

# Der Rodderbergkrater bei Bonn

## Ein komplexes Geoarchiv

Ludwig Zöller, Ulrich Hambach, Henrik Blanchard, Stefanie Fischer, Sven Köhne, Rüdiger Stritzke

### Kurzfassung

Der mittelpleistozäne Vulkankomplex des Rodderbergs südlich von Bonn birgt vermutlich ein höchst wertvolles Klimaarchiv von regionaler und überregionaler Bedeutung. Er sitzt der aus dem älteren Mittelpleistozän stammenden „jüngeren Hauptterrasse“ des Rheins auf. Sein zentraler Krater stellt eine bis heute geschlossene Hohlform dar, die noch fast vollständig von einem Wall aus Schlacken und Tephren umgeben ist. Eine im Jahre 2000 im Krater durchgeführte 55 m tiefe Kernbohrung (Rodderberg 1) förderte fast durchgängig feinkörnige Sedimente zutage, die im oberen Teil als Löss und Lössderivate, im unteren Teil als Seesedimente angesprochen werden. Eine vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) im Jahre 2008 niedergebrachte 69 m tiefe Schneckenbohrung erreichte in ca. 65 m Tiefe interglaziale Torfe. Festgestein wurde bisher nicht erreicht. Eine weitere Forschungsbohrung des LIAG ist für 2011 geplant. Der vorliegende Beitrag resümiert die bisherigen Ergebnisse zur Eruptionsgeschichte des Rodderberges und zu den Untersuchungen am Kerninhalt der Bohrung Rodderberg 1, zeigt bestehende Probleme auf und versucht, Anregungen für die weiteren Untersuchungen an der geplanten neuen Forschungsbohrung sowie in ihrem Umfeld zu geben.

### [The Rodderberg Crater near Bonn – a Complex Geoarchive]

### Abstract

The Middle Pleistocene Rodderberg Volcanic Complex south of the city of Bonn, Germany, probably bears a most valuable climate archive of regional and supra-regional relevance. It rests on top of the “younger Main Terrace” of the river Rhine, which was deposited during the early Middle Pleistocene. The central crater of the Rodderberg is preserved as a closed depression until present and is surrounded by an almost continuous rampart built from scoria and tephra. A 55 m deep coring (Rodderberg 1) in the crater depression executed in the year 2000 delivered almost continuously fine-grained sediments. Their upper part is interpreted as loess or loess-derivates and their lower part as lake sediments. A 69 m deep auger worm drilling conducted by the “Leibniz Institut für Angewandte Geophysik” (LIAG) in 2008 lifted interglacial peat from ca. 65 m depth. Both drillings did not reach underlying hard rock. A further research coring of the “LIAG” is planned for 2011. The present contribution summarizes hitherto existing results regarding the eruption history of the Rodderberg and investigations of the core Rodderberg 1, points out still existing problems and tries to submit suggestions for further investigations of the new core and its surroundings.

### Keywords:

Rodderberg Volcanic Complex, Middle Rhine, loess, lake sediments, climate archive, luminescence dating

**Addresses of authors:** L. Zöller, E-Mail: ludwig.zoeller@uni-bayreuth.de; U. Hambach, E-Mail: ulrich.hambach@uni-bayreuth.de, Lehrstuhl Geomorphologie, Universität Bayreuth, D-95440 Bayreuth; H. Blanchard, E-Mail: henrik.blanchard@uni-bonn.de, Steinmann-Institut, Poppelsdorfer Schloss, D-53115 Bonn; S. Fischer, E-Mail: st\_fischer@gmx.li, Geographisches Institut, Poppelsdorfer Allee 166, D-53115 Bonn; S. Köhne, E-Mail: sven.koehne@gmx.de, Schönhorster Weg 1, D-24582 Bisse; R. Stritzke, E-Mail: ruediger.stritzke@gd.nrw.de, Geologischer Dienst NRW, De-Greif-Str. 195, D-47803 Krefeld

## 1 Einführung in das Untersuchungsgebiet und Problemstellung

Das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) hat für 2011 Mittel für eine neue Forschungsbohrung im Krater des Rodderberg-Vulkankomplexes südlich von Bonn bereitgestellt. Die vorliegende Arbeit versucht, den bisherigen Kenntnisstand zur Eruptionsgeschichte und zur Kraterfüllung des Rodderbergs zusammenfassend zu diskutieren und offene Fragen zur Stratigraphie und Geochronologie herauszustellen.

Der Rodderberg, ein quartärer Vulkan-Komplex, liegt am südlichen Ende der Niederrheinischen Bucht am Übergang zum Rheinischen Schiefergebirge etwa 12 Kilometer von Bonn entfernt auf der linken Seite des Rheins. Er sitzt einer Unterstufe der jüngeren Hauptterrasse, der  $t_{R6}$ , auf (BIBUS 1980). Die Basis des Schotterkörpers liegt am Rodderberg bei 155–160 m ü. NN. Auf der rechtsrheinischen Seite befindet sich das Siebengebirge, eine ausgedehnte Vulkanruine des oberoligozänen-untermiozänen Vulkanismus. Nördlich, südlich und westlich des Rodderbergs finden sich ebenfalls Zeu-

gen tertiären Vulkanismus in Form einer Vielzahl von basaltischen und trachytischen Vulkan-Ruinen, meist Vulkanstiele.

Das charakteristische heutige Erscheinungsbild des Rodderberg-Vulkankomplexes (PAULICK ET AL. 2009) ist geprägt durch eine in Terrassenschotter und das Grundgebirge eingesenkte Schüssel, sowie einen fast ununterbrochenen peripheren Ringwall aus vulkanischen Lockerprodukten und Schlacken (Abb. 1). Dabei besitzt die allseitig geschlossene Kraterschüssel einen Durchmesser von etwa 800 m. Heute noch zugängliche Aufschlüsse im Bereich des Vulkankomplexes sind in PAULICK ET AL. (2009, Fig. 1; Fig. 2 und Fig. 3) kartographisch und bildlich dargestellt.

Eine 55 m tiefe Forschungsbohrung (Rodderberg 1), durchgeführt vom damaligen Geologischen Landesamt NRW im Frühjahr 2000 (Ansatzpunkt R 2584.475, H 6512.795, 147 m NN) zeigte, dass der Krater in diesem Bereich mit schluffigen Sedimenten gefüllt ist. Die Bohrung Rodderberg 3, an nahezu gleicher Stelle im Sommer 2008 vom Leibniz Institut für angewandte Geophysik (LIAG) als Schneckenbohrung abgeteuft, erreichte eine Endteufe von 69 m und förderte von unterhalb der Schluffe auch Mudden und Torf mit





Abb. 1: Geologie des Rodderberg-Vulkankomplexes und seiner Umgebung. Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1:25 000 Blatt 5309 Königswinter. ,Lu: holozäne Abschwemmungen; qh: holozäne Bachsedimente; ,Net: Pyroklastika des Rodderbergs („leucitnephelinitisch“); ,Ne: Vulkanite des Rodderbergs; ,Lö: Löss; Nj: jüngere Niederterrasse (tR11); Nä: ältere Niederterrasse (tR10); Mj: jüngere Mittelterrasse ((tR9); Mä: ältere Mittelterrasse (tR8); Hj: jüngere Hauptterrasse (hier: tR6); ,B: oligo-miozäne Alkalibasalte; ,Bt: oligo-miozäne Alkalibasalttuffe; ,qTrt: oberoligozäne Quarztrachyttuffe; ol,s: oberoligozäne Quarzsande; dsH: Herdorf-Schichten (Siegenstufe, Unterdevon).

Fig. 1: Geology of the Rodderberg Volcanic Complex and its surroundings. Extract from the Geological Map 1:25 000 sheet 5309 Königswinter. ,Lu: Holocene colluvium; qh: Holocene creek sediments; ,Net: pyroclastites from Rodderberg („leucit-nephelinitic“); ,Ne: volcanic rocks of Rodderbergs; ,Lö: loess; Nj: younger Lower Terrace (tR11); Nä: older Lower Terrace (tR10); Mj: younger Middle Terrace ((tR9); Mä: older Middle Terrace (tR8); Hj: younger Main Terrace (here: tR6); ,B: Oligo-Miocene alkalibasalts; ,Bt: Oligo-Miocene alkalibasaltic tuff; ,qTrt: Upper Oligocene quartztrachytic tuff; ol,s: Upper Oligocene quartz sand; dsH: Herdorf-Schichten (Siegenstufe, Unterdevon).



interglazialen Pollenininhalt (frdl. Mitt. PROF. T. LITT, Bonn) zutage. Der umgebende Tephren- und Schlackenwall ist noch fast durchgehend vorhanden. Im Osten und Westen treten Unterbrechungen des Walles auf, an denen die Schotter der Hauptterrasse zutage treten. Geologisch interessant sind zwei Verwerfungen, die das Vulkangebäude des Rodderbergs durchziehen und die den Aufbau des Rodderbergs prägen (Richter 1942). Sie streichen beide etwa O-W. Dabei verläuft eine Störung fast zentral durch den Krater, die andere durch den nördlichen Kraterbereich. Die Störungen sind Ursache beträchtlicher Höhenunterschiede der Basis des Schotterkörpers der  $t_{R6}$ .

Das heutige Klima des Rodderberges gehört dem warmgemäßigten Cfb-Klima nach Köppen an und wird in der detaillierten Karte „Das Klima der Rheinlande“ (BÖHM 1964) als „Typ II Kontinentales Klima der Leelagen im mehr ozeanischen Bereich“ gekennzeichnet. Die Jahresmitteltemperatur in der nahe gelegenen Stadt Bonn (ca. 100 m tiefer gelegen) beträgt im Mittel der Jahre 1895 bis 2006  $10,1^{\circ}\text{C}$  mit leichtem Julimaximum ( $18,2^{\circ}\text{C}$ ) und Januarminimum ( $2,3^{\circ}\text{C}$ , s. [http://www2.bonn.de/statistik\\_wahlen/dl/klima/Temperaturen\\_Extrema\\_1895.pdf](http://www2.bonn.de/statistik_wahlen/dl/klima/Temperaturen_Extrema_1895.pdf)). Für den Rodderberg können aufgrund der Höhenlage  $0,6$  bis  $0,7^{\circ}\text{C}$  abgezogen werden. Ab einer glazialen Temperaturdepression von  $>10^{\circ}\text{C}$  kann also am Rodderberg mit zumindest diskontinuierlichem Dauerfrostboden gerechnet werden. Die Niederschlagsverteilung (Mittel 1848 bis 2006) ist ausgeglichen mit leichtem Sommermaximum (Juli  $72,5$  mm) und Minimum im Februar ( $37,0$  mm) bei einem durchschnittlichen Jahresniederschlag von  $630$  mm (s. [http://www2.bonn.de/statistik\\_wahlen/dl/klima/Regen\\_Mittel\\_extrema\\_1848.pdf](http://www2.bonn.de/statistik_wahlen/dl/klima/Regen_Mittel_extrema_1848.pdf)). Aufgrund der gegenüber der Stadt Bonn geringeren Leewirkung kann am Rodderberg mit etwa  $700$  mm/Jahr gerechnet werden. Die typischen Böden am Rodderberg sind dementsprechend je nach Ausgangssubstrat Andosole, Braunerden oder (Pseudogley-) Parabraunerden, im Kraterboden auch Kolluvien aus umgelagertem Lösslehm mit stellenweiser Pseudovergleyung (Köhne 2002).

## 1.1 Altersstellung

### 1.1.1 Terrassen- und Lössstratigraphie des Umfeldes

Nach heutigem Wissensstand ist die  $t_{R6}$  wahrscheinlich mit der „Hauptterrasse 4“ (UT 4 nach BOENIGK & FRECHEN 2006, HOSELMANN 1996) in der Niederrheinischen Bucht gleichzustellen, für die BOENIGK & FRECHEN (2006) eine Entstehung während der MIS 16 annehmen, also vor ca.  $621$  bis  $659$  ka (BASSINOT ET AL. 1994). HOSELMANN (1996) bezweifelt den generell kaltzeitlichen Charakter der Hauptterrasse zeitlich jeweils durch einen Glazial-Interglazialzyklus getrennt sind, kann aufgrund der in Abb. 7 in HOSELMANN (1996) vorgeschlagenen Korrelation auch die MIS 14 ( $568$  bis  $528$  ka, BASSINOT ET AL. 1994) in Frage kommen.

REMY (1960) versuchte, das Alter des Rodderberg-Vulkans in seiner Umgebung lössstratigraphisch anzunähern. Aufgrund der Ähnlichkeit der in einem tuffhaltigen Verlagerungshorizont über einem interglazialen Boden erhaltenen Schneckenfauna mit derjenigen vom Profil Paudorf (Niederösterreich) wurde das „Paudorf-Interstadial“, nach damaliger Ansicht mittelwürmzeitlich, als ungefähres Alter des Rod-

derberguffes angenommen. Zum einen wurde aber inzwischen belegt, dass der „Paudorf-Boden“ am *locus typicus* ein stratigraphisch verkürztes Äquivalent des Stillfried-A-Bodens (MIS 5) darstellt (s. ZÖLLER ET AL. 1994), zum anderen tritt der Rodderberguff in situ weit unterhalb des Bodens in älterem Löss auf (eig. Beob. U.H.), wie auch schon von BARTELS & HARD (1973a) in einem Lösshohlweg westlich der Ortschaft Lannesdorf beschrieben wurde. Immerhin wird mit diesem Befund, der durch weitere Einbettungen von Lapillituffen des Rodderbergs in Löss gestützt wird (s. BLANCHARD 2002, PAULICK ET AL. 2009), die Eruption in einem Hochglazial belegt. Ein erster lössstratigraphischer Hinweis darauf, dass es sich um ein prä-weichselzeitliches Glazial handeln muss, wurde von BARTELS & HARD (1973a, b) mitgeteilt (s.a. BARTELS 1996). Die Ergebnisse von BARTELS & HARD können sogar im Sinne einer Eruption in der drittletzten Kaltzeit interpretiert werden.

### 1.1.2 Physikalische Datierungen am Rodderberg selbst

Maartuffe der Rodderberg-Eruption wurden von RICHTER (1942) als konkordant auf der Hauptterrasse liegend beschrieben. Die Höhenlage der ältesten Tuffhorizonte spricht, wenn überhaupt, nur für eine geringe Erosion der Terrasse vor Ablagerung der initialen Maartuffe. Kurz nach Ende der  $t_{R6}$ -Zeit begann eine tektonisch besonders aktive Phase, bei der der Rheinische Schild nochmals stark gehoben wurde (SCHIRMER 1994, MEYER & STETS 1998). Diese Hinweise sprechen also durchaus für eine Maareruption (Phase I) nach der jüngeren HT-Zeit. TL-Datierungen an erhitzten Schiefer-Xenolithen des vulkanischen Rodderberg-Komplexes legen eine Eruptionszeit vor etwa  $300$  ka nahe (PAULICK ET AL. 2009, ZÖLLER & BLANCHARD 2009.). Diese Alterseinstufung unterscheidet sich um eine Zehnergrößenordnung von dem von REMY (1960) angenommenen Alter, steht aber nicht im Widerspruch zu den Beobachtungen von BARTELS & HARD (1973 a, b). Bisher wurden keine K/Ar bzw.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen vom Rodderberg publiziert.

## 1.2 Eruptionsablauf

Der Rodderbergvulkan ist polygenetisch entstanden. Die von PAULICK ET AL. (2009) rekonstruierten Eruptionsphasen weisen unterschiedliche Eruptionsstile auf. Die älteste Phase (I) entsprach dem Typ einer Maareruption. In Phase II ereigneten sich strombolianische Eruptionen. Phase III wurde löss- und terrassenstratigraphisch, sowie gestützt auf ein Lumineszenz-Mindestalter (Löss unter Rodderberg-Tephra bei Aufschluss P2 in PAULICK ET AL. 2009, Probe RD2-D-1 TL,  $208 \pm 39$  ka, BLANCHARD 2002), in MIS 8 gestellt. Die Eruptionsgeschichte nach PAULICK ET AL. (2009) stützt sich zusätzlich auf geochemische und mineralogische Befunde. Einer initialen Maarphase folgen strombolianische Phasen mit einer finalen Maarphase. Längere Ruhephasen zwischen den Phasen werden nach der neueren Interpretation von PAULICK ET AL. (2009) nicht als wahrscheinlich angesehen. Die weiteren von ZÖLLER & BLANCHARD (2009) mitgeteilten TL-Alter an Krustenxenolithen und Maartuff des Rodderberges aus den verschiedenen Phasen, die alle um  $300$  ka liegen und innerhalb der Fehlergrenzen identisch sind, liefern ebenfalls keine belastbaren Hinweise auf längere Ruhephasen.

### 1.3 Stratigraphie der Kratersedimente

---

Die Stratigraphie der Kratersedimente stützt sich auf die im Frühjahr 2000 durchgeführte, 55 m tiefe Forschungsbohrung Rodderberg 1 (Abb. 2). Es wurde kein Festgestein erreicht. Neben den überwiegend schluffigen Lockersedimenten fanden sich keine primären dem Rodderberg-Komplex entstammenden Tephren. Weitere graphische und tabellarische Darstellungen von Rohdaten (nach KÖHNE 2002) werden als ergänzende online-Materialien bereitgestellt.

Bis in eine Tiefe von etwa 1,8 m reicht nach KÖHNE (2002) der anthropogen beeinflusste, holozäne Boden. In 2 m Tiefe befinden sich Reste der Laacher See Tephra (etwa 12,9 ka). Die Sedimente im Bereich von 3 bis 22 m Tiefe werden von KÖHNE dem Oberwürm zugeordnet. Ein in 9,9 m Tiefe liegendes dunkles Tuffbändchen könnte den „Eltviller Tuff“ (etwa 20 ka) repräsentieren (HAMBACH 2001), allerdings wurde die östlich des Rheins im Pleiser Hügelland (SMYKATZ-KLOSS 2003) sowie in Lössen des Mittelrheintals (BIBUS 1980) beobachtete 4–6-fache Aufspaltung des Eltviller Tuffes nicht gefunden. Darüber (7,9 bis 7,0 m) befinden sich Spülsedimente, die hauptsächlich aus Pyroklastika des Kraterwalles bestehen. Oberhalb und unterhalb des vermuteten Eltviller Tuffs könnten Äquivalente der „Erbenheimer Nassböden“ E1-E4 (s. SEMMEL 1967, 1989, ZÖLLER & SEMMEL 2001) vorliegen (KÖHNE 2002).

Die hochglaziale Lösssedimentation beginnt nach HAMBACH (2001) und KÖHNE (2002) oberhalb von 18 m (ca. 30 ka, Heinrich-Event 3, vergl. ANTOINE ET AL. 2001). Vermutlich interstadiale Pedokomplexe wurden bei 18–35 m Tiefe beobachtet ( $\geq$  ca. 30 ka). Zwischen 26 und 28 m Tiefe findet sich ein Horizont, der möglicherweise als Fließerde anzusprechen ist (HAMBACH 2001).

Im Bereich von 40–36 m ist der Verlandungsbereich eines Sees anzunehmen. Unterhalb von 40 m ist das Sediment dunkelgrau bis z. T. blau-schwärzlich gefärbt und der Tongehalt nimmt zu. Farbgebend sind Fe-Sulfide, die im Kontakt mit Luftsauerstoff nach wenigen Minuten oxidieren und dem Sediment eine hell-gelbliche bis bräunliche Färbung verleihen. Das Sediment kam wahrscheinlich in einem See zur Ablagerung, dessen Tiefe ganzjährig sauerstofffreie Bedingungen gewährleisten konnte. Da die angenommene Verlandungssequenz zwischen 36 und 40 m frei von organischen Makroresten (Torfen etc.) ist, wird die Verlandung in einem wahrscheinlich glazialen Klima vonstatten gegangen sein. Um 48 m Kerntiefe findet sich wiederum eine Gruppe basaltischer Tephren, deren Herkunft und Altersstellung jedoch nicht bekannt ist (HAMBACH 2001).

Der Rodderbergkrater sollte als allseitig geschlossene Hohlform ein hervorragendes Sedimentarchiv darstellen. Dies macht ihn zu einem wertvollen Geoarchiv mit beachtlichem Potential für die regionale und überregionale Paläoklimaforschung. Daher wurde versucht, den Sedimentinhalt des Bohrkernes mittels verschiedener methodischer Ansätze zu datieren. Allerdings ist damit zu rechnen, dass die ehemals steilen Krater-Innenwände Rutschungen und Trübeströme bedingten, wodurch die Schichtenfolge der Kraterfüllung gestört sein kann und ihre Entschlüsselung kompliziert wird.

## 2 Material und Methoden

### 2.1 Material

---

Im Rahmen der wissenschaftlichen Forschungsarbeiten am Rodderberg wurde einerseits der bei der Bohrung Rodderberg 1 gewonnene Kern im Ganzen untersucht, andererseits wurden einzelne Proben zur Lumineszenz-Datierung entnommen. Die Lage dieser Proben (außer Probe bei 50 m) ist in Abbildung 2 dargestellt.

### 2.2 Methoden

#### 2.2.1 Gesteinsmagnetisch/sedimentologische Untersuchungen

---

Der erste Ansatz zur Datierung der Sedimente des Rodderbergbohrkernes basierte auf gesteinsmagnetisch/sedimentologischen Untersuchungen (HAMBACH 2001). Farbspektrometrische Messungen sowie die Bestimmung der magnetischen Volumenssuszeptibilität (Abb. 4) erfolgten zur Charakterisierung des Kernes. Anschließend folgten frequenzanalytische Untersuchungen des Helligkeitsdatensatzes. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sollen an anderer Stelle ausführlich diskutiert werden.

Zur Bestimmung der magnetischen Volumenssuszeptibilität (s. HAMBACH ET AL. 2008) wurden 561 diskrete Proben im Abstand von 10 cm aus dem Kern entnommen. Das Sediment wurde in Plastikdosen mit einem Volumen von 6,4 cm<sup>3</sup> gefüllt. Die magnetische Volumenssuszeptibilität wurde anschließend im paläomagnetischen Labor des Geologischen Institutes der Universität zu Köln mit einer KLY-2 Kappa-Brücke (AGICO, Brno) bestimmt (AC-Feld von 300 A/m bei 920 Hz).

Farbmetrische Messungen wurden mit einem Spektrophotometer (Minolta CM-2002) vorgenommen. Die Kerne wurden vor den Messungen gesäubert. Wenige Millimeter, gelegentlich aber auch bis zu 20 mm mussten entfernt werden, um eine frische, bergfeuchte Sedimentoberfläche zu erhalten. Die detaillierte Aufnahme des Kernes erfolgte im 2 cm Abstand. Insgesamt wurden an 55 m Kern 2571 Messungen im Farbsystem L\*a\*b\* vorgenommen. Bestimmt wurden die Helligkeit und die spektrale Zusammensetzung des reflektierten Lichts. Weiterhin wurde etwa alle 0,25 m der MUNSSELL-Farbwert registriert.

#### 2.2.2 Sedimentologisch-paläopedologische Untersuchungen

---

Sedimentologisch-paläopedologische Untersuchungen wurden von Köhne (2002) zur Charakterisierung der Sedimente und Böden des Rodderbergbohrkernes angewendet: Korngrößenanalysen, Carbonat- und pH-Bestimmungen, Bestimmungen der organischen Substanz und verschiedener Eisenoxide und Hydroxide (Abb. 3) und ergänzende online-Materialien). Detaillierte Beschreibungen der angewandten Methoden finden sich unter anderem in KÖHN (1929), SCHLICHTING ET AL. (1995) und DIEKKRÜGER & GLADE (2000).







### 2.3 Lumineszenzdatierungen

BLANCHARD (2002) nahm IRSL- und TL-Datierungen einer Probe bei 50 m Tiefe aus dem unteren Abschnitt des Rodderbergbohrkernes 1 vor. Es folgten Altersbestimmungs-Versuche von vier Proben (6,4 m, 9,5 m, 13,9 m, 19,6 m) aus dem oberen Kernbereich (siehe Abb. 1 und Abb. 4 linke Säule) jeweils mit TL und IRSL durch FISCHER (2004). Eine fünfte Probe aus 30,1 m Tiefe wurde einem Datierungsversuch mittels des IRSL-SAR-Protokolls (Abb. 5) nach KADEREIT (2002), modifiziert von FUCHS (2001), unterzogen. Zusätzlich erfolgte die Messung der B-OSL der Quarz-Feinkornfraktion (Abb. 6) dieser Probe nach dem modifizierten SAR-Protokoll (FUCHS 2001) (Abb. 7). Die B-OSL von Quarz hat gegenüber der IRSL von Feldspäten die Vorteile einer deutlich höheren Lichtempfindlichkeit sowie des Fehlens anomalen Ausheilens. Nachteilig erweist sich die erheblich geringere Sättigungsdosis. Nähere Informationen zu Theorie und Anwendung der Lumineszenzmethode finden sich unter anderem bei WAGNER (1995, 1998), FUCHS (2001), PREUSSER ET AL. (2008) und ROBERTS (2008), detaillierte Angaben zur Probenaufbereitung bei BLANCHARD (2002) und FISCHER (2004).

### 2.4 Palynologie

Das Profil Rodderberg wurde von 7,63–54,80 m möglichst engständig (5–10 cm) für eine Pollenanalyse beprobt. Das Material ist standardmäßig mit KOH und HF (45%) aufbereitet worden. Danach erfolgte die Acetolysierung nach ERDTMANN (1969). Abschließend wurde gesiebt (10 µm).

Die aus geringerer Teufe stammenden Proben erwiesen sich als äußerst pollenarm oder pollenleer. Erst ab 37,57 m fanden sich statistisch ausreichende Pollenmengen. Es konnten zwischen 200 und 500 Pollen je Probe ausgezählt werden. Das Ergebnis der Auszählungen ist im Pollendiagramm (Abb. 8) dargestellt. Dabei beziehen sich die prozentualen Angaben auf die Summe aller Landpflanzenpollen = 100%.

### 3 Bisherige Ergebnisse

Die Ergebnisse von KÖHNE (2002), die hier nicht im Einzelnen dargelegt werden können, veranlassten ihn zum Versuch einer Korrelation mit der der mittel- und niederrheinischen Lössstratigraphie nach SCHIRMER (2000). Aus seinen Analysen berechnete er zunächst zwei Paläoböden-Indices, V1 und V2, mit

$$V1 = \frac{Fe_d}{Fe_t}$$

und

$$V2 = \frac{(Fe_d - Fe_o)}{Fe_t / \text{Ton}}$$

wobei  $Fe_d$  dithionit-lösliches Eisen,  $Fe_o$  oxalatlösliches Eisen und  $Fe_t$  Gesamt-Eisen bedeuten (nach GÜNSTER & SKOWRONEK 2001, s. FÜLLNER ET AL. 2005, SKOWRONEK ET AL. 2007). Bei V2 wird  $Fe_t$  noch auf den Tongehalt normiert. Für Proben aus dem reduzierenden Milieu wurde V2 variiert zu

$$V2_{\text{red}} = \frac{Fe_o}{Fe_t / \text{Ton}}$$

Schließlich entwickelte KÖHNE den „Paläobodenindex“

$$PBI = \frac{(Fe_{d/o}/Fe_t) \cdot (\text{Ton}/10) \cdot OS}{((pH-7) + (CaCO_3/10)) / 2}$$

In diesen gehen außer den Größen Fed, Feo, Fet und Tongehalt noch der pH-Wert und der Calciumcarbonatgehalt ein. Dabei wurde das gesamte pedogene Eisen (Fed) für den aeroben, das gesamte reduzierte Eisen (Feo) für den anaeroben Bereich ins Verhältnis zum Gesamteisen gesetzt. OS bedeutet den Gesamtgehalt (%) der organischen Substanz. Eine Zusammenschau der drei Indizes für den Kern Rodderberg 1 gibt Abbildung 3. Nach Diskussionen mit namhaften deutschen Bodenkundlern müssen wir jedoch die Gültigkeit des von Köhne entwickelten V2red-Index aufgrund der hohen Karbonat-Mobilität in der phreatischen Zone in Frage stellen und möchten daher einstweilen die von Köhne postulierten Interstadialböden in Teufen >35 m nicht in die nachfolgende Argumentation einfließen lassen.

Die gesteinsmagnetischen und sedimentologischen Untersuchungen von Hambach (2001) erlauben eine Unterteilung des Bohrkerns in klar getrennte Sedimentationsabschnitte (Abb. 4). Der ‚Helligkeitswert‘ ( $L^*$ ) der farbmetrischen Messungen spiegelt als Funktion der Teufe die lithologischen Einheiten wider. Bodenbildungen im Löss und seinen Derivaten (0–1 m, 14–15 m, 18–35 m) sowie vulkanische Tephren (7–10 m, 47–49 m) bzw. Einschwemmungen verlagerter Materials vom Tuffwall des Rodderbergs selbst (26–27 u. 50–51 m) liefern relativ dunkle Werte. Die hellsten Werte finden sich im reinen Löss bei 16–18 m. Erwartungsgemäß ist der Abschnitt unterhalb von 40 m erheblich dunkler als der gesamte übrige Kern. Dunkelgraue bis blau-schwärzliche Farbtöne herrschen hier vor. Fe-Sulfide sind die farbgebenden Minerale. Sie oxidieren schon nach einigen 10er Minuten bzw. wenigen Stunden und verändern die Farbe zu helleren Grau- bzw. Brauntönen. Nur der frisch geschnittene Kern zeigt die Originalfarben.

Die Werte der magnetischen Volumenssuszeptibilität (Abb. 4) variieren mit der Teufe um 2 Größenordnungen (Minimalwert = 93 µSI, Maximalwert = 15 310 µSI). Der hohe Mittelwert von 983 µSI spricht für den Beitrag von vulkanischem Detritus in nahezu allen stratigraphischen Niveaus. Das dunkle Tuffbändchen in 9,9 m Tiefe erzeugt ein scharfes Maximum. Die absoluten Maxima knapp unterhalb 26 und 50 m sind auf die Einschwemmung von vulkanischem Material aus dem Tuffwall des Rodderbergs selbst zurückzuführen. Die Minima bei 2 und 6 m sind Effekte der Lösung von Eisenmineralen. Die Intervalle sind im Kern als Bleichungshorizonte ausgewiesen. Grundsätzlich lässt sich festhalten, dass die Amplitude des Suszeptibilitätssignals bis etwa 18 m gering, von 18 bis etwa 34 m maximal und dann wieder geringer ist. Ab 50 m nehmen die Variationen wieder zu. Der Übergang von terrestrischer zu limnischer Sedimentation bei 36 bis 40 m macht sich in den Werten der magnetischen Suszeptibilität nicht bemerkbar (Abb. 4).

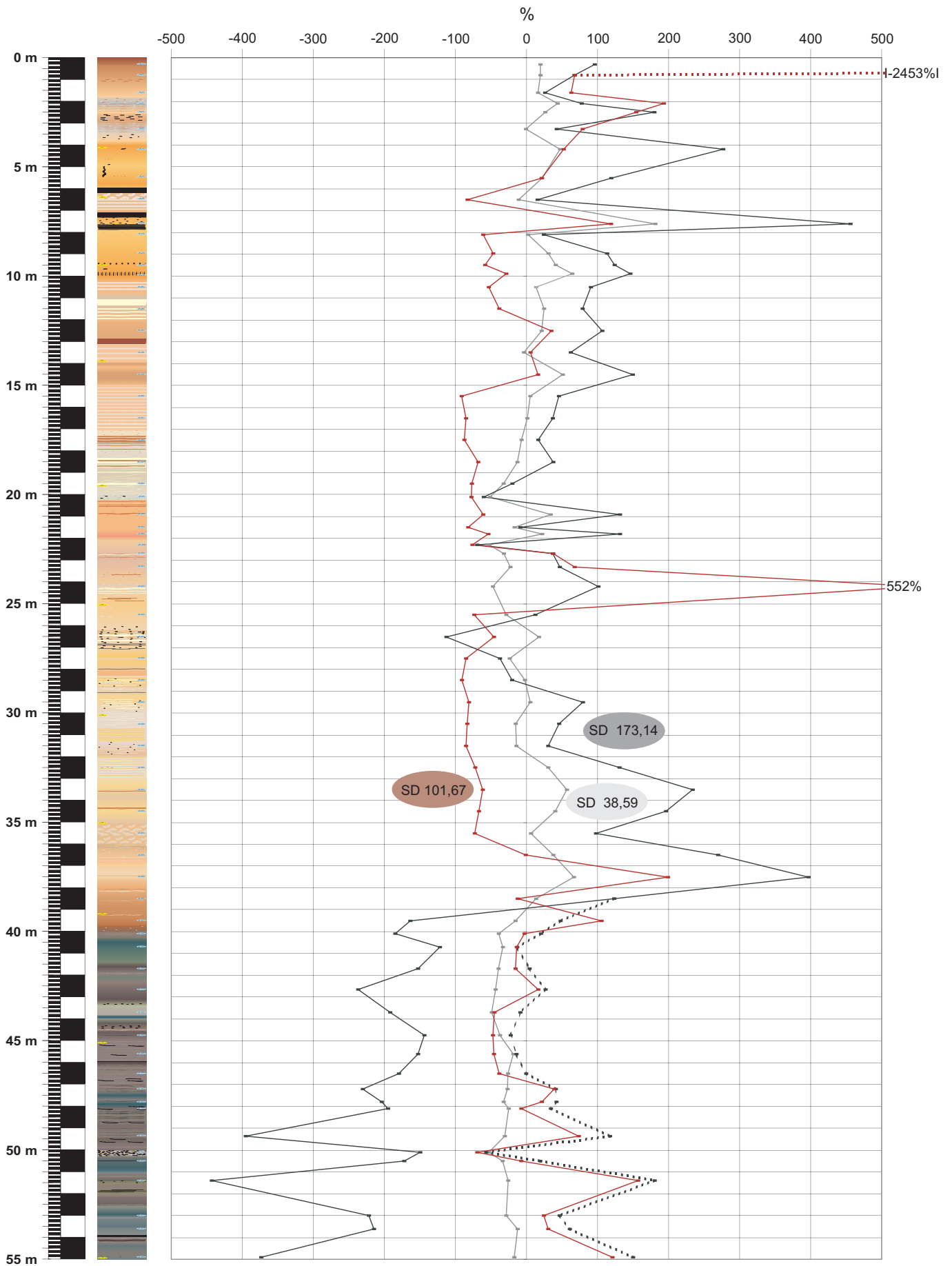


Abb. 3: Verwitterungsindices und Paläobodenindex für Kern Rodderberg 1 nach Köhne. V1 = Verwitterungsindex 1 (hellgrau) V2=Verwitterungsindex 2 (dunkelgrau); PBI = „Paläobodenindex“ (braun); SD = Standardabweichung vom arithmetischen Mittel in % der einzelnen Kurven; gestrichelte dunkelgraue Linie = Feo/Fet/Ton. Quelle: Eigener Entwurf

Fig. 3: Weathering indices and palaeosoil index fort the coring Rodderberg 1 after Köhne. V1 = weathering index 1 (light grey); V2 = weathering index 2 (dark grey); PBI = “paleosoil index” (brown); SD = standard deviation from arithmetic mean in % for the individual curves; dotted dark grey curve = Feo/Fet /clay. Source: Own Layout



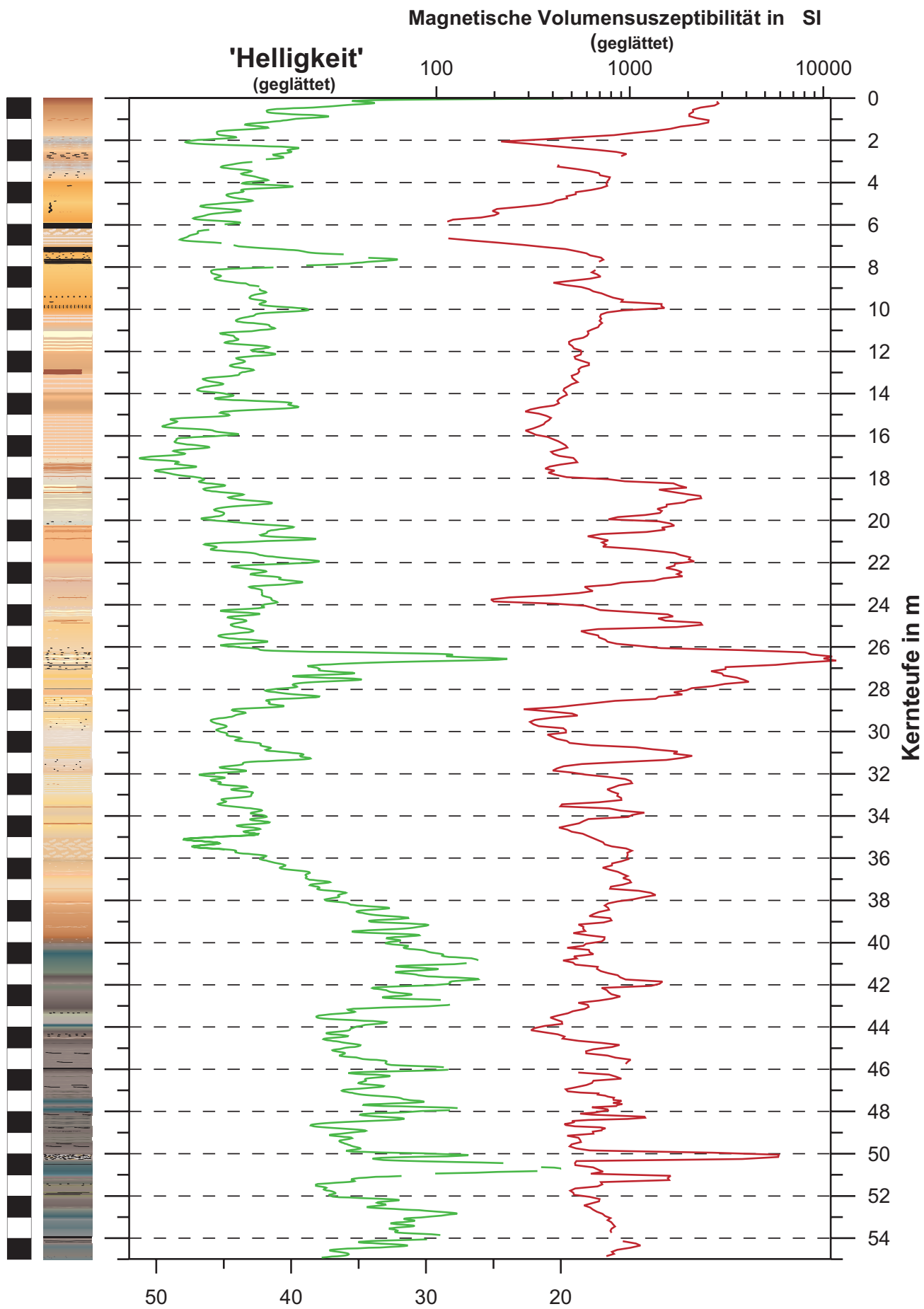


Abb. 4: Helligkeitswerte (links) und volumennormierte magnetische Suszeptibilität (rechts) des Kerns Rodderberg 1.

Fig. 4: Lightness values (left) and volume-normalized magnetic susceptibility (right) of core Rodderberg 1.

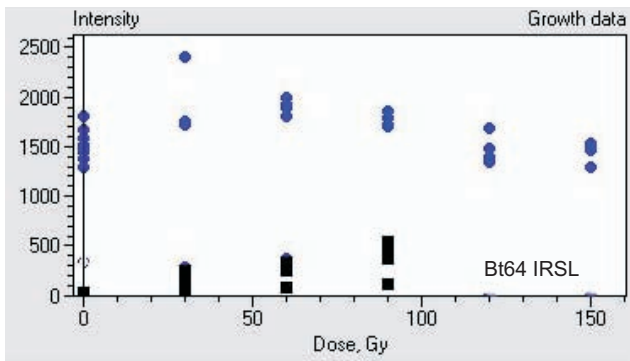


Abb. 5: IRSL-Messungen der Probe BT64 (additiv, Sechsecke oben, und regenerativ, Quadrate unten). Das natürliche Signal ist innerhalb der Fehlergrenzen in Sättigung, das mit der erwarteten Dosis regenerierte Signal erreicht bei weitem nicht die natürliche Intensität (Fischer 2004).

Fig. 5: IRSL measurements of sample BT64 (additive doses, hexagons at top, and regenerative doses, squares at bottom.) The natural signal is in saturation within error bars, the expected regenerative dose by far does not reach the natural signal intensity (Fischer 2004).

Die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen und sedimentologischen Untersuchungen erlauben alleine aus sich heraus keine chronostratigraphische Interpretation.

Die von BLANCHARD (2002) durchgeführten Lumineszenzdatierungen an einer Probe aus 50 m Tiefe ergaben ebenfalls kein eindeutiges Ergebnis. Die mit IRSL vorgenommene Datierung ( $66,3 \pm 13,1$  ka), bei der eine Altersüberschätzung infolge unvollständiger Bleichung der Feldspatkörner bei Ablagerung eher verhindert wird als bei der TL, ist signifikant jünger als die Altersbestimmung mittels TL mit  $106,5 \pm 13,1$  ka. Andererseits liegen vielfache Beobachtungen vor, nach denen die IRSL-Alter von Lössen  $>ca. 50$  ka jünger ausfallen als die TL-Alter, woraus eine geringere Langzeitstabilität des IRSL-Signals vermutet werden könnte.

Die Lumineszenzdatierungsversuche von FISCHER (2004) an Proben aus dem oberen Kernbereich (nach KÖHNE: Löss) zeigen alle das gleiche Resultat. Bei unterschiedlichen Herangehensweisen, sowohl bei TL als auch bei IRSL, bei der additiven und der regenerativen Methode, liegt das natürliche Signal aller Proben in Sättigung. In Abb. 5 wird exemplarisch das IRSL-Wachstumsverhalten von Probe BT 64 gezeigt, das als repräsentativ für das Wachstumsverhalten der anderen Proben angesehen werden kann. Die oberen Datenpunkte

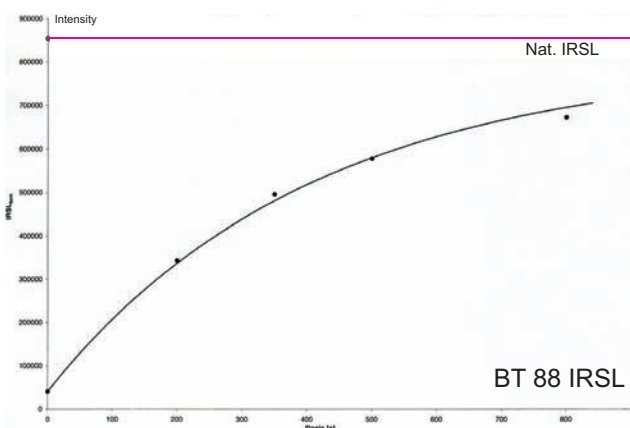


Abb. 6: IRSL-SAR Messung der Probe BT88 (Fischer 2004).

Fig. 6: IRSL-SAR measurements of sample BT88 (Fischer 2004).

(Sechsecke) stellen das additive Signalwachstum dar, die unteren (Vierecke) das regenerative.

Folglich ist es nicht möglich, mit den gewählten Lumineszenz-Methoden an den von FISCHER (2004) bearbeiteten Proben ein Alter zu ermitteln. Auch die Probe BT 88 aus 30,10 m Tiefe zeigte gleiche Ergebnisse (IRSL-SAR-Feinkorn): das natürliche Signal liegt in Sättigung. Abb. 6 zeigt, dass bei einer Dosis von 133 Gy (entsprechend 800 s Bestrahlung) das natürliche Signal nicht erreicht wird, obwohl die erwartete ED bei  $\leq 100$  Gy liegt. Ähnliches zeigt sich bei der B-OSL von Quarz der Probe BT 88: das natürliche Signal wird bei einer Dosis von ca. 300 Gray (entsprechend 1 800 s Bestrahlung) nicht erreicht (Abb. 7).

Ein Test (IRSL-Feinkorn) zur Bestimmung der Sättigungsdosis wurde an Probe BT 62 (6,4 m) durchgeführt. Das regenerierte IRSL-Signal ist ab etwa 250 Gray in Sättigung, was einen für IRSL ungewöhnlich niedrigen Wert darstellt. Bei einer Dosisleistung von 3,5 Gy/ka würde dies einem Alter von etwa 71 ka entsprechen. Zum Vergleich wird die abgeschätzte Sättigungsdosis der Probe aus 50 m Tiefe (BLANCHARD 2002) von ca. 700 Gray angeführt, die bei der zugehörigen Dosisleistung von 3,2 Gy/ka einem Alter von  $>200$  ka gleichkäme. Auch dieser Versuch legt für Lössen äußerst ungewöhnliche Lumineszenz-Eigenschaften der Probe nahe, die einer Datierung hinderlich sind.

Das Pollenbild im Teufenabschnitt unterhalb von 37 m ist in sich recht homogen. Beherrschende Elemente sind kälteresistente Gehölze (*Pinus*, *Betula*, *Picea*), *Alnus* sowie die *Poaceae* und *Cyperaceae*. Den kaltzeitlichen Charakter der Flora unterstreicht auch der Nachweis der Grünalge *Pediastrum*. Thermophile Laubbäume wie *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer* und *Carpinus* sind nur mit Einzelkörnern nachgewiesen und sicherlich das Resultat eines Fern- bzw. Sekundäreintrags. Markant sind die geschlossenen Kurven der *Ericales* (*Ericaceae*, *Calluna*) und von *Sphagnum*, was eine ausgeprägte Versauerung der Böden anzeigt.

Auffallend ist eine sippenreiche Krautflora mit *Ericales*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Chenopodiaceae* sowie *Thalictrum* und *Plantago major/media*. Wichtig ist vor allem der Nachweis von *Artemisia*, deren Kurve auf relativ hohem Niveau (max. 13%) weitgehend geschlossen ist. Dieser auf Mineralböden gedeihende Helio- phyt ist nach MENKE & TYNNI (1984) kennzeichnend für die

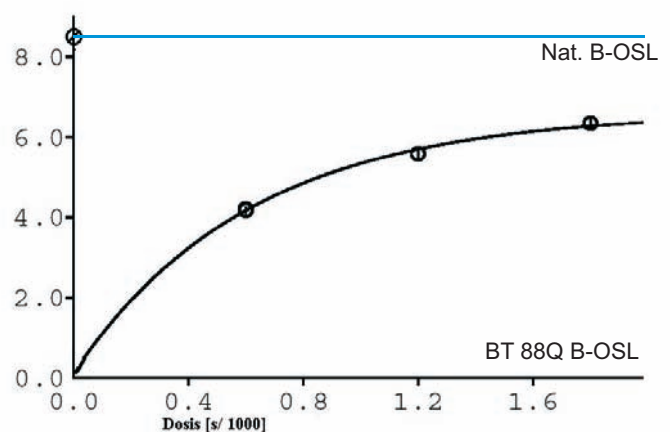


Abb. 7: B-OSL-SAR Messung der Probe BT 88 (Fischer 2004).

Fig. 7: B-OSL SAR measurements of sample BT88 (Fischer 2004).

beginnende Weichsel-Kaltzeit und dient als Abgrenzung jener von der Eem-Warmzeit.

Die Flora kennzeichnet demnach insgesamt eine beginnende Kaltzeit mit möglicherweise noch geschlossenen Kiefern-Birken-Wäldern in der näheren Umgebung des Rodderberges und stimmt mit der Flora weitgehend überein, die in Niedersachsen das Herning-Stadial kennzeichnet (MENKE & TYNNI 1984, CASPERS 1997). Hier wie dort kann die Abfolge in 2 Abschnitte untergliedert werden. Die mächtigere Subzone reicht von 40,0–54,80 m. Sie ist neben hohen Graspollenquoten vor allem durch die geschlossenen Kurven von *Artemisia* und der *Ericales* geprägt und dem unteren Herning-Stadial (WF Ia) zuzuordnen. Die obere Grenze wird durch den Anstieg der *Cyperaceae* sowie den Abfall von *Artemisia*, der *Caryophyllaceae* sowie der *Ericales* markiert. Die darauf folgende Zone ist deutlich sippenärmer als die untere Zone und wird überwiegend durch Gräser und *Pinus* bestimmt. Da sie in der Bohrung Rodderberg 1 nur über 2 m bei einer geringen Probendichte verfolgbar ist, lässt sie sich nicht näher charakterisieren, wohl aber mit Befunden aus niedersächsischen Profilen (z.B. Tost 37b, CASPERS 1997) deutlich parallelisieren und dem ausgehenden Herning-Stadial (WF Ib) zuordnen.

#### 4 Diskussion der Ergebnisse des Bohrkerns

Eine Vielzahl von Proxy-Daten vom Bohrkern Rodderberg 1 konnte erhoben werden, deren schlüssige Interpretation aber noch Probleme bereitet. Ein wichtiges bisheriges Ergebnis besteht darin, dass zwei klar getrennte Sedimentationsabschnitte erkannt wurden. Der untere, gute Pollenführung aufweisende Teil zwischen ca. 55 m und 40 m Teufe setzt sich nach allen vorliegenden Erkenntnissen aus Seesedimenten zusammen. Der obere Teil (40 m bis 0 m Teufe) besteht, abgesehen von geringmächtigen Lagen von Spülsedimenten und allochthonen Tephren, aus Lössen und Lössderivaten, in denen fossile Bodenbildungen interstadialen Charakters erkennbar sind.

Es zeigt sich, dass aufgrund oben angeführter Ergebnisse weiterhin Klärungsbedarf bezüglich des tatsächlichen Alters des Kerninhaltes besteht. Die Datierungsergebnisse des Kerninhaltes wirken sich nicht auf die Eruptionsgeschichte des Rodderbergs im eigentlichen Sinne aus, da im Kerninhalt keine eigenen primären Tephren enthalten sind; dagegen müssen die Versuche zur Lumineszenz-Datierung aber in einem Modell Berücksichtigung finden, welches eine Erklärung für die Datierungs-Fehlversuche bereitstellen kann.

Mögliche Ursachen für die differierenden Ergebnisse der Lumineszenzdatierung bei den von BLANCHARD (2002) angewandten Methoden könnten eine bessere Eignung der TL für Altersbereiche  $\geq 100$  ka (WAGNER 1995) wie auch mögliche IRSL-Altersunterschätzungen aufgrund geringerer Langzeitstabilität der IRSL im Vergleich zur TL sein. Des Weiteren besteht die Möglichkeit einer für die TL unzureichenden Bleichung und Nullstellung des TL-Signals des Probenmaterials. Die Bleichungszeit des TL Signals liegt zwischen einem und mehreren Tagen Tageslichtexposition, wohingegen das IRSL-Signal bereits nach einigen Minuten gut gebleicht ist (LANG 1996).

Immerhin, trotz aller noch offenen Fragen, zeichnet sich als übereinstimmendes Ergebnis der bisherigen Untersu-

chungen am Kern Rodderberg 1 ab, dass der unterste Kernabschnitt (50–55 m) im Unterweichsel sedimentiert wurde. Das Eem-Interglazial wurde demnach noch nicht erreicht. Das für den als Seesedimente angesprochen Abschnitt durchgängig kaltzeitliche Pollenspektrum unterstützt ein frühwürmbzw. frühweichselzeitliches Alter. Die aufgrund der bisherigen palynologischen Ergebnisse nahe gelegte Einstufung des gesamten Kernabschnittes zwischen 37,57 m und 64,80 m ins Herning-Stadial erscheint aber wegen der dann für diesen Zeitraum zu postulierenden enormen Sedimentationsrate problematisch. Zwar würde das (möglicherweise überschätzte) TL-Alter bei 50 m ( $107 \pm 13$  ka) für diese Teufe mit der Einstufung ins Herning-Stadial übereinstimmen. Eine Mächtigkeit der Sedimente alleine des unteren Herning-Stadials von fast 15 m ist aber kaum mit den sedimentologischen Befunden einer ruhigen Ablagerung in Einklang zu bringen. Sollte das Herning-Stadial wirklich erst bei ca. 37,6 m Tiefe enden, müssten das Brørup- und das Odderade-Interstadial in den lössartigen Sedimenten vertreten sein, wofür aber aus paläopedologischer Sicht bisher keine Hinweise vorliegen (vgl. SCHIRMER 2000, 2010). Deshalb muss einstweilen die Frage, ob im Kernbereich zwischen 37,5 und 54,8 m mehr Zeitinhalt des Frühweichsels als nur das Herning-Stadial vertreten ist, offen gehalten werden.

Die Ergebnisse von FISCHER (2004) lenken das Interesse der Forschung hingegen in eine neue Richtung. Es zeigt sich, dass für keine der fünf von ihr untersuchten Proben mit Hilfe der angewandten Datierungsmethode ein endliches Alter zu bestimmen ist.

Die bisher vorgestellten Ergebnisse bedürfen einer intensiven Diskussion. Für die unerwarteten Ergebnisse von FISCHER (2004) sind zwei Erklärungsansätze nahe liegend:

1. Es handelt sich um Material, das andere Lumineszenzeigenschaften als typischer Löss aufweist.
2. Bei Ablagerung erfolgte unzureichende Belichtung des Probenmaterials und damit unvollständige Nullstellung des Lumineszenzsignals (bei direktem äolischen Eintrag allerdings praktisch ausgeschlossen), oder es handelt sich um älteres, zunächst in unmittelbarer Umgebung abgelagertes Material, welches mit bisher noch nicht erkannten *landschaftsgenetischen* Prozessen zu erklären ist.

Es zeigte sich an der Lumineszenz-Probe BT88 (IRSL-SAR und B-OSL-SAR an Quarz) in einem Bereich (30,10m), in dem es sich nach KÖHNE (2002) um typischen Löss handelt, dass das natürliche Signal auch bei diesem Material und auch für verschiedene Stimulation (TL, IRSL, B-OSL) in Sättigung liegt. Lumineszenz-Sensitivitätsänderungen nur bei Feldspäten können aufgrund der gleiche Ergebnisse liefernden OSL-Messungen an Quarz als unwahrscheinlich gelten, da für beide Minerale unterschiedliche Lumineszenz-Sensitivitätsänderungen anzunehmen sind.

Wenn eine unvollständige Nullstellung des Lumineszenzsignals oder eine Vermischung belichteten und unbelichteten Materials stattgefunden hat, so würden die resultierenden Alter entweder ein früheres Ereignis datieren oder unbrauchbare Mischalter liefern. Weiterhin besteht die Möglichkeit, dass es sich um Material höheren Alters als angenommen handelt. Altersüberschätzungen und -inversionen wurden in Weichsel-/Würmlöss-Profilen häufig im Zusammenhang mit makroskopisch erkennbaren Solifluktionerscheinungen wie Schlieren, Fahnen und Verfälschungen beobachtet. Dabei





Die gute Erhaltung der Maarkessel-Form ließe sich unter Umständen durch eine jüngere Maareruption erklären, für die Hinweise in der finalen Eruptionsphase vorliegen könnten. Diese hätte vermutlich innerhalb eines älteren mit Sedimenten verfüllten Kraters stattgefunden. Das Fehlen von Lössen oder Seesedimenten in den jüngsten Auswurfmassen des Rodderberges (P7 und Figure 2K in PAULICK ET AL. 2009) spricht aber eher gegen diese Annahme. Es finden sich nur Lössen *unter* oder *über* den Tehpren des Rodderberg-Vulkankomplexes.

Die Maartuffe der möglichen älteren Maareruption beschrieb RICHTER (1942) als konkordant auf der Hauptterrasse liegend, so dass die ältere Maareruption am Ende oder kurz nach Ende der Hauptterrassezeit stattgefunden haben kann (BLANCHARD 2002, FISCHER 2004). Da RICHTER (1942) eine Ablagerung der älteren Maartuffe in langsam fließendem Wasser zusammen mit den Geröllen der Hauptterrasse annahm, könnte die frühe Sedimentfüllung des Rodderbergkraters also möglicherweise auf vom Rhein bei Hochwässern eingespültes Material zurück gehen. Diese Interpretation, die konkordante Lagerung annimmt, beruht allerdings nur auf punktuellen Beobachtungen und muss daher sehr kritisch bewertet werden.

Vom Rodderberg konnte allerdings bisher keine Datierung signifikant über 300 ka vorgelegt werden, wohingegen die von BOGAARD & SCHMINCKE (1990) und von LIPPOLT ET AL. (1986) aus dem nahe gelegenen Quartärprofil von Ariendorf/Mittelrhein ( $t_{R8}$ ) vorgelegten Ar/Ar-Datierungen an Sandinen implizieren, dass der Rhein sich bereits vor über 450 ka tief in die Hauptterrassen eingeschnitten hatte. Solange ein Alter der initialen Maarphase am Rodderberg von >500 ka nicht belegt werden kann, ist die rasche Verfüllung des initialen Maarkraters durch Rheinhochwässer schwer haltbar.

Durch zeitweise übersteilte Kraterländer, Klimaänderungen, wie auch Erdbeben kann es zu gravitativen und hangaquatischen Umlagerungen von Material aus der direkten Umgebung des Maarkraters gekommen sein, ohne dass ausreichende Belichtung der einzelnen Mineralkörner und (vollständige) Nullstellung des Lumineszenzsignals erfolgte. Dann würde sich ein Teil der bisher erbohrten Sedimentfüllung des Kraters aus älteren, gravitativ umgelagerten Sedimenten rekrutieren. Es müsste aber phasenweise auch zu datierbarer (Weichsel-) Lösssedimentation gekommen sein, die möglicherweise aufgrund des großen Beprobungsabstandes bisher nicht nachgewiesen werden konnte. Die TL- bzw. IRSL-datierbare Probe aus 50 m Tiefe unterstützt diese These zwischenzeitlicher, ruhiger Sedimentation.

Aufgrund dieser Überlegungen ließe sich vermuten, dass die Forschungsbohrung Rodderberg 1 im Bereich des teilweise mit umgelagerten Sedimenten verfüllten Maarkraters abgeteufelt wurde. Eine Bestätigung dieser Vermutung hätte Konsequenzen für die Chronostratigraphie der Kraterfüllung.

Andere Interpretationsansätze der Landschaftsgeschichte des Rodderberg-Vulkankomplexes sollen damit nicht verdrängt werden. Sie müssten aber glaubhaft erklären können, warum

- a) IRSL-/OSL-Altersinversionen bzw. -Sättigungserscheinungen im Kern Rodderberg I vorhanden sind,
- b) tertiäre bis mittelpleistozäne Taxa akzessorisch im Pollenspektrum des Kerns auftreten, und

- c) der Kernbereich zwischen 0,8 und 14,8 m entkalkt ist.

Die oft beobachtete Umlagerung älteren Pollens erscheint dabei am wenigsten problematisch. Ein zunächst zu favorisierendes Szenario, welches weitgehend ruhige und ungestörte Sedimentation auch der oberen 36 m des Kerninhaltes annimmt, kann nur restlos überzeugen, wenn eine nachvollziehbare Erklärung des untypischen Lumineszenz-Verhaltens der bisher aus diesem Bereich gemessenen „Löss“-Proben geliefert werden kann. Die bisher in weichselzeitlichen Lössen Mitteleuropas nicht beobachtete enorme Entkalkungstiefe (mit geringem vielleicht sekundärem Carbonatgehalt von 1,7% bei 0,8 m) bei primären Carbonatgehalten bis zu 18% stellt ebenfalls eine Herausforderung an die Forschung dar, wenn das Szenario weitgehend ruhiger ungestörter Sedimentation bestätigt werden soll. Allerdings treten unter Dellen im Löss-Plateau von Titel (Vojvodina, Serbien) unter weitaus trockenerem Klima als am Rodderberg Entkalkungstiefen im Dekameterbereich auf, für die besondere hydrologische Bedingungen verantwortlich gemacht werden (ZEEDEN ET AL. 2007). Die große Entkalkungstiefe im Rodderberg-Krater kann daher nicht zwangsläufig als ein Argument gegen weichselzeitlichen Lössseintrag gewertet werden, bedarf aber einer Klärung.

## 6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die bisher bestehenden Altersvorstellungen für den Kerninhalt der Forschungsbohrung Rodderberg 1 nehmen das letzte Glazial (Würm/Weichsel) und das Holozän als Ablagerungszeitraum an. Eine verlässliche chronometrische Einstufung kann bisher nicht geliefert werden. Der bis zu 200 ka umfassende Zeitraum zwischen der letzten Eruption des Rodderberg-Komplexes und den tiefsten in der Bohrung Rodderberg 3 angetroffenen Sedimenten (Mindestalter Eem) ist bisher in der Kraterfüllung nicht bekannt.

Die anhand der bisherigen Untersuchungen am Rodderberg gewonnenen Ergebnisse zeigen, dass zur weiteren Erforschung des Geoarchivs eine Intensivierung und Diversifizierung der Vorgehensweisen nötig sind. So sollten Probennahmen zur chronologischen Untersuchung in deutlich geringen Abständen erfolgen. Außerdem hat es sich als notwendig erwiesen, bei der Altersbestimmung eines Profils mehrere verschiedene Datierungsmethoden bzw. Ansätze zur Anwendung kommen zu lassen.

Einen eindeutigen Nachteil stellt bisher das Vorhandensein nur eines gekernteten Bohrprofils dar. So können die Kontinuität einer Lage, sowie Störungen und Abschiebungen bzw. Gleitflächen unter Umständen nicht erkannt werden. Eine zusätzliche, tiefere Forschungsbohrung, die an einer durch flachere Vorbohrungen und weitere geophysikalische Untersuchungen festgelegten Stelle erfolgen soll, verspricht einen großen Erkenntnisgewinn. Von großer Bedeutung wäre die zweifelsfreie Identifikation des Eem-Interglazials durch paläobiologische (bes. Pollenanalyse) und isotope-geochemische Methoden. Erste Hinweise darauf liegen aus der Untersuchung des Bohrgutes vom Frühjahr 2008 im Abschnitt zwischen 55 m und 69 m vor (LITZ, frdl. Mitt. 2009).

Wissenschaftlich korrekte Arbeit und Interpretation ist nur durch die Anwendung chronologischer Untersuchungen in Kombination mit stratigraphischen Überlegungen, boden-

kundlichen und sedimentologischen Befunden und weiteren Proxy-Daten, sowie durch Vergleich mit anderen gut untersuchten Geoarchiven, also einen möglichst komplexen Methodenverbund („Multi-Proxy-Ansatz“), möglich.

Durch weitere Lumineszenzdatierungen sowie <sup>14</sup>C-Datierungen an den Seesedimenten des Kraters sollten die im Rahmen der erfolgten Untersuchungen aufgetretenen IRSL-Altersinversionen bzw. -überschätzungen evaluiert werden. Dabei sollte sichergestellt werden, ob es sich im Bereich von 6–55 m um eine mehr oder weniger störungsfreie Sedimentation handelt, die Voraussetzung für eine weitere detaillierte Untersuchung mit Proxydaten ist. Unerlässlich sind aber auch Grundlagenuntersuchungen zu den Lumineszenzeigenschaften der Kratersedimente mit dem Ziel der Überprüfung ihrer grundsätzlichen Eignung zur Lumineszenzdatierung.

Als Voraussetzungen für eine optimierte Positionierung einer weiteren, tieferen Forschungsbohrung im Krater werden detaillierte Voruntersuchungen zur Geomorphologie des Kraters, weitere geophysikalische Voruntersuchungen der Kraterfüllung und ggfs. flachere Vorbohrungen in randlichen Bereichen des Kraterbodens zur Identifizierung von Rutschmassen angesehen. Großenteils liegen entsprechende Voruntersuchungen inzwischen vor (BINOT, frdl. mündl. Mitt.), detaillierte geomorphologische Untersuchungen des inneren Kraterandes oberhalb des heutigen Kraterbodens im Hinblick auf Deckschichten und eventuelle Abrissnischen bleiben aber wünschenswert.

Die Berücksichtigung der hier genannten Kriterien und Aufgaben sehen wir als unbedingte Voraussetzung an, die Kratersedimente des Rodderbergs als regional und überregional höchst bedeutendes Archiv der Klima- und Umweltentwicklung in den letzten 200 bis 300 ka zu erschließen und Fehlschlüsse zu vermeiden.

## 7 Danksagung

Der Geologische Dienst NRW führte die Bohrung Rodderberg 1, das LIAG weitere Schneckenbohrungen im Jahre 2008 durch. Die Messungen der magnetischen Suszeptibilität sowie die farbspektrometrischen Untersuchungen am Kern Rodderberg 1 wurden vom GD NRW in Auftrag gegeben und von U. Hambach durchgeführt. Wir danken der Leitung des GD, namentlich Herrn Prof. Dr. J. Klostermann, diese Daten verwenden zu dürfen. Die Autoren danken herzlich Dipl.-Geol. Franz Binot (LIAG) für Informationen zum Bohrkern Rodderberg 3 und Prof. Dr. Th. Litt, Bonn, für eine Mitteilung (01.07.09) über interglazialen Pollen im untersten Teil der Bohrung Rodderberg 3.

## 8 Literatur

ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.D., ZÖLLER, L., LANG, A., MUNAUT, A.V., HATTÉ, C. & FONTUGNE, M. (2001): High resolution record of the last interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area Germany. – *Quaternary International*, 76–77: 211–229.

BARTELS, G. & HARD, G. (1973a): Rodderbergtuff im Rheinischen Quartärprofil. Zur zeitlichen Stellung des Rodderberg-Vulkanismus. – *Catena*, 1: 31–56.

BARTELS, G. & HARD, G. (1973b): Zur Datierung des Rodderbergs bei Bonn-Decheniana, 126.: 367–376.

BARTELS, G. (1996): Rodderberg und Siebengebirge – Vulkanismus und Naturschutz. Exkursionsführer der Geographischen Institute der Universität Bonn: 133–150, Bonn.

BASSINOT, F.C., LABEYRIE, L.D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKLETON, N.J. & LANCELOT, Y. (1994): The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. – *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 91–108.

BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten D, Bd.1, 296 S., Frankfurt.

BLANCHARD, H. (2002): Neue Erkenntnisse zur Eruptions- und Landschaftsgeschichte des Rodderberges. – Dipl.-Arbeit, Geographisches Institut, Bonn (unveröffentlicht).

Bodenkarte 1:50.000, Blatt L5208 Bonn. Mit Erläuterungen. LVA NRW, 1992.

BÖHM, H. (1964): Eine Klimakarte der Rheinlande. – *Erdkunde*, 18: 202–206, Bonn.

BOENIGK, W. & FECHEN, M. (2006): The Pliocene and Quaternary fluvial archives of the Rhine system. – *Quaternary Science Reviews*, 25: 550–574.

BOGAARD, P. v. D. & SCHMINCKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. – In: Schirmer, W. (Hrsg.), *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. Deuqua-Führer 1: 166–190, Hannover (DEUQUA).

CASPERS, G. (1997): Die eem- und weichselzeitliche Hohlform von Groß Todtshorn (Kr. Harburg; Niedersachsen) – Geologische und palynologische Untersuchungen zu Vegetation und Klimaverlauf der letzten Kaltzeit. – In: Freund, H. & Caspers, H. (Hrsg.) 1997: *Vegetation und Paläoklima der Weichsel-Kalteeit im nördlichen Mitteleuropa – Ergebnisse paläobotanischer, -faunistischer und geologischer Untersuchungen*. – Schriftenreihe Deutsche Geologische Gesellschaft, H. 4: 7–59., Hannover.

DIEKKRÜGER, B.; GLADE, T. (2000): Einführung in bodenphysikalische, bodenmechanische, bodenchemische und hydrologische Labortechniken der Physischen Geographie. – Praxisorientierte Skriptenreihe zu Feld- und Labormethoden der Physischen Geographie. Bonn.

ERDTMAN, G. (1969): *Handbook of Palynology*. – 486 S.; Copenhagen (Munksgaard).

FISCHER, S. (2004): Würmlöß-Stratigraphie und Tephrochronologie zur Erschließung problematischer Geoarchive in Kratern – dargestellt am Beispiel des Rodderbergs bei Bonn. – Dipl.-Arb. Geographisches Institut, Bonn (unveröffentlicht).

FUCHS, M. (2001): Die OSL-Datierung von Archäosedimenten zur Rekonstruktion anthropogen bedingter Sedimentumlagerung. Geoarchäologische Untersuchungen im Becken von Phlious, NE-Peloponnes, Griechenland. – 179 S.; Stuttgart (ibidem).

FÜLLNER, K., A. SKOWRONEK & N. GÜNSTER (2005): Zur Rubefizierung jungquartärer Böden und Bodensedimente auf den Balearen (Ibiza, Mallorca, Menorca) – *Mitt. DBG*, 107: 317–318.

Geologische Karte 1:25.000, Blatt 5309 Königswinter. Mit Erläuterungen. GLA NRW, 1995.

GÜNSTER, N. & SKOWRONEK, A. (2001): Quaternary climatic changes as a controlling factor of rubefication in mediterranean red soils of the Balearic Islands. (unveröffentlichtes Skript)

HAMBACH, U. (2001): Bericht zur gesteinsmagnetisch/sedimentologischen Bearbeitung des Kernmaterials der Forschungsbohrung Rodderberg I (55 m Kern). Bericht an das GLA NRW (unveröffentlicht).

HAMBACH, U., ROLF, C. & SCHNEPP, E. (2008): Magnetic dating of Quaternary sediments, volcanites and archaeological materials: an overview. – *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, 57/1–2: 25–51.

HOSELMANN, C. (1996): Der Hauptterrassenkomplex am unteren Mittelrhein. – *Zeitschrift Deutsche Geologische Gesellschaft*, 147: 481–497.

KADEREIT, A. (2002): IR-OSL-datierte Kolluvien als Archive zur Rekonstruktion anthropogen bedingter Landschaftsveränderungen. Das Fallbeispiel Bretten-Bauerbach. – 263 S.; Stuttgart (ibidem).

KÖHN, M. (1929): Korngrößenbestimmung mittels Pipettanalyse. – *Tonindustrie Zeitung*, 1:729–731.

KÖHNE, S. (2002): Sedimentologische und paläopedologische Analysen an einem Sedimentbohrkern aus dem Rodderbergkrater bei Bonn und ihre klimastratigraphische Interpretation. – Dipl.-Arbeit Geographisches Institut, Bonn (unveröffentlicht).

LANG, A. (1996): Die Infrarot-Stimulierte-Lumineszenz als Datierungsmethode für holozäne Lössderivate. – *Heidelberger Geographische Arbeiten* 103, 137 S.; Heidelberg.

LANG, A. & ZOLITSCHKA, B. (2001): Optical dating of annually laminated lake sediments A test case from Holzmaar/Germany. – *Quaternary Science Reviews*, 20: 737–742

LIPPOLT, H.J., FUHRMANN, U. & HRADETZKY, H. (1986): <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age determinations on sanidines of the Eifel Volcanic Field (Federal Republic of Germany): Constraints on age and duration of a Middle Pleistocene cold period. – *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 59: 187–204.



- MENKE, B. & TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. – *Geol. Jb., A* 76: 120 S.; Hannover.
- MEYER, W. & STETS, J. (1998): Junge Tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 149: 359–379
- PAULICK, H., EWEN, C., BLANCHARD, H. & ZÖLLER, L. (2009): The Middle-Pleistocene (~300 ka) Rodderberg maar-scoria cone volcanic complex (Bonn, Germany): eruptive history, geochemistry, and thermoluminescence dating. – *International Journal Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 98: 1879–1899.
- PREUSSER F., DEGERING D., FUCHS M., HILGERS A., KADEREIT A., KLASEN N., KRBTSCHEK, M., RICHTER, D. & SPENCER, J.Q.D (2008): Luminescence dating: basics, methods and application. – *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, 57: 95–149.
- REMY, H. (1960): Die zeitliche Stellung der Rodderbergtuffe im Rheinischen Löss.- *Decheniana*, 112: 271–278.
- ROBERTS H.M. (2008): The development and application of luminescence dating to loess deposits: a perspective on the past, present and future. *Boreas*, 37: 483–507.
- RICHTER, M. (1942): Geologie des Rodderberges südlich von Bonn.- *Decheniana* 101AB: 1–24.
- SCHIRMER, W. (Hrsg.) (1990): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. *Deuqua-Führer* 1, 295 S.; Hannover (DEUQUA).
- SCHIRMER, W. (1994): Der Mittelrhein im Blickpunkt der Rheingeschichte. – In: Koenigswald, W. v. & Meyer, W. (Hrsg.): *Erdgeschichte im Rheinland*. – 240 S.; München (Pfeil).
- SCHIRMER, W. (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 50: 25–49, Hannover.
- SCHIRMER, W. (2010): Interglacial complex and solcomplex. – *Central European Journal Geosciences* 2(1): 32–40.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): *Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere für Land- und Forstwirte und für Geowissenschaftler*. – 295 S.; Berlin (Blackwell).
- SEMMELE, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. – *Notizblatt Hessisches Landes-Amt Bodenforschung*, 95: 104–108, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1989): The importance of loess in the interpretation of geomorphological processes and for dating in the Federal Republic of Germany. – in: F. Ahnert (ed.), *Landforms and landform evolution in West Germany*, *Catena Suppl.*, 15: 179–188.
- SKOWRONEK, A., KRUPP & O. NESTROY (2007): Zur Klima- und Standortindikation rubefizierter neogener und quartärer (Paläo-)Böden in Österreich. – *Mitteilungen DBG*, 110: 533–534.
- SMYKATZ-KLOSS, B. (2003): Die Lössvorkommen des Pleiser Hügellandes bei Bonn und von Neustad/Wied sowie der Picardie.- 329 S.; Dissertation Math.-Nat. Fak., Univ. Bonn.
- WAGNER, G.A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. – 227 S.; Stuttgart (Enke).
- WAGNER, G.A. (1998): *Age Determination of Young Rocks and Artifacts*.- 466 S.; Berlin-Heidelberg (Springer).
- ZEEDEN, C., HARK, M., HAMBACH, U.; MARKOVIĆ, S.B., & ZÖLLER, L. (2007): Depressions on the Titel Loess Plateau: Form – Pattern – Genesis.- *Geographica Pannonica*, 11/2007: 4–8.
- ZÖLLER, L. (1989): Geomorphologische und geologische Interpretation von Thermolumineszenz- Daten. – *Bayreuther Geowissenschaftlich Arbeiten*, 14: 103–112, Bayreuth.
- ZÖLLER, L., OCHES, E. A. & MCCOY, W. D. (1994): Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. – *Quaternary Science Reviews*, 13: 465–472.
- ZÖLLER, L. & SEMMELE, A. (2001): 175 years of loess research in Germany – long records and „unconformities“. – *Earth Science Reviews*, 54: 19–28.
- ZÖLLER, L. & BLANCHARD, H. (2009): The partial heat – longest plateau technique: Testing TL dating of Middle and Upper Quaternary volcanic eruptions in the Eifel Area, Germany. – *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, 58: 86–106.

*Internetquellen:*

- [http://www2.bonn.de/statistik\\_wahlen/dl/klima/Temperaturen\\_Extrema\\_1895.pdf](http://www2.bonn.de/statistik_wahlen/dl/klima/Temperaturen_Extrema_1895.pdf), letzter Zugriff 9.12.2009
- [http://www2.bonn.de/statistik\\_wahlen/dl/klima/Regen\\_Mittel\\_extrema\\_1848.pdf](http://www2.bonn.de/statistik_wahlen/dl/klima/Regen_Mittel_extrema_1848.pdf), letzter Zugriff 9.12.2009