Torfmoorbildung unterstützten. Ab dem „Oberrotliegend“ (Asselian) herrschte dann ein arides Klima. Aufgrund der synsedimentären Verlagerung des Depozentrums nordostwärts (SCHÄFER 1986)

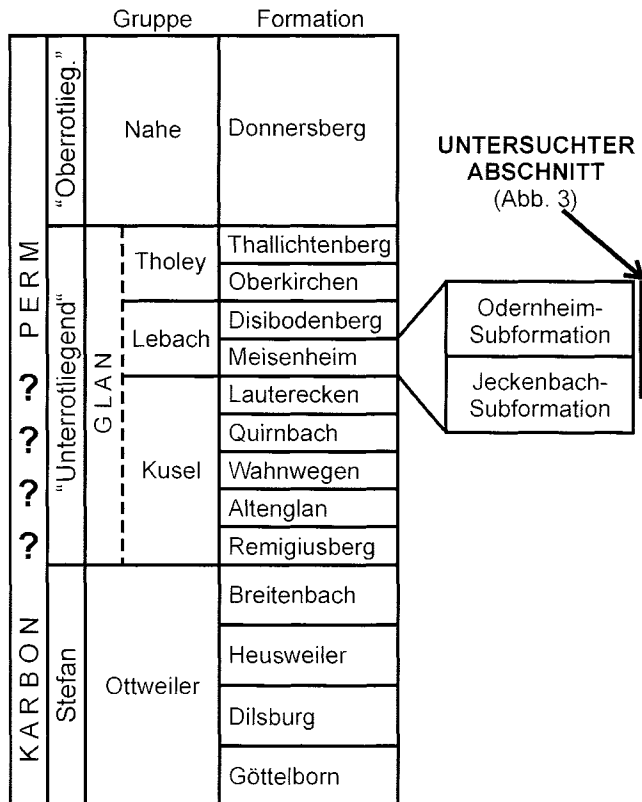


Abb. 2: Generalisierte Stratigraphie des Stefan und Rotliegend im Saar-Nahe-Becken mit Darstellung der stratigraphischen Lage des untersuchten Abschnitts. Die Fragezeichen deuten die bisher nicht eindeutig geklärte radiometrische Position der Karbon/Perm-Grenze an. Die nun eingeführte Glan-(Sub-)Gruppe ersetzt die früheren Kusel-, Lebach- und Tholey-Gruppen.

sind die im südwestlichen Teil des Beckens dominierenden Sedimente des Westfal und Stefan im Nordosten nicht aufgeschlossen, wohingegen hier „Rotliegend“-Sedimente vorherrschen.

Seismische Profile durch das Saar-Nahe-Becken (vgl. HENK 1993) und die asymmetrische Verteilung von Sedimentmächtigkeiten und -fazies enthüllen die Halbgrabenstruktur des Beckens. Die das Becken begrenzende Hauptverwerfung ist ein südostwärts einfallender Abscherhorizont, der mit dem Oberflächenausstrich der Hunsrück-Südrandstörung am nordwestlichen Beckenrand zusammenfällt (Abb. 1). Die tektonischen Hauptstrukturen im Saar-Nahe-Becken sind die Nordost-Südwest verlaufenden, synsedimentär gebildeten Strukturen Nahemulde und Pfälzer Mulde mit dem dazwischen liegenden Pfälzer Sattel, der nach Südwesten hin in den Saarbrücker Hauptsattel übergeht. Sehr wahrscheinlich ist

die Entstehung der Mulden und Sättel an eine großflächige, zur Tiefe hin nach Südosten abflachende Abschiebung gekoppelt, was auf der Hangendscholle großräumige Deformationen bewirkte. Daneben treten innerhalb des Beckens Nordwest-Südost streichende Transfer- bzw. Querstörungen auf (Abb. 1 B und C). Diese synsedimentär aktiven Störungen oder Störungszonen führten zu beckeninternen Unterteilungen in tektonische Blöcke, die wiederum durch Nordost-Südwest streichende, nur lokal bedeutsame Längsstörungen weiter unterteilt sind (HENK 1993). Die Bezeichnungen der verschiedenen Störungen entstammen größtenteils STOLLHOFEN (1998). Die synsedimentäre Entstehung von Liegend- und Hangendschollen bewirkte die Entwicklung verschiedener Faziesassoziationen auf den tektonischen Blöcken, die sich in ihrer strukturellen Ausgestaltung sowie Mächtigkeits- und Faziesentwicklung unterscheiden (STOLLHOFEN 1998).

3. Lithostratigraphie und radiometrisches Alter

Im Folgenden wird eine Sedimentabfolge aus dem mittleren Abschnitt der Glan-Gruppe (früheres „Unterrotliegend“; Abb. 2) betrachtet, die den Großteil der Meisenheim-Formation umfasst (Jeckenbach- und Odernheim-Subformationen; HANEKE 1998). Die Glan-Gruppe beinhaltet dabei die früheren Kusel-, Lebach- und Tholey-Gruppen.

Die untersuchte Abfolge ist durch rein kontinentale, lateral variierende fluviolakustrine Sedimente charakterisiert (Abb. 3), deren komplexer Mächtigkeits- und Faziesaufbau stark von synsedimentärer Tektonik beeinflusst wurde (Abb. 4 und 5). Die Abfolge zeigt die Entwicklung von drei Hauptfaziesassoziationen: Im offen-lakustrinen, im Prodelta/Deltafront- und im Deltaebenen-Bereich. Diese Faziesassoziationen sind in mehrere transgressiv-regressive Zyklen mit Mächtigkeiten von 18 bis 80 m (durchschnittlich 45 m) gegliedert (KONIGER & STOLLHOFEN 2001). Jeder Zyklus ist durch eine ausgeprägte Asymmetrie charakterisiert, die aus einer relativ geringmächtigen transgressiven, zum Hangenden feiner werdenden (fining upward) Abfolge sowie einer mächtigen regressiven, zum Hangenden wieder gröber werdenden (coarsening upward) Abfolge besteht (Abb. 3). Ein vollständiger Zyklus spiegelt dabei eine rasche Vertiefung in einem Seegebiet wieder (Transgression), gefolgt von einer langsamen Verflachung zu einem distalen Prodelta- und nachfolgend subaerischen Deltaebenen-Milieu (Regression).

Mehr als 40 Aschentuffhorizonte können innerhalb des untersuchten, 260 bis 370 m mächtigen Abschnitts unterschieden werden (KONIGER 2000), wovon aber nur sechs aufgrund ihrer weiten lateralen Verbreitung innerhalb des Saar-Nahe-Beckens wichtige tephrostratigraphische Leithorizonte darstellen. Dies sind der Pappelberg-, St. Alban-, Raumberg-, Kappeln-, Gaugrehweiler- und Humberg-Tuff (Abb. 3). Andere Horizonte wie der Jeckenbach-, Hesselberg- und Odernheim-Tuff haben eine geringere geographische Verbreitung, helfen aber lokal, die stratigraphische Abfolge zu entschlüsseln. Der überwiegende Teil der tephrostratigraphischen Nomenklatur stammt von BOY et al. (1990), mit Ausnahme des St. Alban-Tuffs (HANEKE & STOLLHOFEN 1994) und des Gaugrehweiler-Tuffs (KONIGER et al. 1995).

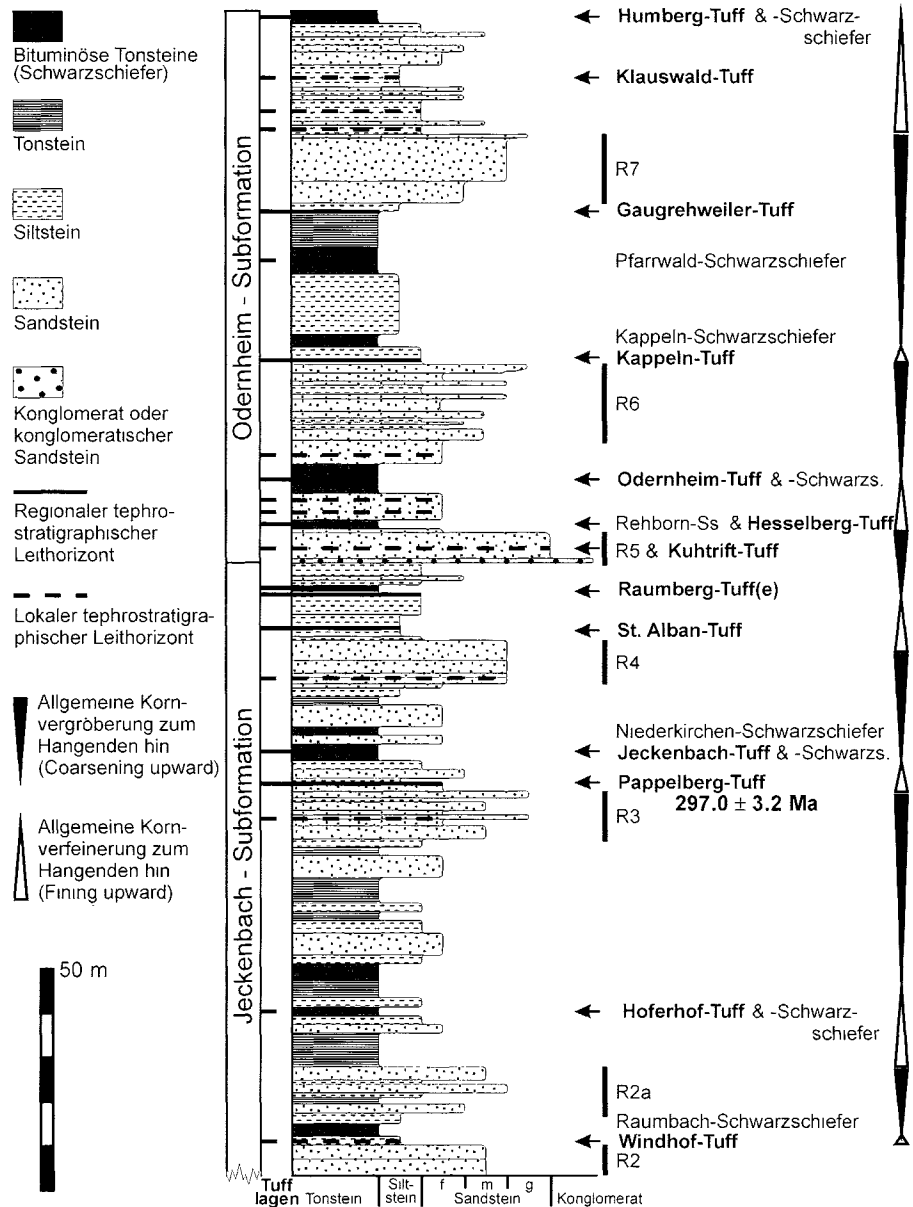


Abb. 3: Lithostratigraphisches Übersichtsprofil der untersuchten Abfolge in der Meisenheim-Formation mit der Lage der wichtigsten tephro- und lithostratigraphischen Leithorizonte sowie transgressiv-regressiver Zyklen (aus KONIGER & STOLLHOFEN 2001). Dieses Profil befindet sich bei Münsterappel (vgl. Abb. 1 C) und entspricht Profil 18 in Abb. 5. Das radiometrische Alter des Pappelberg-Tuffs stammt aus KONIGER et al. (2002).

Der Pappelberg-Tuff im unteren Abschnitt der Meisenheim-Formation wurde anhand einer U-Pb-SHRIMP-Zirkondatierung auf $297,0 \pm 3,2$ Ma datiert (Abb. 3; KÖNIGER et al. 2002). Unter Berücksichtigung der Karbon/Perm-Grenze bei 296 Ma (vgl. MENNING 1995; MENNING et al. 2000) fällt die Meisenheim-Formation ungefähr mit dieser überein. Daher wird hier die Meisenheim-Formation als oberste karbonische bis unterste permische Abfolge im Saar-Nahe-Becken angesehen (KÖNIGER et al. 2002).

4. Probenmaterial und Methoden

Zum Vergleich lateraler Mächtigkeitsänderungen erfolgte die Aufnahme zahlreicher Profile der fluvio-lakustrinen Abfolge, die die untersuchten Tuffhorizonte beinhaltet. Zudem wurden insgesamt 308 stratigraphisch gesicherte Proben aus dem Pappelberg-, St. Alban-, Raumberg-, Hesselberg-, Odernheim-, Kappeln-, Gaugrehweiler- und Humberg-Tuff während der Geländekartierung und aus mehreren Bohrkernen gesammelt (vgl. KÖNIGER 1999).

Untersuchungen von Struktur- und Texturmerkmalen sowie der mineralogischen Zusammensetzung wurden anhand einer mikroskopischen Analyse von Gesteinsproben und 284 Dünnschliffen von 203 Proben durchgeführt. Die Bestimmung der allgemeinen mineralogischen Zusammensetzung der feinkörnigen Aschentuffe erfolgte durch eine Röntgendiffraktionsanalyse (RDA) von 125 Pulverproben (Korngröße $<25 \mu\text{m}$) am Landesamt für Umwelt und Geologie Rheinland-Pfalz in Mainz. Schwermineralgehalte wurden durch Korngrößenanalysen von 102 Proben bestimmt (vgl. KÖNIGER & LORENZ 2003).

5. Tephrostratigraphische Horizonte

5.1. Herkunft, Auftreten und Ablagerungsmilieu

Die vulkanischen Aschentuffe der Meisenheim-Formation stammen wahrscheinlich von Eruptionen im Bereich des mittleren und nördlichen Schwarzwaldes (Südwestdeutschland) und der nördlichen Vogesen (Ostfrankreich), etwa 100 bis 150 km südlich des Saar-Nahe-Beckens, oder von benachbarten Gebieten, die jetzt von post-paläozoischen Schichten überdeckt sind (KÖNIGER et al. 2002).

Aufgrund ihrer äußeren Merkmale (z.B. helle Farben, laminare Schichtung) und ihrer Zusammensetzung können die tephrostratigraphischen Horizonte leicht von den siliziklastischen Hintergrundsedimenten unterschieden werden, sofern sie nicht mit detritischem Material vermischt sind. Die Tuffe sind bis zu 75 cm mächtig und können innerhalb des Beckens über mindestens 50 km in Nordost-Südwest-Richtung verfolgt werden. Die Abb. 4 und 5 zeigen schematisch das laterale Auftreten der wichtigsten Tuffhorizonte im Arbeitsgebiet. Ihre genaue geographische Verbreitung ist in KÖNIGER (1999) auf sechs geologischen Karten detailliert dargestellt.

Die Erhaltung der sehr feinkörnigen vulkanischen Aschen wurde stark vom jeweiligen Ablagerungsmilieu beeinflusst. Sie sedimentierten als distale pyroklastische Fallablagerungen in drei Bereichen mit unterschiedlichem Erhaltungs-

potenzial: 1. Tuffe innerhalb (schwarzer) Ton- und Siltsteine im offen-lakustrinen Milieu zeigen aufgrund einer sehr geringen Aufarbeitung der Aschen am Seeboden den höchsten Erhaltungsgrad. 2. Im Prodelta/Deltafront-Bereich wurden die primären Aschen teilweise durch Turbiditströme oder Wellenaktivität aufgearbeitet oder mit siliziklastischem Material vermischt. 3. In Überflutungsebenen- und Uferwalldurchbruchs- (crevasse splay) Sedimenten eingelagerte Tuffe auf der Deltaebene sind häufig schräggeschichtet. Hier kam es meist zur Aufarbeitung der Aschen, was entweder mit einer reichlichen Beimischung von siliziklastischem Detritus oder der Erosion der gesamten Aschenlage verbunden war. Eine detaillierte Beschreibung der silizi- und pyroklastischen Lithofaziestypen geben KONIGER & STOLLHOFEN (2001).

5.2. Allgemeines Erscheinungsbild

Alle primären Tuffhorizonte sind fein- bis sehr feinkörnig und erscheinen deshalb sehr dicht. Ihre generell hellen Farben (weiß, hellgrau, beige, gelblich, grünlich, rötlich) unterscheiden sich deutlich von den benachbarten dunkleren Sand-, Silt- und Tonsteinen. Tuffitische Ablagerungen mit detritischer Beimischung zeigen Farbübergänge zu siliziklastischen Sedimenten. Bei der Verwitterung zerfallen einzelne Tufflagen in plattige, rechtwinklige Gesteinsbruchstücke, die gelegentlich aufgrund einer sekundären Silizifizierung eine erhöhte Härte aufweisen. Lokal haben Tuffhorizonte eine lehmige Konsistenz.

Interne Strukturen und Texturen hängen stark vom Ablagerungsmilieu der Aschenlagen ab. Die 0,5 bis 75 cm mächtigen Tuffe sind im Allgemeinen horizontal laminiert bis feingeschichtet und bestehen aus mehreren 0,1 bis 7 cm mächtigen, eben bis leicht wellig geschichteten primären Aschentufflagen, besonders im offen-lakustrinen Milieu. Dies weist auf mehrere aufeinander folgende Ablagerungsereignisse hin. Primäre Fallablagerungen zeigen häufig eine normale Korngrößengradierung und eine Ausrichtung von länglichen Splitterquarzen und Biotiten parallel zur Schichtung. Gelegentlich sind Tufflagen von 0,1 bis 2 cm mächtigen, siliziklastischen oder bituminösen Horizonten zwischengelagert, die intereruptive Phasen anzeigen.

Aufarbeitung und Vermischung der Asche mit detritischem Material führte zu tuffitischen Ablagerungen. Wellige bis flaserige Schichtung, unregelmäßige Schichtgrenzen, Schräg- und Wickelschichtung, laterale Ausdünnung, Erosionsmarken und -rillen sowie Strömungsrippel wurden durch die Aufarbeitung primärer Asche verursacht. Gelegentlich bildeten sich bis zu 35 cm mächtige tuffitische Turbiditlagen, die an ihrer Basis Belastungsmarken aufweisen. Diese Ablagerungen wurden wahrscheinlich durch Erdbeben oder eine Materialüberladung an steilen Seeufern ausgelöst als Folge einer hohen Zulieferung pyroklastischen Materials innerhalb sehr kurzer Zeit. Gelegentlich entwickelten sich aufgrund einer raschen Eindeckung der unverfestigten Asche diapirartige Entwässerungsstrukturen. Lokale Rutschungen und Überschiebungen kompletter tephrostratigraphischer Horizonte wurden sehr wahrscheinlich durch das Abrutschen kom-

pletter Sedimentpakete vor ihrer Verfestigung verursacht. Eine detaillierte Beschreibung einzelner Tuffe gibt KÖNIGER (2000).

5.3. Allgemeine mineralogische Zusammensetzung

Geochemische Analysen zeigen die ursprünglich rhyolithisch-rhyodazitische Zusammensetzung der Tuffhorizonte an (KÖNIGER & LORENZ 2002). Nach ihrer Ablagerung alterierten die Aschenlagen zu verschiedenen Tonmineralassoziationen. Im Allgemeinen enthält die gleichkörnig krypto- bis mikrokristalline Quarz-Kaolinit-Matrix der Tuffhorizonte, die als vitrische Tuffe klassifiziert werden können, eine recht einheitliche Ansammlung juveniler magmatischer Komponenten. Diese weisen auf die pyroklastische Natur der untersuchten Horizonte hin. Die Tuffe beinhalten vollständig rekristallisierte, plattige, sichel- und Y-förmige ehemalige vulkanische Glasscherben bis 200 μm Durchmesser. Daneben findet man zahlreiche dornenförmige, einschussfreie vulkanische Splitterquarze bis 650 μm Länge. Idiomorphe Sanidin- und randlich korrodierte Plagioklaskristalle erreichen bis 500 μm und sind meist intensiv zu Kaolinit alteriert. Biotit zeigt idiomorphe Kristallumrisse bis zu 1,5 mm Durchmesser und enthält neben zahlreichen Zirkon- und Monaziteinschlüssen mit dunkelbraunen pleochroitischen Halos auch einige Apatitmikrolithe. Die Schwermineralzusammensetzung besteht hauptsächlich aus Zirkon, Biotit, Apatit und Monazit sowie geringen Anteilen von Titanit und Hornblende (Tafel 1). Daneben finden sich in primären Fallablagerungen auch geringe Gehalte von teilweise idiomorphem Turmalin, Granat und Rutil. Diese Komponenten werden als primäre magmatische Bildungen eingestuft. Dagegen wurden keine pyroklastischen lithischen Bestandteile in primären Tufflagen gefunden. Eine detaillierte Beschreibung der mineralogischen Zusammensetzung geben KÖNIGER & LORENZ (2003).

6. Aufbau der sedimentären Abfolge

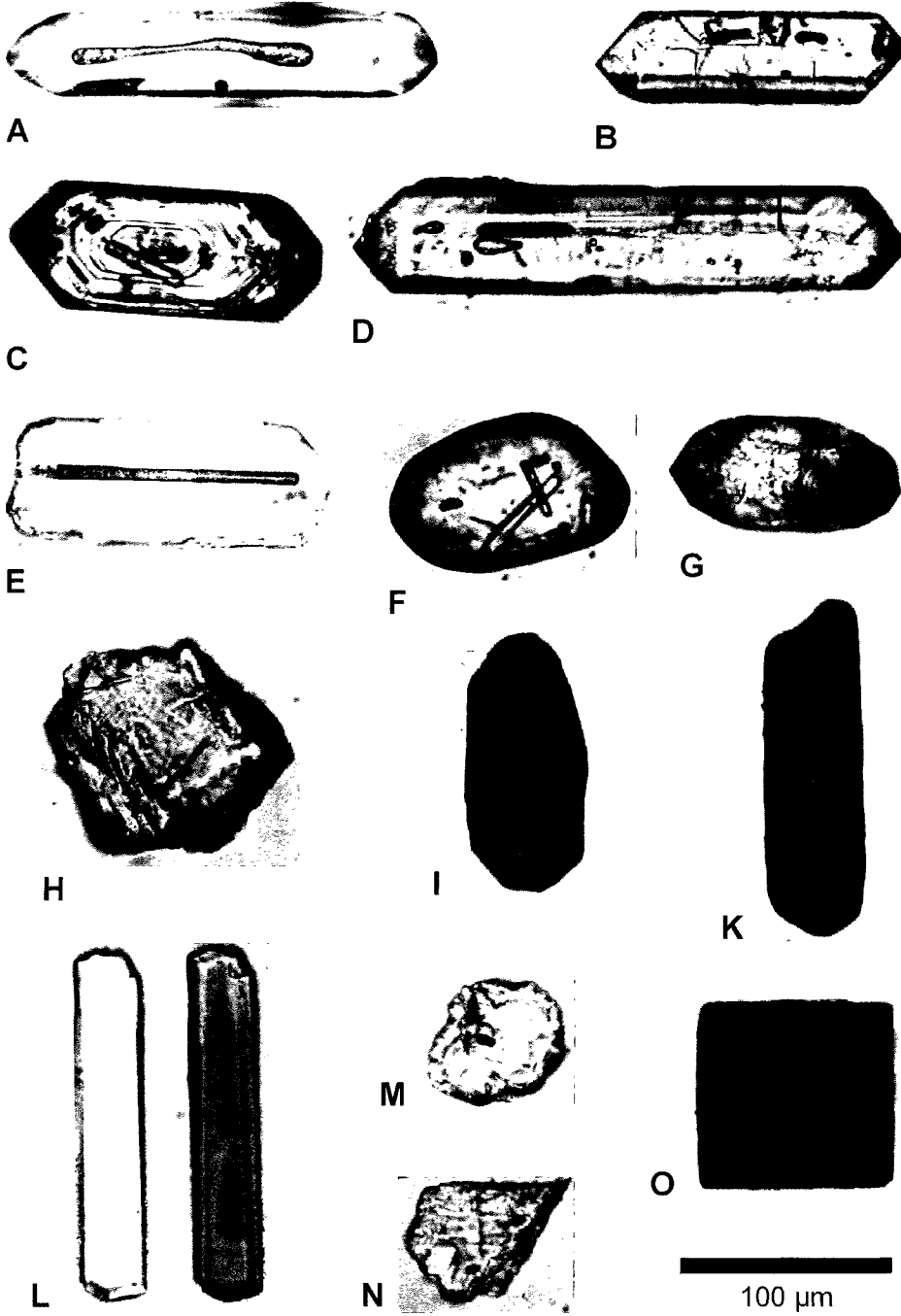
Der lithostratigraphische Aufbau der untersuchten Meisenheim-Formation ist in Abb. 3 dargestellt. Die Abb. 4 und 5 zeigen schematisch die laterale Verbreitung der wichtigsten Tuffhorizonte sowie die Lithofazies im Arbeitsgebiet und dokumentieren den tektonischen Einfluss. Die Südwest-Nordost verlaufenden Längsschnitte weisen deutliche Mächtigkeitsänderungen an Störungen auf, was einer unterschiedlichen Sedimentation auf Hangend- und Liegendschollen bzw. Graben- und Horststrukturen zugeschrieben wird.

Mächtigkeiten sedimentärer Abfolgen zwischen bestimmten Tuffhorizonten variieren lateral recht stark. Ein Beispiel ist die Schichtabfolge zwischen dem St. Alban- und Kappeln-Tuff, die etwa 142 m im Profil 6, 98 m im Profil 7 und 110 m im Profil 8 beträgt (Abb. 4), beziehungsweise 90 m im Profil 13, 63 m im Profil 14, 91 m im Profil 15, 56 m im Profil 16 und 60 m im Profil 17 (Abb. 5).

Beispiele für ausgeprägte, angehobene Liegendschollen finden sich in den Profilen 5, 7 (Abb. 4) und 12 (Abb. 5). Hier sind Aschenlagen häufig nicht erhalten, was in den Profilen 1 bis 3, 5 und 7 (Abb. 4) deutlich erkennbar ist und teilweise

Tafel 1

- A) Langprismatischer Zirkon mit langgestrecktem Flüssigkeitseinschluss (St. Alban-Tuff; Probe 6313/22).
- B) Normalprismatischer Zirkon mit opaken gerundeten Einschlüssen, wahrscheinlich Erzminerale. Am oberen Rand tritt zwischen den Einschlüssen eine Wachstumsbehinderung mit einspringenden Winkeln auf (Kappeln-Tuff; 6410/3).
- C) Zonierter normalprismatischer Zirkon mit einem eingeschlossenen farblosen, nadelartigen Kristall, möglicherweise Zirkon (Humberg-Tuff; 6410/1).
- D) Langprismatischer Zirkon mit rundlich bis gestreckten Flüssigkeitseinschlüssen (Kappeln-Tuff; 6211/22).
- E) Apatit mit röhrenförmigem Hohlraum, gefüllt mit bräunlich-grauem und leicht pleochroitischem (magmatischem?) Material (Raumberg-Tuff; 6411/3).
- F) Gerundeter Monazit mit farblosen Flüssigkeitseinschlüssen (Humberg-Tuff; 6213/64).
- G) Kantengerundeter Monazit mit leicht rauher Oberfläche, die kleine Ätzgruben zeigt (Kappeln-Tuff; 6410/3).
- H) Unregelmässig geformter, scharfkantiger Titanit mit Ätzgruben an der Oberfläche. Auffallend ist das starke Relief (Kappeln-Tuff; 6410/3).
- I) Leicht pleochroitischer (dunkelrotbrauner) Rutil mit einer parallel zur C-Achse ausgerichteten Lineation (Gaugrehweiler-Tuff; 6212/75).
- K) Leicht pleochroitischer (dunkelrotbrauner) Rutil mit einem multilamellaren Lineationsmuster diagonal zur Kristalloberfläche (Kappeln-Tuff; 6410/3).
- L) Idiomorpher, langprismatischer Turmalin mit einem deutlichen Pleochroismus von farblos (links) zu hellbraun (rechts) (Raumberg-Tuff; 6411/3).
- M) Leicht gerundeter aber unregelmässig gezackter Granat mit einer zernarbten, Ätzgruben aufweisender Oberfläche (Hesselberg-Tuff; 6412/1).
- N) Scharfkantiger, unregelmässig gezackter Granat mit einer zernarbten, Ätzgruben aufweisender Oberfläche (Gaugrehweiler-Tuff; 6212/75).
- O) Sekundär gebildeter Pyrit (Raumberg-Tuff; 6311/2).



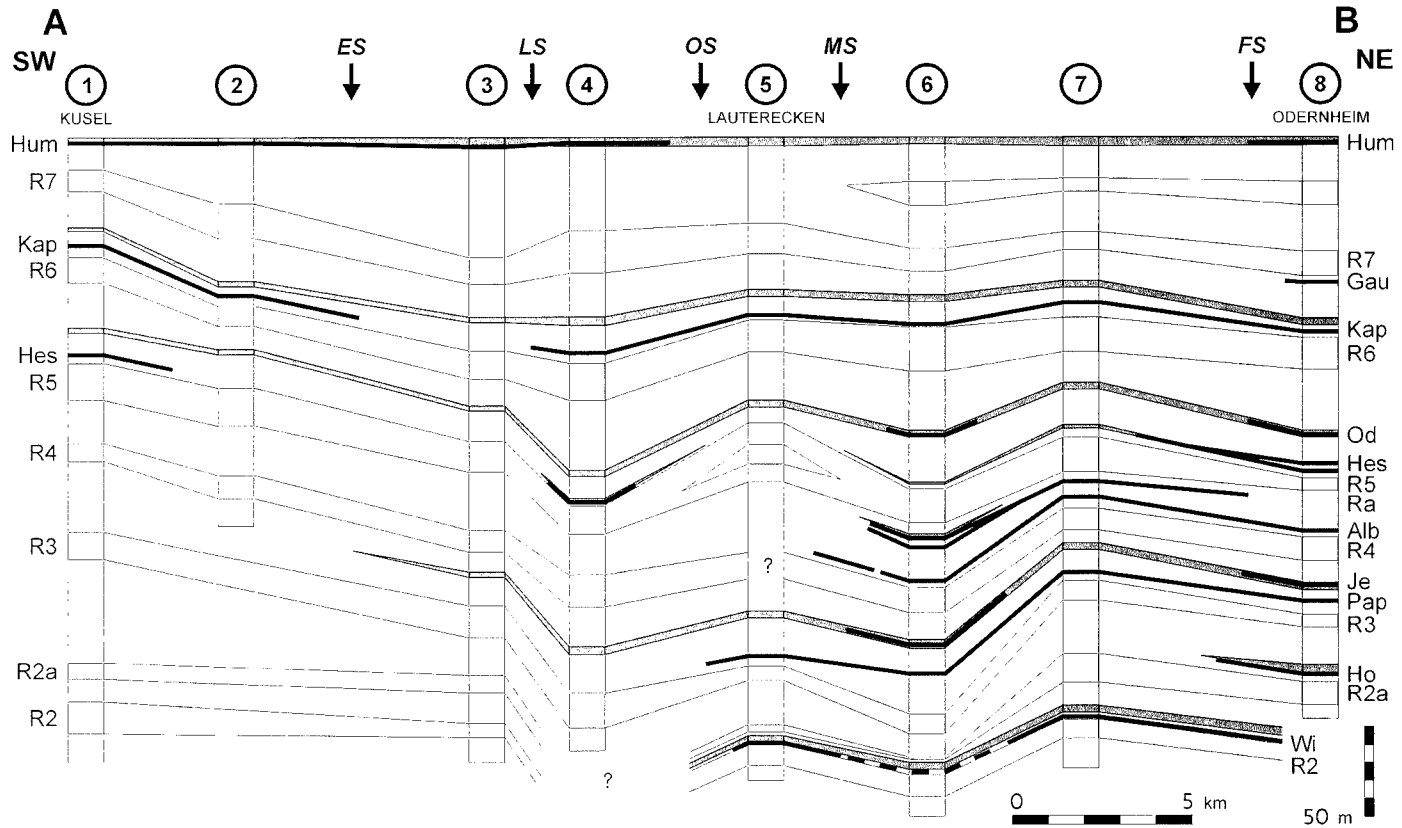


Abb. 4: Der SW-NE verlaufende Längsschnitt zeigt die komplexe Architektur der Meisenheim-Formation sowie die lithostratigraphische Lage und Verbreitung der wichtigsten Tuffhorizonte entlang der NW-Flanke des Pfälzer Sattels (Lage s. Abb. 1 C). Über synsedimentäre Störungen hinweg findet man starke laterale Mächtigkeitsänderungen der Abfolge. Legende und Tuffabkürzungen s. Abb. 5, Abkürzungen der Störungen s. Abb. 1.

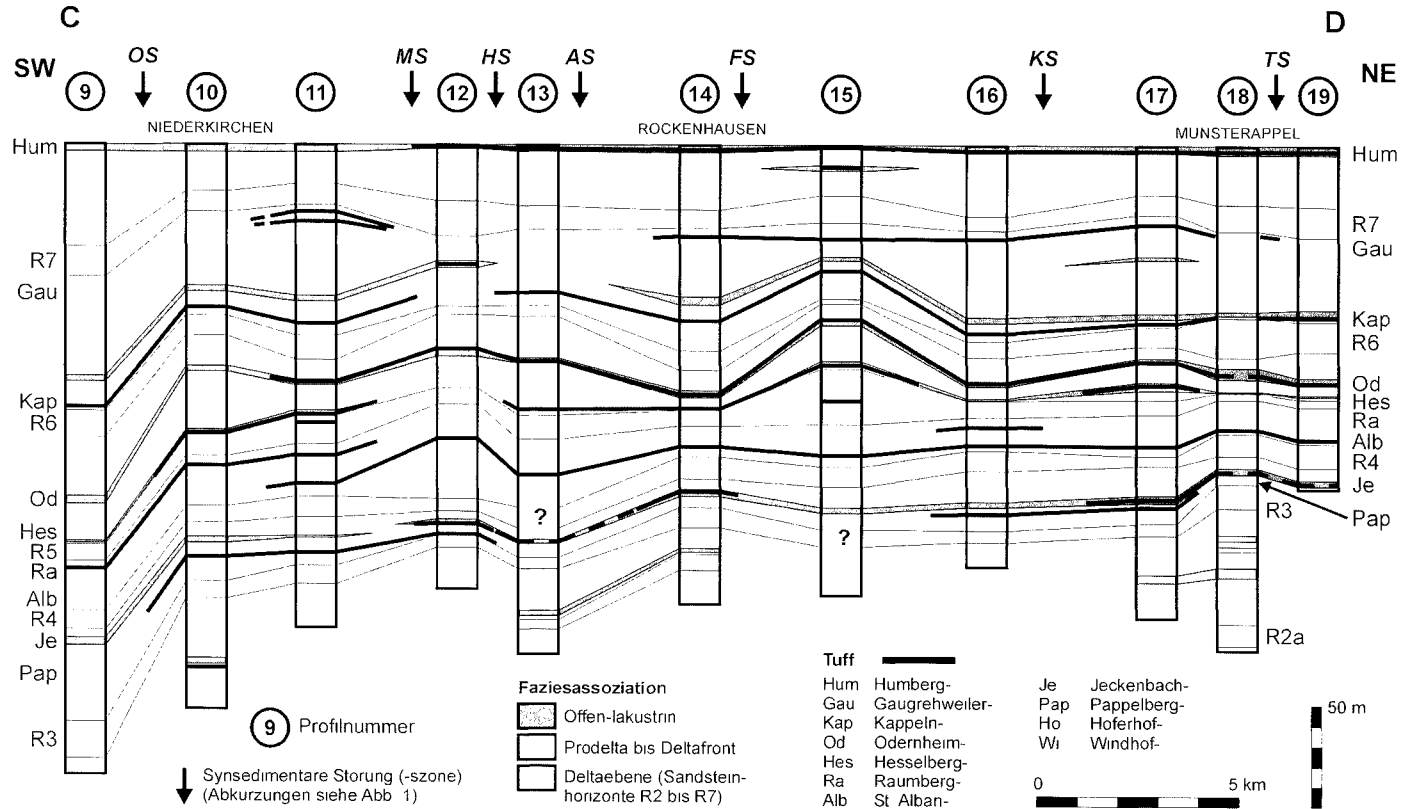


Abb. 5: Der SW-NE verlaufende Längsschnitt zeigt die komplexe Architektur der Meisenheim-Formation sowie die lithostratigraphische Lage und Verbreitung der wichtigsten Tuffhorizonte entlang der SE-Flanke des Pfälzer Sattels (Lage s. Abb. 1 C). Über synsedimentäre Störungen hinweg findet man starke laterale Mächtigkeitsänderungen der Abfolge. Abkürzungen der Störungen s. Abb. 1.

auch in den Profilen 10, 12 und 18 (Abb. 5) beobachtet werden kann. Dies gilt besonders für die Sedimentabfolge R3 bis R6, in der südwestlich der Lauter-Störung (LS, Profile 1-3, Abb. 4) Tuffe nur lokal erhalten sind. In Gegensatz dazu sind Tufflagen auf abgesenkten Hangendschollen meist gut konserviert. Dies wird in den Profilen 4, 6 und 8 (Abb. 4) sowie 11 (Abb. 5) deutlich, in denen die tephrostratigraphische Abfolge fast vollständig auftritt.

Laterale Mächtigkeitsänderungen von Sedimentpaketen zeigen synsedimentäre Versatzgrößen an Störungen an. Dabei traten auch wechselnde Störungsbewegungen während der Beckenentwicklung auf. Ein Beispiel hierfür ist die Feilskopf-Störung (FS) zwischen den Profilen 14 und 15 (Abb. 5). Bis zur Ablagerung des Hesselberg-Tuffs (Hes) existierte im Profil 14 eine relativ zur Umgebung angehobene Liegendscholle, danach entwickelte sich hier eine abgesenkte Hangendscholle. Der benachbarte Bereich im Profil 15 zeigt dagegen eine entgegen gesetzte tektonische Entwicklung von einem Hangend- zu einem Liegendblock.

7. Tufflagen in unterschiedlichen tektonischen Bereichen

7.1. Laterales Auftreten

Unabhängig vom Ablagerungsmilieu überdecken distale Aschenfalllagen die prä-eruptive Topographie anfangs mit relativ konstanten Mächtigkeiten. Das Auftreten und Erscheinungsbild primärer Aschenlagen kann jedoch durch nachfolgende sedimentäre Prozesse verändert werden, die vom Ablagerungsbereich und tektonischen Umfeld gesteuert werden (vgl. Tab. 1). Laterale Mächtigkeitsvariationen der Tuffe können in den Abb. 4 und 5 allerdings nicht dargestellt werden.

Gelegentlich spalten sich Tuffe von nur einem Horizont auf Liegendblöcken in zwei Lagen auf benachbarten Hangendblöcken auf, die dann von bis zu mehreren Metern mächtigen feinkörnigen siliziklastischen Sedimenten voneinander getrennt sind. Beispiele hierfür sind der Raumberg- (Profil 6), Hesselberg- (Profil 8), Gaugrehweiler- (Profil 11) und Humburg-Tuff (Profil 4).

7.1.1. Offen-lakustriner Bereich

Trotz ihrer geringen Mächtigkeiten sind primäre Aschenlagen des Humburg- (bis zu 6 cm mächtig), Odernheim- (bis zu 8 cm) und Jeckenbach-Tuffs (bis zu 7 cm) allgemein gut in offen-lakustrinen, bituminösen Tonsteinen erhalten. Sie haben daher ein relativ weites laterales Auftreten mit recht einheitlichen Mächtigkeiten und sind besonders gut auf Hangendschollen wie in den Profilen 6, 8 und 16 erhalten. Im Gegensatz dazu wurden sie auf den Liegendblöcken in den Profilen 5, 7, 10 und 11 nicht konserviert, obwohl der Odernheim-Tuff im Profil 11 in einer zeitweiligen Hangendposition erhalten geblieben ist. Auf den Hangendschollen in den Profilen 8 und 16 ist der Humburg-Leithorizont bis zu 30 cm mächtig, er baut sich hier aber überwiegend aus sekundären tuffitischen Turbiditlagen auf.

Der Hesselberg-Tuff wurde in zwei verschiedenen Sedimentationsbereichen mit

jeweils unterschiedlichem Erhaltungspotenzial abgelagert. Er ist überwiegend in offen-lakustrinen, bituminösen Tonsteinen zwischengelagert, in denen bis zu 5 cm mächtige primäre Lagen erhalten wurden, besonders auf Hangendschollen (z.B. in den Profilen 4 und 8). Lokal tritt der Hesselberg-Tuff in Silt- und Tonsteinen des Prodelta- bis Deltafrontbereichs auf, in denen er auf Hangendblöcken bis zu 15 cm Mächtigkeit erreicht (z.B. in den Profilen 13 und 14). Hier setzt er sich aus primären Aschenschichten sowie sekundär gebildeten tuffitischen Lagen zusammen. Im Gegensatz dazu wurde der Hesselberg-Tuff auf den Liegendschollen in den Profilen 3, 5, 7 und 12 nicht erhalten.

7.1.2. Prodelta- bis Deltafrontbereich

Tuffhorizonte können auch in Silt- und Tonsteinen des Prodelta- bis Deltafrontmilieus ein hohes Konservierungspotenzial haben. Beispiele hierfür sind der Gaugrehweiler-, Kappeln-, Raumberg- und St. Alban-Tuff. Die laterale Kontinuität einiger dieser Leithorizonte ist aufgrund ihrer größeren Mächtigkeit häufig unabhängig vom lokalen tektonischen Umfeld. In diesem Ablagerungsbereich variiert jedoch ihre Mächtigkeit, wobei auf Hangendschollen normalerweise größere Mächtigkeiten auftreten als auf Liegendschollen. Auf Hangendblöcken erreichen primäre Tufflagen bis zu 12 cm und haben nur gelegentlich detritische Beimischungen, während sie auf Liegendblöcken nur bis zu 7 cm mächtig sind und eine höhere detritische Verunreinigung zeigen. Lokal sind sie aufgearbeitet oder vollständig erodiert.

Der Kappeln- und St. Alban-Tuff sind die wichtigsten tephrostratigraphischen Leithorizonte in der Meisenheim-Formation, beide haben eine fast durchgehende laterale Verbreitung im Arbeitsgebiet. Der Kappeln-Tuff ist möglicherweise der bedeutendste Tuffhorizont der gesamten Glan-Gruppe (vgl. KÖNIGER 2000). Dieser wird nur lokal auf den Liegendschollen in den Profilen 3, 12 und 18 unterbrochen, während der St. Alban-Tuff südwestlich von Lauterecken und Niederkirchen nicht erhalten ist. Beide Leithorizonte bestehen häufig aus primären Aschenfalllagen bis zu 20 cm (Kappeln-Tuff) bzw. 13 cm (St. Alban-Tuff) Mächtigkeit sowie sekundären tuffitischen Turbiditen und Aschentuffiten. Auf einigen Hangendschollen führte die Akkumulation von bis zu 36 cm mächtigen tuffitischen Turbiditlagen zu einer erhöhten Gesamtmächtigkeit des Kappeln-Leithorizontes, z.B. in den Profilen 19 (75 cm) und 8 (46 cm). Ebenso beruht die hohe Gesamtmächtigkeit des St. Alban-Leithorizontes in den Profilen 12 (56 cm), 16 (67 cm) und 18 (60 cm) überwiegend auf der Akkumulation tuffitischer Turbidite.

Der bis zu 10 cm mächtige Raumberg-Tuff besteht lokal aus zwei getrennten Einzelhorizonten, die durch mehrere Meter mächtige Silt- und Tonsteine des Prodelta- bis Deltafrontbereichs zwischengelagert sind. Aufgrund der geringen Mächtigkeiten der Einzellagen sind diese im Arbeitsgebiet nicht weit verbreitet. Der Raumberg-Tuff zeigt jedoch auf den Hangendschollen in den Profilen 6 und 9 bis 11 ein gutes Erhaltungspotenzial, tritt aber auf den Liegendschollen in den Profilen 5 und 12 nicht auf.

7.1.3. Deltaebenenbereich

Innerhalb von Silt- und Sandsteinen der Deltaebene abgelagerte Aschenschichten sind aufgrund einer erhöhten Aufarbeitung meist nicht gut erhalten. Ein Beispiel hierfür ist der Kuhtrift-Tuff im Sandsteinhorizont R5 (vgl. Abb. 3), der nur sehr lokal in relativen Hangendpositionen auftritt (Profile 11 und 15). Mächtigere Aschenakkumulationen können jedoch auch in diesem Ablagerungsmilieu die Erhaltung weit verbreiteter tephrostratigraphischer Leithorizonte ermöglichen, wie z.B. den bis zu 20 cm mächtigen Pappelberg-Tuff. Dieser enthält neben bis zu 7 cm mächtigen primären Einzellagen häufig bis zu 5 cm mächtige sekundäre tuffitische Lagen, die sich durch Aufarbeitung und detritische Kontamination in diesem fluviatil geprägten Milieu bildeten. Dies verursachte beträchtliche laterale Mächtigkeitsvariationen. Diese hängen auch mit lokalen tektonischen Gegebenheiten zusammen. Auf Hangendschollen zeigen primäre Tuffhorizonte Gesamtmächtigkeiten bis zu 15 cm. Im Gegensatz dazu sind sie auf Liegendblöcken häufig aufgearbeitet, weisen eine hohe detritische Verunreinigung auf oder wurden vollständig erodiert.

7.2. Texturen

Innerhalb einzelner Tuffe variieren Texturen lateral über synsedimentär aktive Störungen hinweg. In Tab. 1 ist eine beschreibende Zusammenfassung der in den unterschiedlichen pyroklastischen Lithofaziestypen auftretenden Texturen in Abhängigkeit vom Ablagerungsmilieu und vom tektonischen Umfeld aufgelistet. Detaillierte Beschreibungen von Texturen in einzelnen Tuffhorizonten und pyroklastischen Lithofaziestypen geben KÖNIGER (2000) und KÖNIGER & STOLLHOFEN (2001).

7.2.1. Offen-lakustriner Bereich

Primäre Aschenfalllagen in offen-lakustrinen bituminösen Tonsteinen, z.B. der Humberg-, Odernheim- und Jeckenbach-Tuff, zeigen meist eine mehrfache normale oder inverse Korngrößengradierung, planare Schichtung, scharfe ebene Schichtgrenzen und nur geringfügige detritische Verunreinigungen. Erosion wurde nur lokal auf angehobenen Liegendschollen beobachtet (Profile 5, 7, 10). Primäre vulkanische Minerale wie längliche Splitterquarze oder Biotitblättchen sind häufig parallel zur Schichtung ausgerichtet. Einzelne Fallablagerungen sind gelegentlich durch geringmächtige kohlige (bituminöse) Schichten zwischengelagert. Alle diese Merkmale treten sowohl auf Hangend- als auch auf Liegendschollen auf.

Auf einigen Hangendblöcken (Profile 8, 16) beinhaltet der Humberg-Tuff neben primären Aschenfalllagen auch normal gradierte, distale tuffitische Mikroturbiditlagen mit basalen Belastungsmarken. Dies verursachte lokal eine sekundäre Verdickung dieses Leithorizontes auf bis zu 30 cm. Die Mikroturbidite zeigen dabei nur eine geringe bis mäßige detritische Verunreinigung.

Einfluss synsedimentärer Tektonik auf Aschentuffe

Tab. 1: Beschreibende Zusammenfassung der pyroklastischen Lithofazies einschließlich der Interpretation der Zusammenhänge zwischen Ablagerungsmilieu, tektonischem Umfeld und Erhaltungspotenzial (aus KONIGER & STOLLHOFEN 2001).

Ablagerungsmilieu	Fazies	Tektonisches Umfeld	Horizontmächtigkeit	Texturen	Erhaltungspotenzial	Beispiele
Offen-lakustrin	Primäre Aschenfalltuffe	Hangend- und Liegend-schollen	wenige mm bis 8 cm	mehrfache normale oder inverse Gradierung, planare Laminierung, gut sortiert, scharfe planare Grenzen, selten detritische Verunreinigung, dünne kohlige Zwischenlagen	sehr hoch	Humberg-, Odernheim-, Hesselberg- (lokal), Jeckenbach-Tuff
	Distale tuffitische Turbidite	nur auf Hangend-schollen	wenige mm bis 2 cm (Einzellagen), gesamt bis 40 cm	normale Gradierung, basale Belastungsmarken, nicht erosiv, moderate detritische Verunreinigung	sehr hoch	Humberg-Tuff
Prodelta bis Deltafront	Primäre Aschenfalltuffe	Hangend-schollen	wenige mm bis 12 cm	normale oder inverse Gradierung, massige, planare Laminierung bis Schichtung, gut sortiert, gelegentlich detritische Verunreinigung (besonders an Deltafront), hydroplastische Deformationen	hoch	Klauswald-, Gaugrehweiler-, Kappeln-, Hesselberg- (lokal), Raumberg-Tuff
		Liegend-schollen	wenige mm bis 7 cm	wie auf Hangendschollen, aber lokal aufgearbeitet oder vollständig erodiert, höhere detritische Verunreinigung	gering bis mittel	wie auf Hangend-schollen
	Aufgearbeitete und resedimentierte Aschentuffite	Hangend- und Liegend-schollen	bis zu 60 cm	massige, planare Fein- bis Grobschichtung, Rippelschraagschichtung, hohe Anteile an beigemischtem siliziklastischen Material, lokal siliziklastische Zwischenlagen	gering bis mittel	Gaugrehweiler-, Kappeln-, St Alban-Tuff
	Proximale bis distale tuffitische Turbidite	Hangend- und Liegend-schollen	bis zu 36 cm, Ausdünnung zu Liegend-schollen hin	massig, laminiert oder Rippelschraagschichtung, normale Gradierung, moderate bis hohe detritische Verunreinigung, geringe Akkumulation von Pflanzenresten	mittel bis hoch	Kappeln-, St Alban-Tuff
Deltaebene	Primäre Aschenfalltuffe	Hangend-schollen	bis zu 15 cm	massige, gewöhnlich normal gradierte, planare Fein- bis Grobschichtung, gelegentlich detritische Verunreinigung, manchmal siliziklastische Zwischenlagen	(gering bis) mittel	Pappelberg-, Kuhtrift-Tuff
		Liegend-schollen	0 bis 15 cm	wie auf Hangendschollen, aber häufig aufgearbeitet oder vollständig erodiert, höhere detritische Verunreinigung	gering (bis mittel)	Pappelberg-, Kuhtrift-Tuff
	Aschentuffite	Hangend- und Liegend-schollen	bis zu 20 cm, Ausdünnung zu Liegend-schollen hin	massig, normal gradiert, planare oder Rippelschraagschichtung, hohe siliziklastische Verunreinigung oder geringmächtige Zwischenlagen	gering	Pappelberg-Tuff

7.2.2. Prodelta- bis Deltafrontbereich

Hier zeigen primäre Aschenlagen wie im Gaugrehweiler-, Kappeln-, Raumberg- und St. Alban-Tuff ähnliche Texturen wie Tuffe im offen-lakustrinen Bereich, sind jedoch massiger und einige ihrer Merkmale variieren lateral deutlich.

Ähnlich wie im offen-lakustrinen Milieu findet man hier besonders auf Hangendschollen, aber gelegentlich auch auf Liegendschollen, proximale bis distale tuffitische Turbidite. Sie sind massig, fein- bis grobgeschichtet, normal gradiert, zeigen Rippelschrägschichtung und haben eine mäßige bis hohe detritische Verunreinigung. Gelegentlich treten geringmächtige, planare, siliziklastische Zwischenschichten auf. Auf Hangendblöcken sind einzelne Turbiditlagen bis zu 36 cm mächtig, zeigen aber eine deutliche Verjüngung in Richtung von Liegendblöcken. Die Ablagerung mehrerer aufeinander folgender Turbidite führte lokal zu hohen Gesamtmächtigkeiten wie im Kappeln- und St. Alban-Tuff.

Die schnelle Ablagerung größerer Mengen vulkanischer Asche oder tuffitischer Turbidite auf wassergesättigten Sedimenten oder Aschenlagen verursachte gelegentlich eine hydroplastische Deformation von Tufflagen durch diapirartige Entwässerungsstrukturen.

7.2.3. Deltaebenenbereich

Primäre Aschenablagerungen auf der Deltaebene sind aufgrund des starken fluviatilen Einflusses häufig von Aufarbeitung betroffen. Die entstandenen Tuffhorizonte wie der Pappelberg-Tuff sind gewöhnlich massig, normal gradiert, planar fein- bis grobgeschichtet und zeigen Strömungsrippel. Gelegentlich bildeten sich Erosionsmarken an Schichtgrenzen. Primäre Aschenlagen sind lokal von geringmächtigen siliziklastischen Schichten zwischengelagert.

Im Pappelberg-Tuff treten sowohl auf Hangend- wie auf Liegendblöcken Aschentuffite bis zu 20 cm Mächtigkeit auf. Sie sind massig, normal gradiert, planar oder schräg geschichtet mit Kletterrippeln und haben eine hohe siliziklastische Kontamination oder dünne siliziklastische Zwischenlagen. Häufig treten Pflanzenreste an Schichtgrenzen auf.

7.3. Mineralogische Zusammensetzung

Die ursprüngliche mineralogische Zusammensetzung der Tuffe wurde nach ihrer Ablagerung stark verändert, was die Korrelation einzelner Tuffhorizonte erschwert (vgl. KÖNIGER & LORENZ 2003). Jedoch ermöglichen erhalten gebliebene primäre magmatische Minerale wie Splitterquarze, Biotit und besonders die Schwerminerale Zirkon, Monazit, Apatit, Turmalin, Granat und Rutil Vergleiche (Tafel 1). Die Mineralzusammensetzung einzelner Tuffhorizonte und -proben wird in KÖNIGER (1999) und KÖNIGER & LORENZ (2003) beschrieben, wobei Granat, Turmalin und Rutil als primäre magmatische Bildungen eingestuft werden.

7.3.1. Offen-lakustriner Bereich

Im Bereich einer nicht sehr ausgeprägten Horststruktur am Profil 12 treten im

Humberg-Tuff nur sehr wenige kantengerundete Zirkone, nadelig-prismatische Turmaline und xenomorphe Biotite, aber keine Apatit- oder Monazitkörner auf. Auch in den Horststrukturen der Profile 15 und 17 enthält er nur geringe Anteile von kleinen und gut gerundeten Zirkon-, Apatit- und Biotitmineralen und -fragmenten. Im Gegensatz dazu treten in der Grabenstruktur im Profil 16 neben höheren Gehalten an (gut) gerundeten Zirkon-, Apatit-, Monazit-, Biotit-, Titanit- und Granatkörnern und -fragmenten auch detritische Schwerminerale wie Sphalerit und Chloritoid auf. Zerbrochene längliche, nadelartige Kristalle oder abgebrochene Kristallenden wie z.B. bei Zirkon können neben sekundären Transportprozessen auch durch Eruptionsprozesse hervorgerufen werden.

7.3.2. Prodelta- bis Deltafrontbereich

Im Bereich der ausgeprägten Horststruktur im Profil 7 enthält der St. Alban-Tuff nur geringe Gehalte an Zirkon-, Apatit-, Biotit-, Monazit- und Granatkörner, die dabei eine Zersplitterung, Kornrundung und unregelmäßige Form zeigen. Dagegen findet man in den benachbarten Grabenbereichen in den Profilen 6 und 8 zahlreiche idiomorphe Zirkone, Biotite, Apatite, Monazite und Granate.

In der (Halb-) Grabenstruktur der Profile 9 und 10 enthält der Raumberg-Tuff viele idiomorphe Zirkon-, Biotit-, Apatit-, Monazit-, Granat- sowie gelegentlich Turmalin- und Hornblendekristalle. Im Profil 11 treten dagegen nur wenige kleine Zirkonkörner, geringe Gehalte an gerundeten Apatiten und generell gerundete Biotitblättchen auf. Zudem wurde hier eine hohe Konzentration von kantengerundeten Granaten und gut gerundeten Monazitkörnern beobachtet. Auf der ausgeprägten Horststruktur im Profil 7 enthält dieser Tuff nur wenige kleine, kantengerundete Zirkonbruchstücke, einige teilweise gut gerundete Apatite, unregelmäßig geformte Biotitblättchen, gut gerundete Monazit- sowie gelegentlich Epidotkörner. Im Gegensatz dazu sind im benachbarten Grabenbereich im Profil 6 zahlreiche idiomorphe Zirkon-, Biotit-, Apatit-, Monazit- und Titanitkristalle erhalten.

Im gegenüber Profil 11 abgesenkten Hangendbereich von Profil 10 beinhaltet der Hesselberg-Tuff eine fast vollständige Assoziation von primär-magmatischen Schwermineralen mit hauptsächlich idiomorphen, höchstens leicht kantengerundeten Kristallformen. Weiter nördlich wurden im Profil 11 dagegen nur kleine und überwiegend gut gerundete Körner oder Fragmente von Zirkon, Biotit, Monazit und Granat gefunden. Apatit tritt hier gar nicht auf.

In der Grabenstruktur im Profil 6 zeigt der Kappeln-Tuff eine vollständige Assoziation von primären vulkanischen Schwermineralen, wobei diese Bestandteile in hohen Gehalten und oft mit idiomorphem Habitus und nur geringer Kantenrundung auftreten. Daneben finden sich nur wenige detritische Komponenten wie gerundete Epidotkörner und Tonsteinklasten. Dagegen enthält er weiter südwestlich im Horstbereich von Profil 5 nur eine unvollständige Schwermineralsuite mit höherem Kornrundungsgrad.

In den Profilen 12 und 13 existiert ebenfalls eine deutliche Horststruktur. Im Profil 13 kommen daher nur wenige kleine, meist gerundete Zirkon-, Apatit-,

Monazit- und Biotitekörner vor. Zum Top dieses Leithorizontes hin können einige gerundete Epidot- und Gesteinsfragmente beobachtet werden. Im Bereich des Profils 12 wurde der Kappeln-Tuff vollständig erodiert, während im Grabenbereich des Profils 11 zahlreiche idiomorphe Kristalle von Zirkon, Biotit, Apatit und Monazit auftreten.

In den Profilen 17 bis 19 auf dem Kamm des Pfälzer Sattelgewölbes enthält der Kappeln-Tuff nur wenige, unregelmäßig geformte und teilweise gut gerundete Zirkon-, Apatit- und Monazitkristalle sowie einige gut gerundete detritische Epidotkörner. Ebenso wurden auf der Horststruktur im Profil 15 nur kantengerundete und zerbrochene Zirkone beobachtet. Im Gegensatz dazu treten in den Grabenbereichen der Profile 14 und 16 mehr und weniger gerundete primär-magmatische Schwermineralkörner auf.

In der Horststruktur im Profil 17 beinhaltet der Gaugrehweiler-Tuff nur wenige kanten- bis teilweise gut gerundete Zirkon-, Apatit- und Granatkörner und -bruchstücke sowie xenomorphe Biotite. Im benachbarten, nicht sehr ausgeprägten Grabenbereich im Profil 16 können dagegen etwas höhere Gehalte von kantengerundeten Zirkon-, Apatit- und Biotitkristallen beobachtet werden.

7.3.3. Deltaebenenbereich

In der ausgeprägten Horststruktur im Profil 7 enthält der Pappelberg-Tuff viele kantengerundete Zirkonkristalle und -bruchstücke sowie zerbrochene, teilweise gut gerundete Apatit-, Biotit-, Monazit- und Granatkörner. Im Gegensatz dazu treten im Grabenbereich im Profil 6 viele Zirkone, Biotite, Apatite, Monazite, Titanite, Granate sowie gelegentlich Rutil und Turmalin mit idiomorphen Kristallformen auf.

8. Synsedimentäre Tektonik

8.1. Einfluss auf Sedimentabfolge

Störungsbewegungen führten wahrscheinlich zur Bildung topographischer Barrieren, die die beckeninterne Sedimentverbreitung und die Entstehung von Ablagerungsräumen steuerten. In uferfernen Bereichen ist jedoch im Allgemeinen die Ausbildung von Störungen und die tektonische Aktivität aus zwei Gründen nicht gut in der Sedimentabfolge dokumentiert: 1. Die durch Suspension dominierte uferferne Sedimentation ist gegenüber relativ kleinen Störungsversätzen nicht besonders empfindlich. 2. Bei der Ablagerung der lakustrinen Sedimente wird deren Akkumulationsrate vorwiegend durch die Menge der Sedimentzulieferung bestimmt und spiegelt Fluktuationen in der Entstehungsgeschwindigkeit eines Ablagerungsraumes nur bedingt wieder. Daher werden Aschenablagerungen im offen-lakustrinen Milieu weniger durch synsedimentäre tektonische Aktivität beeinflusst.

BLAIR & BILODEAU (1988) diskutierten die genetische Verbindung zwischen einem Seespiegelanstieg und der tektonischen Aktivität. Eine Serie von Senkungsereignissen vergrößert zuerst schnell den Ablagerungsraum. Unter Berücksichtigung einer konstanten Sedimentzulieferung ist es dann nicht mehr möglich, dass das ver-

fügbare Sedimentvolumen das gesamte Becken auffüllt. Dies verursacht einen relativen Seespiegelanstieg und beschränkt die Entstehung alluvialer Schuttfächer auf die Beckenränder. Im Gegensatz dazu werden während Zeiten geringer Absenkungen fluviatile Verhältnisse und die Ausdehnung von randlichen alluvialen Schuttfächern gefördert, wenn die angelieferten Sedimentmengen den vorhandenen Ablagerungsraum auffüllen. Im Saar-Nahe-Becken bestand das maximale Erhaltungspotenzial für vulkanische Aschenlagen, wenn Absenkungsereignisse zeitgleich mit klimatisch feuchten Perioden auftraten. Dies ermöglichte einem durch synsedimentäre Tektonik geschaffenen Ablagerungsraum, sich mit Wasser zu füllen. Ein minimales Erhaltungspotenzial bestand, wenn ein kleiner Ablagerungsraum gleichzeitig mit klimatisch trockenen Intervallen zusammenfiel (KÖNIGER & STOLLHOFEN 2001). Auf diese Weise beeinflussten synsedimentäre Störungsversätze die Erhaltung und Zusammensetzung der Tuffe im fluvio-lakustrinen Milieu des Saar-Nahe-Beckens.

Kleinräumige laterale Mächtigkeitsänderungen von Sedimentabfolgen zwischen Tuffen weisen auf synsedimentär aktive Störungen hin und ermöglichen die Bestimmung von Versatzgrößen an einzelnen Störungen. Ein gutes Beispiel ist die Abfolge zwischen dem St. Alban- und Kappeln-Tuff aufgrund deren weiten lateralen Verbreitung. Synsedimentäre Versatzgrößen umfassen an der Feilskopf-Störung (FS) etwa 12 m (zwischen den Profilen 7 und 8) bzw. 28 m (zwischen den Profilen 14 und 15), 27 m an der Alsenz-Störung (AS; zwischen den Profilen 13 und 14), und 4 m an der Kuhkopf-Störung (KS; zwischen den Profilen 16 und 17). Mächtigkeitsänderungen von 44 m zwischen den Profilen 6 und 7 bzw. 35 m zwischen den Profilen 15 und 16 zeigen entweder Versätze an bisher unbekanntem synsedimentären Störungen oder eine zunehmende Mächtigkeit auf leicht geneigten tektonischen Blöcken an.

8.2. Einfluss auf Tuffverbreitung

8.2.1. Offen-lakustriner Bereich

Wegen des geringen synsedimentären tektonischen Einflusses und der fehlenden Aufarbeitung sind hier selbst nur wenige mm bis cm mächtige Aschenlagen wie im Humberg-, Odernheim- und Jeckenbach-Tuff gewöhnlich gut mit lateral relativ konstanten Mächtigkeiten und weiter geographischer Verbreitung erhalten, auch auf Liegendschollen (vgl. Tab. 1). In ausgeprägten Horstbereichen (z.B. in den Profilen 5 und 7) wurden aber selbst diese tephrostratigraphischen Leithorizonte vollständig erodiert.

Lokal wurde ihre Gesamtmächtigkeit gelegentlich auf abgesenkten Hangendschollen durch die Akkumulation von sekundären tuffitischen Turbiditlagen erhöht, z.B. im Humberg-Leithorizont im Profil 8. Diese Turbidite wurden wahrscheinlich in Folge einer raschen Überladung mit großen Aschenmengen an steilen Seeufnern oder durch Erdbeben ausgelöst. Solche Uferböschungen entstanden möglicherweise entlang des Oberflächenausstrichs synsedimentär aktiver Versatzflächen zwischen benachbarten Hangend- und Liegendblöcken.

8.2.2. Prodelta/Deltafront- und Deltaebenen-Bereiche

Auf angehobenen Liegendblöcken abgelagerte Aschen waren im Allgemeinen stark von Aufarbeitung betroffen und wurden häufig nur mit reduzierten Mächtigkeiten erhalten. Dies gilt besonders für geringmächtige Aschenlagen wie im Raumberg-, Kuhtrift- und Hesselberg-Tuff in den Profilen 5 und 12. Solche Horizonte blieben hauptsächlich auf abgesenkten Hangendschollen erhalten, besonders im Prodeltabereich finden sich häufig noch „ursprüngliche“ Mächtigkeiten. Eine durch Komprimierung während der Diagenese verursachte Mächtigkeitsreduzierung wird hier nicht berücksichtigt. Mächtigere Aschenablagerungen wie der Kappeln-, St. Alban- und Pappelberg-Tuff sind weniger empfindlich gegen lokale Unterschiede im tektonischen Umfeld, weshalb sie eine weite geographische Verbreitung haben. Jedoch waren auch sie von Aufarbeitung betroffen. Dies führte lokal auf angehobenen Liegendschollen zur vollständigen Erosion, wie z.B. des Kappeln-Tuffs in den Profilen 3, 12 und 18. Daneben waren besonders Aschenlagen auf der Deltaebene wie der Pappelberg-Tuff von Erosion betroffen (z.B. im Profil 18).

Im Gegensatz dazu boten abgesenkte Hangendschollen ein erhöhtes Erhaltungspotenzial für primäre Aschenablagerungen sowie einen Sedimentationsraum für aufgearbeitetes Aschenmaterial. Hier ist die tephrostratigraphische Abfolge meist sehr gut erhalten (z.B. im Profil 6). Das Fehlen tephrostratigraphischer Leithorizonte auf ausgeprägten Hangendblöcken wie z.B. in den Profilen 4 und 9 ist möglicherweise auf schlechte Aufschlussbedingungen im Gelände zurückzuführen. Die vulkanischen Aschen wurden auf angehobenen Liegendschollen (Deltaebene) sowie steilen Seeufnern (Deltafront) aufgearbeitet und dann in Richtung der niedriger liegenden Hangendschollen (Prodelta-Bereich) transportiert, z.B. als tuffitische Turbidite wie im Kappeln- und St. Alban-Tuff. Solche Turbidite verursachten zusammen mit primären Aschenfallschichten erhöhte Gesamtmächtigkeiten von tephrostratigraphischen Leithorizonten bis zu 75 cm. Diese sekundäre Verdickung auf Hangendblöcken, aber Lagenausdünnung auf Liegendblöcken verursachte beträchtliche Mächtigkeitsvariationen (vgl. Tab. 1).

8.3. Einfluss auf Tufftexturen

8.3.1. Offen-lakustriner Bereich

Hier zeigen primäre Aschenfalltuffe Texturen wie planare Mehrfachschichtung, Korngrößengradierung, scharfe und ebene Schichtgrenzen und die Ausrichtung von primären Komponenten parallel zur Schichtung. Diese Merkmale und das fast vollständige Fehlen von Erosionsmarken zeigen die allgemein gute Erhaltung solcher Aschenlagen unabhängig vom tektonischen Umfeld an, sie reagieren auf eine synsedimentäre Tektonik eher unempfindlich. Trotzdem wurden selbst unter offen-lakustrinen Bedingungen der Humburg-, Odernheim- und Jeckenbach-Tuff auf einigen Liegendschollen vollständig erodiert (Profile 5, 7, 10). Die Akkumulation tuffitischer Mikroturbidite mit Rippelschräg- und Wickelschichtung sowie basalen Belastungsmarken im Humburg-Leithorizont ist auf abgesenk-

te Hangendschollen beschränkt (Profile 8, 16) (vgl. Tab. 1).

Lokal sind komplette Tuffhorizonte innerhalb bituminöser Tonsteine verbogen, verrutscht, verwickelt oder überschoben, z.B. der Odernheim- und Hesselberg-Tuff. Diese Merkmale sind auf das Abrutschen kompletter, nur schwach verfestigter Tonsteinpakete, die die Tufflagen enthalten, zurückzuführen. Dies erfolgte an (wahrscheinlich) tektonisch beeinflussten, steilen Seeufern und wurde möglicherweise durch Erdbeben oder Kompaktionsprozesse ausgelöst.

8.3.2. Prodelta- bis Deltafront-Bereich

In diesem Milieu fördern Hangendsituationen die Erhaltung primärer Texturen wie ebene Schichtung, normale Korngrößengradierung und planare Schichtgrenzen. Die Aufarbeitung von Aschenmaterial an steilen Seeufern an der Deltafront und/oder auf benachbarten Liegendblöcken verursachte gelegentlich der Bildung massiger Aschentuffitlagen sowohl auf Hangend- wie auch auf Liegendschollen. Solche Ablagerungen zeigen durch Strömungen hervorgerufene Texturen wie Rippelschrägschichtung und enthalten hohe Anteile an siliziklastischem Material der Hintergrundsedimentation. Auf Hangendschollen bildeten sich proximale bis distale tuffitische Turbidite mit Rippelschrägschichtung, basalen Erosionsmarken und detritischen Beimengungen (vgl. Tab. 1).

8.3.3. Deltaebenenbereich

Hier waren primäre Aschenablagerungen aufgrund des hohen fluviatilen Einflusses häufig stark von Aufarbeitung betroffen. Die Asche wurde auch subaerisch auf Sand- und Kiesbänken oder auf zeitweise trocken gefallenem Überflutungsebenen zwischen Flussarmen abgelagert, wo eine hohe Erosion durch Wind oder Regen auftrat. Auf Hangendblöcken wurden Tuffhorizonte einigermaßen gut mit primären Texturen wie normale Korngrößengradierung und ebener Schichtung erhalten, zeigen aber häufig Erosionsmarken. Dagegen wurden Aschenlagen auf angehobenen Liegendschollen häufig stark aufgearbeitet oder vollständig erodiert. Das führte zu lateral schwankenden Mächtigkeiten tephrostratigraphischer Leithorizonte in unterschiedlichen tektonischen Gebieten und verursachte die Bildung tuffitischer Ablagerungen mit Strömungsrippeln auf Hangend- und Liegendschollen, wodurch besonders Aschentuffite auf Liegendblöcken eine deutlich höhere siliziklastische Verunreinigung aufweisen als auf Hangendblöcken (vgl. Tab. 1).

8.4. Einfluss auf Schwermineralzusammensetzung der Tuffe

Primäre magmatische Minerale in den stark alterierten Tuffhorizonten wie Splitterquarze, Biotit, Zirkon, Monazit, Apatit, Turmalin, Granat und Rutil (s. Tafel 1) ermöglichen die Korrelation einzelner Tuffe. Dabei beeinflusste das tektonische Umfeld während der Aschenablagerung – abgesenkte Hangend- oder angehobene Liegendschollen – deutlich die Anteile und den Habitus der erhaltenen primären Bestandteile sowie deren laterale Verteilung in den Tuffhorizonten (vgl. Tab. 2).

Aus Gründen einer besseren Veranschaulichung von Zusammenhängen wird hier nachfolgend keine Unterteilung nach dem Ablagerungsmilieu, sondern nach Regionen im Saar-Nahe-Becken vorgenommen. Detaillierte Beschreibungen der Schwermineralgehalte geben KÖNIGER (1999) und KÖNIGER & LORENZ (2003).

8.4.1. Nordwestliches Arbeitsgebiet

In einem lokal angehobenen Gebiet am Profil 7 (Abb. 4) enthalten mehrere tephrostratigraphische Horizonte (Pappelberg-, St. Alban-, Raumberg-, Kappeln-Tuff) nur unvollständige Suiten primär-magmatischer Schwerminerale, die unregelmäßige Kornformen sowie teilweise hohe Kornrundungsgrade zeigen. Zudem weisen gut gerundete Epidotkörner eine detritische Beimischung an. Weiter südwestlich im Profil 5 zeigt der Kappeln-Tuff auf einem angehobenen Liegendblock die gleichen Merkmale.

Im Gegensatz dazu zeigen vollständige Suiten primär-magmatischer Schwerminerale mit idiomorphen Kristallformen, reichlichen Gehalten, nur geringfügigen Kantenrundungen und primären Sedimenttexturen im Pappelberg-, St. Alban-, Raumberg- und Kappeln-Tuff eine gute Aschenerhaltung auf Hangendschollen in den Profilen 6 und 8 an. Im Kappeln-Tuff wurden einige wenige detritische Komponenten (Epidotkörner, Tonsteinklasten) in diesen abgesenkten Bereich von den angrenzenden Liegendblöcken in den Profilen 5 und 7 eingeschwemmt.

8.4.2. Südöstliches Arbeitsgebiet

Im Profil 10 (Abb. 5) dokumentieren fast vollständige Assoziationen von idiomorphen primär-magmatischen Schwermineralen im Raumberg- und Hesselberg-Tuff eine gute Aschenerhaltung auf einem abgesenkten Hangendblock. Dagegen treten nach Nordosten hin im Profil 11 allgemein geringe Gehalte von kleinen und gut gerundeten Mineralen auf, obwohl der Raumberg-Tuff hier einen hohen Anteil an kantengerundeten Granat- und gut gerundeten Monazitkörnern aufweist. Hier existierte gegenüber Profil 10 eine angehobene Region, die erstens eine Aufarbeitung primärer Aschenlagen verbunden mit Fragmentierung und Kornrundung primärer Minerale sowie zweitens eine Akkumulation aufgearbeiteter Asche verursachte, die möglicherweise von einer benachbarten, noch höher gelegenen Region weiter nordöstlich (Profil 12) eingeschwemmt wurde. Auf dieser ausgeprägten Liegendscholle sind der Raumberg- und Hesselberg-Tuff nicht erhalten.

Der Kappeln-Tuff wurde auf der Horststruktur im Profil 12 ebenfalls vollständig abgetragen, blieb aber in den abgesenkten Gebieten der Profile 11 und 13 erhalten. Dabei zeigen im Profil 11 zahlreiche idiomorphe primär-magmatische Minerale eine primäre Aschenablagerung an, während im Profil 13 viele kleine und gerundete Schwerminerale sowie detritische Verunreinigung auf eine Ablagerung als Aschentuffit hinweisen.

Tuffhorizonte in offen-lakustrinen Schwarzschiefern wie der Humberg-Leithorizont blieben normalerweise selbst auf Liegendschollen sehr gut erhalten. Im Profil 12 war der Humberg-Tuff jedoch offensichtlich von Aufarbeitung betrof-

Tab. 2: Qualitative Gehalte, Kristall-/Kornform von Komponenten, besonders von Schwermineralen, und Erhaltungspotenzial von primären Texturen in den untersuchten Tuffhorizonten in Abhängigkeit vom tektonischen Umfeld.

	Hangendschollen	Liegendschollen
Primäre (magmatische) Komponenten (vgl. Tafel 1)	Zirkon, Biotit, Apatit, Monazit, Granat in höheren Anteilen; gegentlich Titanit, Turmalin; selten Hornblende, Pyroxen	meist beschränkt auf Zirkon, Biotit, Apatit, Monazit, Granat; meist alle in nur geringen Mengen, aber lokal hohe Anreicherung von gerundeten Granat- und Monazitkörnern
Sekundäre (detritische) Komponenten	gelegentlich Epidot, Tonstein-Klasten, selten Sphalerit und Chloritoid	häufiger Epidot, höhere Anteile an Gesteinsbruchstücken
Kristall- / Kornform (vgl. Tafel 1)	Normalerweise idiomorph, nur geringe Kantenrundung, gelegentlich abgebrochene Enden bei gestreckten Kristallen; in tuffitischen Turbiditen häufig gut gerundete Körner	Xenomorph, unregelmässig aufgrund von Kristallframentierung; teilweise hoher Kornrundungsgrad; meist kleinere Korngrößen als auf Hangendschollen
Erhaltungspotenzial primärer Texturen	hoch bis sehr hoch	gering bis mittel
Beispiele (vgl. Abb. 4 und 5)	Pappelberg-Tuff (Profil 6) St. Alban-Tuff (Profile 6, 8) Raumberg-Tuff (Profile 6, 9, 10) Hesselberg-Tuff (Profil 10) Kappeln-Tuff (Profile 6, 14, 16) Gaugrehweiler-Tuff (Profil 16) Mikroturbidite im Humberg-Tuff (Profil 16)	Pappelberg-Tuff (Profil 7) St. Alban-Tuff (Profil 7) Raumberg-Tuff (Profile 7, 11) Hesselberg-Tuff (Profil 11) Kappeln-Tuff (Profile 5, 13, 15, 17-19) Gaugrehweiler-Tuff (Profil 17) Humberg-Tuff (Profile 12, 15, 17)

fen, da hier nur wenige xenomorphe primäre Schwerminerale auftreten. Weiter südwestlich wurde der Humberg-Tuff auf den Liegendschollen in den Profilen 10 und 11 vollständig erodiert.

8.4.3. Nordöstliches Arbeitsgebiet

In den Profilen 17 bis 19 (Abb. 5) findet man im Kappeln-, Gaugrehweiler- und Humberg-Tuff nur unvollständige Suiten und geringe Gehalte von unregelmäßig geformten, teilweise zerbrochenen und häufig kanten- bis gut gerundeten primär-

magnetischen Schwermineralen sowie einige gut gerundete detritische Epidotkörner. Das deutet auf eine Aufarbeitung der Aschen im Bereich der angehobenen Scheitelregion des Pfälzer Sattels hin (vgl. Abb. 1 C). Auch im Profil 15 wurden geringe Anteile, kleine Korngrößen, Kristallfragmentierung und gute Kornrundung von Zirkon, Apatit und Biotit sowie das Fehlen von Monazit durch eine Aschenaufarbeitung auf einem angehobenen Liegendblock verursacht, der hier seit der Ablagerung des Odernheim-Schwarzschiefer existierte.

Dagegen tritt in den Profilen 14 und 16 im Kappeln- und Gaugrehweiler-Tuff eine fast vollständige primäre Schwermineralzusammensetzung mit nur geringen Fragmentierungs- und Rundungsgraden auf, was eine erhöhte Aschenerhaltung auf diesen abgesenkten Hangendschollen andeutet. Im Profil 16 enthält der Humbert-Tuff jedoch nur geringe Mengen an teilweise zerbrochenen und gut gerundeten primären Schwermineralen sowie detritische Komponenten wie Epidot, Sphalerit, Chloritoid und Gesteinsfragmente. Zusammen mit Strömungsstrukturen und basalen Erosionsmarken dokumentiert dies eine Ablagerung als tuffitische Mikroturbidite, die möglicherweise von den benachbarten Liegendschollen in den Profilen 15 und 17 stammen.

9. Schlussfolgerungen

Nach der relativ gleichmäßigen Überdeckung der Topographie durch die distalen pyroklastischen Ablagerungen wurden diese durch sedimentäre Prozesse modifiziert. Dabei steuerten nicht nur die unterschiedlichen fluvio-lakustrinen Ablagerungsbereiche sondern auch die beckeninterne syndimentäre Tektonik im Saar-Nahe-Becken sowohl die Entstehung der komplex aufgebauten sedimentären Abfolge sowie Mächtigkeit, laterale Verbreitung, Erhaltung, Erscheinungsbild, Texturen und petrographische Zusammensetzung der tephrostratigraphischen Horizonte in der Meisenheim-Formation. Die syndimentäre Tektonik beeinflusste dabei erheblich die Ausgestaltung der Ablagerungsoberfläche und den damit verfügbaren Ablagerungsraum.

Laterale Mächtigkeitsvariationen der siliziklastischen Abfolge zwischen Tuffen über syndimentär aktive Störungen hinweg ermöglichen die Bestimmung von Versatzgrößen während bestimmter Zeitabschnitte. Zudem können sprunghafte Mächtigkeitsänderungen dabei helfen, bisher nicht lokalisierte Störungen im Gelände ausfindig zu machen.

9.1. Entwicklung der tephrostratigraphischen Abfolge

Die Abb. 6 (A bis E) zeigt eine hypothetische Entwicklung: Die ursprüngliche Ablagerungsoberfläche (Abb. 6 A) ist eben und fördert die Erhaltung einer deckenartigen Aschenlage (I). Nach Beginn der Störungsbewegung (Abb. 6 B) bleibt eine nachfolgende Aschenschicht (II) sowohl auf der Liegend- als auch auf der Hangendscholle erhalten, wobei sich aber auf der Hangendscholle ihre Mächtigkeit aufgrund einer zusätzlichen Akkumulation von aufgearbeitetem Aschenmaterial vergrößert. Weitere Aschenfallablagerungen (III und IV) werden auf dem

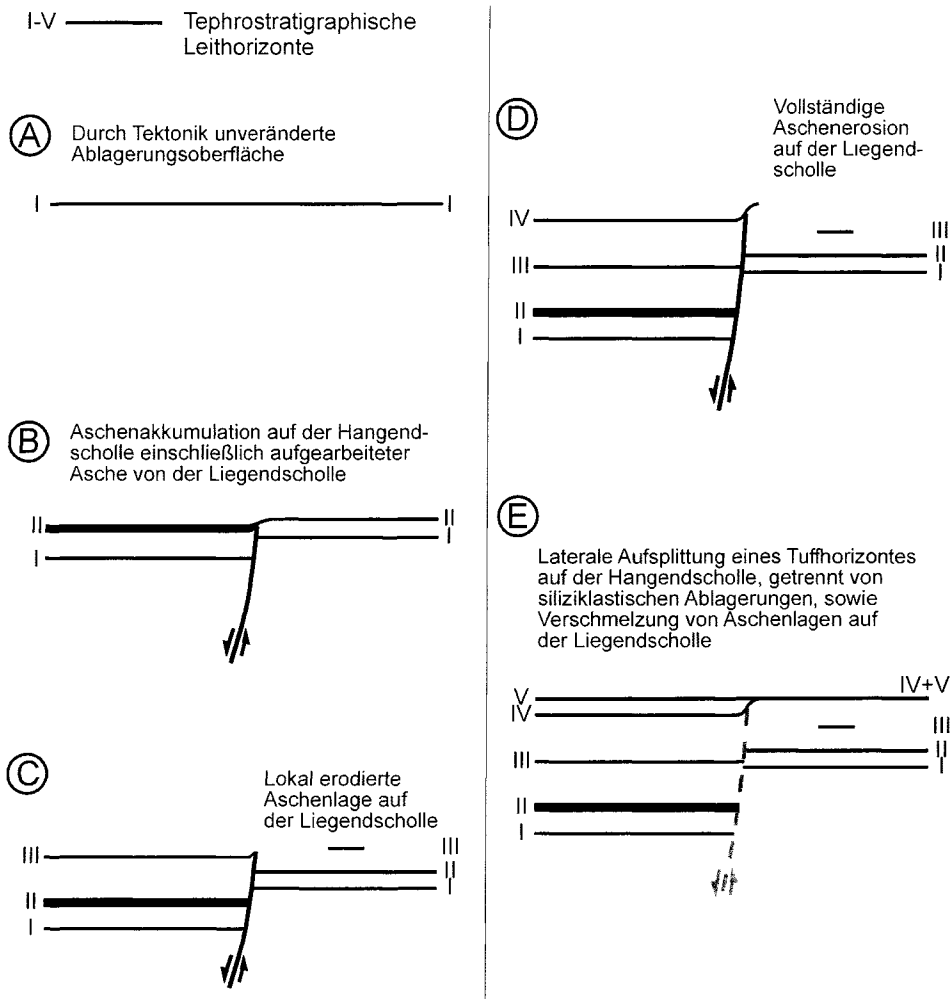


Abb. 6: Tektonisches Modell für ein fluvio-lakustrines Ablagerungsmilieu mit einer hypothetischen Abfolge von Störungsversätzen, die eine Erosion von Aschenfalllagen auf angehobenen Liegendschollen sowie ein erhöhtes Erhaltungspotenzial und eine Akkumulation von aufgearbeiteter Asche auf abgesenkten Hangenschollen fördert. Man beachte die unterschiedlichen tephrostratigraphischen Abfolgen in den Liegend- und Hangendblöcken (aus KONIGER & STOLLHOFEN 2001).

Liegendblock entweder teilweise (Abb. 6 C) oder vollständig erodiert (Fig. 6 D). Gelegentlich spalten sich tephrostratigraphische Leithorizonte lateral in zwei Lagen auf, die dann von feinkörnigen siliziklastischen Sedimenten voneinander getrennt sind, z.B. im Raumberg-, Hesselberg-, Gaugrehweiler- und Humbertuff. Dies wird einer unterschiedlich starken Absenkung benachbarter Hangend-

und Liegendblöcke zugeschrieben. Die Abb. 6 D und E zeigt ein Beispiel hierfür: Eine Aschenschicht (IV) lagert sich beiderseits einer synsedimentären Störung ab, wird aber teilweise oder vollständig auf der Liegendscholle erodiert. Aufgrund der Absenkung des Hangendblocks bleibt die nachfolgende siliziklastische Sedimentation auf die Hangendscholle beschränkt. Die folgende Aschenlage (V) wird dann mit ihrer ursprünglichen deckenartigen Geometrie erhalten. Dadurch verschmilzt auf der Liegendscholle die Schicht V mit Überresten der vorherigen Aschenlage IV, während auf der Hangendscholle zwei Einzelhorizonte erhalten bleiben (Abb. 6 E) (vgl. KÖNIGER & STOLLHOFEN 2001).

9.2. Erhaltung tephrostratigraphischer Leithorizonte

Abgesenkte Hangendblöcke wie im Gebiet zwischen Lauterecken und Odernheim (Profile 6 und 8; Abb. 4) oder in der Region um Niederkirchen (Profile 9 und 13; Abb. 5) lieferten im Allgemeinen ein erhöhtes Erhaltungspotenzial sowohl für primäre Aschenfallablagerungen, ihre „ursprünglichen“ Mächtigkeiten (die später durch Kompaktion reduziert wurden) und primäre Texturen wie planare Schichtung und normale Korngrößengradierung sowie für die Akkumulation von Aschentuffiten und tuffitischen Turbiditen mit Texturen wie normale Gradierung, Rippelschrägschichtung, basale Belastungsmarken und detritische Beimischungen. Lokal haben diese sekundären Ablagerungen die Gesamtmächtigkeit eines Tuffhorizonts beträchtlich erhöht (vgl. Tab. 1).

Im Gegensatz dazu wurden primäre Aschenlagen auf angehobenen Liegendschollen häufig aufgearbeitet oder vollständig erodiert. Beispiele für ausgeprägte Horststrukturen finden sich im Bereich zwischen Lauterecken und Odernheim (Profile 5 und 7; Abb. 4) sowie in der Region um Niederkirchen (Profile 10 und 12; Abb. 5). Mächtigere tephrostratigraphische Horizonte wie der Kappeln- und St. Alban-Tuff haben hier trotzdem eine fast durchgehende Verbreitung, allerdings variieren ihre Mächtigkeiten und Texturen lateral aufgrund lokaler synsedimentärer tektonischer Einflüsse.

Die ursprüngliche mineralogische Zusammensetzung der Tuffhorizonte alterierte nach ihrer Ablagerung stark, aber einige primäre magmatische Bildungen wie Splitterquarze und die Schwerminerale Zirkon, Biotit, Monazit, Apatit, Turmalin, Granat, Rutil, Hornblende und Pyroxen blieben meist unverändert. Die synsedimentäre Tektonik verursachte jedoch laterale Variationen von Gehalten und Habitus dieser Minerale in einzelnen Tufflagen (vgl. Tab. 2).

Auf abgesenkten Hangendblöcken blieben meist vollständige Assoziationen primär-magmatischer Schwerminerale mit meist idiomorphem Habitus und nur geringer Kristallrundung erhalten. Gelegentlich zeigen längliche Kristalle abgebrochene Enden, die entweder durch Eruptionsprozesse oder sekundäre Umlagerungen entstanden. In Aschentuffiten treten neben gut gerundeten primären Schwermineralen auch geringe Gehalte von detritischen Bestandteilen wie gerundete Epidotkörner oder Tonsteinklasten auf.

Auf angehobenen Liegendschollen ist die primäre Schwermineralzusammen-

setzung dagegen meist auf geringe Mengen von hauptsächlich Zirkon, Biotit, Apatit, Monazit und Granat beschränkt. Dabei deuten ein xenomorpher, unregelmäßiger Habitus und teilweise hohe Kornrundung auf eine Aschenaufarbeitung und sekundären Transport hin. Recht häufig wurden hierbei auch detritische Bestandteile wie gut gerundete Epidotkörner und Gesteinsbruchstücke in die Aschen eingemischt.

Trotz lokaler Variationen des tektonischen Umfeldes zeigen im offen-lakustrinen Milieu abgelagerte Aschenlagen wie der Jeckenbach-, Odernheim- und Humberg-Tuff meist keine deutlichen lateralen Änderungen ihres Schwermineralgehaltes und Kristallhabitus. Gelegentlich findet man in diesen Leithorizonten einige detritische Bestandteile, besonders in distalen Mikroturbiditlagen.

Die tephrostratigraphischen Leithorizonte in der fluvio-lakustrinen Meisenheim-Formation des Saar-Nahe-Beckens liefern ein gutes Beispiel für das Zusammenwirken von vulkanischen, sedimentären und tektonischen Prozessen bei der Ablagerung distaler vulkanischer Aschen.

Schriften

- BLAIR, T.C. & BILODEAU, W.L. (1988): Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. – *Geology*, **16**, S. 517–520, Boulder, Colo.
- BOY, J.A. & MECKERT, D. & SCHINDLER, T. (1990): Probleme der lithostratigraphischen Gliederung im unteren Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (Oberkarbon – Unterperm; SW Deutschland). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**, S. 99–118, Mainz.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.U. (1984): *Pyroclastic Rocks*. 472 S., (Springer) Berlin.
- HANEKE, J. (1998): In die Erde geschaut: Ergebnisse von sechs geologischen Forschungsbohrungen im Rotliegend des Donnersbergkreises. – In: HANEKE, J. & KREMB, K. (eds.): 280 Millionen Jahre Erdgeschichte: Geowissenschaftliche Forschungen im Donnersbergkreis. Schriftenreihe KVH Donnersbergkreis, **2**, S. 10–24, Kirchheimbolanden.
- HANEKE, J. & STOLLHOFEN, H. (1994): Das lithostratigraphische Profil der Forschungsbohrung „Münsterappel 1“. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **23**, S. 221–228, Mainz.
- HEIM, D. (1960): Über die Petrographie und Genese der Tonsteine aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens. – *Beitr. Mineral. Petrol.*, **7**, S. 281–317, Berlin.
- (1961): Über die Tonsteintypen aus dem Rotliegenden des Saar Nahe Gebietes und ihre stratigraphisch regionale Verteilung. – *Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch.*, **89**, S. 377–399, Wiesbaden.
- (1970): Die Tonsteine im Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **120**, S. 297–307, Hannover.
- HENK, A. (1992): Mächtigkeit und Alter der erodierten Sedimente im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland). – *Geol. Rundschau*, **81**, S. 323–331, Berlin.
- (1993): Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW Deutschland). –

- Geol. Rundschau, **82**, S. 3–19, Berlin.
- KÖNIGER, S. (1999): Distal ash tuffs in the lowermost Permian of the Saar-Nahe Basin (SW-Germany): Distribution, sedimentology, volcanology, petrography, geochemistry, and zircon ages. Diss. Univ. Würzburg, 269 S., Würzburg.
- (2000): Verbreitung, Fazies und stratigraphische Bedeutung distaler Aschentuffe der Glan-Gruppe im karbonisch-permischen Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **29**, S. 95–129, Mainz.
- KÖNIGER, S. & LORENZ, V. (2002): Geochemistry, tectonomagmatic origin and chemical correlation of altered Carboniferous-Permian fallout ash tuffs in SW-Germany. – *Geol. Mag.*, **139**, 5, S. 541–558, Cambridge.
- (2003): Petrography and origin of altered Carboniferous-Permian fallout ash tuffs in SW-Germany. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **153** (2-4), S. 209–258, Stuttgart.
- KÖNIGER, S. & LORENZ, V. & STOLLHOFEN, H. & ARMSTRONG, R.A. (2002): Origin, age and stratigraphic significance of distal fallout ash tuffs from the Carboniferous-Permian continental Saar-Nahe Basin (SW Germany). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **91**, S. 341–356, Stuttgart.
- KÖNIGER, S. & STOLLHOFEN, H. (2001): Environmental and tectonic controls on preservation potential of distal fallout ashes in fluvio-lacustrine settings: The Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin, SW-Germany. – In: WHITE, J.D.L. & RIGGS, N. (eds.): Lacustrine volcanoclastic sedimentation. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **30**, S. 263–284, Oxford.
- KÖNIGER, S. & STOLLHOFEN, H. & LORENZ, V. (1995): Tuff layers in the 'Lower Rotliegend' (Lebach-Group) of the Saar-Nahe Basin (SW-Germany): Occurrences, sedimentation patterns, and significance. – *Terra Nostra*, **7**, S. 79–83, Bonn.
- LIPPOLT, H.J. & HESS, J.C. (1989): Isotopic evidence for the stratigraphic position of the Saar Nahe-Rotliegend volcanism. III. Synthesis of results and geological implications. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **9**, S. 553–559, Stuttgart.
- LIPPOLT, H.J. & HESS, J.C. & BURGER, K. (1984): Isotopische Alter von pyroklastischen Sanidinen aus Kaolin-Kohlentonsteinen als Korrelationsmarken für das mitteleuropäische Oberkarbon. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **32**, S. 119–150, Krefeld.
- LORENZ, V. & NICHOLLS, I.A. (1976): The Permocarboneous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics. – In: FALKE, H. (ed.): The continental Permian in Central, West, and South Europe, S. 313–342, (Reidel) Dordrecht.
- (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. – *Tectonophysics*, **107**, S. 25–56, Amsterdam.
- MENNING, M. (1995): A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: An integrated time analysis. – In: SCHOLLE, P.A. & PERYT, T.M. & ULMER-SCHOLLE, D.S. (eds.): The Permian of Northern Pangea, Vol. **1**, S. 77–97, (Springer) Berlin.

- MENNING, M. & WEYER, D. & DROZDZEWSKI, G. & AMEROM, H.W.J. VAN & WENDT I. (2000): A Carboniferous Time Scale 2000: discussion and use of geological parameters as time indicators from Central and Western Europe. – *Geol. Jb.*, **A 156**, S. 3–44, Hannover.
- MÖHRING, G. & SCHÄFER, A. (1990): Caliche im Stefan des Saar-Nahe-Beckens.– *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**, S. 63-80, Mainz.
- SCHÄFER, A. (1986): Die Sedimente des Oberkarbons und Unterrotliegenden im Saar-Nahe-Becken. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **15**, S. 239-365, Mainz.
- SCHÄFER, A. & RAST, U. & STAMM, R. (1990): Lacustrine paper shales in the Permocarboniferous Saar-Nahe-Basin (West-Germany) – Depositional environment and chemical characterisation. – In: HELING, D. & ROTHE, U. & FÖRSTNER, O. & STOFFERS, P. (eds.): *Sediments and Environmental Geochemistry*. S. 220-238, (Springer) Berlin.
- STOLLHOFEN, H. (1998): Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW-Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. – *Sediment. Geol.*, **119**, S. 47–83, Amsterdam.
- WITZKE, B. J. (1990): Palaeoclimatic constraints for Palaeozoic Palaeolatitudes of Laurentia and Euramerica. – In: MCKERROW, W. S. & SCOTese, C. R. (eds): *Palaeozoic paleogeography and biogeography*. *Geol. Soc. London, Mem.*, **12**, S. 57-73, London.
- ZIEGLER, P.A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. *Shell Int. Petrol. My. B. V.*, 239 S., (Geol. Soc. Publ. House) Den Haag.

Anschrift des Autors:
Dr. STEPHAN KÖNIGER,
Stadtvermessungsamt Stuttgart, Lautenschlagerstraße 22, D-70173 Stuttgart;
E-Mail: stephan.koeniger@t-online.de.

Manuskript eingegangen am 12. 1. 2005