

Hochauflösende fluviolakustrine Sedimente des jüngeren Pleistozän aus dem Alfbachtal bei Gillenfeld (Westeifel) – erste Ergebnisse

MICHAEL PIRRUNG & GEORG BÜCHEL & KARL-HEINZ KÖPPEN

Kurzfassung: Im Alfbachtal im quartären Vulkanfeld der Westeifel führte die Eruption mehrerer Schlackenkegel während der Weichsel-Eiszeit zur Bildung einer Barriere, vor der sich eine bis zu 51 m mächtige Abfolge aus Lavaströmen und Sedimenten bildete. In einer Bohrung bei Gillenfeld besteht die Talfüllung über einer basalen 70 cm mächtigen mafischen Tephra aus einer unteren Abfolge etwa 22 m mächtiger pelitischer feingeschichteter Seesedimente und oberhalb einer Erosionsdiskordanz aus einer oberen Abfolge etwa 10 m mächtiger fluviolakustriner Grobklastika, Pelite und Mudden. Nach Radiokohlenstoff-Datierungen, Korrelation von Tephren und faziellen Korrelationen mit Sedimenten der Eifelmaare wurden die oberen fluviolakustrinen Sedimente zwischen etwa 14 600 und 11 800 BP und die unteren lakustrinen Pelite zwischen etwa 31 000 und 25 600 BP abgelagert. In dem Zeitraum von etwa 27 500 bis 25 700 BP eruptierten mindestens 13 Maare im Südost-Teil in der Westeifel. Mafische Maartephren in den Sedimenten des ehemaligen Alf-Stausees werden beschrieben und für einige dieser Tephren werden mögliche Eruptionspunkte diskutiert.

Abstract: In the Alf valley in the Quaternary Westeifel Volcanic Field the eruption of several scoria cones during the Weichsel Glacial resulted in the formation of a natural dam and an up to 51 m thick sequence of lava flows and sediments was formed upstream. In a drilling near Gillenfeld the valley fill consists of a basal 70 cm thick mafic tephra, a lower sequence of c. 22 m thick pelitic finely bedded lacustrine sediments and resting upon an erosional discordance an upper sequence of c. 10 m thick fluviolacustrine coarse clastics, pelites and organic lake sediments. According to radiocarbon dating, tephra chronology and facies correlation with sediments of Eifel maars the upper fluviolacustrine sediments were deposited between c. 14 600 and 11 800 BP and the lower lacustrine pelites between c. 31 000 and 25 600 BP. In the time interval from c. 27 500 to 25 700 BP at least 13 maars erupted in the SE-part of the Westeifel. Mafic maar tephra in the sediments of the former Alf Lake are described and for some of these tephra possible eruption centers are discussed.

Inhalt

1. Einleitung
2. Geologie um Gillenfeld
3. Material und Methodik
4. Ergebnisse der Bohrung Gillenfeld GWM1
 - 4.1. Lithologisches Profil
 - 4.2. Datierung des Bohrkerns
 - 4.3. Magnetische Suszeptibilität des Bohrkerns und potenzieller Liefergesteine

4.4. Geologische Interpretation der Schichtfolge

4.5. Ausblick

5. Zusammenfassung
Schriften**1. Einleitung**

Gillenfeld liegt auf der Topographischen Karte 1 : 25 000, Blatt 5807 Gillenfeld, im südöstlichen Teil des quartären Vulkanfeldes der Westeifel (Abb. 1), das sich zwischen Ormont im Nordwesten bis Bad Bertrich im Südosten über eine Länge von 50 km bei einer mittleren Breite von etwa 15 km erstreckt (BÜCHEL 1994). Die Vulkanite sind überwiegend undifferenzierte und K-reiche Leucitite, Nephelinite, Olivin-Nephelinite und Basanite (MERTES & SCHMINCKE 1985, BÜCHEL et al. 1986). Das Alter der Vulkane reicht von ca. 0,7 Ma bis ca. 11 000 Jahre BP (vor heute = 1950; SCHMINCKE & MERTES 1979, BÜCHEL & LORENZ 1982, MERTES & SCHMINCKE 1985, ZOLITSCHKA et al. 1995, SCHMINCKE 2000). Von den über 240 Eruptionspunkten sind mit 66 und 25 % Schlackenkegel und Maare die häufigsten Vulkantypen (BÜCHEL & MERTES 1982, BÜCHEL 1993).

Mit 9 wassererfüllten Maaren und mindestens 48 Trockenmaaren stellt die Eifel das klassische Maargebiet dar (STEININGER 1820). Die wassererfüllten Maare der Westeifel wurden von den Begründern der Limnologie als wissenschaftlich interessante und schützenswerte Gewässer erkannt und die mitteleuropäische Seentypenlehre wurde hier begründet (u. a. THIENEMANN 1914/15, s. VON HAAREN 1988, SCHARF & EHLSCHEID 1992). Außerdem sind sie seit längerem als hervorragende lakustrine Umwelt- und Klimaarchive mit jährlicher Schichtung (Warven) bekannt (u. a. NEGENDANK et al. 1990, ZOLITSCHKA 1990, 1992, NEGENDANK & ZOLITSCHKA 1993, BRAUER et al. 2000, ZOLITSCHKA et al. 2000). SIROCKO et al. (2005) untersuchten die Füllung vieler Trockenmaare und zweier wassererfüllter Maare der Eifel. Zahlreiche AMS ^{14}C - und einige Lumineszenz-Datierungen zeigen, dass dieses Umweltarchiv (Eifel Laminated Sediment Archive, ELSA) mindestens die letzten ca. 140 000 Jahre umfasst und eine Reihe von Eruptionen dokumentiert (SCHABER & SIROCKO 2005).

Die zeitliche Einstufung der Entstehung einiger Maare ist noch unsicher. Frühere ^{14}C -Datierungen an inkohlten Pflanzenresten aus den Tephren weichen z. T. deutlich von den an Sedimentkernen bestimmten ^{14}C -Altern bzw. pollenanalytischen Alterseinstufungen ab (vgl. STRAKA 1975, BÜCHEL & LORENZ 1982, 1984, USINGER 1984). Neuere Datierungen wurden von SCHABER & SIROCKO (2005) an Bohrkernen durchgeführt, die meist das Liegende der feinklastischen Seesedimente durchteuft haben. Eine zusammenfassende Bearbeitung von Tephren in Maarsedimenten wird im Rahmen des ELSA-Projektes an der Universität Mainz durchgeführt (SIROCKO, mdl. Mitt. 2007). Außerdem werden in einem zurzeit laufenden Projekt radiometrische Alter an Vulkaniten der Westeifel bestimmt (MERTZ, Universität Mainz, mdl. Mitt. 2007).

In den oberpleistozänen Maarsedimenten wurden zahlreiche Aschelagen (Tephren, Fallablagerungen) beobachtet (NEGENDANK 1984, 1989, NEGENDANK et al. 1990, LOTTER-MOSER et al. 1997, ZOLITSCHKA et al. 1995, BRAUER et al. 1999, 2000, ZOLITSCHKA et al. 2000, SCHABER & SIROCKO 2005). Die jüngsten Aschelagen stammen vom Ulmener Maar, im Holzmaar datiert auf 11 000 Warvenjahre BP und vom Laacher See, im Holzmaar und im Meerfelder Maar datiert auf 12 880 Warvenjahre BP (BRAUER et al. 1999, ZOLITSCHKA et al. 2000). Erstaunlicherweise sind bisher aus dem jüngeren Weichsel, insbesondere aus dem letzten glazialen Maximum (LGM, ca. 26–18 000 Jahre BP), nur wenige Tephren beschrieben worden. Im Holzmaar, das vor etwa 28 000 Jahren BP entstanden ist (BRAUER 1994), sind unterhalb der Laacher See Tephra keine weiteren Tephren bekannt

(ZOLITSCHKA, BRAUER, mdl. Mitt. 2007). Nach Datierungen an Material von der Basis der Tephren in der direkten Umgebung der Eruptionen entstanden der Schlackenkegel des Firmerich mit 15 300, das Hengstweiler Maar mit 16 050 und das Booser Maar (West) mit 24 680 unkalibrierten ^{14}C -Jahren BP im jüngeren Weichsel (BÜCHEL & LORENZ 1982; die übrigen in dieser Arbeit diskutierten Alter beziehen sich auf kalibrierte ^{14}C -Jahre oder Warvenjahre, cal. BP). Nach AMS ^{14}C -Datierungen an Maarsedimenten (SCHABER & SIROCKO 2005) liegen die Eruptionsalter des Gemündener Maars mit 18 000 BP (30 000 Jahre nach ESR-Datierung, WODA et al. 2001) und des Schalkenmehrener Maars-West mit 25 000 BP ebenfalls im jüngeren Weichsel. Im Meerfelder Maar gibt es in 38,5 m Tiefe eine paläomagnetisch auf 25 700 BP datierte, 40 bis 50 cm mächtige, siltig-feinsandige basaltische Aschelage sowie weitere geringmächtige Tephren (NEGENDANK 1989, NEGENDANK et al. 1990, HAVERKAMP & BEUKER 1993). Im ELSA-Standardprofil treten bei ca. 31 000, 38 500, 41 500 und 43 000 BP mafische Tephren auf (SCHABER & SIROCKO 2005).

In fluviatilen Sedimenten des jüngeren Pleistozän sind am Mittel- und Niederrhein bisher nur die Tephra des Laacher See-Vulkans (ca. 12 900 BP, BOGAARD 1995) nachgewiesen worden (HANTKE 1993, BOENIGK & FRECHEN 2006), ebenso an der Wetter im Vogelsberg (HOUBEN 2003). In der südlichen Westeifel gibt es im Tal der Alf mächtige fluviolakustrine Sedimente, die sich vor einem Naturdamm abgelagert haben, der durch Schlackenkegel bei Strohn gebildet wurde (CIPA 1956). In vulkanisch abgedämmten Tälern können mehrere Zehner Meter mächtige fluviolakustrine Sedimente mit hohen Sedimentationsraten akkumulieren, wie z.B. auf Island (KNUDSEN & MARREN 2002). Die sedimentäre Füllung des Alfbachtales wird am Beispiel der 2006 abgeteuften Bohrung Gillenfeld GWM1 (zur Lage s. Abb. 1) beschrieben. Diese Sedimente enthalten Informationen über die Umweltveränderungen und den Vulkanismus in der Westeifel im jüngeren Weichsel. Die Sedimente im Alfbachtal werden mit Sedimenten aus den quartern Maaren der Westeifel verglichen. Das könnte Aufschluss darüber geben, ob die Beckendynamik von Maarkratern mit meist relativ begrenztem Einzugsgebiet ähnliche Umwelteinflüsse widerspiegelt wie ein fluviolakustrines Becken mit wesentlich größerem Einzugsgebiet. Über erste Ergebnisse wird im Folgenden berichtet.

Wir danken Herrn Wirtz vom Gruppenwasserwerk Daun für die Möglichkeit, das Material der Bohrung in den Räumlichkeiten des Wasserwerkes Daun zu untersuchen. Insbesondere wurde hierfür eine Arbeitsmöglichkeit an der Kläranlage Gillenfeld zur Verfügung gestellt. Vor Ort gaben Herr Zimmer und Herr Stolz logistische Unterstützung. Der Verbandsgemeinde Daun danken wir sehr für die freundliche Unterstützung dieser Arbeiten. Wir danken besonders Herrn Prof. Dr. Hans-Joachim Kümpel, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Hannover, für die Inaussichtstellung einer zukünftigen Forschungsbohrung.

Frau Dr. Heike Schneider, Institut für Geografie der Universität Jena, danken wir für die Aufbereitung und erste Durchsicht von Pollenproben. Herr Frank Linde, Institut für Geowissenschaften der Universität Jena, fertigte die Streupräparate an. Herrn Prof. Dr. Frank Sirocko, Institut für Geowissenschaften der Universität Mainz, und Herrn Prof. Dr. Bernd Zolitschka, Institut für Geografie der Universität Bremen, danken wir sehr für anregende Diskussionen und Verbesserungsvorschläge zu einer früheren Manuskriptversion. Herr Prof. Dr. Pieter Grootes, Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Universität Kiel, und Herr Prof. Dr. Kai-Uwe Totsche, Institut für Geowissenschaften der Universität Jena, gaben wertvolle Hinweise zur Diskussion der Altersdaten. Herr Dr. Dieter Pudlo und Herr Dr. Robert Schöner, Institut für Geowissenschaften der Universität Jena, gaben Anregungen bei der mikroskopischen Analyse.

Wir danken Herrn Prof. Dr. Volker Lorenz, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Würzburg, für Hinweise zur Pulvermaar-Tephra und Herrn Dr. Achim Brauer, GeoForschungsZentrum Potsdam, für Hinweise zu den Sedimenten im Holzmaar.

2. Geologie um Gillenfeld

Die prävulkanischen Gesteine in der Umgebung Gillenfelds bestehen aus schwach metamorph überprägten, variskisch gefalteten, unterdevonischen, siliziklastischen Sedimenten (MEYER 1994). In einer Bohrung 200 m westlich des Ortszentrums Strohn wurden unter 7 m mächtigem Basalt und über unterdevonischen Tonschiefern 51 m mächtige Ablagerungen des Buntsandstein erbohrt (HEMFLER 1989), bei denen es sich um ein Vorkommen einer isolierten Grabenstruktur handeln könnte. In einem Umkreis von 5 km um Gillenfeld (Abb. 1) liegen 17 Maare und Schlackenkegel des quartären Vulkanfeldes der Westeifel (RAHM 1958, LORENZ 1982, BÜCHEL 1994). Heute noch wassererfüllte Maare sind das Pulvermaar nordöstlich Gillenfeld mit dem tiefsten Maarkratersee Deutschlands (LORENZ & BÜCHEL 1980, BÜCHEL et al. 1984, 1986, BÜCHEL 1987), zwischen Schalkenmehren und Daun das Gemündener, Weinfelder und Schalkenmehrener Maar-West (BÜCHEL & KRAWCZYK 1986) sowie das Holzmaar westlich Gillenfeld (BÜCHEL 1987). Die übrigen Maare sind bereits verlandet. Die größten Trockenmaare sind Schalkenmehrener Maar-Ost, Mürmes, Oberwinkeler Maar, Ellscheider Maar, Strohner Maar, Immerather Maar, Immerather Ritsch. Der Nachweis, dass es sich bei den Talkesseln um Maare handelt, wurde durch Aufschlussuntersuchungen (u. a. BÜCHEL 1978, BÜCHEL & MERTES 1982), geologische Kartierung (BÜCHEL 1994), geomagnetische Messungen (BÜCHEL 1987, 1988) und Bohrungen erbracht (SCHABER & SIROCKO 2005). Aus den laminierten Sedimenten des Holzmaares wurde ein Klimaarchiv mit jahreszeitlicher Auflösung für die letzten ca. 23 000 Jahre erstellt (BRAUER 1994, ZOLITSCHKA 1998). Bohrungen im Schalkenmehrener Maar-West und -Ost, im Maar westlich Hoher List sowie im Oberwinkeler Maar wurden im Rahmen des ELSA-Projektes untersucht. Die Entstehungsalter der Maare fallen mit bis zu 30 000 BP in das jüngere Weichsel, das Alter des Oberwinkeler Maares ist vermutlich höher (SCHABER & SIROCKO 2005).

Eine Gruppe von insgesamt 5 Schlackenkegeln im Wartgesberg-Vulkankomplex südöstlich Strohn und der benachbarte Körperichberg stellen die höchste Dichte von Eruptionszentren in der Umgebung von Gillenfeld dar. Das früher diskutierte Eruptionszentrum Lange Klopp (CIPA 1956, 1958, RAHM 1958) östlich Strohn zwischen Wartgesberg und Körperichberg, von der Alf in der Strohner Schweiz durchschnitten, ließ sich nicht bestätigen (BÜCHEL & MERTES 1982, BÜCHEL 1994). Weitere Schlackenkegel sind der Römerberg östlich Gillenfeld (CIPA 1956), der Wollmerather Kopf sowie morphologisch weniger auffällige Schlackenkegel im nördlichen Innenhang des Schalkenmehrener Maares-Ost und am südlichen Innenhang des Pulvermaares (BÜCHEL 1994).

Im Alfbachtal ist zwischen den Ortschaften Mehren und Strohn die Talauie über eine Länge von 6,7 km ungewöhnlich breit ausgebildet (Abb. 1). Dies ist insbesondere zwischen Gillenfeld und Strohn sehr ausgeprägt, wo die flache Talauie eine Breite bis über 300 m erreicht. Die Täler in der südöstlichen Eifel sind typischerweise als Kerb- oder Kerbsohlental ausgebildet. So weisen die dem Alfbach benachbarten nach Süden bzw. Südsüdosten entwässernden Täler des Ueßbaches und der Lieser relative schmale Talauen auf. Die vulkanosedimentäre Füllung im Alfbachtal (Abb. 2) entstand durch Aufstau und Sedimentation der Alf vor einem natürlichen Damm im Bereich des Wartgesberg-Vulkankomplexes (CIPA 1958, HEMFLER & BÜCHEL 1991). Der Vulkankomplex besteht aus basanitischen Schlackenbrekzien und Lapilli-Tuffen, die von mehreren Schloten gefördert wurden (RAHM 1958, BÜCHEL 1994). Vom Wartgesberg-Vulkankomplex ist ein

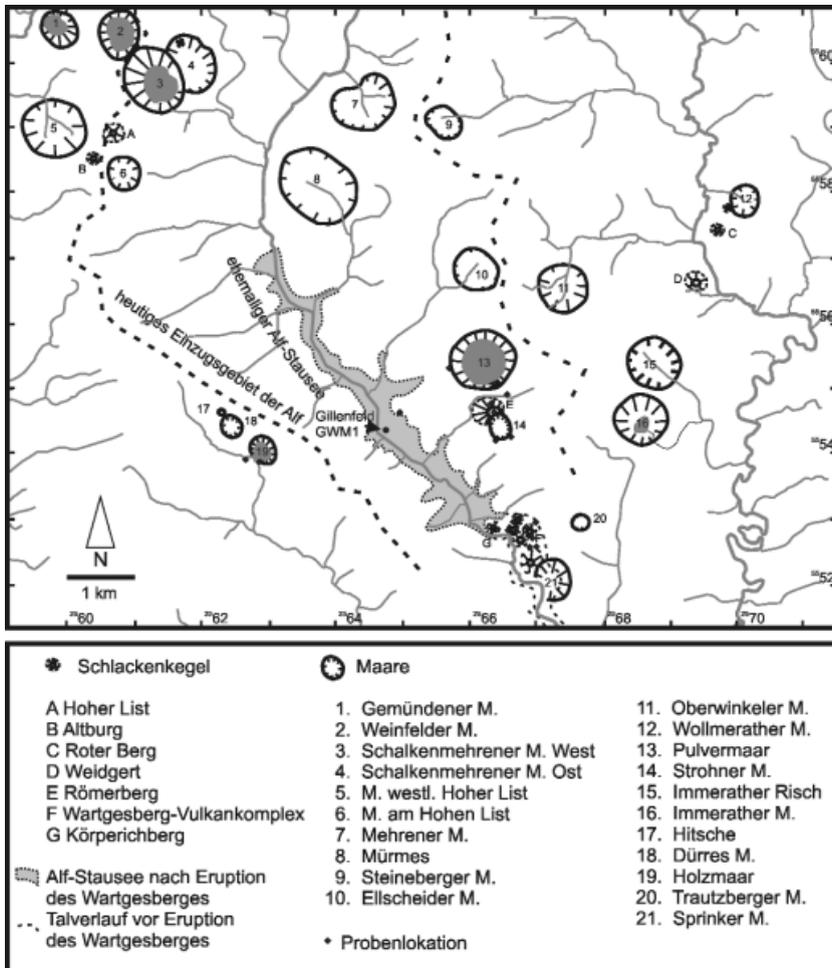


Abb. 1: Die Bohrung Gillenfeld GWM1 liegt in der Talfüllung des ehemaligen Alf-Stausees, der sich in der Weichsel-Eiszeit vor einer vulkanischen Barriere bei Strohn bildete. Dargestellt sind das Gewässernetz in der Umgebung von Gillenfeld, die quartären Eruptionspunkte im südöstlichen Teil der Westeifel nach BÜCHEL (1994) und die Verbreitung der Lavaströme im Alfbachtal nach Messungen der magnetischen Vertikalintensität von CIPA (1958) und WIENECKE (1979). Oberhalb von Strohn wird das Einzugsgebiet der Alf zur Barriere hin schmaler. Das deutet darauf hin, dass die Höherlegung des Erosionsniveaus durch den Aufstau die rückschreitende Erosion in der Umgebung des Alf-Stausees stark verringert hat. Die ehemalige Ausdehnung des Stausees wurde auf der Basis der Höhe der heutigen Talauie bei Strohn angenommen, da in der Bohrung Gillenfeld GWM1 Mudden unterhalb 1,3 m Tiefe auf ein stehendes Gewässer hinweisen. Unter der Voraussetzung, dass ein Teil der Barriere bei Strohn erodiert worden ist, könnte der Alf-Stausee ursprünglich bis auf die Höhe des Mehrener Mares gereicht haben, da bis hier die Talauie ein nur geringes Gefälle hat (s. auch Abb. 2). Geobasisinformationen (Kartengrundlage): TK 100, CD-ROM Rheinland-Pfalz und Saarland, Landesamt für Vermessung und Geobasisinformation Rheinland-Pfalz.

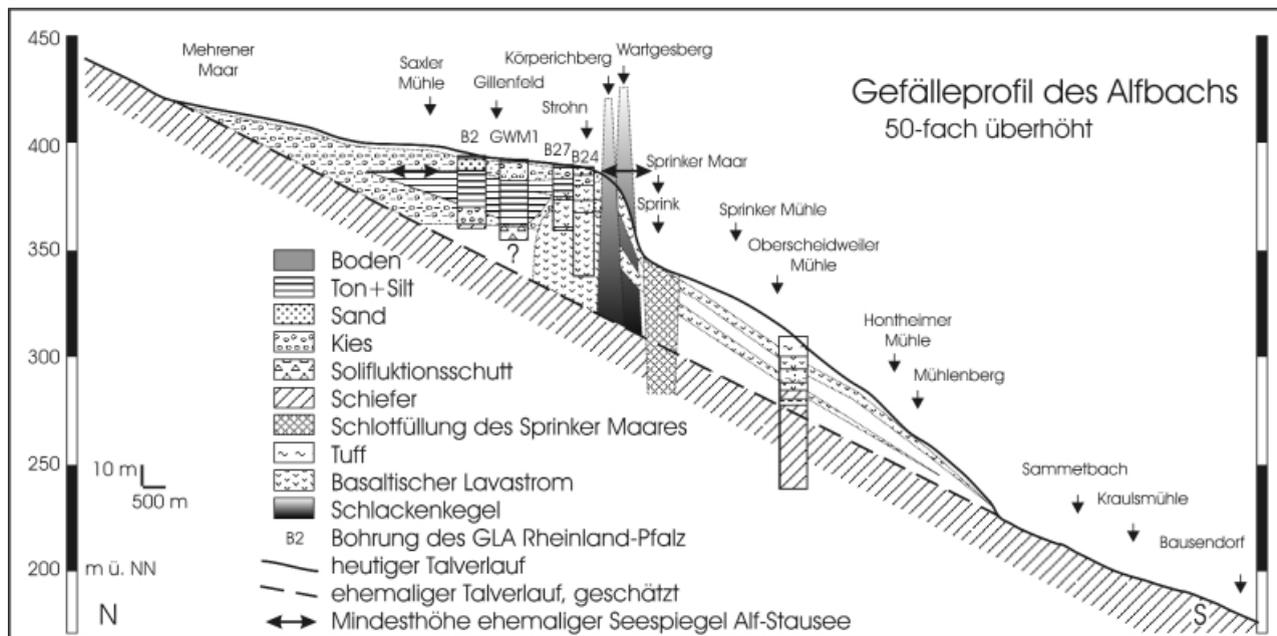


Abb. 2: Das Längsprofil durch das Alfbachtal zeigt, wie die ehemalige Topographie durch den Aufstau der vulkanischen Barriere bei Strohn verändert wurde; umgezeichnet nach HEMFLER & BÜCHEL (1991), ergänzt um das Profil der Bohrung Gillenfeld GWM1. Die geologischen Körper wurden nach Bohrungsdaten (HEMFLER 1989) rekonstruiert. Markiert ist die ungefähre Mindesthöhe (Oberkante feinklastischer Ablagerungen in Bohrungen), bis zu der sich der See vor dem Damm am Wartgesberg-Vulkankomplex aufgestaut haben muss. Die ursprüngliche Tiefenlage des Talbodens kann zwischen Gillenfeld und Strohn deutlich tiefer als die Basis der Talsedimente in den Bohrungen liegen, da diese möglicherweise nicht im Talscheitel abgeteuft worden sind.

älterer Lavaström etwa 1,5 km bachaufwärts geflossen. In Bohrungen bei Strohn wurde bis zu 43 m mächtiger Basalt angetroffen (HEMFLER 1989). Hierüber folgen geringmächtige fluviolakustrine Ablagerungen und ein jüngerer von Flussablagerungen überdeckter 6 Meter mächtiger Lavaström, der vom Körperichberg stammen soll. Ein dritter Lavaström ist von einem südlicher gelegenen Ausbruchszentrum des Wartgesberges etwa 7 km talabwärts geflossen. Die Ausdehnung der Lavaströme ist durch geomagnetische Kartierung (CIPA 1958, WIENECKE 1979) und durch Bohrungen bekannt (HEMFLER & BÜCHEL 1991). CIPA (1956) gibt als Tiefe des verschütteten Tales vor dem Naturdamm bis zu 80 m unter der heutigen Talsohle an, aus Bohrungen 300 bis 500 m nordwestlich Strohn lassen sich bis zu 51 m belegen (HEMFLER 1989). In Bohrung B2 500 m nordwestlich Gillenfeld erreichen fluviolakustrine Ablagerungen eine Mächtigkeit von 33 m über den unterdevonischen Gesteinen. In diesem Bereich waren auch in Baugruben fluviolakustrine Sedimente aufgeschlossen (HEMFLER & BÜCHEL 1991).

Das Alter der Lavaströme des Wartgesberg-Vulkankomplexes ist bisher nicht genau bekannt. Nach der Morphologie des Trautzberger Maares, dessen Auswurfmaterial unmittelbar unter der Basis des Wartgesberg-Vulkankomplexes ohne zwischengeschalte Paläoböden nachweisbar ist, nahmen BÜCHEL & LORENZ (1982) ein weichselzeitliches Alter an. Das Fehlen von inkohlten Pflanzenresten in den Tephren des Trautzberger Maares deutet auf eine Eruption in einer weitgehend baumarmen Phase. Die Tephren des Wartgesberg-Vulkankomplexes werden im Steinbruch am Wartgesberg von Tephren des Sprinker Maares überdeckt (RAHM 1958). Sie sind basal noch thermisch verändert und daher innerhalb weniger Jahre bis Jahrzehnte nach Ende der Wartgesberg Eruptionen abgelagert worden. Eiskeile, die aus überlagernden Lößablagerungen durch die Sprinker Maar-Tephra bis in die Wartgesberg-Tephra reichen, belegen eine Entstehungszeit des Wartgesberg-Vulkankomplexes vor dem Ende des LGM.

3. Material und Methoden

Im Januar 2006 wurde in der Talaue des Alfbaches etwa 100 m südlich der Kläranlage Gillenfeld (R 25 64740, H 55 54380, Höhe: ca. 392 m NN) die Bohrung Gillenfeld GWM1 abgeteuft. Die Bohrlokation liegt etwa einen Meter über dem Niveau der ca. 130 m westlich in einem künstlichen Bachbett verlaufenden Alf, und etwa 60 m südwestlich der Mitte der hier etwa 400 m breiten Talaue. Die Bohrung wurde als Rammkernbohrung mit nachgeführter Verrohrung (SK6L) mit durchgängigem Gewinn gekernter Proben (Durchmesser 101 mm) bis zur Endteufe von 37 m durchgeführt. Die Bohrung wurde zur Grundwassermessstelle ausgebaut. Auftraggeber war die Verbandsgemeinde Daun, die zwischenzeitlich in diesem Bereich eine Klärschlammvererdungsanlage errichtet hat. Ziel war die hydrogeologische Beweissicherung des Eingriffs in der Wasserschutzzone III des Wasserwerkes Strohn. Die Grundwasseroberfläche des oberen Grundwasserleiters variiert zwischen 0,7 und 1 m unter Geländeoberkante, in tieferen Grundwasserleitern ist sie artesisch gespannt.

Während der Bohrung erfolgte nach ingenieur- und hydrogeologischen Kriterien eine Ansprache der Bohrkern e einschließlich einer Fotodokumentation. Nach Abschluss der Bohrung wurden die Kerne in Gillenfeld frostsicher gelagert. Im März 2006 erfolgte eine detaillierte Aufnahme und Beprobung nach sedimentologischen Kriterien. Die Kerne wurden unter 10-facher Vergrößerung in Bezug auf die mittlere Korngröße, die Kornverteilung und das Schichtgefüge untersucht. Weiterhin wurden sie fotografiert und die Farbe (nach Munsell Rock Color Chart) sowie das Auftreten verschiedener Gesteinsfragmente aufgenommen. Der relative Karbonatanteil wurde aus der Reaktion mit 10 % HCl abgeschätzt.

50 Proben für gesteinsmagnetische Untersuchungen wurden in 12,5 ccm NUNC-Plastikdosen gefriergetrocknet. 15 Proben für Altersdatierungen sind in Kautexflaschen gefüllt, gekühlt gelagert und im Institut für Geowissenschaften in Jena tiefgefroren worden. Die Anfertigung von Streupräparaten erfolgte für weitere 28 Proben nach Resuspendieren und Pipettieren auf einen Objektträger sowie Einbettung mit CARGILLE Meltmound (n = 1.58). Diese Streupräparate wurden unter dem Polarisationsmikroskop (ZEISS Axioskop 40) mit 25- bis 400-facher Vergrößerung qualitativ analysiert.

An einem Holzstück und vier Sedimentproben erfolgten im Leibniz-Labor für Altersbestimmungen und Isotopenuntersuchungen in Kiel Altersbestimmungen mit der AMS-¹⁴C-Methode. An den Sedimentproben wurden nach Standardverfahren sowohl Huminsäuren als auch Laugenrückstände datiert (Tab. 1). Es konnte jeweils für alle Proben die für eine zuverlässige Datierung notwendige Menge (STUIVER & POLACH 1977) von etwa 1 mg C (Kohlenstoff) extrahiert werden.

An der Oberfläche frisch angeschnittener Bohrkerns wurde die Volumen-spezifische magnetische Suszeptibilität mit einem Punktsensor bestimmt (BARTINGTON MS2 mit Sensor E, Dearing 1984). Der Abstand der Messpunkte betrug in grobkörnigen Ablagerungen abhängig von der Struktur der Kernoberfläche etwa 0,2 bis 10 cm. Die Massen-spezifische Suszeptibilität wurde an 84 gefriergetrockneten Proben aus Sedimenten und Tephren der Bohrung Gillenfeld GWM1 bei 460 und 4600 Hz gemessen (BARTINGTON MS2 mit Sensor B, Dearing 1984). Die Frequenz-Abhängigkeit der Suszeptibilität (Dearing et al. 1996) lässt sich aus diesen Messungen berechnen.

Zum Vergleich mit den Sedimenten im Alfbachtal wurde an 65 Proben überwiegend aus Tephren der Vulkane in der näheren Umgebung (Abb. 1) die Massen-spezifische

Tab. 1: AMS ¹⁴C-Datierungen an Proben der Bohrung Gillenfeld GWM1. Typ bedeutet A = Astfragment, H = Huminsäure, L = Laugenrückstand. Das kalibrierte Alter (cal. BP) der Probe GilA3 wurde nach REIMER et al. (2004) mit dem Programm intcal04.14c berechnet. Die übrigen Proben wurden näherungsweise in Kalenderjahre interpoliert nach VOELKER et al. (2000). Die δ ¹³C-Werte beinhalten Fraktionierungen während der Probenaufbereitung und der AMS-Messung und sind daher nicht mit Daten eines CO₂-Massenspektrometers vergleichbar.

Proben ID	Probe	Tiefe (m)	Typ	C (mg)	δ ¹³ C (‰)	Konv. ¹⁴ C Alter (¹⁴ C-Jahre)	Korrig. ¹⁴ C Alter (cal. BP)
KIA 30251	GilA3	2.08	A	4.6	-26.16±0.05	12260±50	14158
KIA 30254	GilA8	14.67	H	0.9	-25.87±0.22	22 410 +260/-250	25400
KIA 30253	GilA5	17.27	H	1.3	-24.84±0.21	23530 +220/-210	26500
KIA 30252	GilA7	25.63	H	1.2	-25.08±0.21	25290 +300/-290	28500
KIA 30255	GilB2	31.17	H	1.0	-25.31±0.25	24210 +300/-290	27300
KIA 30254	GilA8	14.67	L	2.2	-24.70±0.17	28020 +240/-230	31400
KIA 30253	GilA5	17.27	L	1.5	-26.80±0.29	30650 +440/-420	33800
KIA 30252	GilA7	25.63	L	2.8	-23.88±0.14	32970 +360/-350	36100
KIA 30255	GilB2	31.17	L	4.5	-26.36±0.30	34500 +320/-310	38400

Suszeptibilität bestimmt: Holzmaar, Pulvermaar, Römerberg, Strohner Maar, Trautzberger Maar-Tephra am Wartgesberg, Wartgesberg-Schlacken und Lavastrom im Steinbruch am Wartgesberg sowie Sprinker Maar-Tephra am Wartgesberg. Außerdem wurden 2 Proben unterdevonischer Siltschiefer vom südlichen Ortsrand von Gillenfeld gemessen. Vom Wingertsberg bei Niedermendig ist an zwei Proben der mittleren Laacher See-Tephra die Massen-spezifische Suszeptibilität bestimmt worden. Zum Vergleich mit Lößablagerungen in einer nicht durch quartären Vulkanismus geprägten Gegend wurden zusätzlich 7 Proben aus dem Rheintal bei Bonn-Bad Godesberg gemessen.

4. Ergebnisse der Bohrung Gillenfeld GWM1

4.1. Lithologisches Profil

Das vereinfachte Bohrprofil (Abb. 3) wird im Folgenden beschrieben und mit Fotos ausgewählter Abschnitte des Bohrkerns veranschaulicht (Abb. 4). Interpretationen sind kursiv gesetzt.

- 0,97 m: Schichtungslose Pelite, hellgrau mit rostbraunen Flecken, nicht karbonatisch; *wahrscheinlich ein Gley.*
- 1,00 m: Oben grauer und unten dunkelbrauner toniger Silt mit hellen Bimsen, Sanidin- und Phlogopit-Kristallen; *vermutlich umgelagerte Tephra vom Ausbruch des Laacher See-Vulkans.*
- 4,63 m: Siltig-tonige Sedimente mit erhöhtem Gehalt an organischer Substanz, darunter einige Astfragmente bei 1,604 bis 1,683 und 2,07 m, nicht karbonatisch, feingeschichtete Bereiche mit gradierten Lagen von im Mittel 5 mm Mächtigkeit. Bei 1,288 bis 1,305, 1,444 bis 1,604, 2,040 bis 2,125, 2,210 bis 2,235, 3,000 bis 3,024, 3,032 bis 3,036, 3,041 bis 3,063 m dunkelbraune bis schwarze Mudden. Braune Mittel- bis Grobsandlagen mit unscharfer Basis und hohem Anteil basaltischer Aschen und unterdevonischer Klasten bei 1,22 bis 1,24 m, 1,39 bis 1,43 und 1,73 bis 2,00 m; *vermutlich umgelagerte mafische Tephren.*
- 10,34 m: Kiese und karbonatführende Sande in bis zu 55 cm mächtigen homogenen bis schwach gradierten Lagen, mit basaltischen Lapilli und meist kantengerundeten unterdevonischen Sand- und Siltsteinklasten, feingeschichtete sandig-siltige Bereiche mit gradierten Lagen; *Material stammt vermutlich z.T. vom Tuffwall des Pulvermaares, der vom Erlenbach angeschnitten wird.* In die Grobklastika eingeschaltete bis zu 30 cm mächtige siltig-sandige, geschichtete karbonatreiche Lagen. Bei 5,44 bis 6,0 m schwarzbraune Sande aus basaltischen Aschen und Lapilli, bei 9,56 bis 9,58 und 9,59 bis 9,64 m dunkelbraune Grobsandlagen; *vermutlich umgelagerte Tephren.* Scharfer Basiskontakt der Grobklastika, ohne Winkeldiskordanz (Abb. 4A); *vermutlich erosiv.*
- 22,08 m: Kalkreiche, beigefarbige, tonige Silte mit Feinsandlagen, meist mit normaler Gradierung; *vermutlich umgelagerte Löße und Flugsande.* Schwarzbraune Aschen-Lapilli-Tephra bei 10,62 bis 10,65 m, mit unterdevonischen Nebengesteins-Lapilli bis 14 mm und blasenarmen basaltischen Lapilli bis 10 mm Durchmesser (Abb. 4B); *möglicherweise Tephra vom Strohner Maar.* Dunkelbraune Grobsandlage bei 14,417 bis 14,421 m und dunkelbraune Mittelsandlagen bei 10,487 bis 10,525, 10,873 bis 10,880, 10,967 bis 10,970, 11,907 bis 11,968, 12,715 bis 12,79, 13,410 bis 13,413, 14,244 bis 14,246, 14,302 bis 14,307, 15,177 bis 15,183, 16,372 bis 16,374 m sowie eine dunkelbraune Feinsandlage bei 14,269 bis 14,270 m, jeweils mit scharfer Basis und Top; *vermutlich Fallablagerungen.* Dunkelgraubraune Mittelsandlagen mit unscharfer Basis oder Top bei

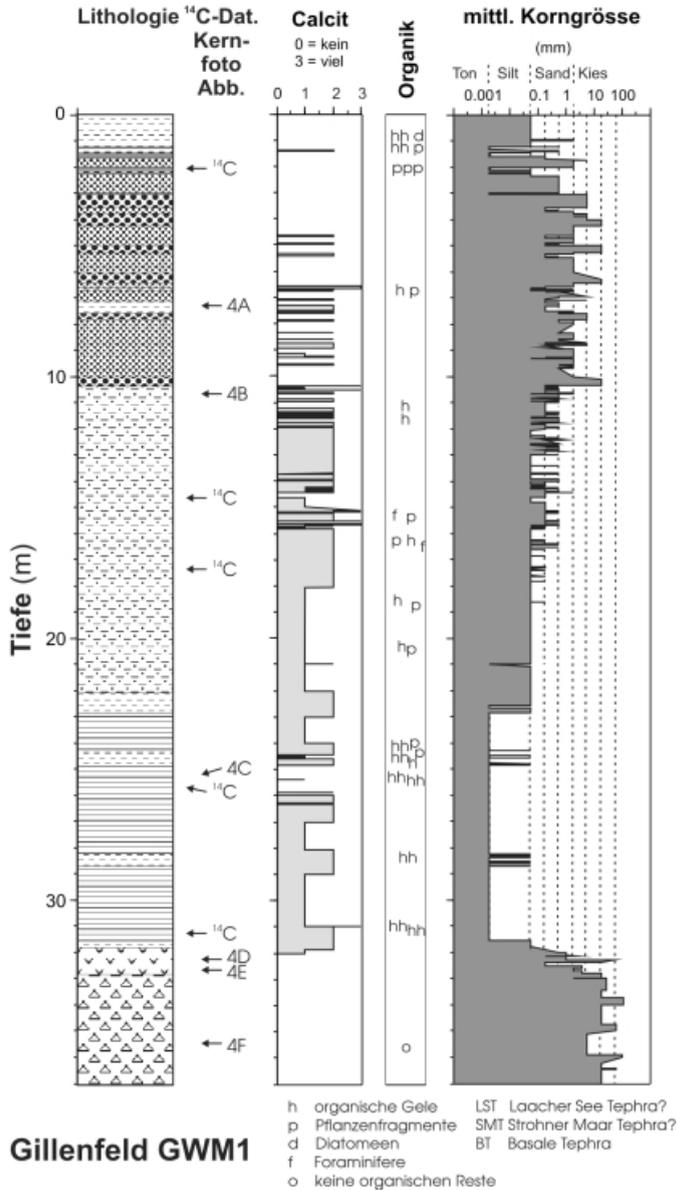
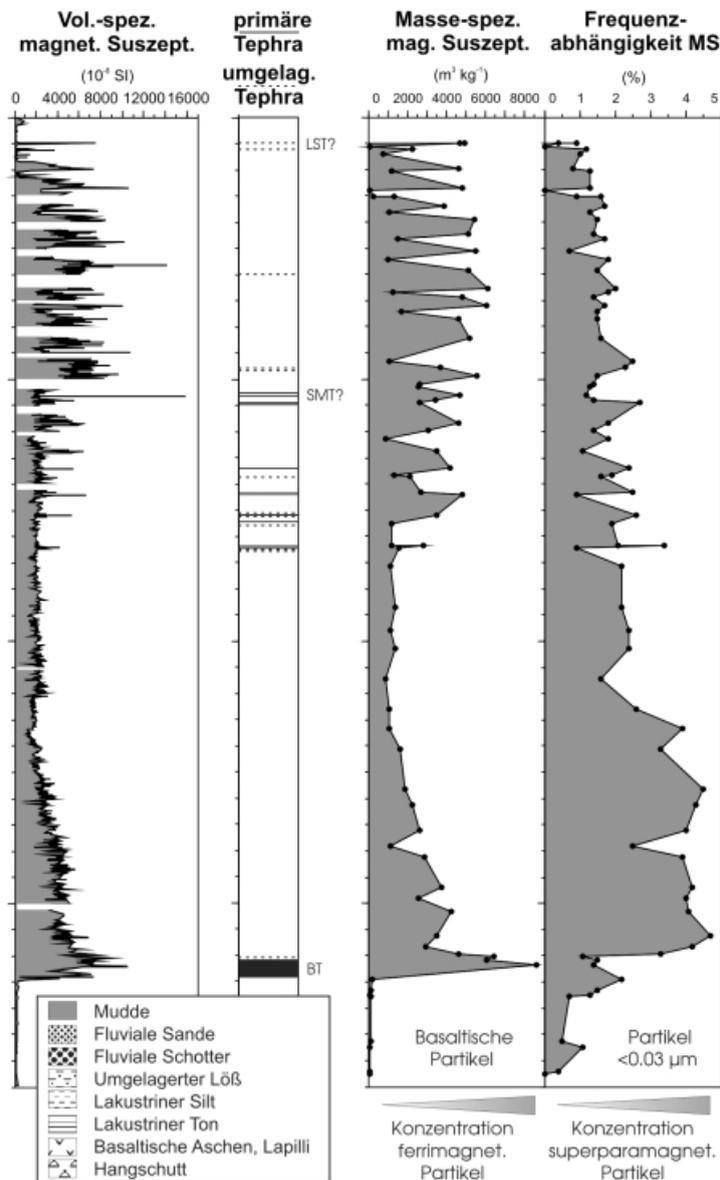


Abb. 3: Das Profil der Bohrung Gillenfeld GWM1 wird dargestellt mit vereinfachter Lithologie, mittlerer Korngröße, magnetischer Suszeptibilität (MS), primären Fallablagerungen und umgelagerten Tephren. Auf Solifluktionsschutt aus unterdevonischen Sand- und Siltsteinen wurden zunächst etwa 70 cm mächtige basaltische Aschen und Lapilli abgelagert. Die feingeschichteten tonigen Ablagerungen zwischen 32 und 22 m Tiefe setzten sich im Alf-Stausee unter Stillwasserbedingungen aus Suspensionswolken ab. Darauf weisen auch erhöhte Gehalte ultrafeiner super-



para-magnetischer Körner hin. Darüber folgen bis 10,3 m eingewehte Löss mit Flugsandlagen, die 13 primäre und 5 umgelagerte Tephren enthalten, darunter bei 10,62 bis 10,65 m eine Aschen-Lapilli-Tephra, die vermutlich vom Strohnher Maar stammt. Die darüber liegenden Schotter zeugen von schmelzwasserbedingten Hochflutablagerungen der Termination I, die bis zu einem halben Meter mächtig werden. Die Mudden oberhalb etwa 3 m zeigen die Verlandung des Sees an.

- 13,70 bis 13,71, 15,125 bis 15,130, 15,219 bis 15,223, 16,425 bis 16,427, 16,517 bis 16,525 m; *vermutlich umgelagerte Tephren.*
- 31,88 m: Olivgraue bis dunkelgraue siltige Tone mit normal gradierten Lagen (Abb. 4C), Karbonatgehalt variiert von nicht vorhanden bis deutlich. Oberhalb 31 m ist horizontale Feinschichtung ausgebildet, zwischen 31,00 und 31,52 m stehen die Schichten schräg und sind deformiert, unterhalb 31,52 m ist keine Schichtung erkennbar.
- 32,12 m: Dunkelolivgraue Mittelsande bis feinsandige Schluffe, gradiert von Feinkies bis Schluff, mäßig karbonatisch, schräges Einfallen; *umgelagerte Aschen.*
- 32,78 m: Basaltische Aschen-Tephra, schräg einfallend oberhalb 32,50 m, bei 32,09 bis 32,11 und 32,30 bis 32,385 m Aschen-Lapilli-Tephra mit dichten basaltischen Kugellapilli bis 4 mm und vereinzelt unterdevonischen Lapilli bis 6 mm Durchmesser (Abb. 4D, E), in einigen Abschnitten nicht karbonatisch, bei 32,25 bis 32,29 und 32,42 bis 32,50 m siltig-feinsandig, deutlich karbonatisch und stärker verfestigt; *mafische Tephren von einem nahe gelegenen Maar und Schlackenkegel.*
- 37,00 m: Brekzie aus grauen unterdevonischen Sand- und Siltsteinklasten in beigefarbiger sandiger bis toniger, nicht karbonatischer Matrix (Abb. 4F), juvenile Komponenten fehlen unterhalb von 33,0 m Tiefe. Eckige unterdevonische Klasten aus mürben beigefarbenen Feinsandsteinen, oft mit Mangan-Krusten, und festen, quarzitischen, hellglimmerführenden, dunkelgrauen Fein- bis Mittelsandsteinen, untergeordnet beige, mürbe, geschieferte Siltsteine; *Solifluktionsschnitt unterdevonischer Klasten in lößreicher Matrix.*

Die matrixfreien Kiesschichten zwischen 4,63 und 10,34 m sind homogen ausgebildet mit lagenweise größeren Abschnitten oder normal gradiert, an der Basis gibt es oft Hinweise auf erosive Kontakte. Mittel- bis Grobkiesklasten sind meist kanten- bis gut gerundet. Mehrere cm-mächtige Sandlagen sind oft normal gradiert. Mehrere dm-mächtige siltige Fein- bis Mittelsande weisen Gradierungen von im Mittel 9 mm je Intervall auf. In den feinsandigen Silten zwischen 10,34 und 22,08 m ist die Feinschichtung planar, Schrägschichtung ist nicht nachweisbar. Meist sind Gradierungen von Hell-Dunkel-Schichtpaaren mit fein- bis mittelsandiger Basis und siltigem Top ausgebildet, deren Mächtigkeit im Mittel 5 mm beträgt (Auszählung von 46 Kernabschnitten mit bis zu 10 Schichten, s. auch Abb. 4B). Mehrere cm-mächtige Mittelsandlagen liegen ohne erkennbar erosive Basis auf dem siltigen Top der liegenden gradierten Lage auf. Die Feinschichtung in den siltigen Tönen zwischen 22,08 und 31,00 m ist planar. Die Mächtigkeit der normal gradierten Hell-Dunkel-Paare beträgt im Mittel 3 mm (Auszählung von 30 Kernabschnitten, s. auch Abb. 4C). Erosive Kontakte an der Basis gradierten Lagen wurden nicht beobachtet, sowohl Basis als auch Top dieser Lagen sind meist scharf ausgebildet. Sandige Lagen gibt es in dieser Abfolge nicht, sie treten erst unterhalb 31,88 m auf. Intraklasten als Hinweis auf Turbidite sind im gesamten Profil nicht erkennbar, jedoch könnte es sich bei dickeren homogenen oder gradierten Lagen um Turbidite handeln, die aus hochglazialen Sedimenten des Meerfelder Maars und des Holzmaars beschrieben wurden (NEGENDANK 1989, BRAUER 1994). Schichtdeformationen zwischen 31,00 und 31,52 m und Homogenite zwischen 31,52 bis 31,88 m stellen Anzeichen für subaquatische Rutschungen dar.

In Streupräparaten der lakustrinen Sedimente dominieren in der Siltfraktion Feldspat, monokristalliner Quarz und Muskovit/Illit. Die Feldspat- und Quarzkörner sind ganz überwiegend eckig, z. T. angerundet und selten gut gerundet. In den meisten Proben treten in geringen Anteilen intensiv grüne, sehr selten sechseckige Schichtsilikate

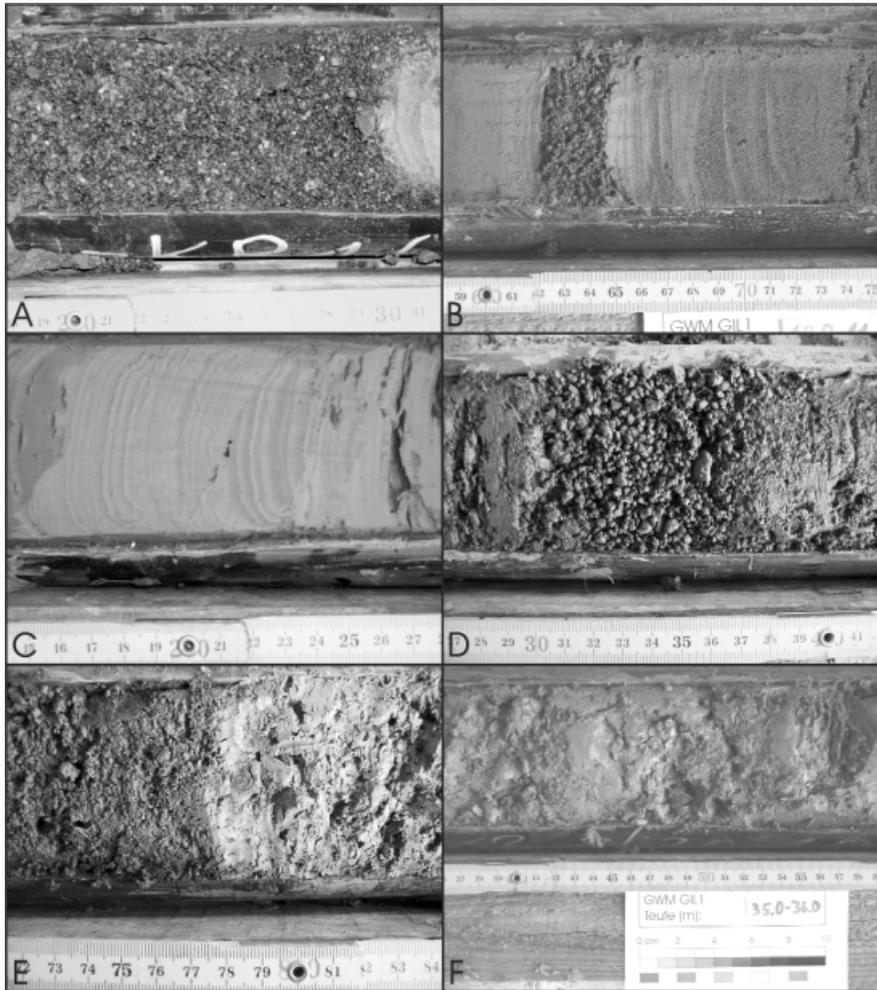


Abb. 4: Ausgewählte Kernfotos der Bohrung Gillenfeld GWM1 illustrieren die Sedimente und Tephren im Albachtal. A: 7,18 bis 7,31 m, Flussschotter der Termination I, mit vielen basaltischen Klasten und beigem Hochflutlehm. B: 10,59 bis 10,75 m, flugsandreiche Ablagerungen der Weichseleiszeit, bei 10,62 bis 10,65 m: basaltische Aschen-Lapilli-Tephra, die möglicherweise vom Stroher Maar stammt. C: 25,15 bis 25,28 m, Feinschichtung lakustriner Sedimente aus dunkleren tonigen Lagen gradiert zu hellerem siltigem Ton; die Störung des Sedimentgefüges bei 20 bis 23 cm ist möglicherweise bedingt durch das Rammkernverfahren. D: 32,27 bis 32,42 m, basale Lapilli-Aschen-Tephra, die aufgrund der meist dichten, z.T. auch blasigen basaltischen Lapilli und wechselnder Gehalte an unterdevonischen Nebengesteinsklasten von einem nahe gelegenen Maar und Schlackenkegel oder von einem Schlackenkegel mit initialer Maarphase gefördert wurde. E: 32,72 bis 32,84 m, die basale Tephra lagert mit scharfer Grenze ohne Bodenbildung auf Solifluktionmaterial unterdevonischer Sand- und Siltsteinklasten in einer siltig-feinsandigen Matrix. F: 35,36 bis 35,59 m, Solifluktionsdecken bestehen aus Klasten unterdevonischer Sand- und Siltsteine in einer siltig-feinsandigen Matrix.

auf, bei denen es sich vermutlich um Biotit (Fe-reich) und Chlorit (Fe-reich) handelt. Hellbräunliche Quarz-reiche Siltsteinklasten aus dem Unterdevon sind relativ selten. Abgerundete grüne, olivgrüne und braune Hornblenden sind in vielen Proben in geringer Häufigkeit vorhanden. Calcit lässt sich in fast allen Proben nachweisen. Er tritt selten idiomorph als rhomboedrische Kristalle von 4 bis 8 μm Durchmesser auf, hierbei könnte es sich um autochthon durch Phytoplankton gefällten Calcit handeln. Meist sind 10 bis 20 μm große Calcitkörner stark abgerundet bis korrodiert, in der Regel sind es monokristalline Calcite, selten liegen sie als Aggregate vor. Diese detritischen Calcite deuten auf äolischen Eintrag hin (s. NEGENDANK et al. 1990, ZOLITSCHKA et al. 2000), da es im Einzugsgebiet der Alf keine anstehenden Karbonate gibt. Bei 6,70 und 11,80 m tritt biogener Calcit auf in Form von Schneckenschalenbruchstücken. Sekundär gebildeter Gips deutet in einigen Proben auf das Vorhandensein von Pyrit.

Als ein Kriterium für die vorläufige Unterscheidung von primären Fallablagerungen gegenüber umgelagerter Tephra wurde die Ausbildung des Basiskontaktes herangezogen. Sandlagen mit einer scharfen Basis wurden als primäre Fallablagerungen interpretiert. In den meisten Fällen ist auch das Top dieser Lagen scharf. Sandlagen mit unscharfer Basis wurden als umgelagerte Tephra gedeutet. Beide Typen unterscheiden sich durch ihre meist gröbere Korngröße, die gute Sortierung, die dunkelbraune bis schwarze Farbe, ihre einheitliche Zusammensetzung, den hohen Gehalt an basaltischen Komponenten und höhere magnetische Suszeptibilität (s. unten) von den umgebenden meist feinkörnigen, beigefarbenen, siltig-sandigen Sedimenten. In als primäre Fallablagerungen eingestuftem Tephren ist die Korngröße meist über die gesamte Mächtigkeit annähernd gleich. Dagegen deuten Fein- bis Mittelkies- (bzw. Lapilli-) führende Abschnitte innerhalb mächtigerer Sandlagen auf Umlagerung hin, z.B. bei 1,73 bis 2,00 m und 5,44 bis 6,00 m. In den meisten dieser dunklen Sandlagen ist kein oder nur ein geringer Karbonatgehalt feststellbar, während die umgebenden Sedimente oft deutlich karbonatisch sind. Vermutlich ist das Karbonat in diese locker gelagerten Lagen nach der Ablagerung infiltriert, so z.B. in die Aschen-Lapilli-Tephra bei 10,62 bis 10,65 m Tiefe.

Die Grobfraktion von primären Tephren und Sedimenten mit umgelagertem Tephramaterial besteht überwiegend aus eckigen bis kantengerundeten Nebengesteins-Lapilli unterdevonischer Silt- und Feinsandsteine, die oft hellglimmerreich sind. In nahezu allen Proben treten dichte basaltische Lapilli auf, selten eckig, meist kantengerundet, häufiger mit annähernd blumenkohlartiger Oberfläche. Sie enthalten häufig zahlreiche Augit- und Feldspat-Einsprenglinge. Es handelt sich um lithische Tephren, die aufgrund der hohen Nebengesteinsanteile und der blasenarmen basaltischen Lapilli als Maartephren anzusehen sind. Weiterhin besteht ein relativ großer Anteil aus klaren Feldspatkristallen sowie Feldspat- und Milchquarzbruchstücken unterdevonischer Gesteine. Braune bis schwarze Glasbruchstücke sind nur in einigen Proben zu beobachten. Häufig vertreten sind olivbraune bis schwarze kurzsäulige Augite bis 4 mm Größe. In den meisten Proben sind einige bis 2 mm große, meist farblose, selten gelbliche bis hellbraune Phlogopite vorhanden. Selten treten farblose oder hellgelbe Olivinbruchstücke bis 2 mm Größe auf, die kaum Kristallflächen zeigen. Bei den größeren gelben, vermutlich Mg-reichen Olivinen könnte es sich um Bruchstücke von Peridotit-Xenolithen handeln. Das Schwermineralspektrum sandiger Lagen ist dem aus Grobklastika-Horizonten in oberpleistozänen Maarsedimenten der Westeifel beschriebenen sehr ähnlich (s. NEGENDANK 1989).

In Streupräparaten von primären und umgelagerten Tephren sind in der Siltfraktion idiomorphe unverzwillingte Feldspatkristalle mit Sanidin-Habitus zwischen 11,38 und 15,22 m häufiger vorhanden. Idiomorphe polysynthetisch verzwilligte Plagioklase fan-

den sich nur bei 11,80 m. Scharfkantige hellbraune bis farblose Glasfragmente, z. T. mit Blasen Hohlräumen, wurden nur bei 1,23 m, 10,63 m, 15,22 m und 17,27 m festgestellt. Brauner Biotit wurde nur in Proben bei 0,98 m und 15,129 m beobachtet, Phlogopit tritt bei 0,98 m, 1,23 m und 10,63 m auf. Hellgrauer bis hellbrauner kurzsäuliger Klinopyroxen, nach der Auslöschungsschiefe und gelegentlichem Sanduhr-Zonarbau überwiegend Augit, ist bei 1,23 m, 2,06 m, 10,63 m sowie zwischen 15,12 und 16,66 m und bei 31,17 m häufiger. Bei 10,63 m treten bis zu 120 μm lange und 15 μm dicke Augite als X-förmige Durchdringungszwillinge auf. Aus basaltischen Laven der Eifel sind stängelige Augite als Varietät Porricin bekannt (KLOCKMANN et al. 1978). Farbloser Olivin wurde nur bei 10,63 und 15,22 m beobachtet. Bei leistenförmigen farblosen bis schwach hellgrauen Mikroliten von etwa 15 bis 20 μm Länge und 2 bis 3 μm Dicke mit einer Auslöschungsschiefe bis 45°, z.T. als X-förmige Durchdringungszwillinge vorliegend, dürfte es sich um Klinopyroxen, vermutlich Augit, handeln. Stängelige bis langstängelige Augite sind aus dem Holzmaar beschrieben worden (NEGENDANK 1989). Diese Mikrolite treten gehäuft bei 2,06 m und 6,70 m sowie zwischen 11,80 und 16,42 m auf sowie selten bei 18,70 bis 24,10 m. Aufgrund der Leistenform ist ein fluviatiler Transport für diese Kristalle auszuschließen, es kann sich daher nur um eingewehte Ascheartikel handeln. Bis auf die Tephra bei 0,98 m handelt es sich um mafische Tephren.

Die Aschen-Lapilli-Tephra bei 10,62 bis 10,65 m enthält dichte kantengerundete und blasige scharfkantige Lapilli bis 6 mm Durchmesser. Bis 1 mm große Augite, die aus den Oberflächen der dichten Lapilli herausragen, zeigen oft gerundete Kristallkanten, ähnlich wie in Sedimenten des pleistozänen Döttinger Maares in der Hocheifel (PIRRUNG 1998). Diese Rundung geht vermutlich auf Partikkollisionen während der Eruptionen und beim wiederholten Rückfall in den Krater zurück. Im Rahmen dieser Arbeit wurden ähnliche Lapilli in der Umgebung von Gillenfeld nur am Strohn Maar beobachtet, wo zahlreiche bis zu 4 mm große Augite sowie seltener Feldspäte und hellgrüner Olivin als Einsprenglinge in dichten, seltener schwach blasigen, meist gut gerundeten Lapilli und Bomben auftreten. In Tephren des Pulvermaares sind juvenile Lapilli oft schwach blasig, es treten keine größeren Augite hervor und unterdevonische Lapilli sind meist scharfkantig. Die wenigen untersuchten juvenilen Lapilli vom Holzmaar sind schwach blasig. Die Sprinker Maar-Tephra ist nebengesteinsreicher als die hier diskutierte Tephra.

Eine Sonderstellung nimmt die lithische, sehr dunkle Tephra bei 32,08 bis 32,78 m ein, in der feinkörnigere und gröbere Abschnitte mehrfach wechseln. Scharfkantige dichte basaltische Lapilli (insbesondere in zwei matrixlosen Lagen), eckige blasige basaltische Lapilli und eckige Nebengesteinsbruchstücke treten in wechselnden Anteilen zusammen mit Bruchstücken von gelblichem Olivin, Feldspat, Biotit, Phlogopit, Augit und braunen Glasfragmenten auf. Basalt- und Nebengesteinsklasten treten in wechselnden Anteilen auf, sie sind in einigen Abschnitten von einem Saum aus farblosem Calcit überzogen, der auch Blasen Hohlräume ausfüllt, so dass einige Abschnitte stärker verfestigt sind. Diese Tephra enthält keinerlei verwitterte Bestandteile. Die basaltischen Lapilli stammen wahrscheinlich gleichermaßen von strombolianischen als auch phreatomagmatischen Eruptionen. Die Abschnitte mit unterschiedlichen mittleren Korngrößen innerhalb der Tephra, mit Lagen kleiner 0,5 mm und bis 4 mm, weisen eventuell auf geringe Umlagerung innerhalb des Sees hin. Große Transportweiten sind aufgrund der sehr einheitlichen Zusammensetzung ausgeschlossen. Die Mächtigkeit der Tephra deutet auf nahegelegene Eruptionszentren hin. In den nicht sehr detaillierten Originalbeschreibungen von Bohrungen im Alfbachtal (HEMFLER 1989) gibt es für diese Tephra keine Entsprechung, jedoch könnte es sich bei einer Bohrung nordwestlich Strohn

(Brunnen 3, HEMFLER & BÜCHEL 1991), 1240 m südsüdöstlich der Bohrung Gillenfeld GWM1, bei der in 28,2 bis 29,5 m Tiefe im Liegenden eines 11,6 m mächtigen Lavastroms erwähnten Lage aus „faulem Basalt“ sowohl um die Basisbrekzie des Lavastroms als auch um eine basaltische Tephra handeln.

Auf Umlagerungsprozesse in der Bohrung Gillenfeld GWM1 deuten meist nur 7 bis 15 μm große Holzkohlenfragmente und zahlreiche stärker inkohlte Bruchstücke von faserigem Pflanzenmaterial hin, die in nahezu allen Streupräparaten auftreten. Außerdem wurden zwei Foraminiferengehäuse mit 50 μm Durchmesser bei 15,29 m und 16,66 m beobachtet. Die Mündung einer Foraminifere ist noch mit Mikrit gefüllt. Vereinzelt wurden kugelige Calcit-Aggregate von ca. 20 μm Durchmesser beobachtet, bei denen es sich eventuell um relativ kleine Calcisphaeren handeln könnte, z.B. bei 24,10 und 24,56 m. Aus den frühholozänen und weichselzeitlichen Seesedimenten und Sedimenten im Einzugsbereich des Meerfelder Maares, des Dehner Maares, des Schalkenmehrerer Maares und dem Holzmaar sind gut erhaltene marine Dinoflagellaten-Zysten, Calcisphaeren, Foraminiferen- und Ostrakodengehäuse (bis 320 μm Durchmesser) bekannt, die als Hinweis auf eine oligozäne Transgression aus dem Mainzer Becken interpretiert wurden (SONNE & WEILER 1984, GRAMOWSKI 1987, WEILER 1993). Aus dem Pulvermaar beschrieb GRAMOWSKI (1987) eine Calcisphaere, die zeitlich nicht zugeordnet werden konnte. Anstehende mitteloligozäne Sedimente sind allerdings nur aus der südlichen Eifel bei Idenheim und Arenrath bekannt (KADOLSKY et al. 1983). Ein äolischer Eintrag dieser Mikrofossilien ist nicht auszuschließen, in jedem Fall ist dies ein Hinweis auf Umlagerung alten biogenen Materials.

4.2. Datierung des Bohrkerns

Die ungeschichteten siltig-tonigen Sedimente in den obersten 97 cm des Bohrprofils stellen vermutlich eine Bodenbildung auf älteren Ablagerungen dar. Holozäne Sedimente sind entweder nicht abgelagert oder bereits wieder abgetragen worden. Die geringe Mächtigkeit der auf 12 880 BP datierten Laacher See-Tephra (BRAUER et al. 1999, ZOLITSCHKA et al. 2000) bei 0,97 bis 1,00 m Tiefe deutet auf Umlagerung der Tephra hin. Die Laacher See-Tephra ist in Sedimenten des Holzmaares und des Meerfelder Maares in einer Mächtigkeit von 11 bzw. 5 cm nachgewiesen worden (NEGENDANK 1984, ZOLITSCHKA 1998).

Das an einem 3 cm langen und 1 cm dicken nicht verkohlten Holzstück aus einer Mulde bei 2,075 m Tiefe bestimmte Radiokohlenstoffalter von 12 260 Jahren (Tab. 1) entspricht mit etwa 14 160 cal. BP (kalibrierten ^{14}C -Jahren BP) der späten Termination Ia bzw. dem Ausklang der Älteren Dryas. Im Holzmaar und im Meerfelder Maar steigen die Gehalte an organischem Kohlenstoff um 14 200 Warvenjahre BP deutlich an (BRAUER et al. 2000, ZOLITSCHKA et al. 2000) und im ELSA-Standardprofil treten ab 14 500 BP dunklere organisch-reichere Sedimente auf (SCHABER & SIROCKO 2005), was zeitlich dem Wechsel vom Pleniglazial in das Interstadial 1 entsprechen würde.

Aus der Kies- und Sand-Folge zwischen 4,63 m und 10,34 m liegen bisher keine Altersdatierungen vor. Die grobklastischen massigen Schüttungen weisen auf hohe Sedimentationsraten hin. Im Holzmaar treten zwischen 14 600 und 14 200 BP stark erhöhte Sedimentationsraten (5 bis 10 mm a^{-1} gegenüber 1 bis 2 mm a^{-1}) auf (ZOLITSCHKA et al. 2000). Im ELSA-Standardprofil tritt bei etwa 14 500 ein Fazieswechsel von älteren Löß-reichen Ablagerungen zu laminierten Tonen auf (SCHABER & SIROCKO 2005). In der Bohrung Gillenfeld GWM1 lässt der abrupte Fazieswechsel von hangenden Grobkiesen zu liegenden Silten mit Feinsandlagen bei 10,34 m Tiefe auf eine Erosionsdiskordanz schließen.

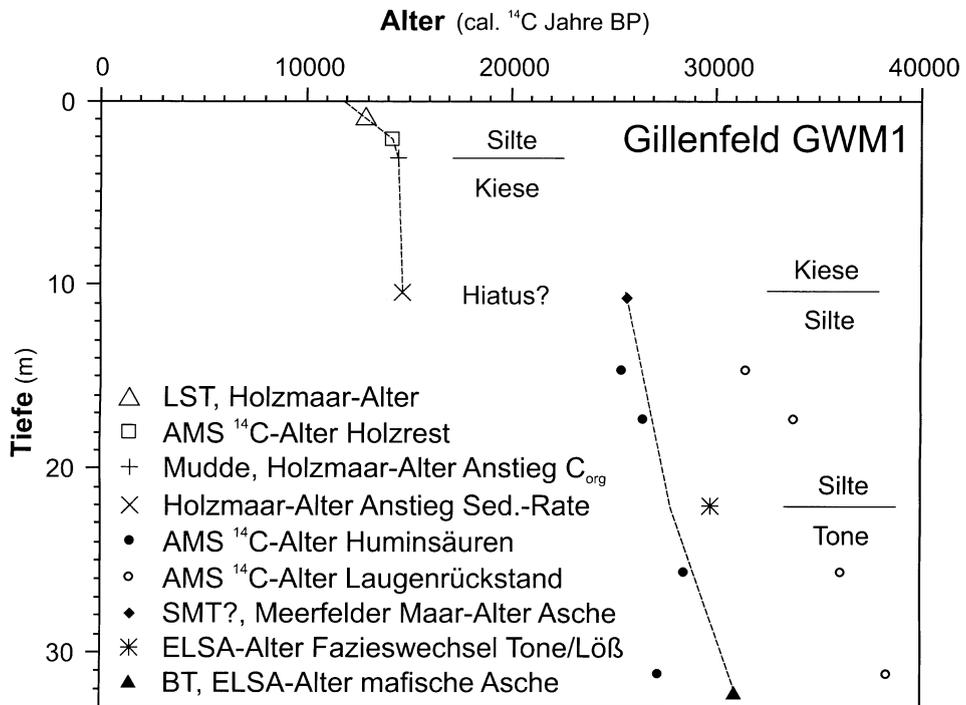


Abb. 5: Die vorläufige Alters-Tiefenbeziehung der Bohrung Gillenfeld GWM1 basiert auf AMS ¹⁴C-Datierungen, der Korrelation mit Tephren und Fazieswechseln in Maaren der Westeifel. Für das Alter der umgelagerten Laacher See-Tephra (LST) in der Bohrung wird das am Holzmaar bestimmte Eruptionsalter der Laacher See-Tephra angenommen (12 880 Jahre BP; ZOLITSCHKA et al. 2000). Die Strohrner Maar-Tephra (SMT) könnte mit einer Aschenlage im Meerfelder Maar korrelieren, die von HAVERKAMP & BEUKER (1993) auf 25 700 BP datiert wurde. Die basale Tephra mit unterschiedlichen Nebengesteinsanteilen (BT) könnte vom Körperichberg oder aus dem Wartgesberg-Vulkankomplex stammen, sie korreliert möglicherweise mit einer mafischen Tephra bei 31 000 BP im ELSA-Standardprofil (SCHABER & SIROCKO 2005).

In 4 Sedimentproben zwischen 14,67 m und 31,17 m Tiefe liegen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Normalbereich für organische Proben. Die Radiokohlenstoffalter der Huminsäurefraktionen weichen signifikant von den am Laugenrückstand ermittelten Altern ab. Die maximale Altersdifferenz ergibt sich mit 10 290 Jahren für die tiefste datierte Probe bei 31,17 m Tiefe, deren Huminsäure-Alter niedriger ist als das der hangenden Probe. Die an den Huminsäuren bestimmten Alter können durch spätere Infiltration von Huminsäuren durch Diffusion und zirkulierende Porenwässer zu junge Alter ergeben. Aufgrund der geringen Korngröße der Ablagerungen unterhalb 10,34 m und insbesondere unterhalb 22,08 m Tiefe ist eine abwärtsgerichtete Verlagerung von Huminsäuren allerdings weniger wahrscheinlich. Jedoch liegt die tiefste datierte Probe nur etwa 10 cm über sandigen Sedimenten und etwa 1 m über permeablen umgelagerten Lapilli-Aschen-Tephren, in denen eine laterale Verlagerung von Huminsäuren wahrscheinlich ist. Der Laugenrückstand einiger Proben aus den Trockenmaaren der Eifel ergab gegenüber den

an Huminsäuren bestimmten Altern ebenfalls deutlich höhere Werte, was auf Umlagerung älteren Pflanzenmaterials beruht (SCHABER & SIROCKO 2005), z.B. durch fluviatilen oder äolischen Eintrag.

Aufgrund des hohen Anteils von vermutlich weit transportierten Holzkohlepartikeln und der umgelagerten Foraminiferengehäuse dürfte ein erheblicher Anteil des Laugenrückstands aus umgelagertem älterem Pflanzenmaterial bestehen. Daher stützt sich das hier vorgestellte Altersmodell (Tab. 2, Abb. 5) unterhalb 10,34 m im Wesentlichen auf die Huminsäure-Alter. Das tiefste Huminsäure-Alter bei 31,17 m wurde nicht berücksichtigt. Unterhalb des Fazieswechsels bei 22,08 m wurde parallel zur Alters-Tiefenzunahme der Laugenrückstands-Alter interpoliert. Unter der (nicht belegten) Annahme, dass die Hell-Dunkel-Schichtpaare siltig-toniger Sedimente zwischen 10,34 m und 31,88 m eine Jahresschichtung (Warven) darstellen, sind die Sedimentationsraten, die sich nach dem hier vorgestellten vorläufigen Altersmodell ergeben (Tab. 2), mit den Schichtdicken von Hell-Dunkel-Paaren nicht durch Ereignislagen geprägter Kernabschnitte (s. Kap. 4.I.) konform. Aus dem Hochglazial der Eifelmaare sind periglaziale Warven bisher nur vom Holzmaar beschrieben worden (BRAUER 1994). Der Fazieswechsel von liegenden feingeschichteten Tonen zu hangenden feingeschichteten Silten mit Feinsandlagen bei 22,08 m liegt nach diesem Altersmodell bei etwa 27 900 BP. Im ELSA Standardprofil (SCHABER & SIROCKO 2005) setzen Löß- und Flugsand-Lagen bei etwa 29 900 BP ein (Abb. 5, 7).

Die im Meerfelder Maar in 38,5 m Tiefe erbohrte und auf 25 700 Jahre datierte 40 bis 50 cm mächtige Asche (HAVERKAMP & BEUKER 1993) könnte mit der nebengesteinsreichen Aschen-Lapilli-Tephra bei 10,62 bis 10,65 m Tiefe übereinstimmen, sie ist im Meerfelder Maar jedoch mächtiger und feinkörniger (NEGENDANK 1989) als in der Bohrung Gillenfeld GWM1. Die basaltische Tephra zwischen 32,12 m und 32,78 m Tiefe weist sowohl von der Mächtigkeit, der Zusammensetzung und als auch der internen Korngrößenwechsel Ähnlichkeiten mit der Tephra in 38,5 m Tiefe im Meerfelder Maar (NEGENDANK 1989) auf. Eine Korrelation ist jedoch nach den Huminsäure-Altern relativ sicher auszuschließen. Die basale Tephra der Bohrung Gillenfeld GWM1 könnte mit einer mafischen Tephra im ELSA-Standardprofil bei 31 000 Jahren übereinstimmen. Diese Tephra tritt im Maar am Hohen List 10 km nordwestlich der Bohrung Gillenfeld GWM1 in einer Mächtigkeit von 2 bzw. 4 cm auf (SCHABER & SIROCKO 2005).

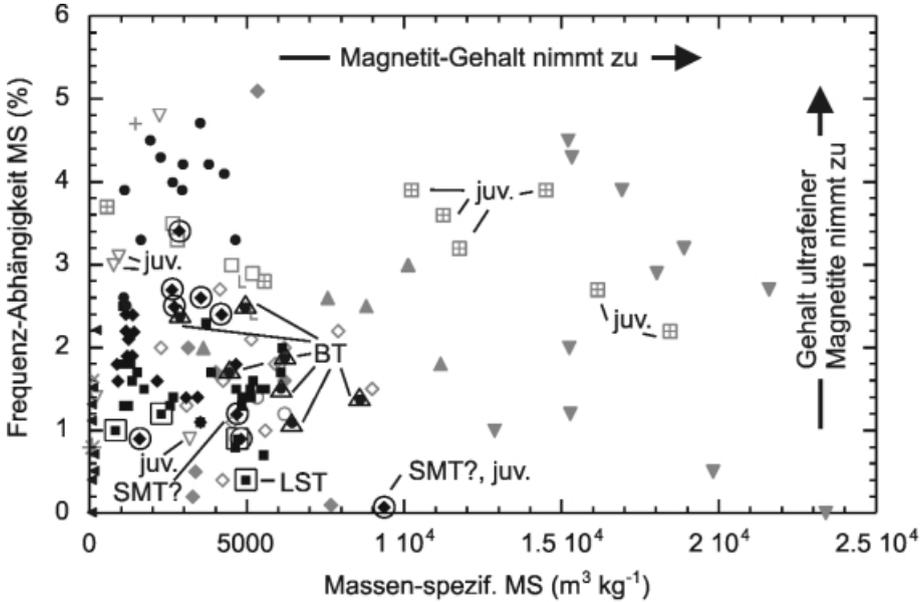
4.3. Magnetische Suszeptibilität des Bohrkerns und potenzieller Liefergesteine

Die magnetische Suszeptibilität (MS) liefert Informationen zu Änderungen der Sedimentzusammensetzung. Insbesondere sind unterschiedliche Gehalte an ferrimagnetischen Mineralen wie z.B. Magnetit, der typischer Bestandteil basaltischer Vulkanite ist, mit dieser Methode gut nachweisbar (THOMPSON & OLDFIELD 1986, EVANS & HELLER 2003). In den Maarsedimenten der Westeifel ist Titanomagnetit und im Holzmaar auch Hämatit nachgewiesen worden (NEGENDANK 1989, STOCKHAUSEN & ZOLITSCHKA 1999). Im Holzmaar korreliert die Volumen-spezifische MS der nach 13 000 BP abgelagerten Sedimente positiv mit der Sedimentationsrate und negativ mit dem organischen Kohlenstoffgehalt, was auf einen vorwiegend detritischen Sedimenteintrag hinweist (STOCKHAUSEN & ZOLITSCHKA 1999). Die Volumen-spezifische MS der Kernoberfläche zeigt hochauflösend Materialunterschiede auf, ist aber im Gegensatz zur Massen-spezifischen MS getrockneter Proben u. a. vom Wassergehalt bzw. der Porosität abhängig. Die Frequenz-Abhängigkeit der MS ist ein Maß für den Gehalt an ultrafeinkörnigen Magnetiten ($\leq 0.03 \mu\text{m}$), die nur unter Stillwasserbedingungen sedimentieren (DEARING et al. 1996).

Tab. 2: Altersmodell und Sedimentationsraten (SR) für die Bohrung Gillenfeld GWM1.

Tiefe (m)	Alter (Jahre BP)	SR (mm a ⁻¹)	Bemerkung
0	11 800		Geländeoberfläche, interpoliert
		1	Pelitische Auesedimente, ungeschichtet
1,00	12 880		Umgelagerte Laacher See-Tephra, Datierung im Meerfelder Maar (BRAUER et al. 1999)
		1	Pelitische Auesedimente mit Mudden
2,08	14 100		Holzrest
		10	Pelitische Auesedimente mit Mudden
3,06	14 200		Tiefste Mudde, könnte dem Beginn stärker organischer Sedimente im Holzmaar (ZOLITSCHKA 1998) entsprechen
		18	Kiese und Sande mit einigen Siltlagen
10,3	14 600/ 25 600		Fazieswechsel vermutlich durch Erosionsdiskordanz. Sprunghafter Anstieg der Sed.-Rate im Holzmaar (ZOLITSCHKA et al. 2000).
		3	Feingeschichtete Silte, Löß-/Flugsandlagen
10,63	25 700		Strohner Maar-Tephra?, entspricht möglicherweise einer Asche im Meerfelder Maar (HAVERKAMP & BEUKER 1993)
		5	Feingeschichtete Silte, Löß-/Flugsandlagen mit Aschelagen
22,08	27 900		Interpolation aus AMS ¹⁴ C-Altern der Huminsäuren und der Tephra bei 10,63 m
		3	Feingeschichtete Tone mit Siltlagen
32,12	31 000		Tephra von Schlackenkegel- und Maareruptionen, entsprechen möglicherweise einer mafischen Tephra im ELSA-Profil (SCHABER & SIROCKO 2005)

Die an Kernen der Bohrung Gillenfeld GWM1 gemessene Volumen-spezifische MS zeigt sehr unterschiedliche Gehalte an ferrimagnetischen Mineralen an (Abb. 3). Die niedrigsten Werte der Volumen-spezifischen MS von größer $200 * 10^{-6}$ (SI) wurden an den Mudden zwischen 1,29 m und 3,06 m beobachtet. Hohe Werte treten im Bereich von basaltischen Tephren auf. Die höchsten Werte liegen mit maximal $16\,000 * 10^{-6}$ (SI) in der Aschen-Lapilli-Tephra bei 10,62 bis 10,65 m, Werte von maximal $14\,000 * 10^{-6}$ (SI) sind bei 5,61 m im zentralen Bereich einer kleiner 50 cm mächtigen Lage vermutlich umgelagerter Aschen ausgebildet. Die zwischen etwa 32,12 m und 32,78 m liegenden basaltischen Aschen haben eine Volumen-spezifische MS von maximal 8 000 bis



Bohrung Gillenfeld GWM1	Potenzielle Liefergesteine
■ Proben 0-10,3 m	+ Löß am Wartgesberg
◆ Proben 10,3-22,1 m	× Löß bei Bonn
● Proben 22,1-32,8 m	* Unterdevonische Siltsteine bei Gillenfeld
◄ Proben 32,8-37 m	L Mittlere LST am Wingertsberg, Frakt. <125 µm
□ Tephra 0,97-1,5 m	◇ Pulvermaar-Tephra
○ Tephra 10,6-16,5 m	▣ Strohner Maar-Tephra
△ Tephra 32,08-32,78 m	▼ Römerberg-Schlacken
LST Laacher See-Tephra?	□ Sprinker Maar-Tephra am Wartgesberg
SMT Strohner Maar-Tephra?	◆ Körperichberg-Schlacken
BT Basale Tephra	▲ Wartgesberg-Lapilli und Bomben
juv. nur juvenile Lapilli	○ Trautzberger Maar-Tephra am Wartgesberg
	▽ Holzmaar-Tephra

Abb. 6: Aus der Darstellung der Massen-spezifischen magnetischen Suszeptibilität (MS) gegen die Frequenzabhängigkeit der MS lassen sich für Proben aus der Bohrung Gillenfeld GWM1 potenzielle Liefergesteine ableiten: Tephren benachbarter Eruptionszentren, Löß am Wartgesberg (und bei Bonn), und unterdevonische Gesteine bei Gillenfeld. LST: umgelagerte Laacher See-Tephra; SMT: Aschen-Lapilli-Tephra vermutlich vom Strohner Maar; die Tephren zwischen 10,6 m und 16,5 m fallen in Bereiche, in denen auch die Proben aus den Tephrawällen vom Pulvermaar und Strohner Maar liegen; BT: Die Tephra an der Basis der Seesedimente könnte vom Wartgesberg-Vulkankomplex oder dem Körperichberg stammen, Proben vom Römerberg weisen generell eine höhere MS auf. Proben aus Maartephren, bei denen nur juvenile (basaltische) Lapilli gemessen wurden, sind mit juv. gekennzeichnet.

$10\,000 * 10^{-6}$ (SI). In den Sand- und Kieslagen zwischen 1,6 m und 10,63 m liegen die Werte mit im Mittel etwa $5\,000 * 10^{-6}$ (SI) sehr hoch. Zwischengeschaltete siltige Sedimente in diesem Abschnitt weisen Werte um $2\,500 * 10^{-6}$ (SI) auf. In der Löß-reichen Abfolge zwischen 10,34 m und 22,08 m liegen die mittleren Werte mit etwa $2\,000 * 10^{-6}$ (SI) etwa doppelt so hoch wie in den hochglazialen Ablagerungen des Holzmaares (ZOLITSCHKA et al. 2000), was auf eine größere Verbreitung von Aschen in der näheren Umgebung des Alf-Stausees hinweist. In den z. T. nur wenige Millimeter mächtigen dunkelbraunen bis schwarzen Sandlagen zwischen 10,5 m und 16,5 m treten deutliche Maxima mit Werten größer $4\,000 * 10^{-6}$ (SI) auf. In den Tonen zwischen 22,08 m und 31,88 m zeigt sich zum Hangenden hin eine generelle Abnahme der Volumen-spezifischen MS, was sicher auf der zunächst starken Abtragung von basaltischen Aschen im Einzugsgebiet des Alf-Stausees nach der Ablagerung von Tephren eines nahe gelegenen Vulkans beruht.

Tendenziell liegen die Volumen-spezifischen MS Werte für gröbere Schichten höher als die der benachbarten feinkörnigeren Schichten, wie ein Vergleich zwischen den Kurven für die mittlere Korngröße und die Volumen-spezifische MS zeigt (Abb. 3). Die an diskreten Proben ermittelten Massen-spezifischen MS Werte zeigen diese Tendenz ebenfalls (Abb. 3), jedoch besteht keine signifikante Korrelation zwischen Korngröße und Massen-spezifischer MS, weder im Gesamtprofil noch in den nicht durch Tephren geprägten Kernabschnitten. Primäre und umgelagerte Tephren weisen Massen-spezifische MS Werte um $5\,000 * 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ auf, während siltig-tonige Sedimente um etwa $1\,000 * 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ liegen. Die Werte für die Tephra bei 32,08 bis 32,78 m sind sehr unterschiedlich mit 2 900 bis zu $8\,600 * 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, was auf einen variablen Anteil basaltischer Komponenten hinweist. Bei der Frequenz-Abhängigkeit der MS fällt der Bereich toniger Sedimente zwischen etwa 22,08 m und 31,78 m durch erhöhte Werte um etwa 4 % auf, während die übrigen fein- und grobklastischen Sedimente Werte zwischen 0 und 3 % aufweisen. Das bedeutet, dass in den Tonen längere (saisonale?) Stillwasserphasen existiert haben müssen, in denen es zur Sedimentation ultrafeiner Magnetite kam.

Da die juvenilen Anteile der Tephren aus der Umgebung von Gillenfeld fooiditische oder basanitische Zusammensetzung haben (BÜCHEL 1994), erscheint eine geochemische Zuordnung von Tephren der Bohrung Gillenfeld GWM1 relativ aufwändig. Außerdem müssten dafür auch Vergleichsproben distaler Maartephren analysiert werden, da es durch schnelleres Abregnen schwerer Komponenten wie z.B. Magnetit mit zunehmender Transportweite zu Differenzierungen kommt (FISHER & SCHMINCKE 1984). Jedoch erlauben die im Rahmen dieser Arbeit vorgenommenen Suszeptibilitätsmessungen eine erste vorläufige Zuordnung einiger Tephren der Bohrung Gillenfeld GWM1.

In einem Diagramm Massen-spezifische MS gegen Frequenzabhängigkeit der MS für Proben der Bohrung Gillenfeld GWM1 (Abb. 6) und für Proben aus potenziellen Liefergesteinen liegen die meisten Proben der Bohrung zwischen den Werten unterdevonischer Siltsteine bei Gillenfeld und den Tephren der Schlackenkegel Römerberg, Körperichberg und des Wartgesberg-Vulkankomplexes. Eine relativ gute Übereinstimmung besteht für viele Proben mit Tephren vom Holzmaar (das nach Brauer 1994 allerdings mit etwa 28 000 BP älter sein soll als die Tephren zwischen 10,6 m und 16,5 m), Pulvermaar, Strohnner, Trautzberger und Sprinker Maar. Die Werte der Massen-spezifischen MS ($4\,700 * 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) und der Frequenz-Abhängigkeit der MS (1,2 %) der in einer Tiefe von 10,62 bis 10,65 m (Abb. 4B) erbohrten Aschen-Lapilli-Tephra fallen in den Bereich der Proben vom Pulvermaar. Extrahierte dichte basaltische Lapilli dieser Tephra weisen Werte von $9\,400 * 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ und 0,3 % für die Massen-spezifische MS und die Frequenzabhängigkeit der MS auf. Juvenile Lapilli vom Strohnner Maar haben

im Vergleich eine ähnlich hohe bis deutlich höhere Massen-spezifische MS bei einer höheren Frequenzabhängigkeit der MS. Proben aus der bei 32,08 bis 32,78 m erbohrten Lapilli-Aschen-Tephra streuen über einen weiten Bereich, je nach dem Gehalt an basaltischen Komponenten. Die distalen Maartephren zwischen 10,7 m und 16,5 m Tiefe können keinem Eruptionszentrum zugeordnet werden, da bisher keine vergleichbaren gesteinsmagnetischen Daten von etwas weiter entfernten Maaren wie dem Mehrener, Ellscheider, Oberwinkeler, Immerather Maar, dem Mürmes oder dem Immerather Risch sowie den Dauner Maaren vorliegen. Die als umgelagerte Laacher See-Tephra gedeutete Lage bei 0,98 m hat eine ähnlich hohe Massen-spezifische MS wie Proben vom Wingertsberg am Laacher See („Autobahn“ der mittleren LST, Fraktion <125 µm), jedoch ist die Frequenzabhängigkeit der MS niedriger. Die Gesamtfraktion der Proben vom Wingertsberg liegt bei ähnlich hohen Werten für die Frequenzabhängigkeit der MS, die Massen-spezifische MS ist jedoch deutlich höher aufgrund zahlreicher basaltischer Fragmente größer 1 mm (in Abb. 6 nicht dargestellt).

4.4. Geologische Interpretation der Schichtfolge

Nach dem geologischen Längsprofil durch das Tal der Alf (Abb. 2; HEMFLER & BÜCHEL 1991) ist auf der Höhe der Bohrung Gillenfeld GWM1 bei linearer Interpolation des Talbodens zwischen dem Mehrener Maar und der Einmündung des Sammetbaches, also ober- und unterhalb des ehemaligen Alf-Stausees, mit anstehenden unterdevonischen Gesteinen in einer Höhenlage von etwa 340 m NN zu rechnen. Tatsächlich wurde in der Bohrung Gillenfeld GWM1 anstehendes Unterdevon bis zur Endteufe nicht erreicht. Die Brekzie unterdevonischer Klasten zwischen 32,78 m und 37 m Tiefe (etwa 361 bis 357 m NN) weist auf eine mehrere Meter mächtige Bedeckung des Talbodens bzw. der Talflanke mit Solifluktionsschutt hin. Es ist bisher nicht bekannt, ob die Bohrung im Taltiefsten abgeteuft wurde. Nach den magnetischen Daten von CIPA (1958) und nach Aufschlüssen der Talflanken aus unterdevonischen Gesteinen am Wartgesberg und in der Strohnener Schweiz zeichnet sich ein geschwungener Verlauf des verschütteten Tales ab, so dass ein ehemals mäandrierender Lauf der Alf vor dem Aufstau durch die Barriere bei Strohn wahrscheinlich ist. Es wäre daher möglich, dass auf der Höhe der Bohrung Gillenfeld GWM1 feinklastische Talsedimente im Talscheitel noch deutlich tiefer reichen. Für eine Lage der Bohrung an der Talflanke sprechen auch die Rutschungsanzeichen in den Tonen an der Basis der feinklastischen Seesedimente zwischen 31 und 32 m. Es ist nicht auszuschließen, dass unter dem Solifluktionsschutt weitere Seesedimente liegen. Dann wäre der Wartgesberg-Vulkankomplex, der zur Bildung der Barriere bei Strohn geführt hat, älter als die Basis der bisher erbohrten Seesedimente.

Als Herkunft der zwischen 32,08 m und 32,78 m erbohrten Lapilli-Aschen-Tephra kommen nur zwei Vulkane mit phreatomagmatischen und strombolianischen Eruptionen in Frage, d.h. ein Maar und ein Schlackenkegel oder ein Schlackenkegel mit initialer Maarphase. Bei einem geschätzten Median von etwa 3 mm kann der Eruptionspunkt einer relativ niedrigerenergetischen Maareruption nach FISHER & SCHMINCKE (1984: Fig. 6–36) nicht weiter als etwa 5 km entfernt liegen. Es könnte sich dabei um den Römerberg, den Wartgesberg-Vulkankomplex oder den Körperichberg handeln. Am Wartgesberg gibt es in den aufgeschlossenen Tephren keine Hinweise auf phreatomagmatische Eruptionen, allerdings war im südöstlichen Bereich des Steinbruches ein inzwischen abgebauter phreatomagmatischer Gang aufgeschlossen (V. LORENZ, mdl. Mitt. 2007). In einem Aufschluss in Strotzbüsch, etwa 4 km östlich des Wartgesberges gelegen, besteht die hier mindestens 60 cm mächtige Wartgesberg-Tephra aus 1 bis 2 cm großen scharfkantigen, unregelmäßig-eckigen, stark blasigen Schlacken ohne Matrix.

Die Bohrung Gillenfeld GWMW1 liegt etwa 4 km nordnordwestlich des Zentrums vom Wartgesberg-Vulkankomplex, so dass eine ähnliche Zusammensetzung der Wartgesberg-Tephren an dieser Lokation zu erwarten wäre. Die größten Schlacken in diesem Abschnitt des Bohrkerns haben jedoch nur etwa 3 mm Durchmesser. Ob der Körperichberg eine initiale Maarphase hatte ist nicht bekannt. Am Römerberg sind Aufschlüsse der distalen Tephren bisher nicht untersucht worden, so dass kein direkter Vergleich gezogen werden kann.

Die grauen Pelite zwischen 22,08 m und 31,88 m sind vermutlich zwischen 31 000 und 27 900 BP abgelagert worden (Tab. 2). Diese Sedimente sind aufgrund der erhaltenen Feinschichtung im relativ tiefen Alf-Stausee unter Stillwasserbedingungen abgelagert worden. Die graue Färbung, in Streupräparaten beobachtete organische Gele und die fehlenden Anzeichen für Bioturbation weisen auf einen höheren Gehalt an organischem Kohlenstoff und möglicherweise anoxische Porenwässer hin. Die Karbonatgehalte dieser Abfolge sind unterschiedlich hoch. Diese Abfolge könnte den alternierenden Ton- und Siltlagen zwischen etwa 45 000 und 30 000 BP im ELSA-Standardprofil (SCHABER & SIROCKO 2005, SIROCKO et al. 2005) entsprechen.

Die beigefarbenen Silte mit Feinsandlagen zwischen 10,34 m und 22,08 m wurden vermutlich zwischen 27 900 und etwa 25 600 BP abgelagert. Sie unterscheiden sich von den liegenden Peliten durch ihre meist beige Farbe, einen generell hohen Karbonatgehalt und den häufigen Feinsandanteil, was auf Lössleinwehungen hinweist. Diese Abfolge entspricht faziell den Lössen mit Flugsandlagen im ELSA Profil (SCHABER & SIROCKO 2005), die zwischen 30 000 und 15 000 BP abgelagert wurden. Die Mächtigkeit von Hell-Dunkel-Schichtpaaren mit Gradierungen von feinsandigem zu tonigem Silt liegen mit im Mittel etwa 5 mm höher, als die hochglazialen Sedimentationsraten im Holzmaar (1 bis 2 mm, ZOLITSCHKA et al. 2000), was auf die Zufuhr von Feinschweb durch Schmelzwässer und zumindest saisonale Zuflüsse in den Alf-Stausee hinweist. Aus dem Fehlen von ‚dropstones‘ kann gefolgert werden, dass der Alf-Stausee im Spätweichsel ein zumindest saisonal offener See war, so wie dies auch für die Maare der Westeifel nachgewiesen wurde (LITT et al. 2001).

Die zwischen 10,6 m und 16,5 m Tiefe beobachteten 13 wahrscheinlich primären (in situ) Maartephren und 5 umgelagerte Tephren, die vermutlich zwischen 27 500 und 25 700 BP abgelagert wurden, finden in den Sedimenten des Holzmaares (ZOLITSCHKA, mdl. Mitt. 2007) keine Entsprechung. Hochglaziale Sedimente des ELSA Profils werden derzeit auf mögliche distale Tephren untersucht (SIROCKO, mdl. Mitt. 2007). Aus dem längsten Kern vom Meerfelder Maar, der bis in das Hochglazial reicht, sind neben der auf 25 700 BP datierten 40 bis 50 cm mächtigen basaltischen Tephra in 38,5 m Tiefe (HAVERKAMP & BEUKER 1993) weitere geringmächtige Tephren bekannt, 5 im Liegenden und 5 im Hangenden (NEGENDANK et al. 1990). Nach morphologischen Kriterien (BÜCHEL & LORENZ 1982, BÜCHEL 1993) und ¹⁴C-Datierungen (BÜCHEL & LORENZ 1982, BRAUER 1994, SCHABER & SIROCKO 2005) kommen für diese Tephren der Bohrung Gillenfeld GWM1 folgende Eruptionspunkte im Umkreis von weniger als 5 km um die Bohrung in Betracht: Pulvermaar, Strohner Maar, Weinfelder Maar, Gemündener Maar, Schalckenmehrener Maar-West und -Ost, Holzmaar, Dürres Maar und Hitsche. Ein weiter entferntes mögliches Eruptionszentrum wäre noch das Booser Maar-West (BÜCHEL & LORENZ 1982). Die zwischen 10,62 m und 10,65 m Tiefe erbohrte nebengesteinsreiche Aschen-Lapilli-Tephra stammt aufgrund der Korngröße und der Augit-reichen Lapilli vermutlich vom Strohner Maar. Sie korreliert möglicherweise mit der Aschelage im Meerfelder Maar, die auf 25 700 BP datiert wurde (HAVERKAMP & BEUKER 1993). Bei einem geschätzten Median von etwa 4 mm kann der Eruptionspunkt einer relativ nied-

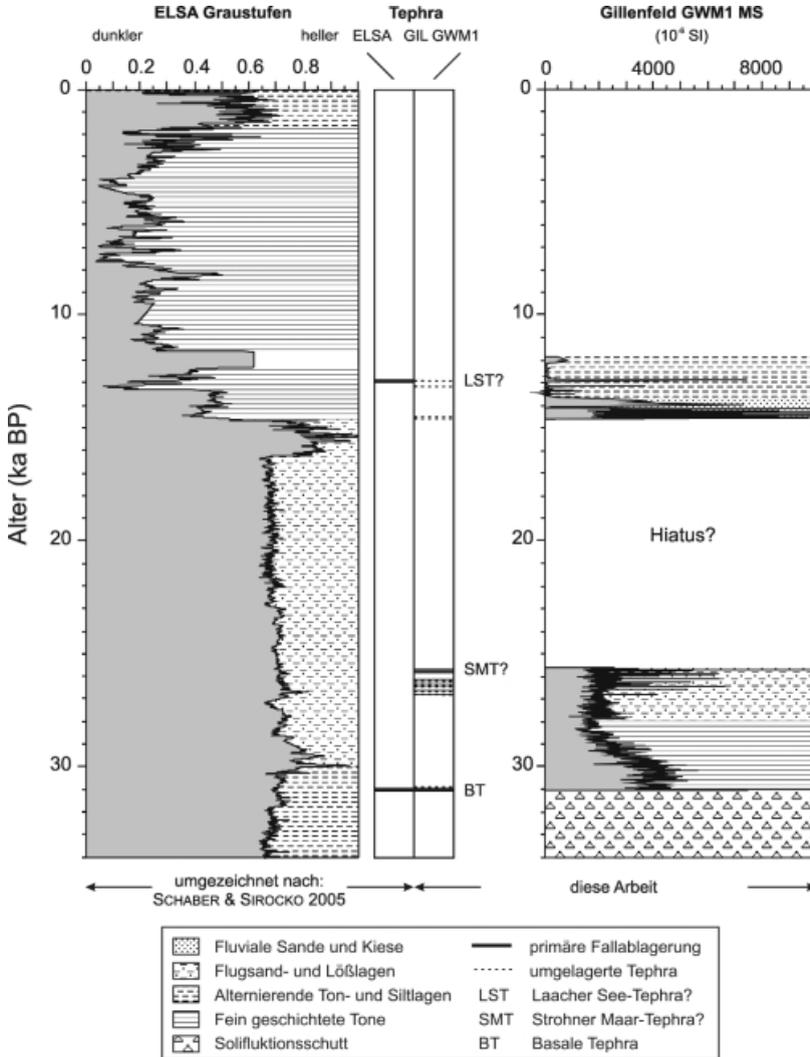


Abb. 7: Die Volumen-spezifische magnetischen Suszeptibilität (MS), die Lithologie und die primären und umgelagerten Tephren der Bohrung Gillenfeld GWM1 werden den Graustufenwerten (höhere Werte entsprechen höherer Reflexion vor allem durch helle Quarzkörner), der vereinfachten Lithologie und den Tephra-Lagen des ELSA Standardprofils (umgezeichnet nach SCHABER & SIROCKO 2005 und SIROCKO et al. 2005) gegenübergestellt. In der Bohrung Gillenfeld GWM1 endet die Überlieferung der Talfüllung kurz nach der Ablagerung der Laacher See-Tephra (LST). Zwischen der Ablagerung der Tephra, die möglicherweise vom Strohrner Maar stammt (SMT), und der LST sind die sandig-kiesigen fluvio-lakustrinen Sedimente sicher diskontinuierlich und basal vermutlich mit einer Erosionsdiskordanz abgelagert worden. Die Tephra an der Basis der Talsedimente (BT) könnte mit einer mafischen Tephra des ELSA Profils (SCHABER & SIROCKO 2005) korrelieren.

rigenergetischen Maareruption nach dem Diagramm Median gegen Entfernung von FISHER & SCHMINCKE (1984: Fig. 6–36) nicht weiter als etwa 3 km entfernt liegen, so dass nur Pulvermaar, Strohn Maar, Holzmaar, Dürres Maar und Ellscheider Maar in Frage kommen. Aufgrund der Ausbildung der juvenilen Lapilli erscheint das Strohn Maar am wahrscheinlichsten. Im Holzmaar führen die tiefsten erbohrten Turbidite basaltische Aschen (BRAUER, mdl. Mitt. 2007), so dass eine Tephra, die ein Mindestalter von 24 000 BP hätte, in größerer Tiefe zu vermuten ist.

Der Fazieswechsel von feinsandigen Silten unterhalb und Kiesen oberhalb 10,34 m wird als Erosionsdiskordanz gedeutet. Wahrscheinlich ist an der Basis der Grobklastika ein erheblicher Teil der ursprünglich vorhandenen lakustrinen Sedimente erodiert worden. Ursache kann der klimatische Wechsel vom LGM zur Termination I mit durch Schmelzwässer verursachter verstärkter fluvialer Erosion sein. Ein plötzlicher Durchbruch der Barriere bei Strohn kommt hierfür als Ursache nicht in Frage. Heute liegt der Durchbruch der Alf durch den Lavastrom bei Strohn (Brücke südlich des Körperichberges am Naturdenkmal „Lavabombe“ von Strohn) bei etwa 388 m NN. Die Basis der Grobklastika liegt in der Bohrung Gillenfeld GWM1 mit 10,34 m Tiefe bei etwa 382 m NN, tiefer als der heutige Durchbruch. Auch in der Bohrung B24 bei Strohn stehen Sande in einem tieferen Niveau an (Abb. 2). An der Barriere an den Strohn Mühlen ist heute ein Lavastrom neben dem Bachbett aufgeschlossen. Allerdings ist nicht auszuschließen, dass rückschreitende Erosion nach der Ablagerung der Laacher See-Tephra die ursprüngliche Höhe der Barriere bereits reduziert hat. Der Spiegel des Alf-Stausees könnte noch oberhalb des heutigen Talbodens gelegen haben. 500 m südöstlich des Ortszentrums von Strohn ist zwischen Körperichberg und Lange Klopp bzw. Wartgesberg bei 396 m NN eine Verebnung ausgebildet, bei der es sich um eine ehemalige Terrasse handeln könnte.

Die vulkanitreichen Grobklastika zwischen 4,63 m und 10,34 m mit geringen Abschnitten feingeschichteter Silte wurden vermutlich zwischen etwa 14 600 und 11 800 BP abgelagert. Die Korngröße bis hin zu Grobkies weist auf die nahe gelegene Mündung eines Bachlaufes in den See hin. Dabei könnte es sich um den Erlenbach handeln, der zwischen Pulvermaar und Römerberg verläuft und heute in Gillenfeld etwa 400 m nördlich der Bohrung Gillenfeld GWM1 in die Alf mündet. Außerdem mündet westlich der Bohrung ein Trockental, das vom Holzmaar nach Ostnordost verläuft. Für eine lokale Quelle der Grobklastika spricht, dass in der Bohrung B2 500 m nordwestlich Gillenfeld in einem etwas höheren Niveau oberhalb feinklastischer Sedimente Sande erbohrt wurden (Abb. 2; HEMFLER 1989). Die Bohrungen bei Strohn (im Profil dargestellt sind nur die tieferen Bohrungen B27 und B24, insgesamt liegen in diesem Bereich 10 Bohrungen, HEMFLER 1989) weisen im selben Niveau wie die Grobklastika der Bohrung Gillenfeld GWM1 Sande auf. Dieser Teil der erbohrten Schichtfolge ist sicher diskontinuierlich abgelagert wurde. Die erhöhten Sedimentationsraten könnten zeitlich mit den hohen Sedimentationsraten im Holzmaar übereinstimmen, die auf erhöhte Temperaturen bzw. Niederschläge und Schmelzwässer durch oberflächliches Auftauen des Permafrostbodens im Einzugsgebiet zurückgeführt werden (ZOLITSCHKA et al. 2000). Bei dunkelbraunen Grobsandlagen bei 9,56 bis 9,58 m und 9,59 bis 9,64 m Tiefe könnte es sich um umgelagerte Tephren handeln. Das interpolierte Alter wäre etwa 14 500 BP.

Die im Hangenden der Kiese zwischen 1,0 m und 4,63 m Tiefe abgelagerten siltig-tonigen Sedimente mit Mudden zwischen 1,29 m und 3,06 m (389 m NN) setzen ein stehendes oder nur langsam fließendes Gewässer voraus. Dafür sprechen auch die bei 0,98 m und 1,23 m Tiefe auftretenden Diatomeen und Schwammnadeln. Die im Hangenden der Laacher See-Tephra oberhalb 0,97 m erbohrten ungeschichteten siltig-toni-

gen Sedimente befinden sich oberhalb des heutigen Bachbetts der Alf. Sie zeigen Stau-
nässe an, bedingt durch das geringe Gefälle der Talaue und die siltig-tonigen Sedimen-
te unterhalb 1 m Tiefe. Die nach den Untersuchungen am Pulvermaar 1,5 mm mächtige
Ulmener Maar-Tephra (ZOLITSCHKA et al. 1995) lässt sich nicht nachweisen. Damit
könnte diese Abfolge noch prä-holozänen Alters sein.

4.5. Ausblick

Die Aufbereitung einiger Proben für künftige Pollenuntersuchungen hat gezeigt, dass
die Sedimente der Bohrung für palynologische Analysen ausreichende Gehalte an Pol-
len aufweisen (SCHNEIDER, mdl. Mitt. 2007). Weitere Proben werden im Leibniz-Labor
für Altersbestimmung und Isotopenforschung in Kiel mit der Radiokohlenstoff-Metho-
de datiert. Die Proben der Bohrung Gillenfeld GWM1 sollen sedimentologisch, geo-
chemisch, petrographisch, mikropaläontologisch und gesteinsmagnetisch näher unter-
sucht werden. Die Herkunft der vermuteten Tephra-Lagen wird durch ergänzende
Schwermineral- und Dünnschliff-Analysen an Material von Eruptionspunkten der
Umgebung gesichert. Gesteinsmagnetische Untersuchungen an den Proben wird das
Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Hannover, vorneh-
men.

Für die Vorerkundung potenzieller Bohrlokationen ist eine gravimetrische Vermes-
sung im Alfbachtal vorgesehen. Eine Forschungsbohrung bei Gillenfeld durch das
GGA-Institut in Hannover ist geplant. Hierbei sollen u. a. bohrlochgeophysikalische
und gesteinsmagnetische Messungen durchgeführt werden.

5. Zusammenfassung

Das Profil der Bohrung Gillenfeld GWM1 bei Gillenfeld im Alfbachtal enthält 32 m
mächtige fluviolakustrine Sedimente (Abb. 3, 4), die nach AMS-¹⁴C-Datierungen den
Zeitabschnitt von etwa 31000 bis 12000 BP (Abb. 5, 7) umfassen, mit einem wahr-
scheinlichen Hiatus zwischen etwa 14600 und 25600 BP. Nach dem Aufstau der Alf
durch den Ausbruch des Wartgesberg-Vulkankomplexes, dessen Ausbruchsalter bei
31000 BP liegen könnte, bildeten sich im Tal mehrere Meter mächtige Solifluktsions-
decken aus Verwitterungsmaterial unterdevonischer Gesteine. Eine 70 cm mächtige
mafische Tephra wurde subaquatisch abgelagert, sie dokumentiert den Ausbruch eines
nahe gelegenen Maares und eines Schlackenkegels oder eines Schlackenkegels mit
initialer Maarphase. Hierüber folgten 1 m mächtige im Seebecken umgelagerte sandige
und tonige Sedimente mit hohem Anteil basaltischer Komponenten, da die auf den
umgebenden Hängen abgelagerten Aschen durch Niederschläge oder Schmelzwässer in
den See eingetragen wurden. Anschließend lagerten sich feinklastische, organisch-rei-
che Seesedimente ab, deren Feinschichtung möglicherweise Warven darstellt. Hierauf
folgten ab etwa 27900 BP Lössleinwehungen, im ELSA-Standardprofil treten ab etwa
29900 BP Löße mit Flugsandlagen auf (SCHABER & SIROCKO 2005). Während der Termi-
nation I wurde ein Teil der Talsedimente erodiert, was aufgrund des abrupten Fazies-
wechsels zu Grobklastika zu vermuten ist. Kurz vor der Ablagerung der Laacher See-
Tephra (etwa 13000 BP) hatte der Talboden annähernd die heutige Höhe erreicht, der
natürliche Stausee verlandete und es lagerten sich Mudden ab. Holozäne Auesedimen-
te sind entweder nicht abgelagert oder durch Vertiefung der Barriere bei Strohn bereits
wieder erodiert worden.

Insgesamt 13 Lagen mafischer Tephren wurden zwischen etwa 27500 und 25700 BP
vor bzw. am Beginn des LGM durch phreatomagmatische Eruptionen gefördert. Diese
im Abstand von jeweils nur wenigen hundert Jahren abgelagerten Tephren belegen eine

Phase hoher vulkanischer Aktivität im Südostteil der Westeifel. Diese Tephren ließen sich bisher in den Trockenmaaren der Eifel (SCHABER & SIROCKO 2005) oder im Holzmaar (ZOLITSCHKA 1998) nicht nachweisen, jedoch liegen mehrere Aschelagen im Meerfelder Maar (NEGENDANK et al. 1990, HAVERKAMP & BEUKER 1993) und die Eruptionsalter mehrerer Maare in der Umgebung von Gillenfeld (BÜCHEL & LORENZ 1982, BRAUER 1994, SCHABER & SIROCKO 2005) in diesem Altersbereich. Über weitere Untersuchungen und Datierungen der Sedimente des Alf-Stausees lässt sich die zeitliche Häufung der Vulkanausbrüche der Eifel in der jüngeren Weichseleiszeit präzisieren.

Schriften

- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (2006): The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. – *Quatern. Sci. Rev.*, **25**, S. 550–574, Amsterdam.
- BOGAARD, P. v. d. (1995): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine phenocrysts from Laacher See Tephra (12,900 yr BP): chronostratigraphic and petrological significance. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**, S. 163–174, Amsterdam.
- BRAUER, A. (1994): Weichselzeitliche Sedimente des Holzmaares – Warvenchronologie des Hochglazials und Nachweis von Klimaschwankungen. – *Documenta Naturae*, **85**, S. 1–210, München.
- BRAUER, A. & ENDRES, C. & GÜNTER, C. & LITT, T. & STEBICH, M. & NEGENDANK, J.F.W. (1999): High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. – *Quatern. Sci. Rev.*, **18**, S. 321–329, Amsterdam.
- BRAUER, A. & GÜNTER, C. & JOHNSEN, S.J. & NEGENDANK, J.F.W. (2000): Land-ice teleconnections of cold climatic periods during the last Glacial/Interglacial transition. – *Climate Dynamics*, **16**, S. 229–239, Berlin.
- BÜCHEL, G. (1978): Geologische, geomagnetische und photogeologische Untersuchungen an Kesseltälern im quartären Vulkanfeld der Westeifel (W-Deutschland). Diplomarbeit Inst. f. Geowiss. Universität Mainz, 88 S., Mainz. – [unveröff.].
- (1987): Geophysik der Eifel-Maare. 1: Erkundung neuer Maare im Vulkanfeld der Eifel mit Hilfe geomagnetischer Messungen. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **16**, S. 227–274, Mainz.
- (1988): Geophysik der Eifel-Maare. 2: Geomagnetische Erkundung von Trockenmaaren im Vulkanfeld der Westeifel. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **17**, S. 357–376, Mainz.
- (1993): Maars of the Westeifel, Germany. – *Lecture Notes Earth Sci.*, **49**, S. 1–13, Berlin.
- (1994): Vulkanologische Karte der West- und Hocheifel 1:50 000. (Inst. Geowiss. Univ. Mainz) Mainz.
- BÜCHEL, G. & KRAWCZYK, E. (1986): Zur Genese der Dauner Maare im Vulkanfeld der Westeifel. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **15**, S. 219–238, Mainz.
- BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **163** (1), S. 1–22, Stuttgart.
- BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1984): Zum Alter des Meerfelder Maares. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **65**, S. 13–15, Frankfurt a. M.
- BÜCHEL, G. & MERTES, H. (1982): Die Eruptionszentren des Westeifeler Vulkanfeldes. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **133**, S. 409–429, Hannover.

- BÜCHEL, G. & LORENZ, V. & WEILER, H. (1984): Das Westeifel-Vulkanfeld: Maare, Schlackenkegel und Hydrogeologie (Exkursion H am 26. und 27. April 1984). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., **66**, S. 107–128, Stuttgart.
- BÜCHEL, G. & LORENZ, V. & SCHMINCKE, H.-U. & ZIMANOWSKI, B. (1986): Quartäre Vulkanfelder der Eifel. – Fortschr. Mineral., **64** (Beih. 2), S. 97–141, Stuttgart.
- CIPA, W. (1956): Der Vulkanismus in der Umgebung des Pulvermaares. – Decheniana, **109** (4), S. 53–75, Bonn.
- (1958): Erdmagnetische Vermessung einiger Lavaströme und Tuffschlote in der Vorder-Eifel. – Geol. Jb., **75**, S. 663–698, Hannover.
- DEARING, J.A. (1984): Environmental magnetic susceptibility – using the Bartington MS2 system. 104 S. (Chi Publ.) Kenilworth, U.K.
- DEARING, J.A. & DANN, R.J.L. & HAY, K. & LEES, J.A. & LOVELAND, P.J. & MAHER, B.A. & O'GRADY, K. (1996): Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. – Geophys. J. Int., **124**, S. 228–240, London.
- EVANS, M.E. & HELLER, F. (2003): Environmental magnetism, principles and applications of enviromagnetics. 299 S., (Academic Press) Amsterdam.
- FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic rocks. 472 S., (Springer) Berlin.
- GRAMOWSKI, E. (1987): Marine oligozäne Fossilien in jungquartären Sedimenten der Westeifel, Überlegungen zur Paläogeographie. Diplomarbeit Inst. f. Geowiss. Univ. Mainz, 150 S., Mainz. – [unveröff.].
- HANTKE, R. (1993): Flussgeschichte Mitteleuropas. 460 S., (Enke) Stuttgart.
- HAVERKAMP, B. & BEUKER, T. (1993): A paleomagnetic study of maar-lake sediments from the Westeifel. – Lect. Notes Earth Sci., **49**, S. 349–365, Berlin.
- HEMFLER, M. (1989): Die Trinkwasserversorgung bei Strohn (Alfbachtal, Westeifel) und ihre Folgen. Diplomarbeit Inst. f. Geowiss. Univ. Mainz, 105 S., Mainz. – [unveröff.].
- HEMFLER, M. & BÜCHEL, G. (1991): Influyente Verhältnisse als Folge der Trinkwassergewinnung im Alfbachtal bei Strohn (Westeifel). – POLLICHA, **78**, S. 35–83, Bad Dürkheim.
- HOUBEN, P. (2003): Spatio-temporally variable response of fluvial systems to Late Pleistocene climate change: a case study from central Germany. – Quatern. Sci. Rev., **22**, S. 2125–2140, Amsterdam.
- KADOLSKY, D. & LÖHNERTZ, W. & SOULIÉ-MÄRSCHKE, I. (1983): Zur Paläontologie und Geologie fossilführender Hornsteine der S-Eifel (Oligozän, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **166**, S. 191–217, Stuttgart.
- KLOCKMANN, F. & RAMDOHR, P. & STRUNZ, H. (1978): Lehrbuch der Mineralogie. 16. Aufl., 371 S., (Enke) Stuttgart.
- KNUDSEN, Ö. & MARREN, P.M. (2002): Sedimentation in a volcanically dammed valley, Brúarjökull, northeast Iceland. – Quatern. Sci. Rev., **21**, S. 1677–1692, Amsterdam.
- LITT, T. & BRAUER, A. & GOSLAR, T. & MERKT, J. & BALAGA, K. & MÜLLER, H. & RALSKA-JASIEWICZOWA, M. & STEBICH, M. & NENGENDANK, J.F.W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. – Quatern. Sci. Rev., **20**, S. 1233–1249, Amsterdam.
- LORENZ, V. (1982): Maare und Schlackenkegel der Westeifel. – Spektrum Wiss., **2/1982**, S. 26–37, Berlin.
- LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1980): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel. – Mitt. POLLICHA, **68**, S. 29–100, Bad Dürkheim.
- LOTTERMOSE, B.G. & SCHÜTZ, U. & BOENECKE, J. & OBERHÄNSLI, R. & ZOLITSCHKA, B. & NENGENDANK, J.F.W. (1997): Natural and anthropogenic influences on the geochemis-

- try of Quaternary lake sediments from Holzmaar, Germany. – *Environm. Geology*, **31**, S. 236–247, Amsterdam.
- MERTES, H. & SCHMINCKE, H.-U. (1985): Mafic potassic lavas of the Quaternary West Eifel volcanic field. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, S. 330–345, Berlin.
- MEYER, W. (1994): *Geologie der Eifel*. 618 S., (Schweizerbart) Stuttgart.
- NEGENDANK, J.F.W. (1984): Die Untersuchung der Schwerminerale der Seesedimente des Meerfelder Maares und des "Laacher Bimstufes" in den Sedimenten des Meerfelder Maares, des Hinkelsmaares und der Hitsche. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **65**, S. 41–47, Frankfurt a. M.
- (1989): Pleistozäne und holozäne Maarsedimente der Eifel. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **140**, S. 13–24, Hannover.
- NEGENDANK, J.F.W. & BRAUER, A. & ZOLITSCHKA, B. (1990): Die Maare als erdgeschichtliche Fallen. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**, S. 235–265, Mainz.
- NEGENDANK, J.F.W. & ZOLITSCHKA, B. (1993): Maars and maar lakes of the Westeifel Volcanic Field. – *Lect. Notes Earth Sci.*, **49**, S. 61–77.
- PIRRUNG, B. M. (1998): Zur Entstehung isolierter alttertiärer Seesedimente in zentraleuropäischen Vulkanfeldern. – *Mainzer naturwiss. Archiv, Beih.*, **20**, 117 S., Mainz.
- RAHM, G. (1958): Der quartäre Vulkanismus im südöstlichen Teile der Westeifel. Ein Beitrag zum Problem des Maarvulkanismus. – *Gewässer u. Abwasser*, **19**, S. 7–39, Düsseldorf.
- REIMER, P.J. & BAILLE, M.G.L. & BARD, E. & BAYLISS, A. & BECK, J.W. & BERTRAND, C. & BLACKWELL, P.G. & BUCK, C.E. & BURR, G. & CUTLER, K.B. & DAMON, P.E. & EDWARDS, R.L. & FAIRBANKS, R.G. & FRIEDRICH, M. & GULDERSON, T.P. & HUGHEN, K.A. & KROMER, B. & McCORMAC, F.G. & MANNING, S. & BRONK RAMSEY, C. & REIMER, R.W. & REMMELE, S. & SOUTHON, J.R. & STUIVER, M. & TALAMO, S. & TAYLOR, F.W. & VAN DER PFLICHT, J. & WEYHENMEYER, C.E. (2004): IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 cal kyr BP. – *Radiocarbon*, **46**, S. 1029–1058, Fort Lowell, AZ.
- SCHABER, K. & SIROCKO, F. (2005): Lithologie und Stratigraphie der spätpleistozänen Trockenmaare der Eifel. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **33**, S. 295–340, Mainz.
- SCHARF, B.W. & EHLSCHIED, T. (1992): Summary of paleolimnological investigations with special reference to Late Quaternary trophic variations. – *Arch. Hydrobiol. Beih.*, **38**, S. 33–41, Stuttgart.
- SCHMINCKE, H.-U. (2000): *Vulkanismus*. 264 S., (Wiss. Buchges.) Darmstadt.
- SCHMINCKE, H.-U. & MERTES, H. (1979): Pliocene and Quaternary volcanic phases in the Eifel volcanic fields. – *Naturwiss.*, **66**, S. 614–615, Berlin.
- SIROCKO, F. & SEELOS, K. & SCHABER, K. & REIN, B. & DREHER, F. & DIEHL, M. & LEHNE, R. & JÄGER, K. & KRBETSCHKE, M. & DEGERING, D. (2005): A late Eemian aridity pulse in central Europe during the last glacial interception. – *Nature*, **436**, S. 833–836, New York.
- SONNE, V. & WEILER, H. (1984): Die detritischen alttertiären (oligozänen) Faunen- und Florenelemente in den Sedimenten des Meerfelder Maares. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **65**, S. 87–95, Frankfurt a. M.
- STEININGER, J. (1820): *Die erloschenen Vulkane in der Eifel und am Niederrheine*. 180 S., (Kupferberg) Mainz.
- STOCKHAUSEN, H. & ZOLITSCHKA, B. (1999): Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany). – *Quatern. Sci. Rev.*, **18**, S. 913–925, Amsterdam.
- STUIVER, M. & POLACH, H.A. (1977): Discussion: reporting of ¹⁴C data. – *Radiocarbon*, **19/3**, S. 355–363, Fort Lowell, AZ.

- STRAKA, H. (1975): Die spätquartäre Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel: Pollenanalytische Untersuchungen an vermoorten Maaren. – Beitr. Landespflege Rheinland-Pfalz, Beih., **3**, S. 1–163, Oppenheim.
- THIENEMANN, A. (1914/1915): Physikalische und chemische Untersuchungen in den Maaren der Eifel. – Verh. preuß. Rheinh. Westf., **70**, S. 249–302 und **71**, S. 273–389, Bonn.
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): Environmental magnetism. 227 S., (Allen & Unwin) London.
- USINGER, H. (1984): Pollenanalytische Untersuchungen zum Alter des Meerfelder Maarres und zur Vegetationsentwicklung in der Westeifel während der ausklingenden Eiszeit. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **65**, S. 49–66, Frankfurt a. M.
- VOELKER, A. & GROOTES, P.M. & NADEAU, M.J. & SARNTHEIN, M. (2000): Radiocarbon levels in the Iceland Sea from 25–53 kyr and their link to the earth's magnetic field intensity. – Radiocarbon, **42**, S. 437–452, Fort Lowell, AZ.
- VONHAAREN, C. (1988): Eifelmaare. Landschaftsökologisch-historische Betrachtung und Naturschutzplanung. – POLLICHIA-Buch, **13**, 548 S., Bad Dürkheim.
- WEILER, H. (1993): Oligocene dinoflagellate-cysts in Quaternary freshwater sediments of Eifel maars. – Lect. Notes Earth Sci., **49**, S. 441–446, Berlin.
- WIENECKE, K. (1979): Nachweis eines bisher unbekanntes jungquartären Lavastromes südlich Strohn/Westeifel mit Hilfe der Geomagnetik. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh, **1979**, S. 28–38, Stuttgart.
- WODA, C. & MANGINI, A. & WAGNER, G.A. (2001): ESR dating of xenolithic quartz in volcanic rocks. – Quatern. Sci. Rev., **20**, S. 993–998, Amsterdam.
- ZOLITSCHKA, B. (1990): Human history recorded in the annually laminated sediments of Lake Holzmaar, Eifel Mountains, Germany. – Geol. Survey Finland Spec. Pap., **14**, S. 17–24, Helsinki.
- (1992): Climatic change evidence and lacustrine varves from maar lakes, Germany. – Climate Dynamics, **6**, S. 229–232, Berlin.
- (1998): Paläoklimatische Bedeutung laminiertes Sedimente. – Relief, Boden, Paläoklima, **13**, 176 S., Berlin.
- ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, F.J.W. & LOTTERMOSER, B.G. (1995): Sedimentological proof and dating of the early Holocene volcanic eruption of Ulmener Maar (Vulkaneifel, Germany). – Geol. Rundschau, **84**, S. 213–219, Hannover.
- ZOLITSCHKA, B. & BRAUER, A. & STOCKHAUSEN, H. & LANG, A. (2000): Annually dated late Weichselian continental paleoclimate record from the Eifel, Germany. – Geology, **28** (9), S. 783–786, Boulder, CO.

Anschriften der Autoren:

Dr. MICHAEL PIRRUNG, Prof. Dr. GEORG BÜCHEL, Institut für Geowissenschaften,
Burgweg 11, D-07749 Jena;
E-Mail: michael.pirrung@uni-jena.de, georg.buechel@uni-jena.de.
Dr. KARL-HEINZ KÖPPEN, Ingenieurbüro Wasser und Boden GmbH,
Am Heidepark 6, D-56154 Boppard;
E-mail: koeppen@wasserundboden.de.

Manuskript eingegangen am 21.2.2007