

Verbreitung, Fazies und stratigraphische Bedeutung distaler Aschentuffe der Glan-Gruppe im karbonisch-permischen Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland)

STEPHAN KÖNIGER

Kurzfassung: In der Meisenheim-Formation (Glan-Gruppe) des karbonisch-permischen Saar-Nahe-Beckens treten weitverbreitet vulkanische Aschentuffe auf, die hervorragende Leithorizonte innerhalb der fluvio-lakustrinen Abfolge darstellen. Die laterale Verbreitung sowie die stratigraphische Position und Bedeutung der wichtigsten tephrostratigraphischen Horizonte im nordöstlichen Beckenbereich werden hier dokumentiert. Die Erhaltung der distalen pyroklastischen Fallablagerungen wurde durch das Ablagerungsmilieu und die synsedimentäre Tektonik gesteuert, was sich in einer unterschiedlichen Faziesausbildung der Tuffe widerspiegelt. Die Hauptleithorizonte sind meist aus mehreren aufeinanderfolgenden Tuff- und Tuffitlagen zusammengesetzt. Daneben weisen zahlreiche geringmächtige, lokal begrenzt auftretende Tuffhorizonte auf häufige Vulkanausbrüche bzw. Aschenfallereignisse hin. Innerhalb laminiertes bituminöser Tonsteinabfolgen konnten Eruptionspausen von weniger als 200 Jahren bestimmt werden. Die Eruptionszentren lagen südlich des Saar-Nahe-Beckens, sehr wahrscheinlich im Schwarzwald und den Vogesen, möglicherweise auch im Bereich der heutigen Zentralalpen. Eine Aschenherkunft von Vulkanen innerhalb des Beckens wird ausgeschlossen. Zwei primäre Tufflagen im Kappeln- und St. Alban-Leithorizont deuten DRE (dense rock equivalent)-Volumen von mindestens 1,6 bzw. 1,1 km³ an, womit sie deutlich größere Eruptionsereignisse repräsentieren als der Ausbruch des Mount St. Helens 1980. Dabei gehört die Fallablagerung im Kappeln-Tuff zu den bedeutendsten Aschenfallereignissen im Saar-Nahe-Becken vor Beginn des beckeninternen Vulkanismus in der Nahe-Gruppe. Das Alter des Pappelberg-Tuffs von $297,0 \pm 3,2$ Ma zeigt die stratigraphische Position der Meisenheim-Formation im Grenzbereich Karbon/Perm an.

Abstract: In the Meisenheim-Formation (Glan-Group) of the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin widespread volcanic ash tuffs occur representing excellent marker horizons within the fluvio-lacustrine sequence. The lateral distribution and stratigraphic position and significance of the main tephrostratigraphic horizons in the northeastern part of the basin are documented here. The preservation of the distal pyroclastic fallout deposits was controlled by the depositional environment and the synsedimentary tectonic activity which is reflected by a different facies character of the tuffs. The main marker horizons are often composed of several successive tuff and tuffaceous layers. In addition, many thin and locally restricted tuff horizons indicate frequent eruptions and ash fall events, respectively. Within laminated bituminous mudstone successions, inter-eruptive periods of less than 200 years have been determined. The volcanic centres were located south of the Saar-Nahe Basin, most probable in the Black Forest and Vosges but possibly also in the area of the Central Alps. An ash origin from volcanoes within the basin is unlikely. Two primary tuff layers in the Kappeln and St. Alban marker horizon

indicate DRE (dense rock equivalent) volumes of at least 1.6 and 1.1 km³, respectively, thus representing distinctly greater eruption events than the Mount St. Helens eruption in 1980. Hence, the fallout deposit in the Kappeln-Tuff belongs to the most important ash fall events in the Saar-Nahe Basin prior to the beginning of the basininternal volcanism of the Nahe-Group. The age of the Pappelberg-Tuff of 297.0 ± 3.2 Ma indicates a stratigraphic position of the Meisenheim-Formation in the range of the Carboniferous/Permian boundary.

1. Einleitung

Explosive Vulkanausbrüche können riesige Mengen an feinkörnigem pyroklastischem Material auswerfen, das nachfolgend lateral 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 Korngrößen von Aschepartikeln mit zunehmender Entfernung vom Eruptionszentrum und (5) isochrone Ablagerung. Solche pyroklastischen Horizonte neigen dazu, die vor der Eruption bestehende Geländeoberfläche unabhängig von ihrem Ablagerungsmilieu deckenartig zu überlagern. Sie liefern dadurch hervorragende litho- und chronostratigraphische Leithorizonte, die Korrelationen innerhalb eines lithofaziell komplex aufgebauten Gebietes, wie z.B. dem Saar-Nahe-Becken, sowie Aussagen über potentielle Eruptionsgebiete der vulkanischen Aschen ermöglichen.

Aufgrund einer intensiven Alteration wurden früher in der Literatur viele Tuffhorizonte des Saar-Nahe-Beckens als „Tonsteine“ oder „Kaolin-Kohlesteinsteine“ beschrieben (z.B. HEIM 1960, 1961, 1970), selbst nachdem ihr vulkanischer Ursprung bereits nachgewiesen worden war. Im Folgenden werden daher die untersuchten pyroklastischen Fallablagerungen als Tuffe oder tephrostratigraphische Horizonte bezeichnet. Wegen ihrer Unscheinbarkeit und meist geringen Mächtigkeit wurden diese Tuffe des Saar-Nahe-Beckens früher häufig übergangen, obwohl sie aufgrund ihrer weiten lateralen Verbreitung eine große stratigraphische Bedeutung haben. Es werden hier Verbreitung, Fazies, Ablagerungsmilieu und stratigraphische Bedeutung der wichtigsten Tuffhorizonte der Meisenheim-Formation (Glan-Gruppe, vormalig „Unterrotliegend“) sowie die Häufigkeit und maximale Volumen einzelner Aschenfallereignisse im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken dokumentiert.

Ich möchte allen danken, die durch ihre Diskussionen und Anregungen zu dieser Veröffentlichung beigetragen haben, insbesondere Prof. Dr. VOLKER LORENZ, PD Dr. HARALD STOLLHOFEN (beide Würzburg), Dr. JOST HANEKE und Dr. THOMAS SCHINDLER (beide Mainz). Vielen Dank auch Dr. AXEL LEVERENZ (Stanford University, USA) für die Durchsicht der Erstfassung des Manuskripts. Für die finanzielle Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG-Nr. Lo 171/22-1, -2) wird hiermit ebenfalls gedankt.

2. Geologischer Rahmen

Unter den etwa 70 kontinentalen Ablagerungsbecken, die zur Zeit des Oberkarbon und Unterperm in Europa existierten, ist das Saar-Nahe-Becken in Südwestdeutschland mit einem Oberflächenausstrich von 120×40 km das größte und für die Stratigraphie dieses Zeitabschnittes eines der wichtigsten Becken. Es erstreckt sich von etwa 30 km westlich von Frankfurt am Main bis zur deutsch-französischen Grenze bei Saarbrücken. Dabei befindet sich das Arbeitsgebiet im nordöstlichen Beckenbereich (Abb. 1).

Das intermontane Saar-Nahe-Becken entwickelte sich während der spät- und post-orogenen Extension des Variskischen Gebirgsgürtels (Oberkarbon – Perm). Nach

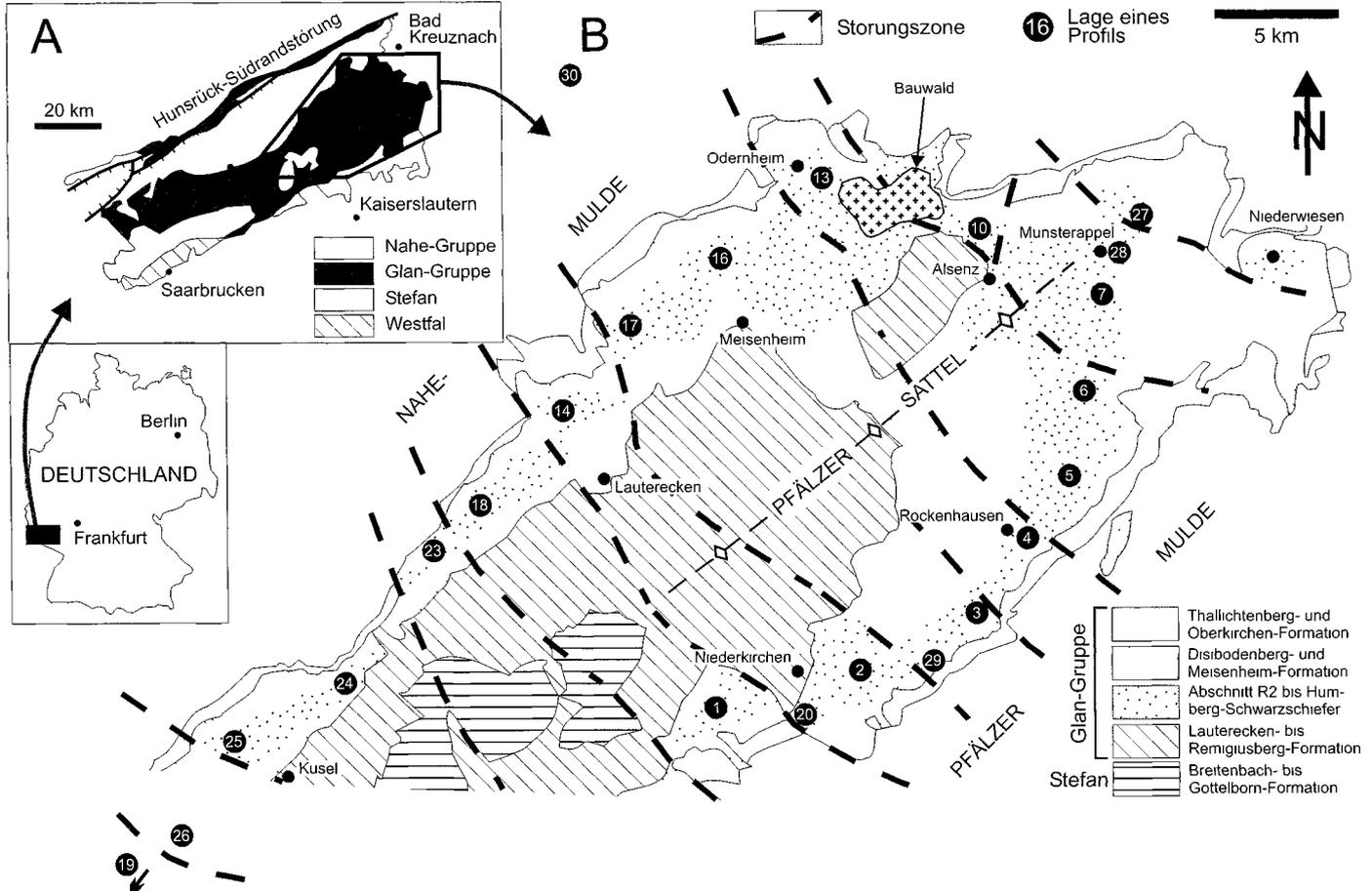


Abb. 1: Geologische Karten (A) des Saar-Nahe-Beckens mit der Lage des Arbeitsgebietes und (B) des Arbeitsgebietes mit der Verbreitung des untersuchten Abschnitts R2 – Humberg-Schwarzschiefer innerhalb der Meisenheim-Formation und der Lage der Geländeprofile.

Süden, Osten und Westen hin überdecken triassische und tertiäre Sedimente weitgehend die karbonisch-permische Beckenfüllung, weswegen die tatsächlichen Ausmaße des Beckens nur aus 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 Kohleflözen 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. Wegen der synsedimentären Verlagerung des Depozentrums nordostwärts (SCHÄFER 1986) 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 im Nordwesten begrenzende Hauptverwerfung ist ein südostwärts einfallender Abscherhorizont, der mit dem Oberflächenausstrich der Hunsrück-Südrand-Störung am nordwestlichen Beckenrand zusammenfällt (Abb. 1). Die tektonischen Hauptstrukturen im Saar-Nahe-Becken sind die Nordost-Südwest verlaufenden, synsedimentär gebildeten Nahe- und Pfälzer Mulden mit dem dazwischenliegenden Pfälzer Sattel, der nach Südwesten hin in den Saarbrücker Hauptsattel übergeht.

3. Lithostratigraphie

Die heutige stratigraphische Untergliederung der karbonisch-permischen Abfolge des Saar-Nahe-Beckens basiert im wesentlichen auf FALKE (1954a) und wurde nachfolgend durch verschiedene Bearbeiter erweitert (z.B. ATZBACH & SCHWAB 1971; FALKE 1974; BOY & FICHTER 1982; BOY 1989; BOY et al. 1990; STAPF 1990a). Dabei wurde das „Rotliegend“ in „Unter-“ und „Oberrotliegend“ unterteilt. Eine weitere lithostratigraphische Untergliederung ist aber schwierig, da das Saar-Nahe-Becken keinen einheitlichen Ablagerungsraum, sondern ein komplex aufgebautes Becken repräsentiert, das in verschiedene Ablagerungsbereiche unterteilt ist, besonders in Becken- und Randfaziesgebiete.

Das „Oberrotliegend“ wird seit längerem als Nahe-Gruppe zusammengefasst (ATZBACH & SCHWAB 1971; BOY & FICHTER 1982, 1988). Dagegen wurde versucht, die siliziklastische Abfolge des „Unterrotliegend“ in großmaßstäbliche Ablagerungszyklen weiter zu untergliedern (z.B. FALKE 1954a, b, 1974; BOY & FICHTER 1982). Diese Zyklenunterteilung kann gut auf die Remigiusberg- bis Quirnbach-Formationen sowie ab der Disibodenberg-Formation zum Hangenden hin angewendet werden (Abb. 2). Dazwischen aber, in der Lauterecken- und Meisenheim-Formation, ist dieses Prinzip aufgrund einer relativ einheitlichen vertikalen Faziesentwicklung aber lateralen Fazieswechseln nur lokal erkennbar. BOY & FICHTER (1982) empfahlen zudem die Ersetzung der Begriffe Kusel-, Lebach- und Tholey-Gruppe, da sie teilweise den seit 1977 gültigen internationa-

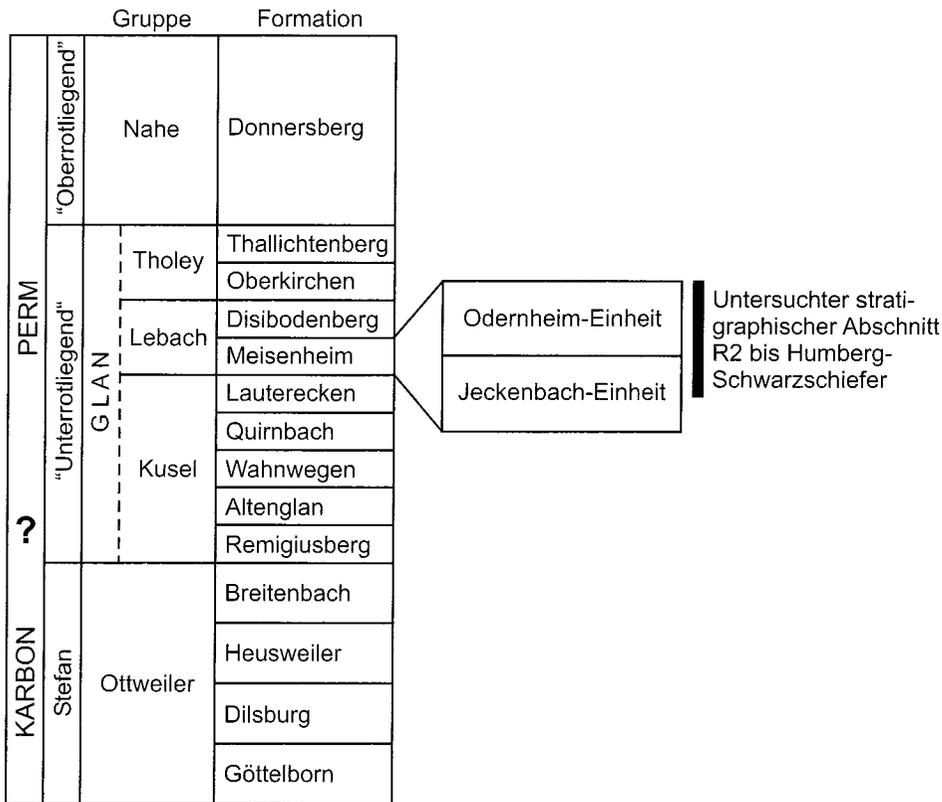


Abb. 2: Stratigraphie des Stefan und „Rotliegend“ im Saar-Nahe-Becken mit Darstellung der stratigraphischen Lage des untersuchten Abschnitts in der Meisenheim-Formation. Das Fragezeichen deutet die bisher nicht eindeutig geklärte radiometrische Position der Karbon/Perm-Grenze an.

len Regeln zu lithostratigraphischen Einstufungen widersprechen (CODE-COMMITTEE 1977). Stattdessen schlugen Boy et al. (1990) vor, die gesamte „Unterrotliegend“-Abfolge zur Glan-Gruppe zusammenzufassen (Abb. 2). Dieses wurde 1995 durch die Arbeitsgruppe „Rotliegend“ bestätigt (mdl. Mitt. J. HANEKE 1995). Der Begriff „Rotliegend“ wird aber häufig noch lithofaziell zur Beschreibung der kontinentalen Abfolgen des frühen Perm genutzt.

In dieser Arbeit wird ein Abschnitt im mittleren Teil der Glan-Gruppe behandelt. Abbildung 3 zeigt die Lithostratigraphie des untersuchten Abschnitts und führt die im Text verwendete stratigraphische Terminologie ein. Diese Abfolge umfasst einen Großteil der Meisenheim-Formation, bestehend aus Jeckenbach- und Odernheim-Einheit mit dem Sandsteinhorizont R2 an der Basis und der Humberg-(Schwarzschiefer)-Bank am Top. Die Gesamtmächtigkeit der Sedimentabfolge zwischen diesen beiden Horizonten beträgt etwa 260 m im Bereich des Pfälzer Sattels und bis zu 370 m in den angrenzenden Nahe- und Pfälzer Mulden. Zudem variiert diese Mächtigkeit lateral kleinräumig zwischen Hangend- und Liegendschollen aufgrund der synsedimentären Tektonik im Saar-Nahe-Becken (vgl. Abb. 6 bis 8).

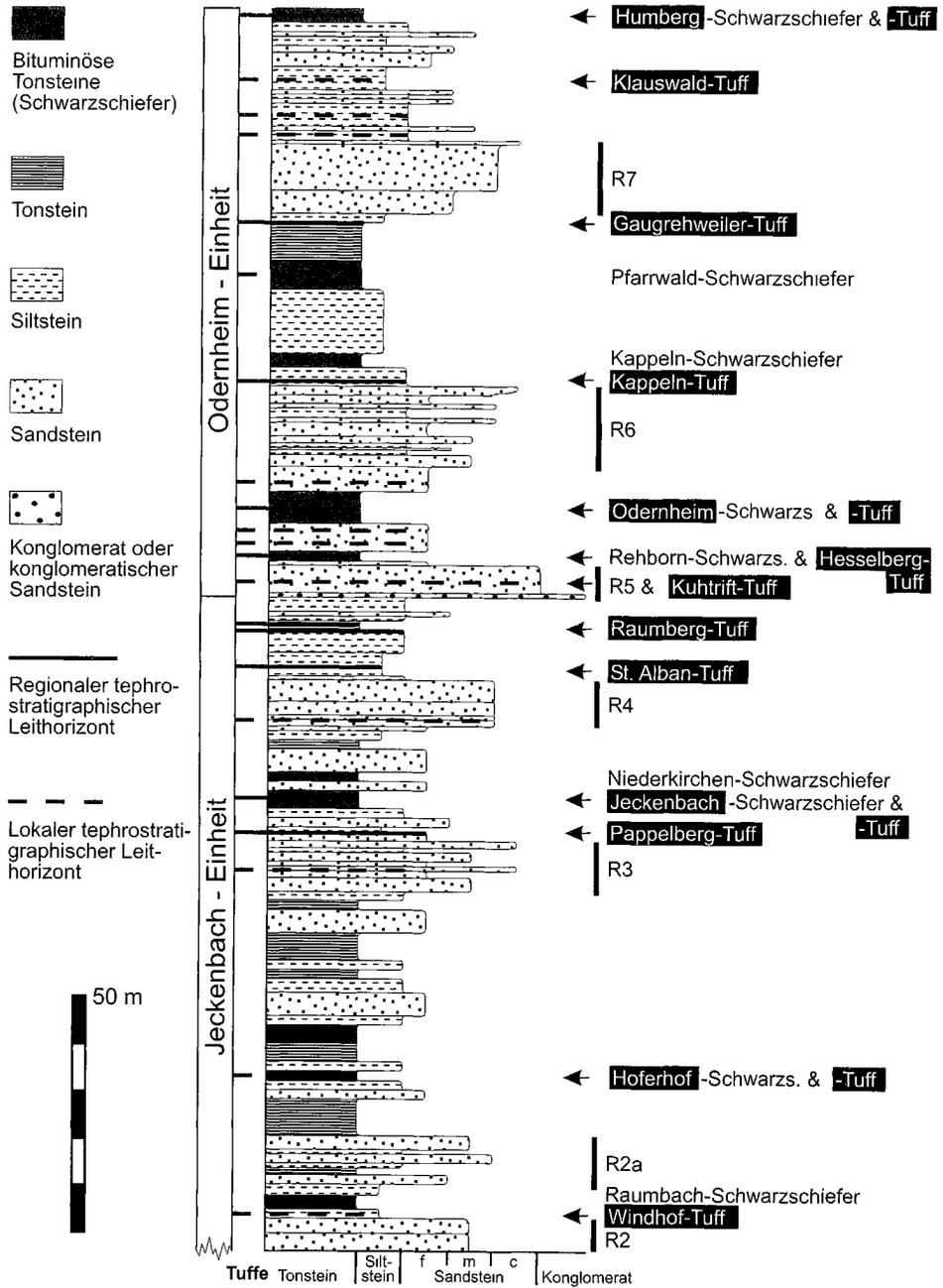


Abb. 3: Lithostratigraphisches Übersichtsprofil des untersuchten Abschnitts mit der Lage der wichtigsten tephro- und lithostratigraphischen Leithorizonte.

Die untersuchte Abfolge setzt sich aus rein kontinentalen, lateral variierenden fluvio-lakustrinen Sedimenten zusammen, die lateral und vertikal komplexe Mächtigkeits- und Faziesmuster aufweisen. Dabei zeigt sich die Entwicklung von drei Hauptfazieszusammensetzungen, die in kombinierten upward-fining und upward-coarsening Abfolgen zusammengefasst sind und dabei transgressiv-regressive Zyklen aufbauen (KÖNIGER & STOLLHOFEN 2000): (1) Eine offen-lakustrine Faziesassoziation; (2) eine Prodelta bis Delta-front-Faziesassoziation und (3) eine Deltaebenen-Faziesassoziation. Eine detaillierte Beschreibung dieser Lithofaziesassoziationen geben KÖNIGER & STOLLHOFEN (2000).

Der überwiegende Teil der hier verwendeten lithostratigraphischen Terminologie stammt von BOY & FICHTER (1982) und BOY et al. (1990). Anhand der Lithologie können drei Arten von Leithorizonten unterschieden werden: (1) Grobkörnige bis konglomeratistische Sandsteine wie die Sandsteinhorizonte R2 bis R7; (2) bituminöse Tonsteine wie die Hoferhof-, Jeckenbach-, Rehborn-, Odernheim-, Kappeln- und Humberg-Schwarzschieferbänke und (3) sehr feinkörnige vulkanische Aschentuffhorizonte (Abb. 3). Die Sandstein- und Schwarzschieferhorizonte sind dabei mehr oder weniger auf einzelne Beckenbereiche beschränkt. Ihre Verbreitung und Erscheinung werden von BOY et al. (1990) beschrieben. Im Gegensatz dazu erfolgte die weitverbreitete Fallablagerung der vulkanischen Aschen unabhängig von der Topographie und lieferte damit die Grundlage zur Bildung hervorragender Leithorizonte, falls die primären Aschenlagen nicht sekundär durch Aufarbeitung beeinflusst wurden. Sedimentstrukturen, die eine Aufarbeitung einer primären vulkanischen Aschenlage anzeigen, werden im folgenden Kapitel neben primären Ablagerungsstrukturen beschrieben.

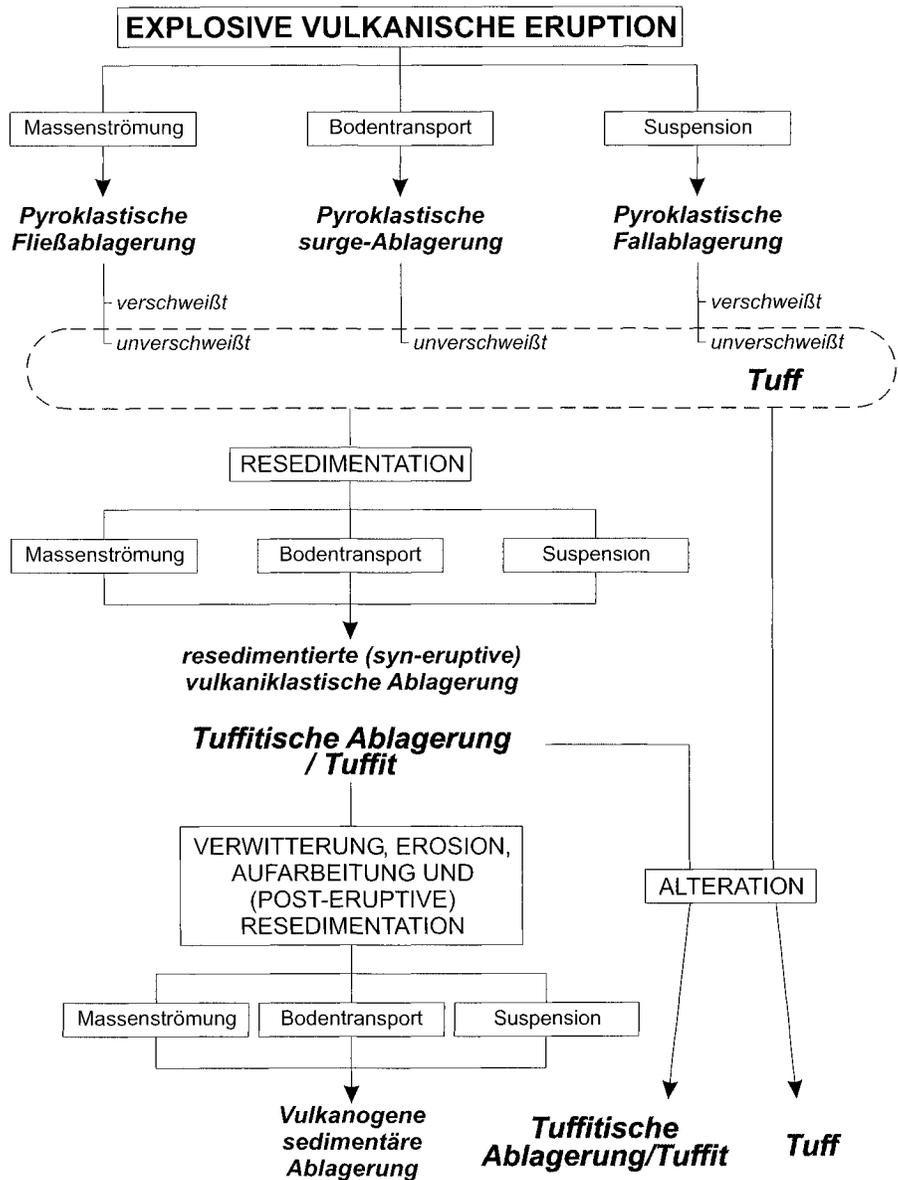
4. Tephrostratigraphische Horizonte der Meisenheim-Formation

4.1. Tephrostratigraphie

Mehr als 40 verschiedene Tuffhorizonte können innerhalb des untersuchten Abschnitts in der Meisenheim-Formation unterschieden werden, aber nur sieben stellen wichtige tephrostratigraphische Leithorizonte dar (Abb. 3). Es sind dies der Pappelberg-, St. Alban-, Raumberg-, Hesselberg-, Kappeln-, Gaugrehweiler- und Humberg-Tuff. Diese Horizonte sind bis zu 75 cm mächtig und kommen weitverbreitet innerhalb des Beckens über mindestens 50 km in Nordost-Südwest-Richtung vor. Andere Horizonte wie der Windhof-, Hoferhof-, Jeckenbach-, Kuhtrift-, Odernheim- und Klauswald-Tuff haben eine beschränkte laterale Verbreitung und zeigen Mächtigkeiten von meist nur wenigen cm; ihnen kommt daher nur eine untergeordnete stratigraphische Bedeutung zu. Lokal helfen diese Horizonte aber gelegentlich bei der Entschlüsselung der stratigraphischen Abfolge, besonders wenn die Hauptleithorizonte wegen Aufarbeitung und Umlagerung fehlen.

4.2. Allgemeine Faziesmerkmale

Die tephrostratigraphischen Horizonte der Meisenheim-Formation können anhand ihrer charakteristischen Struktur, Textur und Zusammensetzung relativ leicht von den siliziklastischen, fluvio-lakustrinen Sedimenten unterschieden werden, soweit sie nicht intensiv von Aufarbeitung, Umlagerung und siliziklastischen Beimengungen betroffen sind. Die Tuffe sind sehr feinkörnig und erscheinen daher strukturell meist sehr dicht. Daneben treten aber auch poröse Bereiche auf. Die meist hellen Farben der Tuffe unterscheiden sich deutlich von den dunkleren Sand-, Silt-, und Tonsteinen. Tuffitische Ablagerungen mit einer detritischen Kontamination zeigen aber Farbübergänge zu Siliziklastika. Die Begriffe „Tuff“ und „Tuffit“ werden hier nach genetischen Gesichtspunkten entsprechend der Definition von МСРНІЕ et al. (1993) verwendet (Abb. 4).



Kästen: Prozesse
 Kursiv: Ablagerungen
 Graue Ellipsen: verwendete Terminologie in dieser Arbeit

Abb. 4: Genetische Klassifizierung pyroklastischer Ablagerungen auf der Basis von Transportmechanismen und sekundären Prozessen (modifiziert nach McPHIE et al. 1993). Entsprechend dieser Klassifizierung werden in dieser Arbeit die Begriffe Tuff und Tuffit verwendet (graue Ellipsen).

Infolge von Verwitterungsprozessen zerfallen einzelne Tufflagen häufig in plattige oder rechteckige Bruchstücke, die aufgrund einer sekundären Silizifizierung teilweise recht hart sind. Vereinzelt haben Tuffe auch eine lehmartige Konsistenz.

Gelegentlich spalten Tuffhorizonte im Gelände lateral in zwei oder mehr Lagen auf, die dann durch feinkörnige siliziklastische Sedimente voneinander getrennt sind (z.B. Raumberg-, Hesselberg-, Humberg-Tuff). Die Entstehung dieser lateralen Aufspaltung wird im folgenden Kapitel beschrieben.

4.3. Ablagerungsmilieu und Erhaltungspotential

Die Erhaltung des pyroklastischen Materials wurde stark durch das jeweilige Ablagerungsmilieu beeinflusst. Dabei bestand im Saar-Nahe-Becken ein relativ flaches Relief. Die vulkanischen Aschen lagerten sich im wesentlichen als distale Fallablagerungen in drei verschiedenen Bereichen mit jeweils unterschiedlichem Erhaltungspotential ab (KÖNIGER et al. 1996, 1997; Abb. 5). (1) Zwischengelagerte Tuffe in (bituminösen) Tonsteinen und Siltsteinen des offen-lakustrinen Milieus sind meist horizontal geschichtete, primäre Ablagerungen und hatten das höchste Erhaltungspotential. (2) Im Prodelta bis Deltafront-Bereich wurden die primären Aschenlagen teilweise durch Turbiditströme aufgearbeitet, was das Erhaltungspotential der Aschen verminderte. (3) Tuffe innerhalb von Überflutungsebenen- und crevasse splay-Sedimenten der Deltaebene sind häufig schräggeschichtet. Auf der Deltaebene kam es regelmäßig zur Aufarbeitung der Aschen, verbunden mit einer reichlichen Vermischung mit siliziklastischem Detritus, oder zur vollständigen Erosion der gesamten pyroklastischen Lage. In diesem Milieu bestand das geringste Erhaltungspotential der Aschen.

Im Anschluss an ihre primäre Ablagerung wurden die unverfestigten Aschen teils durch Wind, Wasserströmungen oder gravitative Kräfte aufgearbeitet, erodiert und mit siliziklastischem und/oder pflanzlichem Material vermischt, was zur Bildung von tuffitischen Ablagerungen führte. Es lässt sich aber ein erhöhtes Erhaltungspotential von Aschenhorizonten beobachten, die während der transgressiven Phase eines transgressiv-regressiven Sedimentationszyklus abgelagert wurden (KÖNIGER & STOLLHOFEN 2000).

Das Erhaltungspotential der Aschen wurde zudem durch synsedimentäre tektonische Bewegungen kontrolliert. Auf relativ exponierte Liegendeschollen sedimentierte Tephralagen unterlagen generell starker Aufarbeitung und sind im Allgemeinen nur mit reduzierten Mächtigkeiten erhalten geblieben. Im Gegensatz dazu hatten topographisch tieferliegende Hangendschollen ein erhöhtes Erhaltungspotential sowohl für primäre als auch für umgelagerte Aschen. Solche Bereiche überliefern größere Mächtigkeiten und zeigen durch die Einschaltung von siliziklastischen Zwischenlagen einen komplexen lithologischen Aufbau (KÖNIGER & STOLLHOFEN 2000). Diese unterschiedlich starke synsedimentäre Subsidenz benachbarter Hangend- und Liegendblöcke führte dabei gelegentlich zur lateralen Aufspaltung tephrostratigraphischer Horizonte in mehrere Einzeltufflagen. Dabei blieben auf der Hangendscholle zwei (oder mehrere) Aschenlagen erhalten, während es auf der Liegendscholle zur Verschmelzung der einzelnen Fallablagerungen kam, da die siliziklastische Sedimentation zwischen den verschiedenen Aschenfallereignissen auf die Hangendscholle beschränkt blieb. Dies bewirkte zudem deutliche laterale Mächtigkeitsvariationen der siliziklastischen Abfolge zwischen definierten Tuffleithorizonten (KÖNIGER & STOLLHOFEN 2000). Nach STOLLHOFEN et al. (1999) sind solche pyroklastischen Fallablagerungen wichtige analytische Werkzeuge zur Identifizierung zeitgleicher tektonischer Ereignisse und liefern damit ein Kriterium zur Unterscheidung zwischen rein klimatisch bedingten Milankovitch-Zyklen und den Zyklen, die eine tektonische Kontrolle beinhalten.

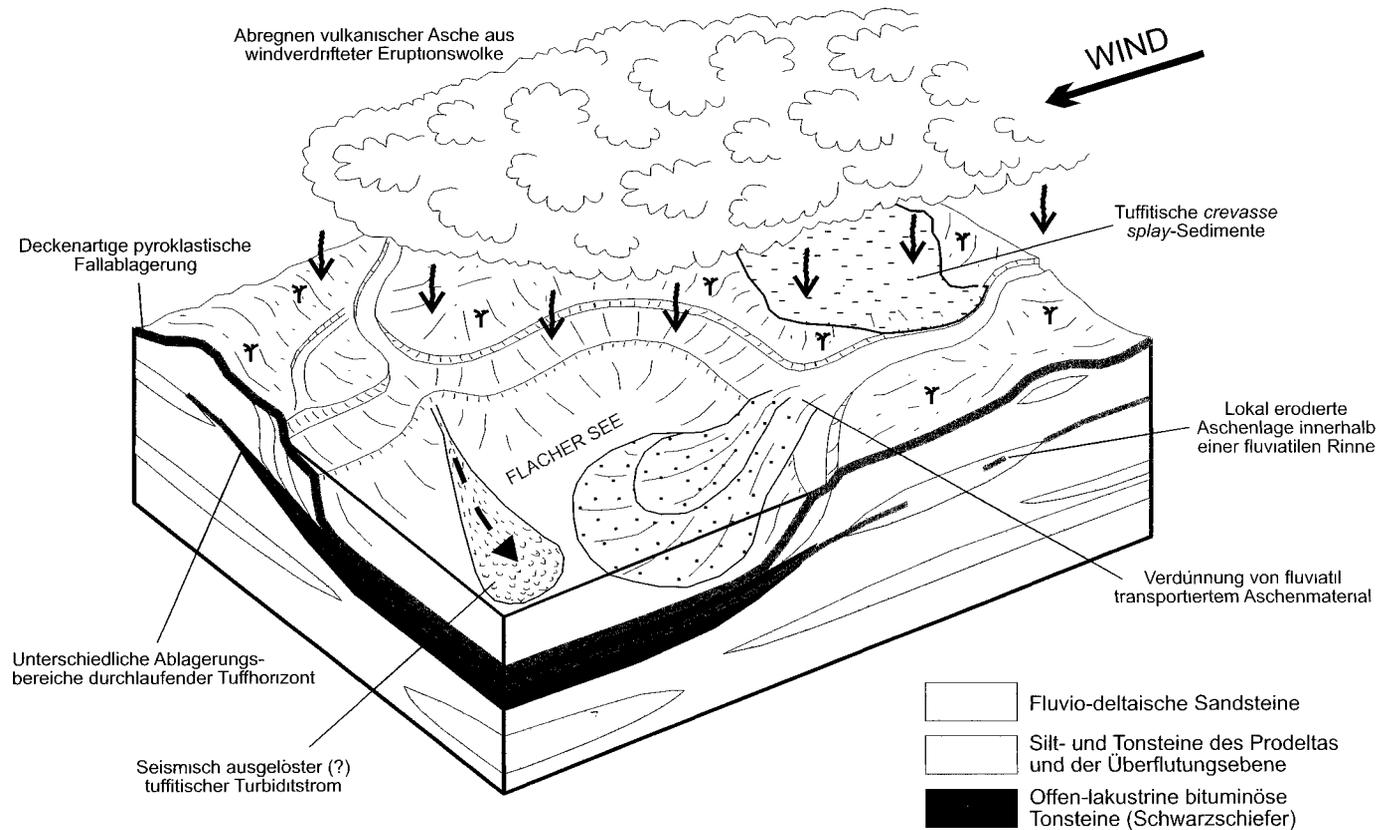


Abb. 5: Schematisches Blockdiagramm zur Veranschaulichung des Erhaltungspotentials der vulkanischen Aschen in den verschiedenen lakustrin-deltaischen Ablagerungsbereichen innerhalb des Saar-Nahe-Beckens.

Eine detaillierte Beschreibung der pyroklastischen Lithofazies und der Zusammenhänge zwischen Ablagerungsmilieu, tektonischer Stellung und Erhaltungspotential geben KÖNIGER & STOLLHOFEN (2000).

4.4. Petrographische und geochemische Zusammensetzung

Im Anschluss an ihre Ablagerung alterierten die Aschenlagen zu Tonmineral-dominierten Tuffhorizonten. Innerhalb einer gleichkörnigen, krypto- bis mikrokristallinen Quarz-Kaolinit-Matrix tritt eine einheitliche Assoziation juveniler magmatischer Komponenten mit bis zu 20 Volumenprozent auf. Solche Komponenten sind u.a. vollständig rekristallisierte, bis 200 µm lange, plattige, gebogene und Y-förmige Reliktstrukturen ehemaliger vulkanischer Glasscherben. Nur vereinzelt findet man reliktsche Bimsfragmente mit einer Länge bis zu 500 µm. Häufig sind dagegen bis zu 650 µm große, splittige und einschlussfreie vulkanische Quarze (Splitterquarze). Idiomorphe Sanidin- und randlich korrodierte Plagioklaskristalle (bis 500 µm lang) sind meist stark alteriert und durch Kaolinit ersetzt. Bis zu 1,5 mm große Biotite zeigen noch gelegentlich ihre pseudohexagonale Kristallform und enthalten häufig Zirkon- und Monaziteinschlüsse, vereinzelt auch Apatit-Mikrolite. All dies weist auf den pyroklastischen Charakter der Horizonte hin, die als vitrische Tuffe klassifiziert werden können. Die Schwermineralzusammensetzung umfasst überwiegend Zirkon, Apatit und Monazit sowie geringe Gehalte an Titanit, Hornblende, Turmalin, Granat und Rutil. Granat wird in den Tuffen meist als primär-magmatisches Mineral eingestuft, da er im Arbeitsgebiet sehr häufig in primären, nicht umgelagerten Fallablagerungen auftritt und daher hier eine detritische Beimengung ausgeschlossen wird (KÖNIGER 1999). So ist juveniler Almandin auch aus sauren und intermediären Subvulkaniten des westlichen Saar-Nahe-Beckens (SECKENDORFF 1990) sowie aus kalkalkalinen spätrogenen Magmatiten der Pyrenäen (GILBERT & ROGERS 1989) bekannt. Lithische pyroklastische Komponenten wurden in den Tuffen nicht gefunden.

Die mineralogische und geochemische Zusammensetzung der meisten Tuffe zeigt eine Abstammung der Aschen von rhyolitischen bis rhyodazitischen Magmen an. Teilweise höhere Gehalte von Titanit und Hornblende sowie geochemische Analysen weisen auf eine untergeordnete Beteiligung von intermediären, dazitisch bis trachytischen Schmelzen hin, besonders beim Hesselberg-Tuff. Die petrographische und geochemische Zusammensetzung der wichtigsten Tuffhorizonte ist vom Autor (KÖNIGER 1999) detailliert dokumentiert worden.

5. Verbreitung, Fazies und stratigraphische Bedeutung

Das geographische und stratigraphische Auftreten der tephrostratigraphischen Leit-horizonte der Meisenheim-Formation ist in drei Querschnitten durch das nordöstliche Saar-Nahe-Becken dargestellt (Abb. 6 bis 8). Diese dokumentieren zudem den komplexen lateralen und vertikalen Aufbau der fluvio-lakustrinen Sedimentabfolge. Abbildung 6 (a, b) zeigt einen Südwest-Nordost-verlaufenden Längsschnitt entlang der Nordwestflanke des Pfälzer Sattels, d.h. in der Nahe-Mulde, während Abb. 7 einen Nordwest-Südost-Querschnitt über den Pfälzer Sattel repräsentiert. Abbildung 8 dokumentiert einen Südwest-Nordost-gerichteten Längsschnitt entlang der Südostflanke des Pfälzer Sattels, d.h. entlang der Pfälzer Mulde. Die Lage der in die Querschnitten enthaltenen Geländeprofile kann man Abb. 1 entnehmen. Darüberhinaus wurde die Verbreitung der Tuffhorizonte im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken von KÖNIGER (1999) in sechs geologischen Karten dokumentiert.

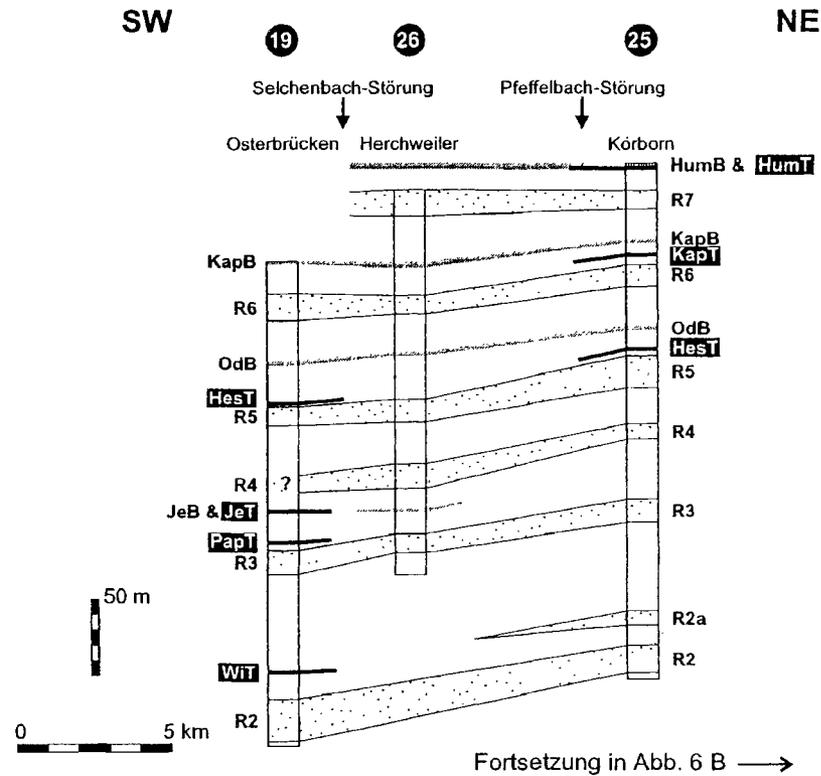
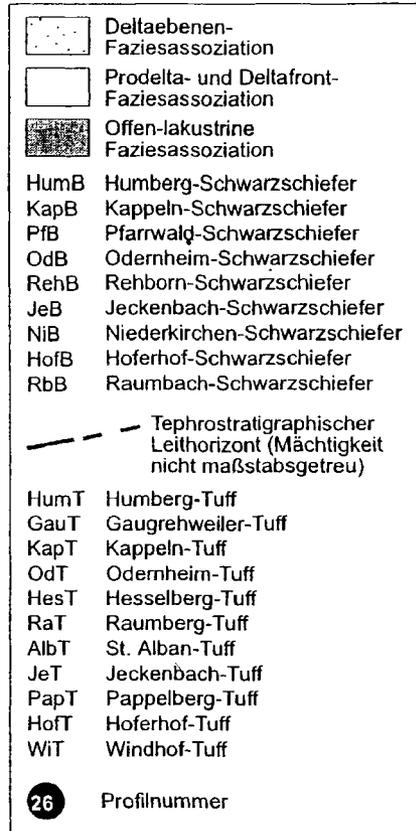


Abb. 6a: Der Südwest-Nordost-verlaufende Längsschnitt zeigt die laterale Verbreitung tephro- und lithostratigraphischer Leithorizonte innerhalb der Nahe-Mulde und die komplexe, synd sedimentär beeinflusste Architektur des untersuchten Abschnitts auf (vgl. KÖNIGER & STOLLHOFEN 2000). Die Lage der Profile ist in Abb. 1 zu sehen.

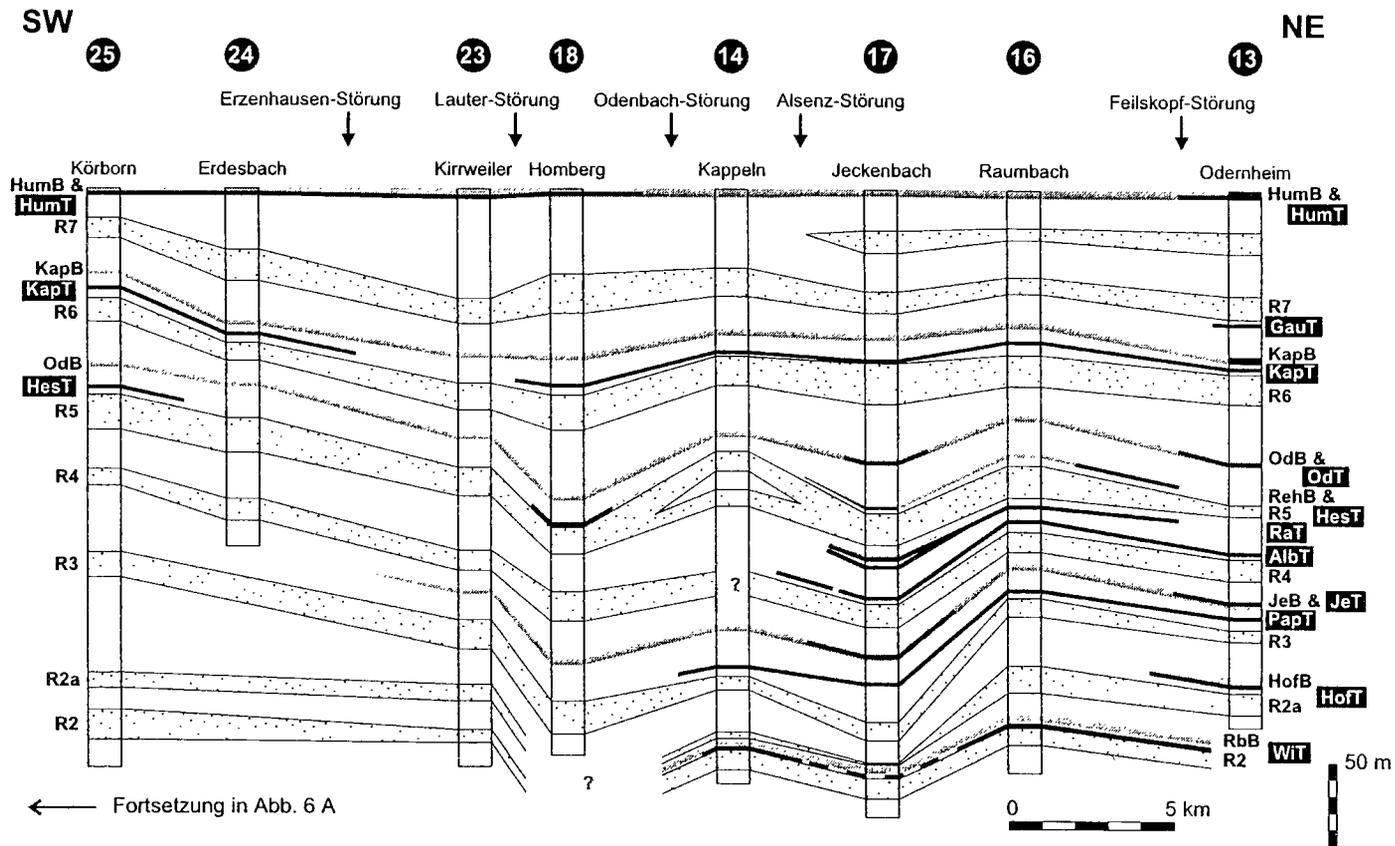


Abb. 6b: Der Südwest-Nordost-verlaufende Längsschnitt zeigt die laterale Verbreitung tephro- und lithostratigraphischer Leithorizonte innerhalb der Nahe-Mulde und die komplexe, syndesimentär beeinflusste Architektur des untersuchten Abschnitts auf (vgl. KÖNIGER & STOLLHOFEN 2000). Die Lage der Profile ist in Abb. 1 zu sehen, die Legende in Abb. 6a.

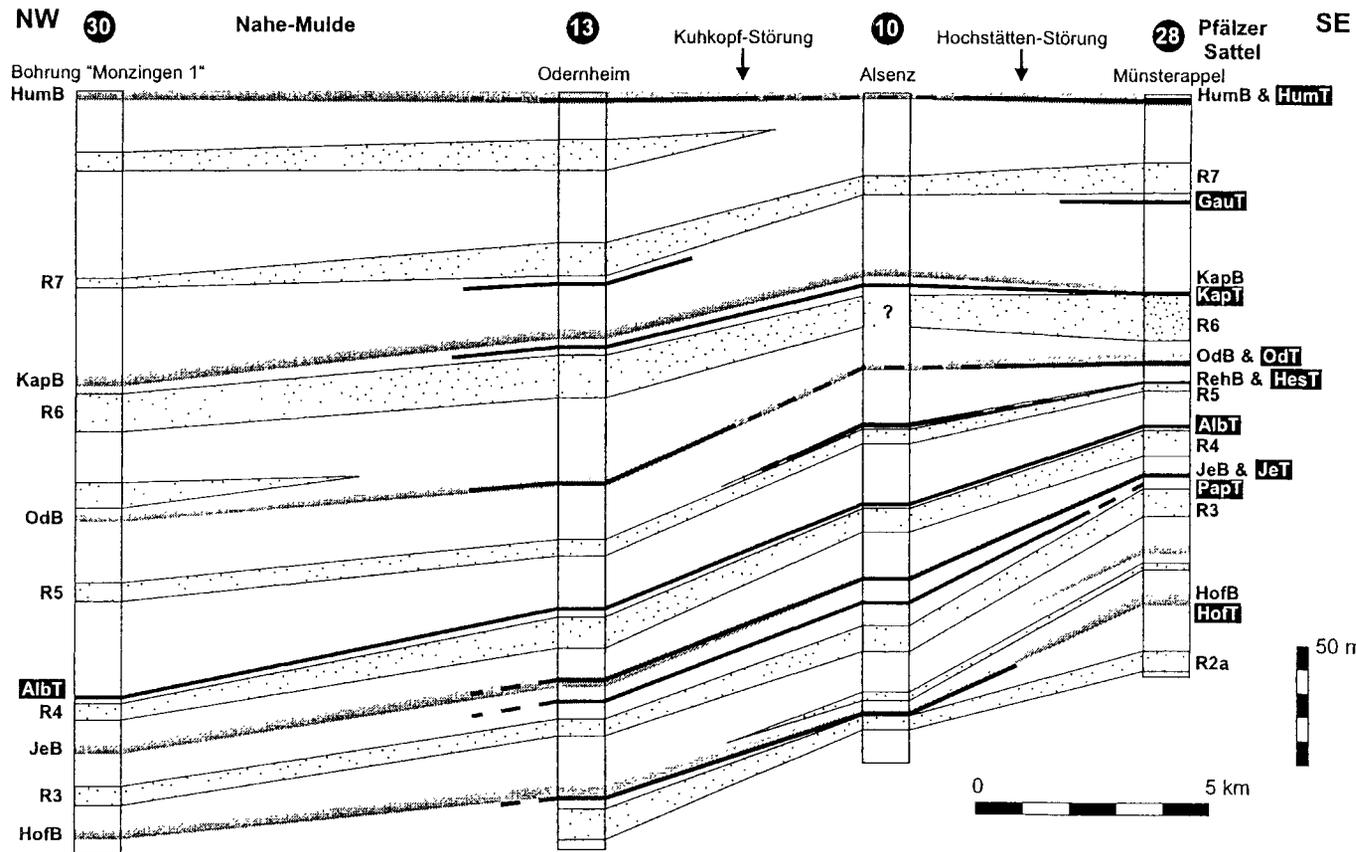


Abb. 7: Dieser Nordwest-Südost-verlaufende Querschnitt zeigt die laterale Verbreitung tephro- und lithostratigraphischer Leithorizonte über den Pfälzer Sattel hinweg. Die Lage der Profile ist in Abb. 1 zu sehen, die Legende in Abb. 6a. Die Tuffhorizonte verschwinden nicht nach Nordwesten hin, sie sind aber in den Bohrkernbeschreibungen der Bohrung „Monzingen 1“ nicht erwähnt.

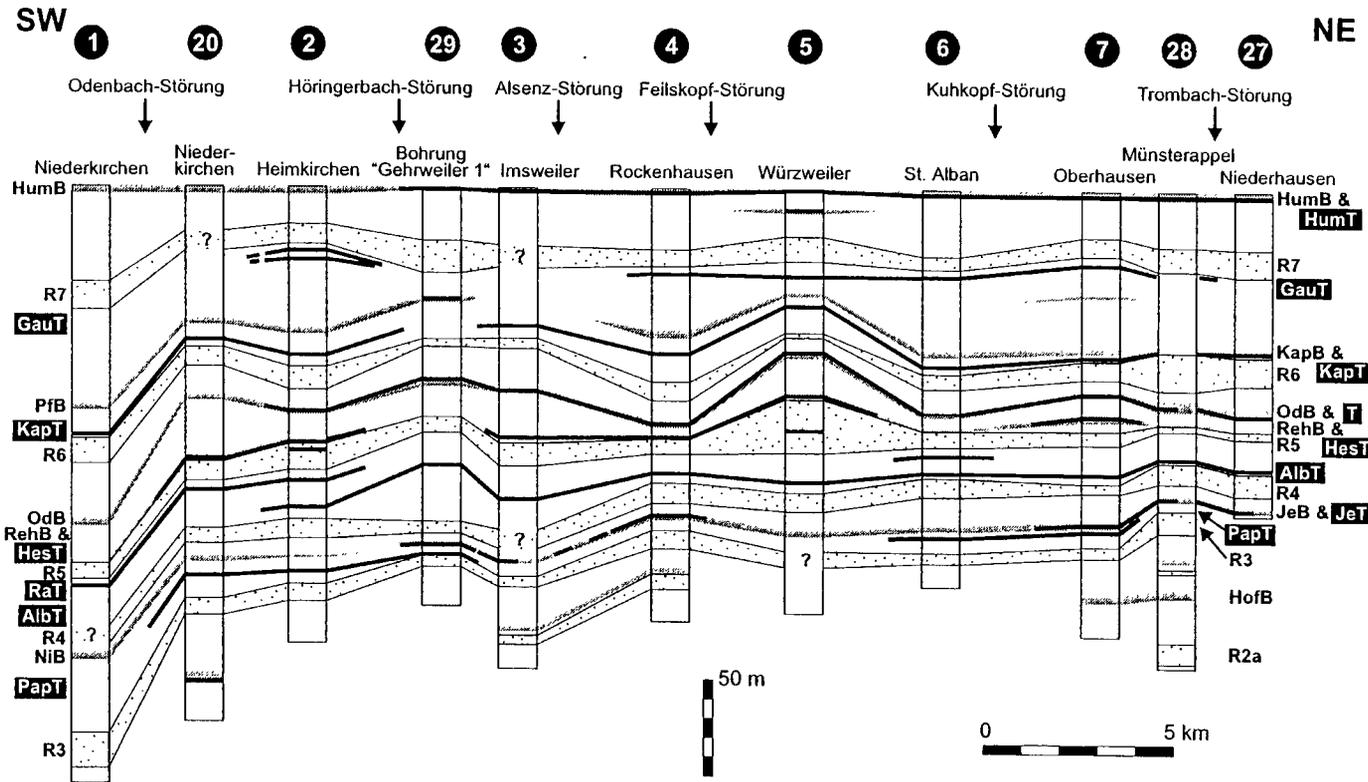


Abb. 8: Dieser Südwest-Nordost-verlaufende Langsschnitt zeigt die laterale Verbreitung tephro- und lithostratigraphischer Leithorizonte innerhalb der Pfälzer Mulde und die komplexe, synsedimentär beeinflusste Architektur des untersuchten Abschnitts auf (vgl. KÖNIGER & STOLLHOFEN 2000). Die Lage der Profile ist in Abb. 1 zu sehen, die Legende in Abb. 6a.

Die große stratigraphische Bedeutung der tephrostratigraphischen Horizonte wurde bereits diskutiert. Allerdings sind die Tuffe nur dann als Leithorizonte zu gebrauchen, wenn sie auch kartierbar sind, also wenn sie wenigstens einige cm mächtig sind und sich aufgrund ihrer Farbe und Struktur von den fluvio-lakustrinen Sedimenten unterscheiden. Nachfolgend sind Nomenklatur, Typuslokalität, stratigraphische Position (vgl. Abb. 3), laterale Verbreitung im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken (vgl. Abb. 6 bis 8), Fazies, Ablagerungsmilieu (vgl. Abb. 5) und stratigraphische Bedeutung der wichtigsten Tuffhorizonte in aufsteigender stratigraphischer Reihenfolge dokumentiert. Vereinzelt wurden Tuffhorizonte auch in Kernbohrungen angetroffen, deren Lage, Tiefe und durchteufte Stratigraphie im Anhang aufgelistet sind. Die in den Abb. 6 bis 8 angegebenen Störungsbezeichnungen entstammen größtenteils STOLLHOFEN (1991), die Namen der Selchenbach-, Pfeffelbach- und Hochstätten-Störung werden hier eingeführt.

Windhof-Tuff

Nomenklatur: Boy et al. (1990).

Typuslokalität: Früherer Weganschnitt und Gesteinsbruchstücke nordwestlich des Windhofs, nördlich von Lauterecken (Boy et al. 1990).

Stratigraphische Position: In Siltsteinen zwischen dem Sandsteinhorizont R2 und dem Raumbach-Schwarzschiefer.

Laterale Verbreitung: Nur in der Nahe-Mulde von Meisenheim bis Kappeln-Lauterecken und bei Osterbrücken/Saarland.

Fazies: Weiß bis hellgrau, gelegentlich gelblich. Gesamtmächtigkeit bis zu 6 cm. Aus einer Lage aufgebaut, was nur ein Aschenfallereignis anzeigt. Schichtgrenzen eben bis schwach wellig.

Ablagerungsmilieu: Prodelta bis Deltafront.

Stratigraphische Bedeutung: Unbedeutend bis sehr gering.

Hoferhof-Tuff

Nomenklatur: Diese Arbeit.

Typuslokalität: Gesteinsbruchstücke westlich des Hoferhofs, westlich von Gerbach (diese Arbeit).

Stratigraphische Position: In bituminösen Tonsteinen des Hoferhof-Schwarzschiefers.

Laterale Verbreitung: Relativ weitverbreitet in der Pfälzer Mulde von Niederkirchen bis Alsenz und weiter nordwestwärts über den Pfälzer Sattel hinweg; in der Nahe-Mulde nur bei Odernheim.

Fazies: Weiß bis hellgrau. Gesamtmächtigkeit bis zu 5 cm. Laminiert bis feingeschichtet, bestehend aus mindestens vier, bis zu 2 cm mächtigen Tufflagen; lokal sind 1 bis 2 mm mächtige Siltsteine zwischengelagert. Schichtgrenzen meist eben, gelegentlich leicht unregelmäßig wellig.

Ablagerungsmilieu: Offen-lakustrin.

Stratigraphische Bedeutung: Gering bis mäßig.

Pappelberg-Tuff

Nomenklatur: Boy et al. (1990).

Typuslokalität: Gesteinsbruchstücke an der Südflanke des Pappelbergs östlich von Alsenz (Boy et al. 1990).

Stratigraphische Position: In Silt- bis Grobsandsteinen unterhalb des Jeckenbach- bzw. Niederkirchen-Schwarzschiefers.

Laterale Verbreitung: Weitverbreitet in der Pfälzer Mulde von Niederkirchen bis Alsenz und Münsterappel mit einer Unterbrechung bei Rockenhausen-Würzweiler; von

Alsensz nordwestwärts über den Pfälzer Sattel hinweg; in der Nahe-Mulde von Odernheim bis Kappeln-Lauterecken und bei Osterbrücken/Saarland.

Fazies: Weiß, hell- bis bräunlichgrau, gelegentlich rötlich. Gesamtmächtigkeit bis zu 20 cm. Laminiert bis dünngeschichtet, bestehend aus mehreren eben bis wellig geschichteten, 0,5 bis 7 cm mächtigen Einzellagen, die oft von bis zu 2 cm mächtigen siliziklastischen Horizonten zwischengelagert sind (Silt- bis Mittelsandsteine). Neben massiger Schichtung auch einige normal gradierte Tufflagen. Schichtuntergrenzen meist eben, Schichtobergrenzen oft unregelmäßig und wellig. Häufiges Auftreten von bis zu 1 mm großen, schichtparallel orientierten Biotiten. Der Pappelberg-Tuff überlagert gelegentlich Grobsandstein. Lokal aufgearbeitet und mit siliziklastischem Material vermischt. Kleine Erosionsrillen an der Oberseite einzelner Tuff- oder Tuffitlagen; teils undeutlich Schrägschichtung erkennbar.

Ablagerungsmilieu: Deltaebene.

Stratigraphische Bedeutung: Hoch, trotz der Aschenablagerung auf einer fluviatil beeinflussten Deltaebene. Dies ist auf die relativ große primäre Mächtigkeit dieses Leithorizontes zurückzuführen.

Jeckenbach-Tuff

Nomenklatur: BOY et al. (1990).

Typuslokalität: Weganschnitt nordöstlich von Jeckenbach, westlich von Meisenheim (BOY 1987).

Stratigraphische Position: Innerhalb bituminöser Tonsteine des Jeckenbach- bzw. Niederkirchen-Schwarzschiefers.

Laterale Verbreitung: Relativ weitverbreitet in der Pfälzer Mulde von Niederkirchen bis Alsensz und Münsterappel mit einer Unterbrechung bei Würzweiler-Gerbach; von Alsensz nordwestwärts über den Pfälzer Sattel hinweg; in der Nahe-Mulde in den Regionen Odernheim, Jeckenbach und Osterbrücken/Saarland. In der Bohrung „Münsterappel 1“.

Fazies: Gelblichweiß bis -braun, bräunlichgrau. Gesamtmächtigkeit bis zu 7 cm. Laminiert bis feingeschichtet, bestehend aus zahlreichen eben geschichteten, 0,1 bis 2 cm mächtigen, normal oder symmetrisch gradierten Tufflagen. Gelegentlich von 1 bis 6 mm mächtigen bituminösen Tonsteinen und grauen Siltsteinen zwischengelagert. Obere Schichtgrenzen lokal schwach wellig. Vereinzelt geringe siliziklastische Beimengungen.

Ablagerungsmilieu: Offen-lakustrin.

Stratigraphische Bedeutung: Mäßig.

St. Alban-Tuff

Nomenklatur: HANEKE & STOLLHOFEN (1994).

Typuslokalität: Kleiner Straßenanschnitt am Nordrand von St. Alban (mdl. Mitt. J. HANEKE, 1995).

Stratigraphische Position: In Siltsteinen relativ dicht über dem Sandsteinhorizont R4.

Laterale Verbreitung: Überall in der Pfälzer Mulde von Niederkirchen bis zu den Regionen Alsensz, Münsterappel und Niederhausen; von Alsensz nordwestwärts über den Pfälzer Sattel hinweg bis nach Obermoschel und Hallgarten; in der Nahe-Mulde von Odernheim bis Kappeln-Lauterecken. In den Bohrungen „Gehrweiler 1“, „Münsterappel 1“ und „Raumberg 1“, eventuell auch in der Bohrung „Monzingen 1“ (vgl. Abb. 7: Profil 30).

Fazies: Weiß bis hellgrau, gelblich, bräunlich, in der Bohrung „Gehrweiler 1“ grünlich. Gesamtmächtigkeit bis zu 67 cm (Typuslokalität), in den Bohrungen „Münsterappel 1“ und „Raumberg 1“ jeweils 60 cm, in „Gehrweiler 1“ 56 cm. Dünn- bis dickgeschicht-

tet, bestehend aus mindestens vier primären, bis zu 13 cm mächtigen Tufflagen und mehreren sekundär gebildeten, bis zu 35 cm mächtigen, bräunlichgrauen tuffitischen Turbidithorizonten (Abb. 9, A). Tufflagen massig oder normal gradiert, teilweise wellig bis flaserig geschichtet, zum Hangenden hin gelegentlich laminiert bis sehr feingeschichtet. Turbiditlagen horizontal laminiert und schräggeschichtet (Abb. 9, A), lokal mit Pflanzenhäckseln. Schichtuntergrenzen von Tufflagen meist eben, Obergrenzen oft unregelmäßig bis wellig. Bis zu 1 mm große Biotite und Splitterquarze. Kleine Erosionsrillen an der Oberseite einzelner Tuff- und Tuffitlagen, Strömungsrippel, Winkelschichtung. Primäre Tufflagen zeigen häufig diapirartige Entwässerungsstrukturen (Abb. 9, A) aufgrund einer schnellen Eindeckung unverfestigter Asche durch nachfolgende tuffitische Turbidite.

Ablagerungsmilieu: Prodelta bis Deltafront.
Stratigraphische Bedeutung: Sehr hoch.

Raumberg-Tuff

Nomenklatur: Boy et al. (1990).

Typuslokalität: Weganschnitt im oberen Bereich der Südostflanke des Raumbergs nördlich von Raumbach, nordwestlich von Meisenheim (Boy et al. 1990).

Stratigraphische Position: In Siltsteinen relativ dicht unter dem Sandsteinhorizont R5.
Laterale Verbreitung: In der Pfälzer Mulde in den Regionen Niederkirchen-Heimkirchen und Gerbach-St. Alban; in der Nahe-Mulde bei Hallgarten und von Obermoschel bis zur Region Meisenheim-Jeckenbach.

Fazies: Bräunlichgrau, gelblich. Gesamtmächtigkeit bis zu 10 cm. Laminiert bis dünn geschichtet, bestehend aus mehreren horizontal bis wellig geschichteten, 0,1 bis 4 cm mächtigen Tufflagen; gelegentlich sind bis zu 2 mm mächtige Siltsteine oder mit organischem Material angereicherte Horizonte zwischengelagert. Tufflagen meist normal gradiert, lokal lateral auskeilend. Besonders im südlichen Teil des Arbeitsgebietes bis zu 0,7 mm große Biotite und Splitterquarze. Lokal Vermischung mit siliziklastischem Material unter Bildung von tuffitischen Ablagerungen; Strömungsrippel. Gelegentlich zeigen Tufflagen diapirartige Entwässerungsstrukturen (vgl. Abb. 9) durch Erdbeben und/oder aufgrund einer schnellen Eindeckung unverfestigter Asche durch nachfolgende Sedimentation (STOLLHOFEN 1998).

Besonderes Merkmal: Lokal spaltet der Raumberg-Tuff lateral in zwei Horizonte auf, die dann durch eine mehrere Meter mächtige Silt- und Feinsandsteinabfolge voneinander getrennt sind, z.B. südlich von Jeckenbach (Abb. 6 b: Profil 17) und südlich von St. Alban (Abb. 8: Profil 6).

Ablagerungsmilieu: Prodelta bis Deltafront.
Stratigraphische Bedeutung: Mäßig bis hoch.

Kuhtrift-Tuff

Nomenklatur: Boy et al. (1990).

Typuslokalität: Kleiner Aufschluss und Gesteinsbruchstücke an der Kuhtrift östlich von Alsenz (Boy et al. 1990).

Stratigraphische Position: Innerhalb des Sandsteinhorizontes R5.

Laterale Verbreitung: Nur in der Pfälzer Mulde in lokal beschränkten Bereichen östlich von Heimkirchen, östlich von Würzweiler und östlich von Alsenz.

Fazies: Gelblich-, bräunlich- und hellgrau. Gesamtmächtigkeit bis zu 5 cm. Laminiert bis feingeschichtet, bestehend aus bis zu vier, horizontal geschichteten, normal gradierten, 0,1 bis 2 cm mächtigen Tufflagen; gelegentlich sind sehr dünne (kleiner 1 mm) dunkelgraue Siltsteine zwischengelagert. Schichtgrenzen eben bis leicht unregelmäßig.

Ablagerungsmilieu: Deltaebene (fluviatiler Einflussbereich).
 Stratigraphische Bedeutung: Unbedeutend.

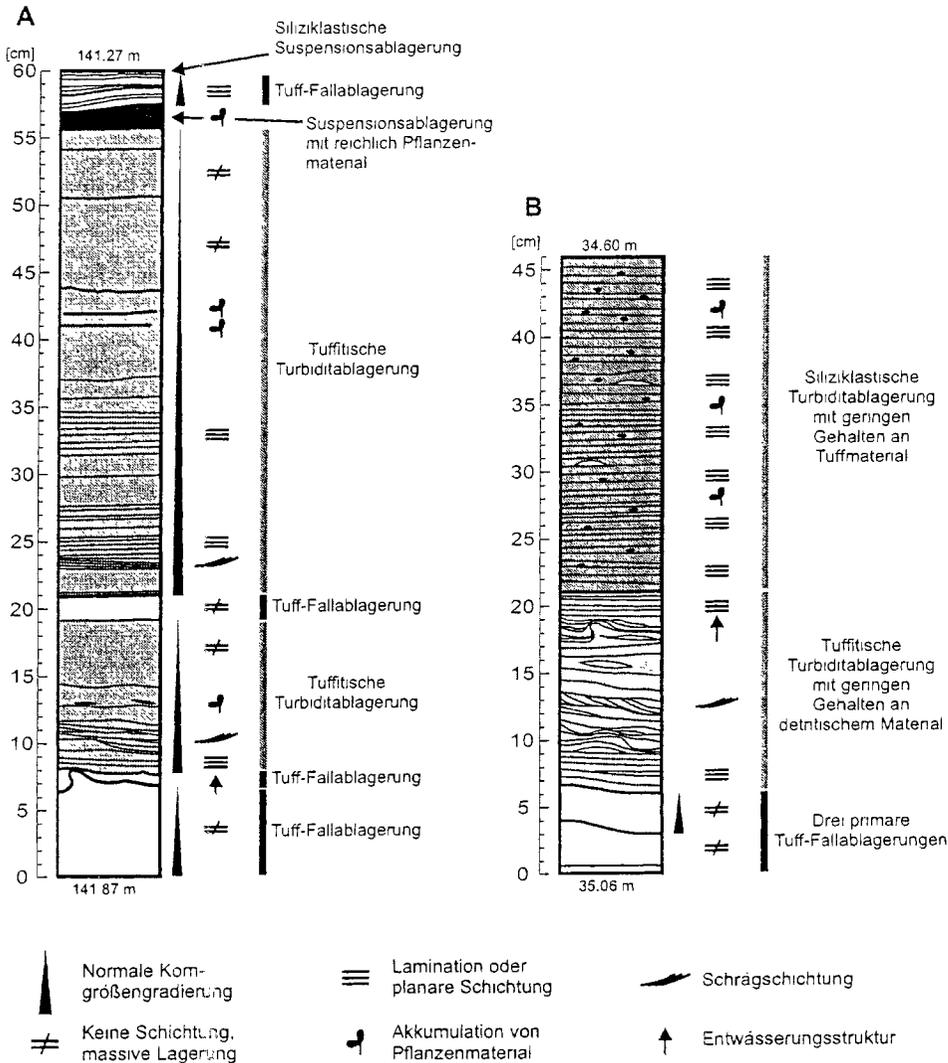


Abb. 9: Detaillierte Bohrkernprofile (A) des St. Alban-Leithorizontes aus der Bohrung „Münsterappel 1“ und (B) des Kappeln-Leithorizontes aus der Bohrung „Rehborn 7“. Die Abfolge im St. Alban-Leithorizont (A) wird von gradierten tuffitischen Turbiditlagen dominiert, während erhalten gebliebene primäre Aschenfallablagerungen nur geringmächtige Zwischenlagen bilden. Im Kappeln-Leithorizont (B) findet man ebenfalls nur drei geringmächtige primäre Tufflagen an der Basis, die von zwei mächtigeren Turbiditeinheiten überlagert werden: einem tuffitischen Turbidit überwiegend aus aufgearbeitetem pyroklastischem Material und einem siliziklastischen Turbidit mit geringen Gehalten an pyroklastischem Material.

Hesselberg-Tuff

Nomenklatur: Boy et al. (1990).

Typuslokalität: Gesteinsbruchstücke an der Südflanke des Hesselbergs und kleiner Straßenanschnitt südlich von Reichsthal, nordöstlich von Niederkirchen (Boy et al. 1990).

Stratigraphische Position: Relativ dicht über dem Sandsteinhorizont R5; lokal in grauen Siltsteinen oder innerhalb bituminöser Tonsteine des Rehborn-Schwarzschiefers.

Laterale Verbreitung: Relativ weitverbreitet in der Pfälzer Mulde von Niederkirchen bis Alsenz und Oberhausen mit einer Unterbrechung bei Gerbach-St. Alban; in der Nahe-Mulde lokal beschränkt auf die Regionen Rehborn-Lettweiler, Jeckenbach, Homburg, Kusel und Osterbrücken/Saarland; in der Bohrung „Oberhausen 1“.

Fazies: Gelblichweiß bis bräunlichgrau; lokal vollständig zersetzt zu einer weißen bis grünlichgrauen lehmigen Substanz (z.B. nördlich von Alsenz, südöstlich von Würzweiler). Gesamtmächtigkeit bis zu 15 cm. Laminiert bis dünngeschichtet, bestehend aus mehreren horizontal, wellig oder flaserig geschichteten, bis 7 cm mächtigen Tufflagen; lokal von dünnen (kleiner 2 mm) siliziklastischen Horizonten zwischengelagert (Siltsteine, bituminöse Tonsteine, vgl. Abb. 10). Einzelne Tufflagen meist normal gradiert, lokal lateral auskeilend. Schichtuntergrenzen eben, Obergrenzen eben bis leicht unregelmäßig und wellig. Gelegentlich Vermischung mit siliziklastischem Material und Pflanzenhäcksel; kleine Erosionsrillen an der Oberseite.

Besondere Merkmale: Lokal spaltet der Hesselberg-Tuff lateral in zwei Horizonte auf, die dann durch eine bis zu 1 m mächtige Abfolge von Ton- und Siltsteinen voneinander getrennt sind (z.B. nördlich von Alsenz und nördlich von Rehborn). In Aufschlüssen östlich von Oberhausen und nördlich von Rehborn ist der Hesselberg-Tuff über-

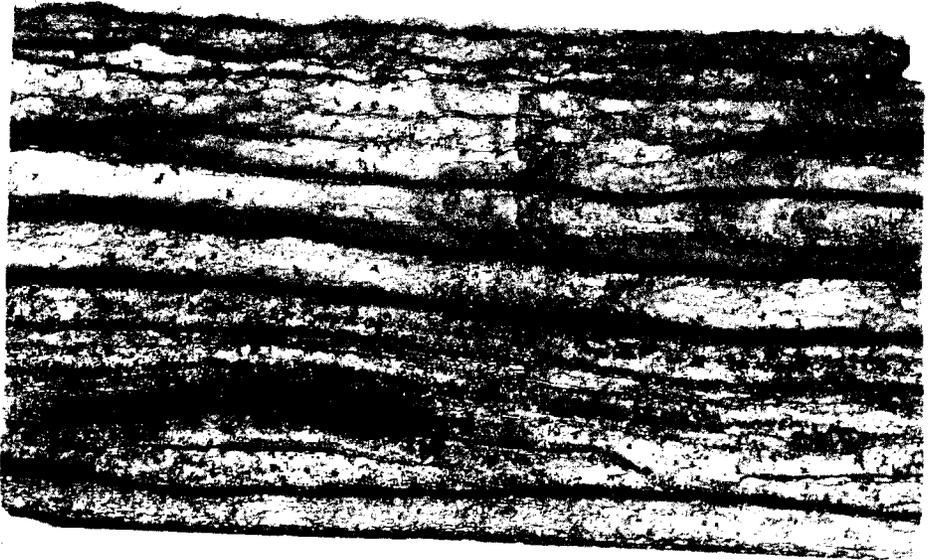


Abb. 10: Dünnschliff-Foto des Odernheim-Tuffs. Diese Probe aus dem offen-lakustrinen Ablagerungsbereich ist aus mehreren hellgrauen, primären Aschentuffhorizonten aufgebaut, denen geringmächtige bituminöse Lagen zwischengelagert sind. Breite des Fotos etwa 2,5 cm.

schoben und deformiert. Diese Erscheinungen wurden wahrscheinlich durch das Abrutschen eines nur schwach verfestigten, den Tuff enthaltenden Tonsteinpakets entlang eines Seeuferabhanges hervorgerufen, möglicherweise ausgelöst durch ein Erdbeben (STOLLHOFEN 1998). Die Deformation des Tuffhorizontes könnte auch durch eine unterschiedliche Kompaktion innerhalb der Tonsteinabfolge während der Diagenese entstanden sein.

Ablagerungsmilieu: Offen-lakustrin und Prodelta bis Deltafront.

Stratigraphische Bedeutung: Mäßig bis hoch.

Odernheim-Tuff

Nomenklatur: Boy et al. (1990).

Typuslokalität: (des Odernheim-Schwarzschiefers) Straßenanschnitt am Nordrand von Odernheim (Boy et al. 1990). Hier tritt aber kein Tuff auf, dieser findet sich dagegen an der Südwestflanke des Humberts östlich von Odernheim (diese Arbeit).

Stratigraphische Position: Innerhalb bituminöser Tonsteine des Odernheim-Schwarzschiefers.

Laterale Verbreitung: Weitverbreitet in der Pfälzer Mulde von Heimkirchen bis Alsenz und Münsterappel-Niederhausen mit einer Unterbrechung bei Imsweiler; in der Nahe-Mulde beschränkt auf die Regionen Odernheim, Callbach und Jeckenbach; in der Bohrung „Gehrweiler 1“.

Fazies: Gelblichweiß bis bräunlich, grau. Gesamtmächtigkeit bis zu 13 cm. An einer Lokalität südöstlich von Würzweiler bis zu 25 cm, hier enthält der Odernheim-Tuff aber einen 15 cm mächtigen Horizont mit Wickelschichtung, ball-and-pillow- und Entwässerungsstrukturen sowie Verunreinigungen mit siliziklastischem Material und Pflanzenhäckseln, was auf eine sekundäre Entstehung durch Abrutschen oder schnelle sedimentäre Überlagerung dieser Schicht hinweist. In der Bohrung „Gehrweiler 1“ 21 cm mächtig einschließlich einer 8 cm mächtigen tuffitischen Ablagerung am Top. Laminiert bis feingeschichtet, bestehend aus mehreren (mind. 10) horizontal geschichteten, wenige mm bis 2 cm mächtigen Tufflagen, die häufig von dünnen (kleiner 2 mm) bituminösen Ton- und Siltsteinen zwischengelagert sind (Abb. 10). Tufflagen meist normal gradiert, lokal verfüllen sie sehr kleine Rillen. Schichtgrenzen überwiegend eben. Lokal geringe Beimengung von siliziklastischem Material, besonders zum Hangenden von Tufflagen hin. Gelegentlich geringe Schrägschichtung und diapirartige Entwässerungsstrukturen.

Ablagerungsmilieu: Offen-lakustrin.

Stratigraphische Bedeutung: Mäßig (lokal auch hoch).

Kappeln-Tuff

Nomenklatur: Boy et al. (1990).

Typuslokalität: Weganschnitt am Nordostrand von Kappeln, nördlich von Lauterecken (Boy et al. 1990).

Stratigraphische Position: In Siltsteinen dicht über dem Sandsteinhorizont R6, aber dicht unter dem Kappeln- bzw. Pfarrwald-Schwarzschiefer.

Laterale Verbreitung: Fast überall im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken; in der Pfälzer Mulde von Niederkirchen bis Alsenz und Münsterappel-Niederhausen; von Alsenz weiter nordwestwärts über den Pfälzer Sattel hinweg; in der Nahe-Mulde von Odernheim bis Kusel mit einer Unterbrechung bei Grumbach, westlich von Lauterecken; in den Bohrungen „Rehborn 6“ und „Rehborn 7“.

Fazies: Hell- bis bräunlichgrau, gelblich, ocker. Gesamtmächtigkeit bis zu 75 cm einschließlich tuffitischer Lagen. Mächtigkeit einzelner primärer Tufflagen bis zu 20 cm. In der Bohrung „Rehborn 7“ enthält der Kappeln-Tuff an seiner Basis drei primäre Aschenfallhorizonte (zusammen 7 cm mächtig), überlagert von einer 14 cm mächtigen tuffitischen Turbiditlage mit geringer Beimengung von detritischem Material und einer 25 cm mächtigen siliziklastischen Turbiditeinheit mit geringen Gehalten an pyroklastischem Material (Abb. 9, B). Der Kappeln-Tuff ist dünn- bis dickgeschichtet, selten laminiert; bestehend aus mehreren eben, wellig oder flaserig geschichteten Tufflagen, gelegentlich sind dünne (kleiner 4 cm) Siltsteine oder pflanzenhäckselreiche Horizonte zwischengelagert. Primäre Aschenfallhorizonte werden häufig von turbiditischen Einheiten überlagert. Tufflagen sind meist normal gradiert. Bis zu 1,5 mm große Biotite und 1 mm lange Splitterquarze. Turbiditlagen enthalten Schrägschichtung, diapirartige Entwässerungsstrukturen und Pflanzenhäcksel. Schichtuntergrenzen einzelner Tufflagen meist eben, Obergrenzen dagegen oft unregelmäßig oder mit Übergang zu Siliziklastika. Unterschiedlich starke Vermischung der Asche mit detritischem Material bildete Tuffite mit Übergängen hin zu siliziklastischen Sedimenten. Einzellagen innerhalb des Kappeln-Tuffs zeigen kleine Schrägschichtungsstrukturen, kleine Erosionsrillen, Strömungsrippel, Rutschstrukturen, Belastungsmarken und diapirartige Entwässerungsstrukturen.

Ablagerungsmilieu: Prodelta bis Deltafront, primäre Aschenablagerungen häufig gekoppelt mit sekundären turbiditischen Aschenströmen (tuffitische Turbidite).

Stratigraphische Bedeutung: Sehr hoch. Wichtigster tephrostratigraphischer Leithorizont der Meisenheim-Formation (eventuell der gesamten Glan-Gruppe) aufgrund seiner weiten lateralen Verbreitung und seiner Mächtigkeit.

Gaugrehweiler-Tuff

Nomenklatur: KÖNIGER et al. (1995).

Typuslokalität: Weganschnitt und Gesteinsbruchstücke nordöstlich von Gaugrehweiler (diese Arbeit).

Stratigraphische Position: In Siltsteinen relativ dicht unter dem Sandsteinhorizont R7. Laterale Verbreitung: Relativ weitverbreitet in der Pfälzer Mulde im Raum Heimkirchen und von Rockenhausen bis Alsenz und Münsterappel; von Alsenz weiter nordwestwärts über den Pfälzer Sattel hinweg; in der Nahe-Mulde beschränkt auf den Bereich zwischen Odernheim, Meisenheim und Obermoschel.

Fazies: Häufig gelblichweiß bis orange, auch ocker und bräunlichgrau. Gesamtmächtigkeit bis zu 15 cm. Meist dünngeschichtet, selten laminiert, bestehend aus mehreren eben bis schwach wellig geschichteten, bis zu 7 cm mächtigen Tufflagen; lokal von sehr dünnen (kleiner 1 mm) dunklen Siltsteinen zwischengelagert. Tufflagen erscheinen massiv, sind aber überwiegend normal gradiert. Schichtuntergrenzen meist eben, Obergrenzen eben bis leicht wellig und unregelmäßig. Gelegentlich bis zu 0,8 mm große Biotite und 0,5 mm lange Splitterquarze, häufig schichtparallel angeordnet. Primäre Asche teilweise mit siliziklastischem Material vermischt. Einzelne Tufflagen lokal lateral auskeilend.

Ablagerungsmilieu: Prodelta bis Deltafront.

Stratigraphische Bedeutung: Hoch bis sehr hoch.

Klauswald-Tuff

Nomenklatur: T. SCHINDLER (mdl. Mitt., 1997).

Typuslokalität: Grabung am Klauswald südlich von Odernheim (mdl. Mitt. T. SCHINDLER, 1997).

Stratigraphische Position: In bituminösen Tonsteinen des Klauswald-Schwarzschiefers. Laterale Verbreitung: Sehr beschränkt; in der Pfälzer Mulde nur südöstlich von Würzweiler und in der Bohrung „Gehrweiler 1“; in der Nahe-Mulde nur bei Odernheim. Fazies: Hell- bis mittelgrau, ockerbraun. Gesamtmächtigkeit bis zu 2 cm. Laminiert bis feingeschichtet; normal gradiert. Schichtgrenzen eben. Ablagerungsmilieu: Offen-lakustrin. Stratigraphische Bedeutung: Unbedeutend.

Humberg-Tuff

Nomenklatur: Boy et al. (1990).

Typuslokalität: Straßenanschnitt und kleine Aufschlüsse nördlich des Humbergs nordöstlich von Odernheim (Boy et al. 1990).

Stratigraphische Position: In bituminösen Tonsteinen des Humberg-Schwarzschiefers. Laterale Verbreitung: Relativ weitverbreitet in der Pfälzer Mulde von Gehrweiler bis Münsterappel-Niederhausen; in der Nahe-Mulde bei Odernheim und von Homberg bis Kusel; in der Bohrung „Gehrweiler 1“.

Fazies: Mittelgrau bis ockerbraun, gelegentlich rötlich. Gesamtmächtigkeit bis zu 30 cm einschließlich turbiditischer Ablagerungen und geringmächtiger Siltsteinlagen. Laminiert bis feingeschichtet, bestehend aus mehreren (mind. 10) horizontal bis schwach wellig geschichteten, häufig normal gradierten, bis zu 2 cm mächtigen Tufflagen. Meist messen diese Lagen aber nur wenige mm und sind teils von sehr dünnen (kleiner 1 mm) bituminösen Tonsteinen zwischengelagert (vgl. Abb. 10). Schichtgrenzen primärer Aschenfallhorizonte fast immer eben. Lokal bis zu 7 cm mächtige tuffitische Turbiditlagen (Abb. 11), teilweise mit Übergang zu Siliziklastika. Diese Mikroturbidite zeigen ebene, wellige, flaserige, Schräg-, gelegentlich auch Wickelschichtung, kleine Erosionsrillen, Belastungsmarken, Strömungsrippel sowie gelegentlich eine erosive Basis und enthalten Tonsteinklasten, Pflanzenhäcksel und diapir- bis gangartige Entwässerungsstrukturen. Neben den Aschenturbiditen besteht fast keine siliziklastische Verunreinigung von Tufflagen. Gelegentlich treten bis 1 mm große Biotite sowie 0,5 mm lange Splitterquarze auf, meist schichtparallel eingeregelt. Lokal Verbiegungen, Überschiebungen und Auskeilen einzelner Tufflagen aufgrund des Abrutschens von unverfestigten Tonsteinpaketen, die den Humberg-Tuff enthalten. Besonderes Merkmal: Lokal spaltet der Humberg-Tuff in zwei Horizonte auf, die durch eine bis zu 140 cm mächtige Tonstein-Abfolge voneinander getrennt sind, z.B. südöstlich von Würzweiler.

Ablagerungsmilieu: Offen-lakustrin.

Stratigraphische Bedeutung: Hoch.

Neben diesen tephrostratigraphischen Haupthorizonten treten im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken noch zahlreiche weitere, sehr geringmächtige (kleiner 2 cm) und unscheinbare Tuffhorizonte mit einer jeweils sehr begrenzten lokalen Verbreitung auf. Sie wurden bisher aufgrund ihrer stratigraphischen Bedeutungslosigkeit noch nicht benannt.

HEIM (1970) erwähnte, dass „Kaolin-Tonsteine“ (Tuffe) aus dem unteren Abschnitt des „Rotliegend“ verstärkt im südwestlichen Saar-Nahe-Becken auftreten, wohingegen die „Kaolin-Tonsteine“ des oberen Abschnitts gehäuft im nordöstlichen Beckenbereich zu finden sind. Dies kann auf die synsedimentäre Verlagerung des Depozentrums innerhalb des Beckens nach Nordosten zurückgeführt werden, da das Auftreten von Tuffhorizonten in bestimmten Beckenbereichen auf ihr jeweiliges Ablagerungsmilieu und das daraus resultierende Erhaltungspotential der Aschen zurückzuführen ist. Das höchste

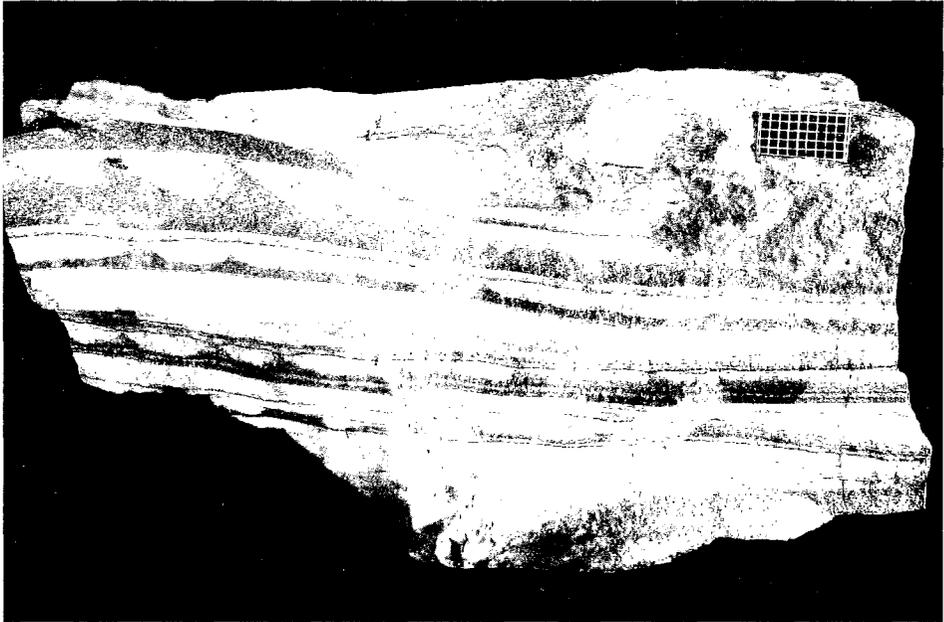


Abb. 11: Handstück des Humberg-Leithorizontes. Dieses enthält zahlreiche gelbliche tuffitische Horizonte (hell), denen graue Tonsteinlagen des offen-lakustrinen Milieus zwischengelagert sind. Die normal gradierten Tuffitlagen entwickelten Belastungsmarken an ihrer Basis und werden als Mikroturbidite interpretiert. Der Maßstab oben rechts misst 1 cm.

Erhaltungspotential bestand dabei im Gebiet des jeweiligen Depozentrums, womit sich der Bereich der besten Erhaltung von Aschenlagen gleichzeitig lateral nach Nordosten als auch stratigraphisch zum Hangenden hin verschob.

6. Interpretation von Faziesmerkmalen

Horizontal geschichtete, ungestörte und normal gradierte Tuffhorizonte mit meist ebenen Schichtgrenzen zeigen eine Aschenablagerung in ein stehendes Gewässer (See) an (offen-lakustrin; Prodelta bis Deltafront). Nur selten wurden diese Aschenlagen durch tiefreichende Wellenbewegungen wie z.B. während Stürmen aufgearbeitet. Dies ist aber nach BOY & HARTKOPF (1983) eher auf eine schützende Wirkung von Algenmatten an der Wasseroberfläche als auf das generelle Fehlen von Sturmereignissen zurückzuführen. Eindeutige Hinweise auf Bioturbation von Aschenlagen wurden nicht gefunden, was möglicherweise auf die Abwesenheit von grabenden Organismen im anoxischen Milieu am Seeboden zurückzuführen ist.

Laminierte und feingeschichtete tephrostratigraphische Horizonte, die aus mehreren geringmächtigen Tufflagen aufgebaut sind, entstanden durch verschiedene aufeinanderfolgende Aschenfallereignisse (Abb. 10). Dabei zeigen zwischengelagerte, sehr geringmächtige siliziklastische oder bituminöse Lagen zwischen einzelnen Tufflagen kurze Eruptionspausen an (vgl. Kap. 7).

Dagegen entstanden tuffitische Turbiditlagen aus aufgearbeiteter vulkanischer Asche meist kurz nach der Ablagerung größerer Mengen primärer Asche. Dies wird durch das

Fehlen von rein siliziklastischen oder bituminösen Lagen zwischen Tuff- und Tuffithorizonten sowie durch Entwässerungsstrukturen innerhalb von Tufflagen im Liegenden mächtigerer Aschenturbidite angedeutet (vgl. Abb. 9, A), wobei die Auflast der Turbiditeinheit häufig eine Entwässerung der liegenden primären Aschenschicht bewirkte. Die sekundären Aschenturbidite entstanden infolge einer schnellen Überladung mit pyroklastischem Material an den relativ steilen Seeuferabhängen, was dann aufgrund eines gravitativen Kollaps oder ausgelöst durch Erdbeben zu einer turbiditischen Strömung und Ablagerung führte. Solche massigen tuffitischen Turbiditeinheiten sind in ihrem proximalen Ablagerungsbereich im Prodelta und Deltafront-Milieu bis zu 35 cm mächtig (z.B. im St. Alban- und Kappeln-Tuff, Abb. 9, A und B), wohingegen sie zum offen-lakustrinen Milieu hin in ihrem distalen Ablagerungsbereich an Mächtigkeit abnehmen (z.B. Mikroturbidite im Humberg-Tuff, Abb. 11). Solche Aschenturbidite enthalten gelegentlich höhere Anteile an detritischem Material und Pflanzenhäckseln. Die Abfolge innerhalb einer Turbiditeinheit von horizontaler Lamination, Rippelschrägschichtung und horizontaler Schichtung zum Hangenden hin deutet eine abnehmende Strömungsgeschwindigkeit an (KÖNIGER & STOLLHOFEN 2000). Im Allgemeinen verringert sich das Erhaltungs- und Erkennungspotential der durch Turbidite aufgearbeiteten Aschen. Allerdings kann die Ablagerung sekundärer Aschenturbidite auf primäre Aschenfallhorizonte die Mächtigkeit eines tephrostratigraphischen Horizontes vergrößern (z.B. bis zu 75 cm im Kappeln-Tuff) und dadurch dessen Erhaltungspotential sowie stratigraphische Bedeutung erhöhen. Eine detaillierte Erläuterung zu diesen Aschenturbiditen geben KÖNIGER & STOLLHOFEN (2000).

Tuffhorizonte im Ablagerungsbereich einer Deltaebene (z.B. Pappelberg-Tuff) zeigen häufig Strömungsrippel, Aufarbeitung, Erosionsstrukturen und Rippelschrägschichtung aufgrund einer höheren Strömungsenergie in diesem Milieu. Eine normale Gradierung zeigt dabei eine subaquatische Aschenablagerung an. Dagegen wurden terrestrische Aschenlagen meist vollständig erodiert, z.B. durch Niederschläge.

7. Häufigkeit von Aschenfallereignissen

Neben den lateral weit verbreiteten tephrostratigraphischen Leithorizonten der Meisenheim-Formation deutet das lokal begrenzte Auftreten zahlreicher geringmächtiger Tufflagen auf häufige vulkanische Ausbrüche und damit verbundene Aschenfallereignisse (während der Ablagerung der untersuchten Sedimentabfolge) hin. Insgesamt können z.Z. mehr als 40 verschiedene Tuffhorizonte unterschieden werden, es ist aber davon auszugehen, dass weitere geringmächtige Lagen aufgrund ihrer Unscheinbarkeit und den teils schlechten Aufschlussverhältnissen bisher übersehen wurden. Hieraus lässt sich eine hohe Frequenz von Aschenfallereignissen während der Meisenheim-Formation ableiten.

Der exakte Zeitraum zwischen der Ablagerung zweier Aschenlagen lässt sich nur schwer bestimmen, besonders in fluvial beeinflussten Abschnitten der Sedimentabfolge. Dagegen kann man in offen-lakustrinen, laminierten, bituminösen Tonsteinabfolgen (Schwarzschieferbänken) das Zeitintervall zwischen zwei Tuffhorizonten anhand der Mächtigkeit der Tonsteine ermitteln. Innerhalb solcher, über relativ lange Zeiträume gebildeter Schwarzschieferbänke wurden selbst geringmächtige Tufflagen hervorragend erhalten, womit diese Tonsteinabfolgen die Eruptionsgeschichte über einen bestimmten Zeitabschnitt genau dokumentieren. Die Schwarzschieferbänke sind aus dunklen und hellen „nicht-glazialen Warven“ zusammengesetzt, wobei die Sedimentation der laminierten Tonsteine im offen-lakustrinen Milieu von eutrophen, thermisch und chemisch geschichteten Seen erfolgte (vgl. STAPF 1989). Dabei kam es zu einem kurzfristigen Mas-

sensterben von unter anaeroben Bedingungen lebenden Cyanobakterien, deren Überreste beim Absinken in die anoxische Bodenwasserzone Pyritbildung hervorriefen und die dunklen Laminae bildeten. Die mächtigeren, hellen Laminae entstanden durch den nachfolgenden detritischen Sedimenteintrag im übrigen Zeitraum des Jahres (vgl. DICKMAN 1985; BANGERT 1994). Nach BANGERT (1994) repräsentiert ein Laminarpar (laminae couplet) aus dunkler und heller Lage in den offen-lakustrinen Schwarzschieferbänken des Saar-Nahe-Beckens jeweils einen Ablagerungszeitraum von einem Jahr, wobei die durchschnittliche Mächtigkeit von laminae couplets 0,38 mm beträgt. Unter Berücksichtigung dieses Wertes lässt sich aus der Mächtigkeit laminiertes Tonsteinabfolgen zwischen Tuffhorizonten der Zeitraum zwischen diesen Aschenfallereignissen bestimmen, wie nachfolgend an einigen Beispielen gezeigt wird.

In zwei Aufschlüssen des Rehborn-Schwarzschiefers nördlich von Alsenz bzw. nördlich von Rehborn findet man jeweils zwei Tufflagen, die beide aufgrund einer lateralen Aufspaltung (siehe oben) dem Hesselberg-Tuff zugeordnet werden. An beiden Lokalitäten sind den tephrostratigraphischen Horizonten eine 101 bis 102 cm mächtige Abfolge laminiertes bituminöser Tonsteine zwischengelagert, was einen Zeitraum von etwa 2670 Jahren repräsentiert. In einem Aufschluss des Humberg-Schwarzschiefers südöstlich von Würzweiler zeigt eine etwa 140 cm mächtige Tonsteinabfolge zwischen zwei (lateral aufgespalteten) Tufflagen des Humberg-Tuffs eine Zeitspanne von etwa 3680 Jahren zwischen den Aschenfallereignissen an. In der Bohrung „Oberhausen 1“ sind vier, jeweils 1 cm mächtige Tuffhorizonte im Rehborn-Schwarzschiefer durch 181 cm, 120 cm und 41 cm mächtige Tonsteinabfolgen voneinander getrennt, was Zeiträumen von etwa 4760, 3160 bzw. 1080 Jahren entsprechen würde. Zwei 7 und 19 cm mächtige laminierte Tonsteinablagerungen zwischen drei Tuffhorizonten innerhalb des Klauswald-Schwarzschiefers in der Bohrung „Gehrweiler 1“ deuten Zeitspannen von etwa 185 und 500 Jahren an, wohingegen ein 21 cm mächtiges Tonsteinpaket zwischen zwei Tuffen im Pfarrwald-Schwarzschiefer auf eine Dauer von etwa 550 Jahre hinweist.

Darüber hinaus bauen sich viele der tephrostratigraphischen Leithorizonte der Meisenheim-Formation aus mehreren, meist unmittelbar übereinanderliegenden Tufflagen auf, was auf kurz aufeinanderfolgende Eruptionen bzw. Aschenfallereignisse hinweist. Dabei zeigen geringmächtige (kleiner 1 mm) siliziklastische oder bituminöse Horizonte zwischen einzelnen Tufflagen innerhalb tephrostratigraphischer Horizonte kurze Eruptionspausen an. Weniger als 0,5 mm mächtige bituminöse Tonsteinlagen entsprechen dabei einem Ablagerungszeitraum bzw. Eruptionspause von etwa einem Jahr (vgl. BANGERT 1994). Dies würde z.B. für den aus mindestens 14 Einzeltufflagen bestehenden Odernheim-Tuff (Abb. 10) einen Entstehungszeitraum von möglicherweise 14 Jahren andeuten.

Diese relativ kurzen Zeitspannen von teilweise weniger als 200 Jahren zwischen der Ablagerung einzelner pyroklastischer Lagen im offen-lakustrinen (und Prodelta-) Milieu weisen auf zahlreiche Aschenfallereignisse im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken während der Entstehung der Meisenheim-Formation hin. Eine solche Häufigkeit kann auch für Zeiten mit weitverbreiteten fluvio-deltaisch dominierten Ablagerungsverhältnissen angenommen werden, nur bestand hier ein deutlich geringeres Erhaltungspotential der vulkanischen Aschenlagen gegenüber Tephralagen in lakustrin dominierten Abschnitten, weswegen in fluvio-deltaischen Abfolgen nur verhältnismäßig wenige tephrostratigraphische Horizonte auftreten.

8. Herkunft der Aschen

Die Eruptionszentren sehr alter pyroklastischer Ablagerungen wie den karbonisch-permischen Aschentuffen des Saar-Nahe-Beckens sind meist nicht mehr sichtbar, da die

Vulkane häufig vollständig erodiert wurden. Die Richtung, in der sich das Eruptionsgebiet einer bestimmten distalen Aschenlage befand, lässt sich aber anhand lateraler Korngrößenverteilungen juveniler, alterationsresistenter Minerale im entsprechenden Tuffhorizont ermitteln, da ihre Korngröße während der Windverdriftung generell mit zunehmender Entfernung vom Eruptionszentrum abnimmt. Dabei können aber verschiedene Faktoren wie wechselnde Windrichtungen und -stärken das Korngrößenverteilungsmuster beeinflussen (vgl. KÖNIGER 1999).

Trotz des relativ kleinen Arbeitsgebietes im nordöstlichen Saar-Nahe-Becken (Abb. 1) kann in fast allen untersuchten Aschentuffen eine deutliche laterale Korngrößenabnahme bei Splitterquarz, Zirkon, Apatit und Biotit von Süden nach Norden beobachtet werden. Dies weist auf Eruptionszentren südlich des Saar-Nahe-Beckens hin (KÖNIGER et al., im Druck). Unter Berücksichtigung der paläogeographischen Lage des Saar-Nahe-Beckens im obersten Karbon bei etwa 10° nördlicher Breite (ZIEGLER 1990) korreliert eine Windverdriftung der Aschenwolken nach Norden hin gut mit globalen atmosphärischen Zirkulationsmustern von PARRISH (1982) und PARRISH & PETERSON (1988), die für das Oberkarbon in diesen Breiten überwiegend Paläowindrichtungen aus Süden anzeigen. Eine Herkunft des pyroklastischen Materials von Vulkanen innerhalb des Beckens, wie z.B. von BURGER (1990) im Bereich der Metz-Hunsrück-Südrandstörung vermutet, kann aufgrund dieser lateralen Korngrößenverteilungen sowie dem vollständigen Fehlen anderer vulkanischer Ablagerungen (z.B. Lavaströme, Ignimbrite) in der Glan-Gruppe ausgeschlossen werden. Zudem zeigt kein Tuffhorizont eine Mächtigkeitzunahme nach Westen hin, auch nicht die gut erhaltenen Leithorizonte wie Humberg-, Odernheim- oder Jeckenbach-Tuff innerhalb weitverbreiteter lakustriner Systeme (vgl. STAFF 1990b), was bei der kurzen Entfernung zu Schloten an der Metz-Hunsrück-Südrandstörung zu erwarten wäre. Auch eine Aschenherkunft aus dem Odenwald östlich des Saar-Nahe-Beckens ist wenig wahrscheinlich.

Maximale Korngrößen juveniler Komponenten in den Tuffen der Meisenheim-Formation deuten bei einem Vergleich mit anderen distalen Aschenfallablagerungen (z.B. Banelier- und Mazama-Tuff, USA, HEIKEN & WOHLETZ 1985; Aschenlagen der Mount St. Helens-Ausbrüche 1980, USA, SARNA-WOJCICKI et al. 1981) eine Entfernung der Eruptionsgebiete bis zu 400 km südlich des Saar-Nahe-Beckens an (KÖNIGER et al., im Druck).

Die petrographischen und geochemischen Zusammensetzungen der Tuffe der Meisenheim-Formation (vgl. KÖNIGER 1999) zeigen eine Ähnlichkeit der meisten (rhyolitisch-rhyodazitischen) Aschen mit variskischen S-Typ-Granitoiden des Moldanubikums auf und deuten daher stark auf ihre Herkunft aus dem Bereich des Mittleren und Nördlichen Schwarzwaldes sowie der Nördlichen Vogesen hin, etwa 100 bis 150 km südlich des Saar-Nahe-Beckens, oder aus vergleichbaren angrenzenden Gebieten, die heute von post-paläozoischen Ablagerungen überdeckt sind (KÖNIGER et al., im Druck). Obwohl diese variskischen Massive stark abgetragen wurden, dokumentieren LEBEDE & FRÖHLER (1996) Relikte von drei permischen Rhyolithvulkanen in der Baden-Baden-Senke im Nordschwarzwald. Die Existenz hochexplosiver Caldera-Vulkane zu jener Zeit ist wahrscheinlich, wie z.B. durch den caldera-ausfüllenden rhyolitischen Münstertal-Ignimbrit im Südschwarzwald angedeutet wird (SCHALTEGGER 1999).

Eine Ausnahme bildet der trachytische Hesselberg-Tuff, der eine Verwandtschaft zu intra-alpinen variskischen I-Typ-Granitoiden wie z.B. im Aar-Massiv (Schweiz) aufzeigt (KÖNIGER 1999). Seine Abstammung wird daher aus einem vulkanischen Inselbogen-Milieu angenommen, wie es im späten Oberkarbon und frühen Perm im Gebiet der heutigen Zentralalpen existierte, etwa 350 bis 400 km südlich des Saar-Nahe-Beckens (KÖNIGER et al., im Druck).

9. Mögliche Volumen einzelner Aschenfallhorizonte

Volumen rezenter und prähistorischer vulkanischer Fallablagerungen können anhand von Isopachenkarten angenähert bestimmt werden, wobei diese Mengenabschätzungen aber im Allgemeinen zu niedrig ausfallen, da der Anteil von weitverdriftetem, feinkörnigem Material das Volumen der kartierbaren Ablagerungen übersteigen kann. Zudem werden geringmächtige Aschenlagen in distalen Bereichen schnell erodiert oder durch Bodenbildung unkenntlich gemacht. Nach SPARKS et al. (1997) gibt es nur sehr wenige weitverbreitete vulkanische Fallablagerungen, die auch noch in über 100 km Entfernung vom Schlot verlässliche Daten liefern, mit Ausnahme von Ablagerungen, die direkt nach ihrer Eruption untersucht wurden wie z.B. die Tephralagen der Ausbrüche des Mount St. Helens (USA) 1980. Die Aschenschicht der Eruption vom 18. Mai war in 200 km Entfernung vom Vulkan etwa 3 cm mächtig, wobei in dieser Entfernung der Tephrafächer einen Durchmesser von 160 km hatte (SARNA-WOJCICKI et al. 1981). Die 15 cm-Isopache der Mount Mazama-Fallablagerung, die vor etwa 6600 Jahren am Crater Lake (USA) eruptierte, umschließt eine Fläche von etwa 200×100 km, die gesamte Tephrafläche überlagert aber ein bis zu 1700 km langes und 1100 km breites Gebiet (etwa $900\,000$ km²; FRYXELL 1965; WILLIAMS & GOLES 1968). Zwei Tephrafallablagerungen der Kelut-Ausbrüche auf Java 1919 bedecken Gebiete von etwa 550×100 bzw. 420×140 km (WILCOX 1959).

Um Vergleiche von Tephravolumina verschiedener Eruptionen vornehmen zu können, empfahlen SPARKS et al. (1997) das Volumen unverfestigter Tephralagen in ein entsprechendes Volumen von blasenfreiem Magma umzurechnen. Dieses wird als dense rock equivalent (DRE) ausgedrückt. Um ein DRE-Volumen berechnen zu können, ist es notwendig, die durchschnittliche Gesamtdichte einer Ablagerung abzuschätzen. Die Dichte kann aber lateral innerhalb einzelner Lagen vom proximalen zum distalen Bereich deutlich variieren. Die niedrigste Gesamtdichte hat frisch abgelagerte feinkörnige Asche. So wurde z.B. im distalen Teil der Aschenfallablagerung des Mount St. Helens-Ausbruchs vom 18. Mai 1980 nur eine Dichte von $0,3$ g/cm³ ermittelt (SARNA-WOJCICKI et al. 1981). Aufgrund der lateral variierenden Werte kann es bei der Umrechnung des Volumens einer unverfestigten Aschenlage in ein DRE-Volumen zu großen Ungenauigkeiten kommen, weshalb besonders bei älteren Tephraschichten nur relativ grobe Abschätzungen ihrer DRE-Volumen zu erwarten sind.

Volumenbestimmungen alter Tephraablagerungen wie den Aschentuffen des Saar-Nahe-Beckens sind wegen des Einflusses verschiedener Faktoren wie Ablagerungsmilieu, Aufarbeitung, variierende Kompaktionsgrade und Dichte, asymmetrische Form und unbekanntes Gesamtausdehnung des Ablagerungsfächers kompliziert. Trotz des relativ kleinen Arbeitsgebietes (etwa 50×20 km; vgl. Abb. 1) im Vergleich zur angenommenen wesentlich weiteren geographischen Verbreitung der untersuchten tephrostratigraphischen Horizonte und unter Berücksichtigung ihrer wahrscheinlichen Herkunft konnten aber für einige Tufflagen der Meisenheim-Formation Mindestvolumen der unverfestigten Aschenschicht abgeschätzt werden. Hierfür ist die Bestimmung der ursprünglichen Tephramächtigkeit notwendig. HENK (1990) nahm für eine Sand-/Tonstein-Wechselagerung im „Unterrotliegend“ des Saar-Nahe-Beckens einen Kompaktionsgrad von etwa 40% an. Dieser Wert wird hier auf die feinkörnigen Aschenlagen übertragen. Im Gegensatz dazu schätzte BURGER (1990) bei oberkarbonen „Kohlentonssteinen“ (Tuffe) des Saar-Lothringen-Gebietes einen Kompaktionsgrad von 60%.

Nachfolgend werden zwei Beispiele aus dem Kappeln- und St. Alban-Tuff diskutiert. Die mächtigste primäre Einzeltufflage im Arbeitsgebiet mit einer Mächtigkeit von 20 cm tritt innerhalb des Kappeln-Leithorizontes auf. Ein Kompaktionsgrad von 40% voraus-

gesetzt, entspricht das einer ursprünglichen Mächtigkeit von etwa 33 cm. Bei einer Größe des Arbeitsgebietes von 1000 km² deutet dies ein Volumen der unverfestigten Aschenlage von 0,33 km³ an. Da das mögliche Eruptionszentrum in der Schwarzwald/Vogesen-Region lag, betrug die Transportweite der Asche etwa 200 km. Bei Annahme einer fächerförmigen Tephraablagerung von mindestens 200 km Länge und durchschnittlich 100 km Breite würde dieser Fächer ein Gebiet von wenigstens 20 000 km² überdecken – und dies wäre ein sehr kleines Gebiet im Vergleich zu anderen Tephraablagerungen! Daraus ergibt sich ein minimales Aschenvolumen von 6,6 km³. Da anzunehmen ist, dass der Aschentransport sehr viel weiter nach Norden hin erfolgte und der Tephrafächer breiter als 100 km war, kann man davon ausgehen, dass ursprünglich ein sehr viel ausgedehnteres Gebiet von dieser Aschenschicht überdeckt und daher ihr Volumen deutlich größer war. Zudem dürfte die Mächtigkeit der Ablagerung zum Eruptionszentrum hin zugenommen haben, was das ursprüngliche Volumen zusätzlich erhöht. Möglicherweise umfasste dieses Aschenfallereignis mehr als 12 km³ loser, unverfestigter Asche.

Innerhalb des St. Alban-Leithorizontes findet man eine 13 cm mächtige primäre Tufflage, was auf eine ursprüngliche Aschenmächtigkeit von 22 cm hinweist. Unter Berücksichtigung der gleichen Vorgaben wie für den Kappeln-Leithorizont ergibt sich für diese Fallablagerung im Arbeitsgebiet ein Aschenvolumen von etwa 0,22 km³. Bei einer Fläche von 20 000 km² deutet dies ein Mindestvolumen von 4,4 km³ an, wobei aufgrund der oben aufgeführten Aspekte das Volumen dieser Fallablagerung möglicherweise 8 km³ überstieg.

Um die Eruptionsmengen der Saar-Nahe-Tuffe mit anderen distalen Fallablagerungen vergleichen zu können, müssen sie in DRE-Volumen umgerechnet werden. Hierbei wird eine ursprüngliche Dichte von 0,3 g/cm³ für die unverfestigten, rhyolitisch-rhyodazitischen Aschenlagen (vgl. SARNA-WOJCICKI et al. 1981) und eine Dichte von 2,2 g/cm³ für rhyolitische Schmelzen (vgl. WILLIAMS & McBIRNEY 1979) angenommen. Dabei ergeben sich aus den Aschenvolumen von 12 bzw. 8 km³ für die Einzellagen aus dem Kappeln- und St. Alban-Leithorizont DRE-Volumen von 1,6 bzw. 1,1 km³. Damit waren beide Eruptionseignisse deutlich größer als der Ausbruch des Mount St. Helens vom 18. Mai 1980, dessen Aschenfallablagerung ein DRE-Volumen von nur 0,2 km³ hatte (SARNA-WOJCICKI et al. 1981; Abb. 12). Dagegen umfasst der etwa 170 000 km² bedeckende Nordost-Fächer des Laacher See-Ausbruchs vor etwa 11 000 Jahren ein DRE-Volumen von 3,3 km³ (BOGAARD 1983), das Aschenfallvolumen der Taupo-Eruption (Neuseeland) 186 n.Chr. etwa 5,8 km³ (WALKER 1980).

Um die Tuffhorizonte der Meisenheim-Formation aus dem nordöstlichen Saar-Nahe-Becken mit Aschenvolumen oberkarboner „Kohlentonsteine“ (Tuffe) aus dem Saar-Lothringen-Gebiet nach BURGER (1990) zu vergleichen, müssen die Volumenbestimmungen der Tufflagen aus dem Kappeln- und St. Alban-Leithorizont den Berechnungsgrundlagen von BURGER (1990) angepasst werden. Dieser geht von einem Aschenkompaktionsgrad von 60 % und einem Verbreitungsgebiet von 1600 km² aus. Unter diesen Voraussetzungen hätte die ursprüngliche Mächtigkeit der Tephralage im Kappeln-Leithorizont 50 cm betragen, womit ihr Aschenvolumen in einem 1600 km² großen Areal auf etwa 0,8 km³ geschätzt wird. Für die Fallablagerung im St. Alban-Leithorizont lässt sich entsprechend eine Mächtigkeit von 32,5 cm und ein Volumen von 0,51 km³ bestimmen. Der Vergleich mit den Daten von BURGER (1990) deutet an, dass die Tufflage aus dem Kappeln-Leithorizont wahrscheinlich zu den bedeutendsten Aschenfallereignissen im Saar-Nahe-Becken bis zum Beginn des beckeninternen Vulkanismus in der Nahe-Gruppe gehört.

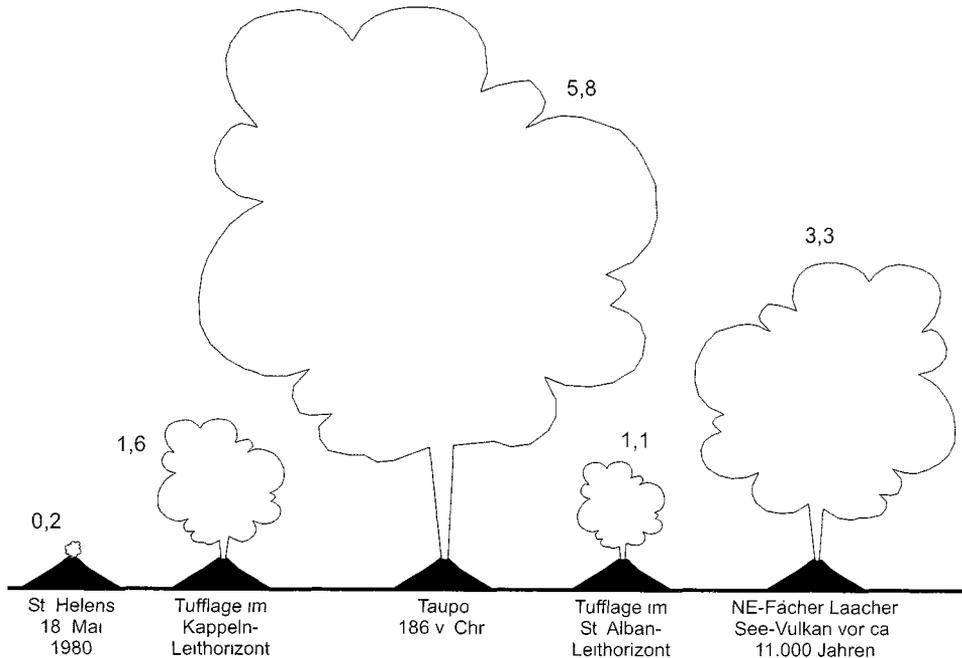


Abb. 12: Vergleich der ursprünglichen (Mindest-)Aschenvolumen der beiden Tufflagen aus dem Kappeln- und St. Alban-Leithorizont mit Volumen von Aschenfallablagerungen anderer Eruptionen. Die angegebenen Werte sind DRE (dense rock equivalent)-Volumen in km^3 . Literaturzitate für Mount St. Helens, Taupo und Laacher See siehe Text.

10. Chronostratigraphische Einstufung der Sedimentabfolge

Das Alter des Pappelberg-Tuffs im unteren Abschnitt der Meisenheim-Formation (vgl. Abb. 3) konnte durch eine SHRIMP-Zirkondatierung auf $297,0 \pm 3,2$ Ma bestimmt werden (KÖNIGER et al., im Druck). Damit lässt sich eine chronostratigraphische Einstufung der Meisenheim-Formation vornehmen.

Nach jahrzehntelangen Diskussionen um die international verbindliche Festlegung der Karbon/Perm-Grenze in einem marinen Standardprofil wurde nun der GSSP (Global Stratotype Section and Point) der Basis des Perms mit dem ersten Auftreten von *Streptognathodus isolatus* innerhalb der *S. wabaunsensis*-Conodonten-Chronokline, 27 m über der Basis der Lage 19 am Aidaralash-Bach in Nordkasachstan definiert (DAVYDOV et al. 1998).

Das Alter der Karbon/Perm-Grenze war (und ist) ebenfalls umstritten, da eindeutige Altersdatierungen aus den marinen Standardabfolgen fehlten. CLAUÉ-LONG et al. (1995, Abstract und Vortrag) lieferten erste SHRIMP-Zirkonalter von Tuffhorizonten aus marinen Karbon/Perm-Profilen des Urals, aus denen sie ein Alter von 298 Ma für die Karbon/Perm-Grenze ableiteten. Eine Zusammenstellung der Alter der datierten Tuffe sowie ihre biostratigraphische Einstufung geben ROBERTS et al. (1996) und SCHNEIDER (1996). KÖNIGER et al. (im Druck) diskutieren die chronostratigraphische Relevanz dieses Alters von 298 Ma sowie anderer für die Karbon/Perm-Grenze angegebener Altersdaten. Eine Ableitung des Alters der Karbon/Perm-Grenze von Tuffdatierungen aus dem Baden-

Baden- und Saar-Nahe-Becken wie von ROBERTS et al. (1995, 1996) vorgenommen, muss dagegen abgelehnt werden, da sich diese Tuffe in kontinentalen Abfolgen befinden, die biostratigraphisch nicht exakt mit den marinen Standardabfolgen korreliert werden können.

Unter Annahme der Karbon/Perm-Grenze bei 298 Ma nach CLAOUÉ-LONG et al. (1995) deutet das Alter des Pappelberg-Tuffs im unteren Abschnitt der Meisenheim-Formation darauf hin, dass deren Basis etwa mit der Karbon/Perm-Grenze zusammenfällt. Dies würde bedeuten, dass (1) die Meisenheim-Formation die unterste permische Abfolge im Saar-Nahe-Becken repräsentiert und (2) die liegenden Remigiusberg- bis Lauterecken-Formationen (vormalig Kusel-Gruppe) dem Oberkarbon zugerechnet werden müssen. Es muss hierbei allerdings berücksichtigt werden, dass aufgrund des Fehlerbereichs des Pappelberg-Tuffalters oder bei einer jüngeren Karbon/Perm-Grenze die Meisenheim-Formation ebenfalls ins oberste Karbon fallen könnte.

Schriften

- ATZBACH, O. & SCHWAB, K. (1971): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt 6410 Kusel. 96 S. (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz) Mainz.
- BANGERT, B. (1994): Analyse hochfrequenter Sedimentationszyklen in laminierten Tonsteinen des Permokarbon am Beispiel der Forschungsbohrung „Münsterappel 1“ (Saar-Nahe-Becken, SW-Deutschland). Diplomarbeit, Univ. Würzburg, 128 S., Würzburg. – [unveröff.].
- BOGAARD, P. VAN DEN (1983): Die Eruption des Laacher See Vulkans. Diss. Fakultät für Geowiss., Univ. Bochum, 348 S., Bochum.
- BOY, J. A. (1987): Die Tetrapoden-Lokalitäten des saarpfälzischen Rotliegenden (?Oberkarbon – Unter-Perm; SW-Deutschland) und die Biostratigraphie der Rotliegend-Tetrapoden. – Mainzer geowiss. Mitt., **16**, S. 31–65, Mainz.
- (1989): Zur Lithostratigraphie des tiefsten Rotliegend (?Oberkarbon – ?Unter-Perm) im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland). – Mainzer geowiss. Mitt., **18**, S. 9–42, Mainz.
- BOY, J. A. & FICHTER, J. (1982): Zur Stratigraphie des saarpfälzischen Rotliegenden (Oberkarbon – Unterperm; SW-Deutschland). – Z. deutsch. geol. Ges., **133**, S. 607–642, 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**, S. 331–394, Stuttgart.
- BOY, J. A. & HARTKOPF, C. (1983): Paläontologie des saarpfälzischen Rotliegenden. – Trefen deutsche paläont. Ges., Mainz, Exkursion C, 53, Mainz.
- 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.
- BURGER, K. (1990): Vulkanogene Glasscherben-Relikte in Kohlentonsteinen des Saar-Lothringer Oberkarbons sowie Herkunft und Menge der Pyroklastika. – Geol. Rdsch., **79**, S. 659–691, Stuttgart.
- CLAOUÉ-LONG, J. C. & JONES, P. J. & FOSTER, C. & ROBERTS, J. & MACKIN-LAY, S. (1995): Calibration of Late Paleozoic Time. 13th Internat. Congress on Carboniferous-Permian, Krakow, Abstract Volume, S. 24, Krakow.
- CODE-COMMITTEE of the Stratigraphic Commission of the DUGW (1977): Stratigraphische Richtlinien. – Newsl. Stratigr., **6**, S. 131–151, Berlin.

- DAVYDOV, V. I. & GLENISTER, B. F. & SPINOSA, C. & RITTER, S. M. & CHERNYKH, V. V. & WARDLAW, B. R. & SNYDER, W. S. (1998): Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Permian System. — *Episodes*, **21**, S. 11–17, Ottawa, Ontario.
- DICKMAN, M. (1985): Seasonal succession and microlamina formation in a meromictic lake displaying varved sediments. — *Sedimentology*, **32**, S. 109–118, Amsterdam.
- FALKE, H. (1954a): Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im pfälzischen Unterrotliegenden. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **99**, S. 298–360, Stuttgart.
- (1954b): Die Sedimentationsvorgänge im saarpfälzischen Rotliegenden. — *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, **36**, S. 32–53, Karlsruhe.
- (1974): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. — *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, **56**, S. 21–34, Karlsruhe.
- FRYXELL, R. (1965): Mazama and Glacier Peak volcanic ash layers: Relative ages. — *Science*, **147**, S. 1288–1290, Washington, D.C.
- 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, London.
- HABICHT, H. (1966): Die permokarbonischen Aufschlussbohrungen der Nahe-Senke des Mainzer Beckens und der Zweibrücker Mulde. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **115**, S. 631–649, Hannover.
- HANEKE, J. (1997): 625 m tiefe Forschungsbohrung bei Gehrweiler/Pfalz im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens. — *Geo-Forum Rheinland-Pfalz*, **1**, S. 25–29, Mainz.
- HANEKE, J. & STOLLHOFEN, H. (1994): Das lithostratigraphische Profil der Forschungsbohrung „Münsterappel 1“. — *Mainzer geowiss. Mitt.*, **23**, S. 221–228, Mainz.
- HEIKEN, G. & WOHLLETZ, K. (1985): *Volcanic ash*. 246 S., (Univ. Calif. Press) Berkeley.
- 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. (1990): *Struktur und geodynamische Entwicklung des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland)*. Diss. Fakultät für Geowiss., Univ. Würzburg, 242 S., Würzburg.
- (1993): *Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland)*. — *Geol. Rdsch.*, **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. Fakultät für Geowissenschaften, Univ. Würzburg, 269 S., Würzburg.
- KÖNIGER, S. & LORENZ, V. & STOLLHOFEN, H. & ARMSTRONG, R. (im Druck): *Origin and age of distal ash tuffs from the Carboniferous-Permian continental Saar-Nahe Basin (SW-Germany) and their stratigraphic relevance*. — *Int. J. Earth Sci.*, Berlin.
- KÖNIGER, S. & STOLLHOFEN, H. (2000): *Environmental and tectonic controls on preservation potential of distal fallout ashes in fluvio-lacustrine settings: The Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin, SW-Germany*. — In: WHITE, J. D. L. & RIGGS, N. (eds.): *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine settings*. Internat. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publ., **30**, 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.
- (1996): Tephrostratigraphie in kontinentalen Ablagerungsräumen: Beispiele aus dem permokarbonen Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland). — Internat. Meeting Sediment '96, Geozentrum Vienna, Abstract Volume, S. 82, Wien.
- (1997): Composition and deposition of tuff layers in fluvio-lacustrine settings: Examples from the Permocarboniferous Saar-Nahe Basin, SW-Germany. — *Volcanic Studies Group Annual Meeting 1997*, Cambridge. *J. Conf. Abs.*, **2**, S. 45, Cambridge.
- LEBEDE, S. & FRÖHLER, M. (1996): Die permischen Vulkanite der Badener Senke. — *Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, **84/85**, S. 151–176, Freiburg.
- 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 Sandsteinen aus Kaolin-Kohlentonsteinen als Korrelationsmarken für das mitteleuropäische Oberkarbon. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **32**, S. 119–150, Krefeld.
- McPHIE, J. & DOYLE, M. & ALLEN, R. (1993): Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. 197 S., Univ. of Tasmania (Centre for Ore Deposit and Exploration Studies), Hobart.
- MÖHRING, G. & SCHÄFER, A. (1990): Caliche im Stefan des Saar-Nahe-Beckens. — *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**, S. 63–80, Mainz.
- MÜLLER, S. (1995): Palynologische Untersuchungen an Seesedimenten der Bohrung Oberhausen 1 nördlich des Donnersbergs, Blatt 6213 Kriegsfeld (Unterrotliegend, Saar-Nahe-Becken). Diplomarbeit Univ. Freiburg, 60 S., Freiburg. — [unveröff.].
- PARRISH, J. T. (1982): Upwelling and petroleum source beds, with reference to Paleozoic. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **66**, S. 750–774, Tulsa, Okla.
- PARRISH, J. T. & PETERSON, F. (1988): Wind directions predicted from global circulation models and wind directions determined from eolian sandstones of the western United States — A comparison. — *Sedim. Geol.*, **56**, S. 261–282, Amsterdam.
- ROBERTS, J. & CLAOUÉ-LONG, J. C. & FOSTER, C. B. (1996): SHRIMP zircon dating of the Permian System of eastern Australia. — *Austral. J. Earth Sci.*, **43**, S. 401–421, Melbourne.
- ROBERTS, J. & CLAOUÉ-LONG, J. C. & JONES, P. J. & FOSTER, C. B. (1995): SHRIMP zircon age control of Gondwanan sequences in Late Carboniferous and Early Permian Australia. — In: DUNAY, R. E. & HAILWOOD, E. A. (eds.): *Non-biostratigraphical methods of dating and correlation*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **89**, S. 145–174, Edinburgh.
- SARNA-WOJCICKI, A. M. & SHIPLEY, S. & WAITT, R. B. JR. & DZURISIN, D. & WOOD, S. H. (1981): Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980. — In: LIPMAN, P. W. & MULLINEAUX, D. R. (eds.): *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. *U. S. Geol. Surv. Spec. Pap.*, **1250**, S. 577–600, Washington, D.C.
- 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.
- SCHALTEGGER, U. (1999): From metamorphism to magmatism and exhumation: Comparison of Variscan Vosges and Black Forest. — *Terra Nostra*, **99/1**, S. 173–174, Bonn.

- SCHNEIDER, J. W. (1996): Biostratigraphie des kontinentalen Oberkarbon und Perm im Thüringer Wald, SW-Saale-Senke – Stand und Probleme. – Beitr. Geol. Thüringen, **3**, S. 121–151, Jena.
- SECKENDORFF, V. VON (1990): Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen an permischen Magmatiten im Saarland (Blatt 6507 Lebach). – Ber. geol.-paläont. Inst. u. Museum Univ. Kiel, **39**, 232 S., Kiel.
- SPARKS, R. S. J. & BURSİK, M. I. & CAREY, S. N. & GILBERT, J. S. & GLAZE, L. S. & SIGURDSSON, H. & WOODS, A. W. (1997): Volcanic plumes. 574 S., (John Wiley) New York.
- STAPF, K. R. G. (1989): Biogene fluvio-lakustrine Sedimentation im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). – Facies, **20**, S. 169–198, Erlangen.
- (1990a): Einführung lithostratigraphischer Formationsnamen im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). – Mitt. Pollichia, **77**, S. 111–124, Bad Dürkheim.
- (1990b): Fazies und Verbreitung lakustriner Systeme im Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). – Mainzer geowiss. Mitt., **19**, S. 213–234, Mainz.
- STOLLHOFEN, H. (1991): Die basalen Vulkaniklastika des Oberrotliegend im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland): Zusammensetzung, Transport, Ablagerung und geodynamische Position permokarboner Synrift-Sedimente. Diss. Fakultät für Geowiss., Univ. Würzburg, 412 S., Würzburg.
- (1998): Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW-Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. – Sedim. Geol., **119**, S. 47–83, Amsterdam.
- STOLLHOFEN, H. & FROMMHERZ, B. & STANISTREET, I. G. (1999): Volcanic rocks as discriminants in evaluating tectonic versus climatic control on depositional sequences, Permian-Carboniferous continental Saar-Nahe Basin. – J. geol. Soc. London, **156**, S. 801–808, London.
- WALKER, G. P. L. (1980): The Taupo Pumice: product of the most powerful known (ultra-plinian) eruption. – J. volcanol. geotherm. Res., **8**, S. 69–94, Amsterdam.
- WILCOX, R. E. (1959): Some effects of recent volcanic ash falls with especial reference to Alaska. – U.S. geol. Surv. Bull., **1028**-N, S. 409–476, Washington, D. C.
- WILLIAMS, H. & GOLES, G. (1968): Volume of the Mazama ash-fall and the origin of Crater Lake Caldera. – In: DOLE, H. M. (ed.): Andesite Conference Guidebook. Oregon State Dept. Geol. miner. Indust. Bull., **62**, S. 37–41, Portland, Or..
- WILLIAMS, H. & MCBIRNEY, A. R. (1979): Volcanology. 397 S., (Freeman, Cooper & Co.) San Francisco.
- WITZKE, B. J. (1990): Palaeoclimatic constraints for Palaeozoic Palaeolatitudes of Laurentia and Euramerica. – In: MCKERROW, W. S. & SCOTese, C. R. (eds.): Palaeozoic palaeogeography and biogeography. Geol. Soc. London Mem., **12**, S. 57–73, London.
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Shell Int. Pet. My. B. V., 239 S., (Geol. Soc. Publ. House) Den Haag.

Anhang

Referenz, Lage, Tiefe und durchteufte Stratigraphie der im Text erwähnten Forschungsbohrungen

„Gehrweiler 1“ (HANEKE 1997): 1000 m östlich Gehrweiler, R 3412210 H 5493955; Tiefe 625 m; Top: Obere Thallichtenberg-Formation, Basis: etwa 20 m unter Jeckenbach-Schwarzschiefer.

„Monzingen 1“ (HABICHT 1966): 1500 m westlich Monzingen, R 3396950 H 5518690; Tiefe 2251,4 m; Top: Mittlere Nahe-Gruppe, Basis: Obere Remigiusberg-Formation.

- „Münsterappel 1“ (HANEKE & STOLLHOFEN 1994): am Nordostrand von Münsterappel, R 3419420 H 5511770; Tiefe 250 m; Top: Humberg-Schwarzschiefer, Basis: Sandsteinhorizont R2.
- „Oberhausen 1“ (MÜLLER 1995): 500 m südöstlich Oberhausen, R 3419125 H 5509570; Tiefe 40,5 m; Top: etwa 15 m über Rehborn-Schwarzschiefer, Basis: etwa 10 m unter Sandsteinhorizont R5.
- „Raumberg 1“ (KÖNIGER 1999): 400 m nördlich Raumbach, R 3403220 H 5510920; Tiefe 72 m; Top: 10 m über Sandsteinhorizont R5, Basis: Top des Sandsteinhorizontes R3.
- „Rehborn 6“ (KÖNIGER 1999): 1500 m nordöstlich Callbach, R 3407113 H 5509763; Tiefe 53 m; Top: 3 m über Kappeln-Tuff, Basis: etwa 4 m unter Odernheim-Schwarzschiefer.
- „Rehborn 7“ (KÖNIGER 1999): 2200 m nordöstlich Callbach, R 3407486 H 5510182; Tiefe 69,5 m; Top: 3 m über Sandsteinhorizont R7, Basis: Top des Odernheim-Schwarzschiefers.

Anschrift des Autors: Dr. STEPHAN KÖNIGER, Institut für Geologie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg, Pleicherwall 1, D-97070 Würzburg; E-Mail: stephan.koeniger@t-online.de.

Manuskript eingegangen am 8. 10. 1999