

## Zur Genese der Dauner Maare im Vulkanfeld der Westeifel

GEORG BÜCHEL & EVELYN KRAWCZYK

**Kurzfassung:** Im Bereich der Dauner Maargruppe wurden geologische Geländeaufnahmen sowie magnetische und gravimetrische Untersuchungen durchgeführt. Nach diesen Ergebnissen liegt ein Vulkansystem vor, das aus fünf Maaren und einem Schlackenkegel aufgebaut ist. Die Eruptionsabfolge der vermutlich im letzten Hochglazial der Weichsel-Kaltzeit gebildeten Vulkane ist gegliedert in: 1. gleichzeitige Bildung des nordöstlichen Schalkenmehrener Maares und des Schlackenkegels im nördlichen Innenhang, 2. Entstehung des südöstlichen Schalkenmehrener Maares, 3. Bildung des westlichen Schalkenmehrener Maares, 4. Entstehung des Gemündener Maares, 5. abschließende Bildung des Weinfelder Maares. Die bereits zu einem erheblichen Teil abgetragenen Tuffe der Maare sind fast ausschließlich phreatomagmatischer Entstehung und überwiegend mittels base surges transportiert. Die zum Teil hohen magnetischen Anomalien sowie die in den Tuffwällen untergeordnet auftretenden Schlackenlagen deuten auf kurzfristige Magmenförderung ohne Beteiligung von Grundwasser bzw. auf die Ausbildung von kleinen Schlackenkegeln in den Maaren hin.

**Abstract:** A group of maars near Daun was studied by geological mapping and applying geomagnetic and gravimetric methods. The results of these investigations lead to the conclusion that the volcanic system comprises of five maars and one scoria cone. The volcanism was probably active during the latest highglacial of the Weichsel glacial period. The following sequence of eruptive events was recognized; 1. contemporaneous formation of the northeastern Schalkenmehren Maar and its scoria cone in its northern part of the inner slope, 2. formation of the southeastern Schalkenmehren Maar, 3. formation of the western Schalkenmehren Maar, 4. formation of the Gemünden Maar, 5. finally the formation of the Weinfeld Maar. Most of the maar tuffs, having been eroded considerably by now, have a phreatomagmatic origin and were transported by base surges. High geomagnetic anomalies and the occurrence of beds of scoria within the tuff sequences indicate short periods of discharge of magma without the influence of groundwater and the formation of small scoria cones within the maars, respectively.

### 1. Einleitung

Die Dauner Maare befinden sich im südöstlichen Teil des quartären Vulkanfeldes der Westeifel. Sie stellen ein NW-SE gerichtetes junges Vulkansystem dar, das nach bisherigen Untersuchungen aus drei wassererfüllten Maaren, einem Trockenmaar und einem Schlackenkegel besteht. Mit Hilfe einer Kartierung der vulkanischen Förderprodukte und geophysikalischen Kratermessungen sollten Aussagen über die Genese und zeitliche Abfolge des Vulkansystems sowie über die Dimensionen der Schlotte und Schlotiintrusionen gewonnen werden. Die geologische Geländeaufnahme erfolgte im Rahmen einer zwei-

monatigen Kartierung im Sommer 1984 (KRAWCZYK 1984). Die magnetischen Messungen im Bereich der zugefrorenen Kraterseen wurden im Winter 1979 (BÜCHEL 1984) durchgeführt. Ergänzende gravimetrische und magnetische Messungen im Kraterboden des östlichen Schalkenmehrener Maars erfolgten im Herbst 1985.

Für die Durchsicht des Manuskriptes danken wir Herrn Prof. Dr. V. LORENZ, Herr Dipl.-Geol. H. DÖPKE, PRAKLA-SEISMOS, Hannover, fertigte eine Computer-Graphik an. Ebenfalls gilt unser Dank der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die im Rahmen des Schwerpunktprogramms „Hebung und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“ finanzielle Mittel für die magnetischen Vermessungen der Kraterseen zur Verfügung gestellt hat.

## 2. Geologische Position

Die Dauner Maare liegen im nördlichen Bereich einer ENE-WSW streichenden Antikline (Weinfelder Sattel), in deren Kern Schichten des Obersiegen (Herdorf-Gruppe) auf-

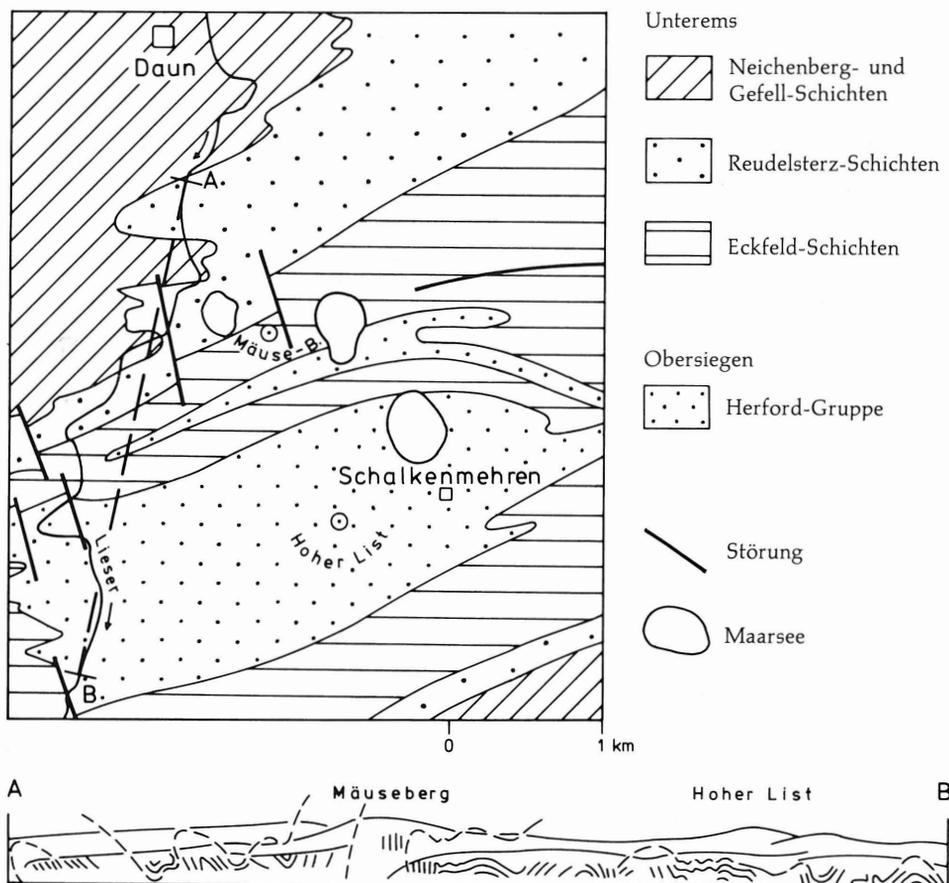


Abb. 1: Stratigraphische Übersichtskarte im Bereich der Dauner Maargruppe mit einem struktur-geologischen Profil A-B, z. T. projiziert, 2 × (nach RÖDER 1957).

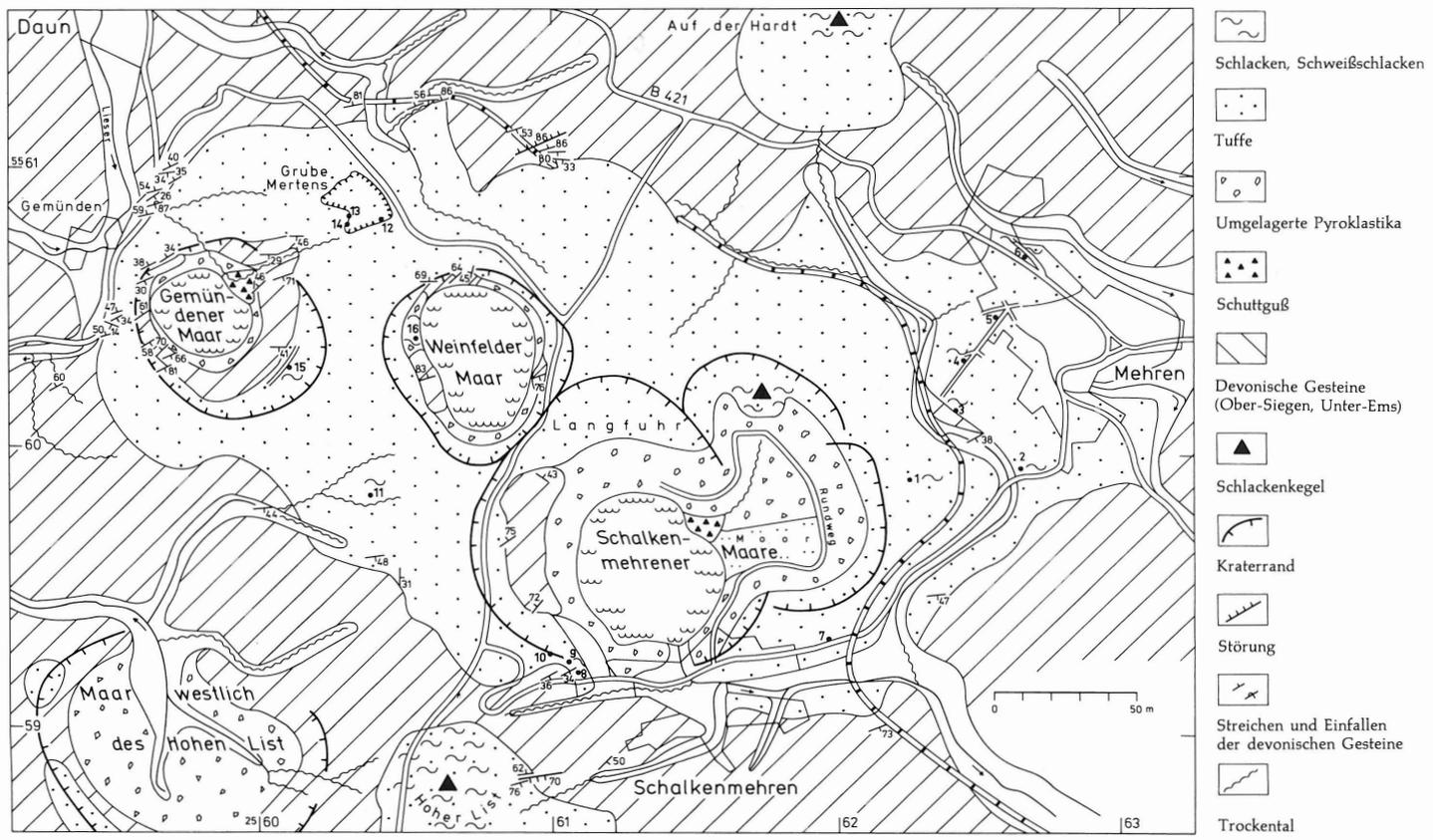


Abb. 2: Geologische Karte der Dauner Maargruppe. Die nummerierten Punkte bezeichnen im Text erwähnte Aufschlußlokationen.

treten (Abb. 1). Sie bestehen vorwiegend aus dunklen, tonig-siltigen Sedimenten, in die sich gelegentlich feinsandige Gesteine einschalten (RÖDER 1957, 1960). Die im Bereich der Sattelflanken auftretenden Eckfeld-Schichten (Unter-Ems) sind durch eine Wechsellagerung von Sand-, Silt- und Tonsteinen gekennzeichnet. Die darauffolgenden Reudelsterz-Schichten bestehen aus primär roten Grobsandsteinen und feingebänderten Tonsteinen. Nach Norden folgen Gefell- und Neichenberg-Schichten, die von FUCHS (1982) eingehend bearbeitet wurden.

Die Lagerungsverhältnisse sind durch ENE-WSW-Streichen und NNW-Vergenz gekennzeichnet. Die Schichten fallen überwiegend mit einem steilen Winkel ein. Vereinzelt sind sie überkippt (Abb. 2).

Nach den Ergebnissen von RÖDER (1957, s. auch geol. Kt. WAGNER & al. 1983) treten NNW-SSE streichende Querstörungen sowie eine Längsstörung östlich des Weinfelder Maares auf (Abb. 1), die von RÖDER (1960) in Übereinstimmung mit MEYER & STETS (1981) als Ausläufer der Siegener Hauptaufschiebung gedeutet wird. Zwei steil einfallende Längsstörungen konnten auch während der eigenen Geländeaufnahme lokalisiert werden (Abb. 2).

Untersuchungen der Pyroklastika und ihrer Eruptionszentren erfolgten bereits von DECHEN (1886) und von SCHULTE (1891, 1893). FRECHEN (1976, s. auch FRECHEN & STRAKA 1950) arbeitete über die Petrographie magmatischer Tiefengesteinsauswürflinge, die neuerdings von BECKER (1977) eingehend untersucht wurden. Kartierungen der einzelnen Vulkane wurden von RAHM (1970) und LORENZ (1973, 1986) durchgeführt. Ergebnisse hinsichtlich des Alters der Dauner Maare sind in den Arbeiten von FRECHEN & STRAKA (1950), STRAKA (1975), BÜCHEL & LORENZ (1982) und BÜCHEL (1984) enthalten.

Die geförderten Magmen der Dauner Vulkangruppe bestehen aus  $\text{SiO}_2$ -untersättigten Alkalibasalten (Foidite), die als Haupteinsprenglingsphasen Klinopyroxen und Olivin, untergeordnet Phlogopit und Titanomagnetit enthalten. Nach den petrographischen und geochemischen Untersuchungen an zwei Proben, einer Blumenkohlbombe des südöstlichen Schalkenmehrener Maares und einer Schweißschlackenprobe des Schlackenkegels im nördlichen Innenhang dieses Maares enthalten die Gesteine in der Grundmasse Nephelin und Leuzit und führen bei der erstgenannten Probe Hauyn und Melilith (MERTES 1983).

### 3. Tuffsequenzen

Die fünf Dauner Maare sind vermutlich in einem kurzen Zeitintervall nacheinander entstanden. Die Förderprodukte der Maare zeigen untereinander ähnliche Charakteristika: Es überwiegen Aschenlapillituffe, in welche sich geringmächtige Aschentufflagen und Tuffbreccien einschalten. Eine Ausnahme stellen schlecht geschichtete, unsortierte und in der Mächtigkeit stark schwankende Aschentuffe dar (westliches Schalkenmehrener Maar, Gemündener Maar). Sie werden als Lahars interpretiert.

Der Anteil an Nebengesteinsfragmenten in den Tuffen der Dauner Maare beträgt nach ZIMANOWSKI (1985) zum größten Teil mehr als 75–80 Vol-% und kann in den Tuffbreccien nahezu 100 Vol-% erreichen.

Die juvenile Komponente besteht überwiegend aus rundlichen, blasenarmen Lapilli und Bomben, die zahlreiche Nebengesteinsfragmente enthalten und eine blumenkohllähnliche (bzw. brotkrustenähnliche) Oberfläche aufweisen. Häufig stellen die juvenilen Lapilli Fragmente von ehemals zusammenhängenden Blumenkohlbomben dar.

Ebenfalls treten in den Tuffen relativ zu den übrigen Vulkanen der Eifel zahlreiche Knollen auf, die aus Klinopyroxen, Amphibol, Olivin und Phlogopit bestehen. Zusätzlich enthalten die Tuffe einige Krustenxenolithe (FRECHEN 1976).

In den Tuffaufschlüssen lassen sich folgende Ablagerungstexturen erkennen: Unter den meisten großen Blöcken fehlen Einschlagskrater, da diese Blöcke nicht ausgeworfen wurden, sondern bodennah in Suspensionswolken transportiert wurden. In den Aschentuffen des Weinfelder Maares (Grube MERTENS) sind Antidünen mit einer Größe von 1,2 x 0,4 m zu erkennen, welche auf hohe Transportenergie während der Ablagerungen schließen lassen. Die Pyroklastika des Gemündener und des Weinfelder Maares zeigen reliefabhängige Mächtigkeitsvariationen. Dies ist ein Hinweis für horizontalen, bodennahen Transport der Tuffe mittels base surges (MOORE 1967). Die in den Tuffen des westlichen Schalkenmehrener und des Gemündener Maares (Grube Mertens) erscheinenden, mit ihren Längsachsen zum Förderpunkt orientierten channels sind durch erosive Wirkung hochenergetischer Eruptionen (base surges) in Kraternähe entstanden.

„Air fall“-Ablagerungen in den Tuffsequenzen der Dauner Maare dürften eine untergeordnete Rolle gespielt haben. Akkretionäre Lapilli und Blasentuffe in den Tuffen der östlichen Schalkenmehrener Maare deuten auf eine hohe Wasserbeteiligung bei den Eruptionen hin (LORENZ & BÜCHEL 1980). Alle diese Charakteristika sind Hinweise auf phreatomagmatische Tätigkeiten der Dauner Maare (FISHER & SCHMINCKE 1984).

### 3.1. Östliche Schalkenmehrener Maare

Das östliche Schalkenmehrener Maar besteht aufgrund geophysikalischer Ergebnisse (Kap. 4.1.) aus zwei Schloten. Infolgedessen werden diese beiden dicht benachbarten Maare hier als nordöstliches und südöstliches Schalkenmehrener Maar bezeichnet.

Die Tuffe der östlichen Schalkenmehrener Maare zeichnen sich durch Wechsellagerungen von dunkelbraunen bis schwarzen Aschenlapillituffen mit Aschentuffen aus, in die sich pyroklastische Breccien selten einschalten. Die mächtigste Tuffabfolge ist am östlichen Tuffaußenwall mit mehr als 5,3 m aufgeschlossen (Aufschluß 1, Abb. 2 und 3 a). Die Tuffe enthalten Krustenxenolithe und ultramafische Knollen und sind im mittleren Bereich der aufgeschlossenen Abfolge durch Impaktstrukturen gekennzeichnet.

In den Aufschlüssen 3, 4 (Abb. 3 b) und 6 konnten akkretionäre Lapilli entdeckt werden, die auf phreatomagmatische Eruptionen hinweisen.

An insgesamt fünf Lokationen ist die Basis der Tuffe aufgeschlossen (2, 4, 5 und 7), in denen weder ein humoser Boden noch organische Pflanzenreste noch Pflanzenabdrücke festzustellen sind. Es folgen unmittelbar auf Lehmhorizonten und Solifluktuionsdecken Aschenlapillituffe bzw. eine Tuffbreccie im südlichen Tuffaußenwall (Abb. 3 c).

Die Aufschlüsse im östlichen und nordöstlichen Tuffwallbereich sind gekennzeichnet durch das Auftreten von schlackigen Lapillituffhorizonten (Aufschlüsse 1, 3, 4 und 6). Die schlackigen Lapilli und Bomben erreichen im Durchmesser eine Größe von 2,5 cm in Aufschluß 1, von 15 cm in Aufschluß 4 und von 30 cm in Aufschluß 3. In Aufschluß 4 sind die mächtigsten Schlackenlagen aufgeschlossen (Abb. 3 b).

In diese Tuffabfolge schalten sich weitere geringmächtige Schlackenhorizonte ein, die darauf hindeuten, daß es sich um eine gleichzeitige Förderung von Schlacken und Maarpyroklastika handelt. Aufgrund der Verbreitung und der Mächtigkeitsvariation (Abb. 3 b) entstammen die Schlacken vermutlich dem Schlackenkegel des nördlichen Kraterinnenhangs des nordöstlichen Schalkenmehrener Maares (Abb. 2). Die Verbreitung der Schlacken auf die genannten Lokationen deutet auf das Vorherrschen von Westwinden.

In den Aufschlüssen 3 und 4 sind am Top der Abfolge feingeschichtete Aschentuffe und feinkörnige Aschenlapillituffe aufgeschlossen, an deren Basis sich die 0,5 bis 1 mm großen akkretionären Lapilli befinden. Die Zunahme der Schichtenmächtigkeiten von Aufschluß 4 nach 3 (von N nach S) deutet auf eine Förderung aus dem südöstlichen Schalkenmehrener Maar.

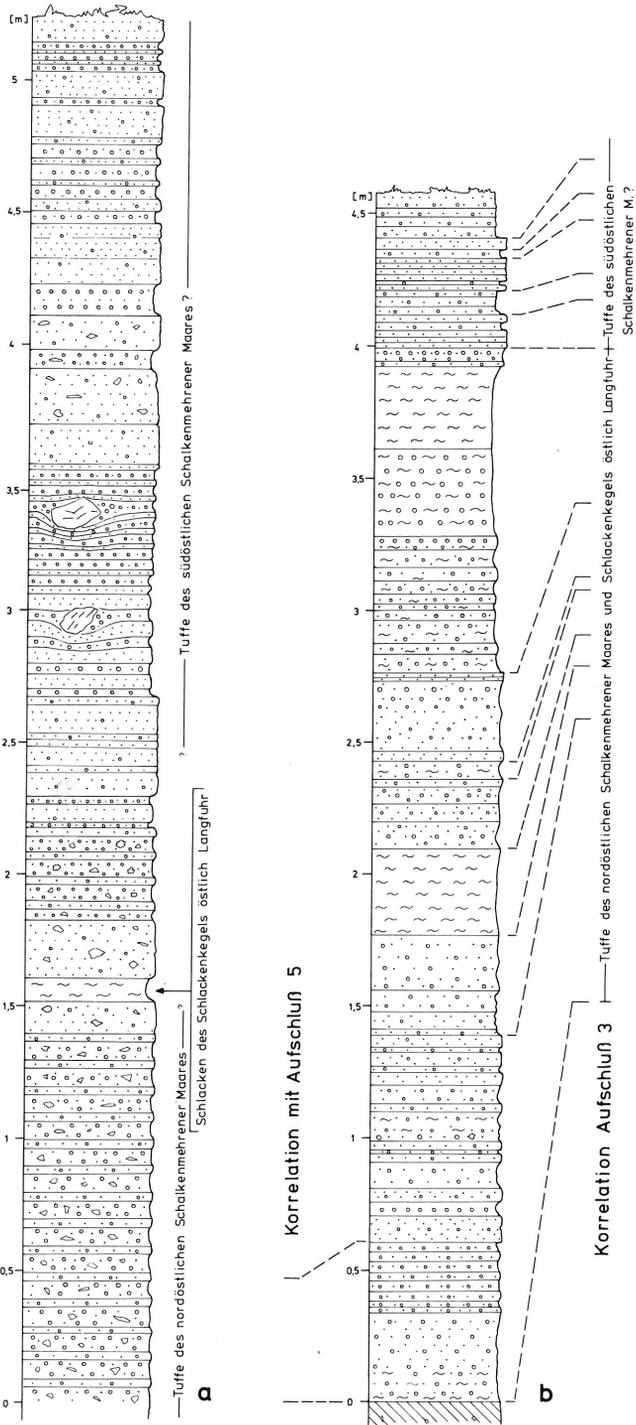
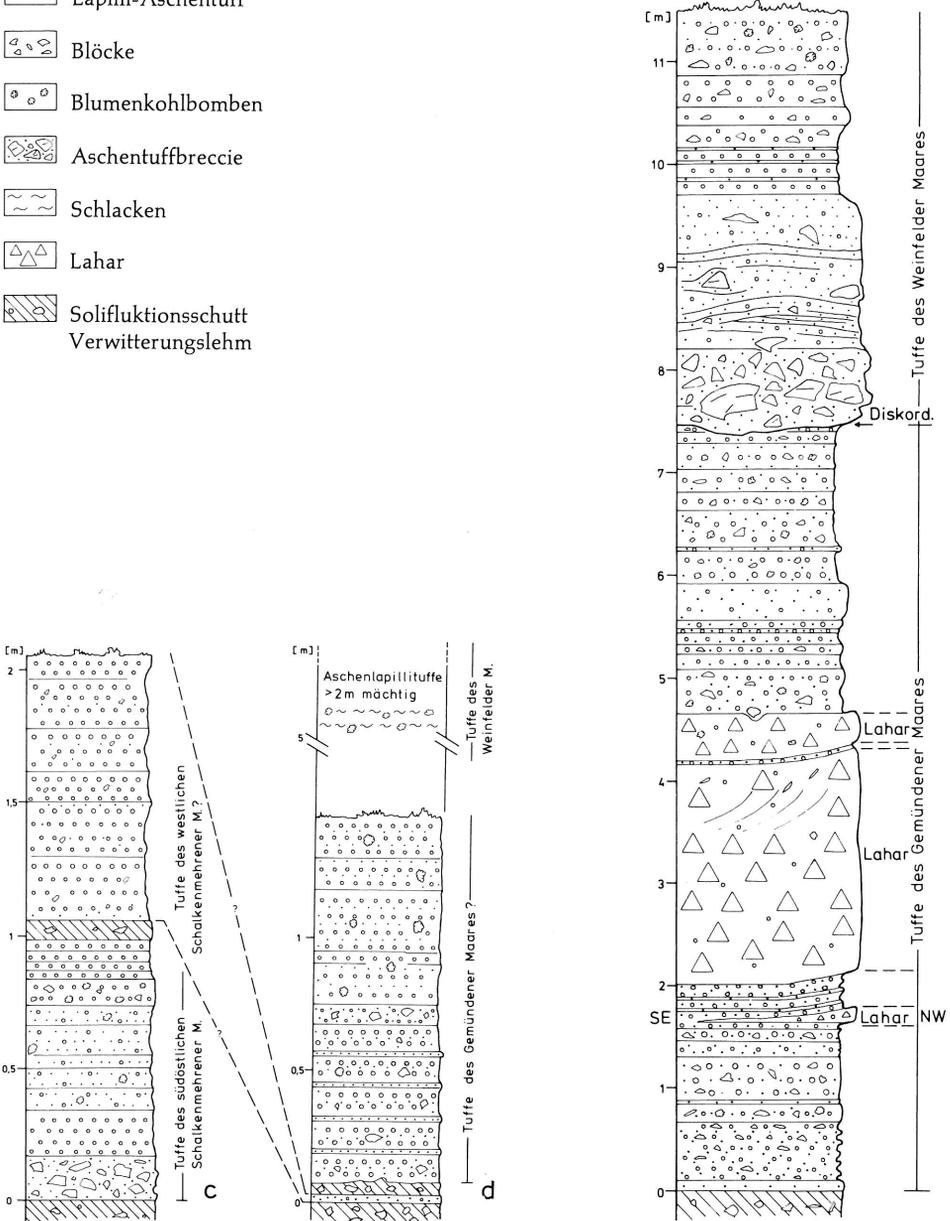


Abb. 3: Tuffprofile der beiden östlichen Schalkenmehrener Maare und des Schlackenkegels im nördlichen Innengang.

- a) Profil aus dem östlichen Tuffwall;
- b) Profil aus der Tuffgrube südwestlich Mehren (Aufschluß 4) und Korrelation mit den Tuffsequenzen der Aufschlüsse 3 und 5;
- c) Tuffprofil aus der ehemaligen Baugrube am Außenhang des südlichen Tuffwalls (Aufschluß 7);
- d) Tuffprofil aus dem künstlichen Aufschluß südwestlich des Weinfelder Maares (Aufschluß 11).

-  Aschentuff
-  Lapillituff
-  Aschen-Lapillituff
-  Lapilli-Aschentuff
-  Blöcke
-  Blumenkohlbomben
-  Aschentuffbreccie
-  Schlacken
-  Lahar
-  Solifluktionsschutt  
Verwitterungslehm

Abb. 4: Gesamtprofil aus der Grube MERTENS, nordwestlich des Weinfelder Maares.



### 3.2. Westliches Schalkenmehrener Maar

Die Tuffe des westlichen Schalkenmehrener Maares sind lediglich im Bereich des SSW-Tuffwalls mit einer Mächtigkeit von ca. 10 m aufgeschlossen. Der Tuffwall, der wohl hier den südlichen Talausgang des westlichen Schalkenmehrener Maares abspernte, ist zum größten Teil erodiert.

Die Tuffabfolge beginnt mit mehr als 3,5 m mächtigen, hellbraunen, stark verfestigten, massigen, Lapilli-führenden Aschentuffen, die unmittelbar auf den verwitterten devonischen Gesteinen aufliegen (Aufschlüsse 8 und 9). Die grobklastischen Aschenkörner und Lapilli sind von einer Aschenhaut ummantelt (coated lapilli; WALKER 1984). Die Schichtung ist durch einzelne mm-mächtige Lapillilagen in Dezimeterabstand angedeutet und trennt Zentimeter bis mehrere Dezimeter mächtige, ungeschichtete, z. T. auskeilende Lagen voneinander. Im mittleren Bereich der Tuffabfolge treten vorwiegend lockere Lapillituffe mit einer Mächtigkeit von 1,6 bis 2,5 m auf, die z. T. Blöcke aus devonischen Gesteinen enthalten (Aufschlüsse 8 und 10). In Aufschluß 8 sind diese Lapillituffe im Basisbereich (75 cm mächtig) durch einen äußerst geringen Anteil an Nebengesteinsfragmenten charakterisiert. Im Hangenden folgen unsortierte, schlecht geschichtete, blockführende Aschentuffe, die fließend in eine Lapillituffbreccie übergehen (Aufschluß 10). Möglicherweise handelt es sich bei diesen ältesten und jüngsten Aschentuffen des westlichen Schalkenmehrener Maares um umgelagerte Tuffe, die in Form von Lahars vom westlichen Kraterrand in östlicher Richtung transportiert wurden.

In Aufschluß 7 (Abb. 3 c) sind im obersten Bereich der Abfolge braune Lapillituffe und in Aufschluß 11 (Abb. 3 d) im untersten Teil dunkelbraune, Lapilli-führende Aschentuffe aufgeschlossen, die aufgrund der Lagerungsverhältnisse möglicherweise aus dem westlichen Schalkenmehrener Maar stammen. Beide Tuffhorizonte sind durch Solifluktionlagen von den unterlagernden Tuffen des südöstlichen Schalkenmehrener Maares (Aufschluß 7) bzw. von den auflagernden Tuffen des Gemündener Maares (Aufschluß 11) getrennt und würden somit auf einen zeitlichen Hiatus zwischen der Bildung der drei genannten Maare hindeuten.

### 3.3. Gemündener Maar

Die Tuffe dieses Maares sind in einer Gesamtmächtigkeit von 7,5 m in der Grube MERTENS, 400 m vom nordöstlichen Kraterrand entfernt, aufgeschlossen (Aufschluß 12) und werden hier von den Weinfelder Maartuffen überlagert. Im Gegensatz dazu spricht FRECHEN (1976) die gesamte Tuffabfolge als Gemündener Maartuffe an. RAHM (1957) interpretiert den oberen Teil der Gemündener Maartuffe als Weinfelder Maartuffe, während NAKAMURA & KRÄMER (1970) den unteren Teil der Gemündener Maartuffe den Tuffen des westlichen Schalkenmehrener Maares zuordnen. Aufgrund von genauen Untersuchungen der Schichtenmächtigkeiten und Blockgrößen in den einzelnen Schichten ergibt sich allerdings die in Abb. 4 dargestellte Einteilung. Danach verringert sich die Mächtigkeit der einzelnen Tufflagen des Gemündener Maares der Grube MERTENS von WSW nach ENE auf 100 m Entfernung um 38–47%. Die Weinfelder Maartuffe zeigen eine Mächtigkeitsabnahme in entgegengesetzter Richtung von 39–42% auf 100 m.

Die Gemündener Maartuffe sind durch grauschwarze Färbung gekennzeichnet, woraus auf einen relativ geringen (ca. 75 Vol-%) Anteil an Nebengesteinsfragmenten geschlossen werden kann. Sie enthalten auffallend viele, hauptsächlich aus Augit, Olivin, Amphibol und Phlogopit bestehende Kumulate. Sie bestehen aus einer Wechsellagerung von Aschenlapilli- und Aschentuffen, die vielfach Blöcke aus devonischem Nebengestein und Blumenkohlbomben enthalten. Im unteren Teil der Abfolge schaltet sich im Südwesten des Aufschlusses eine Tuffbreccie ein, die Blöcke von über 2 m Größe führt.

Die von NAKAMURA & KRÄMER (1970) beschriebenen, im mittleren Bereich der Tuffsequenz auftretenden, schlecht sortierten, massigen Lapilliaschentuffe entsprechen möglicherweise Ablagerungen aus Lahars. Die einzelnen Fragmente dieser dunkelgrauen bis schwarzen Abfolge sind von feinkörnigen Aschen ummantelt. In die Lahars schalten sich 1 bis 32 cm mächtige, lockere, gut sortierte Aschenlapillitufflagen ein, die aus Eruptionswolken des Gemündener Maares zur Ablagerung gelangten. Die von NAKAMURA & KRÄMER (1970) aus diesen Lagen erstmals beschriebenen Blumenkohllapilli („lapilli with particulate structure“) sind nach Ansicht von NAKAMURA & KRÄMER (1970) eine Folge des Magma-Wasser-Kontaktes während der Eruption. Die Lahars besitzen bei Aufschluß 12 eine Mächtigkeit von 2,15 m. Nach NAKAMURA & KRÄMER (1970, Fig. 3) steigt die Mächtigkeit der Lahars in der heute nicht mehr aufgeschlossenen Nordostwand innerhalb von 9 m von 2,4 m im Südosten auf 5 m im Nordwesten an. Diese Mächtigkeitsabnahme nach Südosten dokumentiert sich ebenfalls darin, daß der unterste Lahar in Aufschluß 12 nach Südosten auskeilt (Abb. 4). In den Lahars ist eine schwache Schrägschichtung an der Einregelung von flachen Nebengesteinsfragmenten erkennbar.

Aus der Profilbeschreibung von RAHM (1958, Abb. 1) und von FRECHEN (1976, Abb. 39) geht hervor, daß im zentralen Bereich der Grube, in der Nähe des Betriebsgebäudes, ehemals 18,5 m mächtige Tuffe aufgeschlossen waren. Die Weinfelder Maartuffe beginnen in diesen Abbildungen entgegen der Interpretation von RAHM (1958) erst mit der obersten Tuffbreccie oberhalb der feinklastischen Serie, die wir als Lahar ansprechen möchten. Die hier sichtbaren Mächtigkeitsvariationen und die Diskordanz sind vermutlich eine Folge verschiedener Laharkörper. Ähnliche Diskordanzen zwischen einzelnen Lahars sind in Aufschluß 13 der Grube MERTENS vertreten.

Im südwestlichen Teil der Grube MERTENS treten in den Gemündener Maartuffen zwei Erosionsrinnen (channels) auf, die durch die hochenergetische Wirkung von base surges entstanden sein müssen. Der Durchmesser der channels beträgt etwa 15 m. Im Zentrum, wo die Korngröße und Schichtmächtigkeit der channel-Füllung am größten ist, beträgt die Tiefe nach einer Abbildung von FRECHEN (1976, Abb. 40) etwa 6 m. Die channel-Längsachsen sind NNE-SSW orientiert und weisen auf den 300 m entfernten Nordostrand des Gemündener Maares.

Die Tuffe des Gemündener Maares sind außerhalb der Grube MERTENS schlecht erschlossen. Auf die während einer Grabungskampagne freigelegten Gemündener Maartuffe in Aufschluß 11 (Abb. 4) wurde bereits bei der Beschreibung der Tuffe des westlichen Schalkenmehrener Maares hingewiesen. Erwähnenswert sind schlackige Lapillituffe im ostsüdöstlichen Kraterinnenhang (Aufschluß 15), die in der Grube MERTENS in der gesamten Abfolge nicht vertreten sind. Sie deuten auf zwischenzeitliche eruptive Tätigkeit des Gemündener Maares ohne Wassereinwirkung hin (Kap. 4.3.).

#### 3.4. Weinfelder Maar

Der Tuffwall des jüngsten Maares der Dauner Maargruppe ist ebenfalls zu einem erheblichen Teil abgetragen. Während am Westrand des Maares der Tuffwall, einschließlich der Gemündener Maartuffe, eine Gesamtmächtigkeit von maximal 40 m aufweist, sind die Tuffe am Nordrand fast gänzlich denudiert. Die Weinfelder Maarkirche ist hier auf devonischen Gesteinen erbaut (RAHM 1958).

Wie in Kap. 3.3. bereits erwähnt, beginnen die Weinfelder Maartuffe mit einer Aschentuffbreccie, die vereinzelt Blöcke mit einem Durchmesser von bis zu 3 m enthalten (Abb. 4). Die unregelmäßig ausgebildete Auflagerungsfläche, infolge Wind- und Wassereinwirkung (NAKAMURA & KRÄMER (1970, Fig. 2; FRECHEN 1976, Abb. 40) deutet auf einen kleinen zeitlichen Hiatus zwischen der Ablagerung der Gemündener und der Weinfelder

Maartuffe. Die Mächtigkeit der Breccie nimmt zum zentralen Bereich der channels des Gemündener Maares (Aufschluß 13 und 14) zu. Diese reliefabhängige Mächtigkeitsvariation deutet auf horizontalen Transport mittels base surges. Das Fehlen von Impaktstrukturen unter den großen Blöcken dieser Breccie bestätigt dies.

Es folgen hellbraune, teils feingeschichtete Lapilliaschentuffe, die Antidünen-Schichtung aufweisen. Den Abschluß der aufgeschlossenen Sequenz in der Grube MERTENS bilden vorwiegend blockführende Aschenlapillituffe.

Die jüngsten Förderprodukte des Weinfelder Maares stellen grauschwarze, schlackige Lapillituffe dar, die oberhalb des Aufschlusses 11 anstehen und bis zu 16 cm im Durchmesser große Blumenkohlbomben enthalten (Abb. 4). Diese Schlacken sind ebenfalls im westlichen Innenrand des Weinfelder Maares aufgeschlossen (Aufschluß 16). Eine Verschweißung der einzelnen Partikel weist hier auf die Nähe zum Förderpunkt. Nach den Ergebnissen der Kartierung stammen diese Schlacken aus dem Krater des Weinfelder Maares, obwohl keine ausgeprägte positive magnetische Anomalie im Bereich des Kraters auftritt (Kap. 4.4.).

#### 4. Geophysik

In den Tuffabfolgen der Dauner Maare treten mit Ausnahme des westlichen Schalkenmehrener Maares Schlackenschichten von unterschiedlicher Mächtigkeit auf. Mit Ausnahme eines Schlackenkegels am nördlichen Kraterinnenrand des nordöstlichen Schalkenmehrener Maares liegen die Förderpunkte der übrigen Schlacken innerhalb der einzelnen Maarseen. Mit Hilfe von erdmagnetischen Vermessungen galt es nun zu klären, ob unterhalb der Maarseen jene Förderpunkte der Schlacken als Schlackenkegel ausgebildet sind. Die Schalkenmehrener Maare wurden in der Literatur als ein Doppelmaar erwähnt. Genaue Betrachtung der Topographie legen die Vermutung nahe, daß es sich hier sogar um ein trilobates Maar handeln könnte (LORENZ, NEGENDANK, mündl. Mitt. 1984). Erdmagnetische und gravimetrische Messungen im Bereich der östlichen Schalkenmehrener Maare sollten dieser Vermutung nachgehen.

##### 4.1. Östliche Schalkenmehrener Maare

###### 4.1.1. Magnetik

Der größte Teil des Kraterbodens der östlichen Schalkenmehrener Maare wird von einer positiven magnetischen Anomalie eingenommen (Abb. 5), die sich in das westliche Schalkenmehrener Maar fortsetzt (Abb. 9). Diese Anomalie wird von einem negativen Störfeld im Bereich des Kraterandes begrenzt, das als Randminimum der Krateranomalie bzw. des morphologisch höher gelegenen Tuffwalls zu deuten ist.

Die positiven Anomalien im nordwestlichen Bereich mit + 418 nT und + 413 nT (Abb. 5) zeichnen den Verlauf eines Trockentaales nach, das in das westliche Schalkenmehrener Maar mündet und dort vermutlich zur Ausbildung eines Schuttfächers geführt hat (Abb. 2). Die Talfüllung besteht nach den Ergebnissen einer 19 m tiefen Untersuchungsbohrung (NEGENDANK & al., mündl. Mitt. 1984) aus schlackigen Lapilliaschentuffen, die wahrscheinlich dem Schlackenkegel am nördlichen Innenhang des nordöstlichen Schalkenmehrener Maares (Schlackenkegel östlich Langfuhr) entstammen. Diese nahe der Oberfläche anstehenden Schlacken sind verantwortlich für die in sich stark differenzierte positive Anomalie.

Im Zentrum des Trockenmaares tritt eine 40–50 m im Durchmesser große negative Anomalie mit - 300 nT als niedrigstem Wert auf. Sie trennt die breite (E–W-Richtung) Anomalie im Südteil des Kraters von der schmalen Anomalie im Nordteil. Vermutlich läßt sich die negative Anomalie als Randminimum eines eigenen Schlotens im südlichen

Teil der östlichen Schalkenmehrener Maare interpretieren. Die nördliche Anomalie würde demnach einen eigenständigen, durch das Randminimum abgetrennten Schlot nachzeichnen.

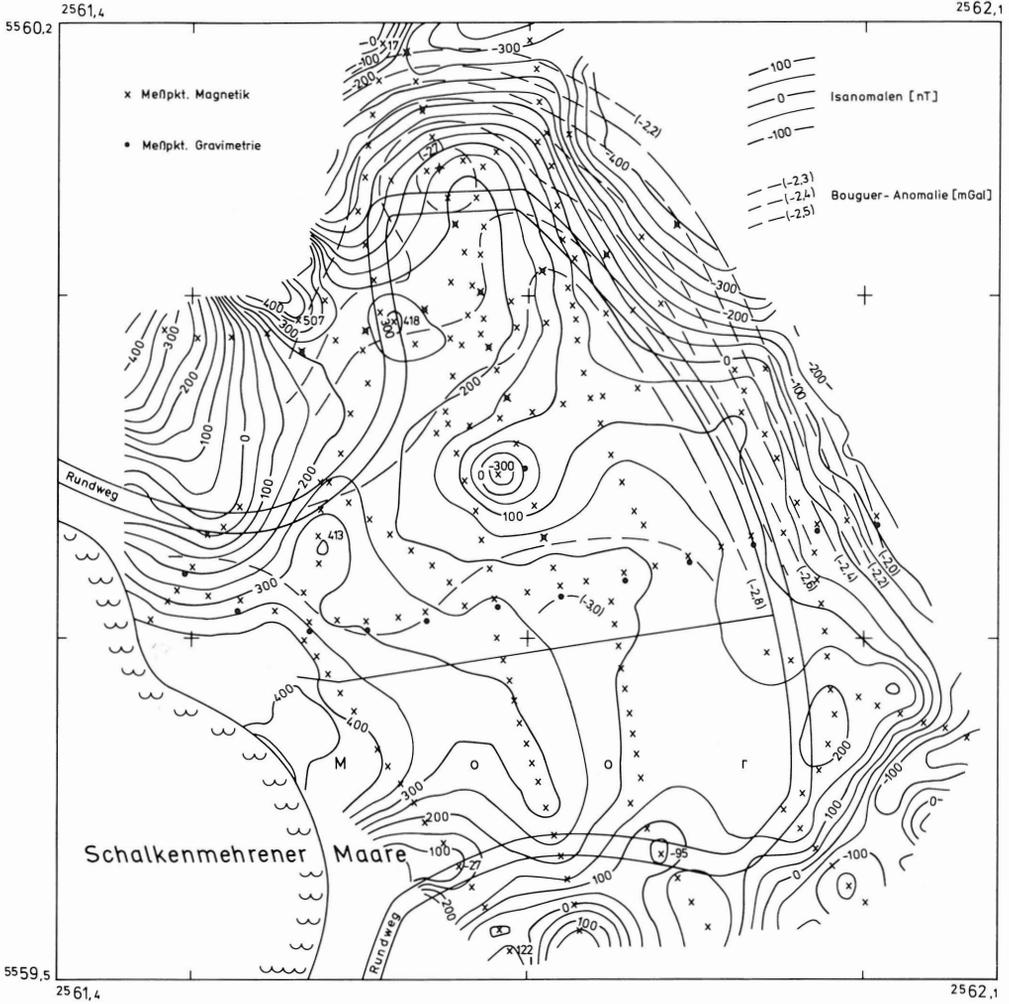


Abb. 5: Isanomalienplan der Totalintensität und Bouguer-Anomalie im Bereich des östlichen Schalkenmehrener Maares.

#### 4.1.2. Gravimetrie

Das an 27 Meßpunkten ermittelte Schwerefeld im nördlichen Bereich des Kraterbodens zeigt eine maximale Wertedifferenz von 1,01 mGal. Die Schwerefeldmessungen wurden mit einem WORDEN-Gravimeter (Houston Technical Laboratory No. 238) durchgeführt. Als Basishöheniveau wurde die Seefläche des westlichen Schalkenmehrener

Maars gewählt (420,5 m NN). Die Bouguer- und Geländereduktion wurde einmal mit der Dichte  $2,67 \text{ g/cm}^3$  durchgeführt (unterbrochene Profillinien der Abb. 6–8). Bei den durchgezogenen Profillinien dieser Abbildungen und bei dem Isolinenplan der Abbildung 5 wurde die Dichte  $2,5 \text{ g/cm}^3$  für alle Punkte bei der Bouguer-Reduktion (entspricht der Dichte von aufgelockerten devonischen Gesteinen) gewählt. Die Geländereduktion wurde in diesem Fall mit unterschiedlichen Dichten, entsprechend dem geologischen Modell eines Maars, durchgeführt (devonische Gesteine im Kraterinnenhang unter geringer Schuttbedeckung, Dichte =  $2,5 \text{ g/cm}^3$ ; Tuffe im Bereich des Kraters und des Tuffwalls, Dichte =  $2,0 \text{ g/cm}^3$ ; Wasserkörper des westlichen Schalkenmehrener Maars, Dichte =  $1,0 \text{ g/cm}^3$ ). Danach ergibt sich ein maximaler Wert für die Geländereduktion in Punkt 21 von  $0,667 \text{ mGal}$ . Die Wertedifferenzen an den Punkten 7, 10, 17, 18 und 27 ergeben sich infolge Wiederholungsmessungen. Die maximale Differenz an Punkt 18 von  $0,186 \text{ mGal}$  dürfte durch den hohen Gerätengang (maximal  $1,1 \text{ mGal}$  in 135 Minuten) zu erklären sein.

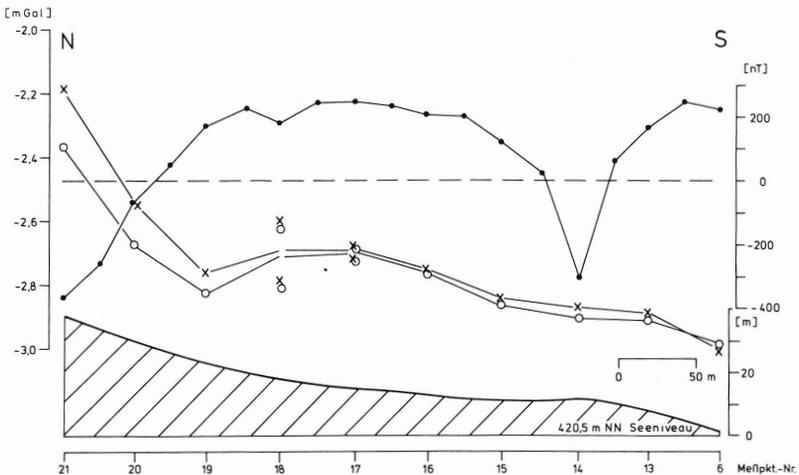


Abb. 6: N–S-Profil der Bouguer-Anomalie und des magnetischen Störfeldes aus dem östlichen Schalkenmehrener Maar (Lage des Profils s. Abb. 5; ● Profil des magnetischen Störfeldes. ○ Bouguer-Anomalie mit der einheitlichen Dichte  $2,67 \text{ g/cm}^3$ . × Bouguer-Anomalie mit variablen Dichten).

Der Kraterboden zeichnet sich als negative Schwerefeldanomalie ab, die ihre Ursache im Massendefizit der Krater- und Schlottuffe hat. Aus der Korrelation von Kraterdurchmesser und Höhe der negativen Schwereanomalien von acht gravimetrisch vermessenen Eifelmaaren (BÜCHEL, in Vorbereitung) sollte bei entsprechend weiter Auslage die gesamte Anomalie ca.  $3 \text{ mGal}$  betragen. Infolgedessen wurde der niedrigste Wert der Schwerebeschleunigung (Punkt 6 der Abb. 6 und 8) mit  $-3 \text{ mGal}$  gleichgesetzt. Die gravimetrische Anomalie korreliert mit den erdmagnetischen Meßergebnissen. Die höchsten Gradienten finden sich im Bereich der Nulldurchgänge der magnetischen Profillinien (Abb. 6–8) und deuten somit auf den Rand des Schlotes im Untergrund hin.

Im Nordteil zeichnen die Isolinen der Bouguer-Anomalie einen in NNW–SSE-Richtung gestreckten Störkörper nach. Hier tritt ein untergeordnetes Minimum mit einem

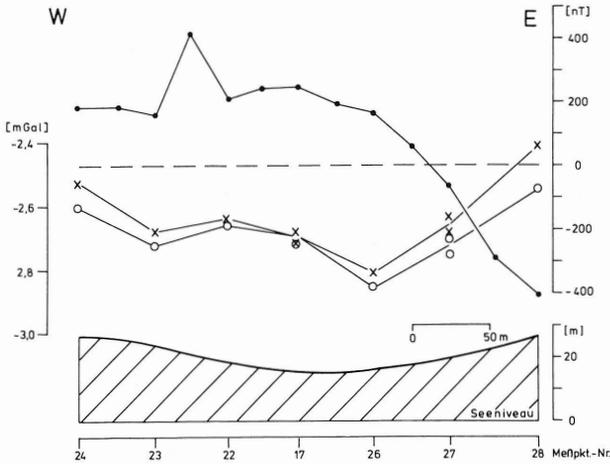


Abb. 7: E-W-Profil der Bouguer-Anomalie und des magnetischen Störfeldes aus dem nördlichen Bereich des östlichen Schalkenmehrener Maares (s. a. Erl. zu Abb. 6).

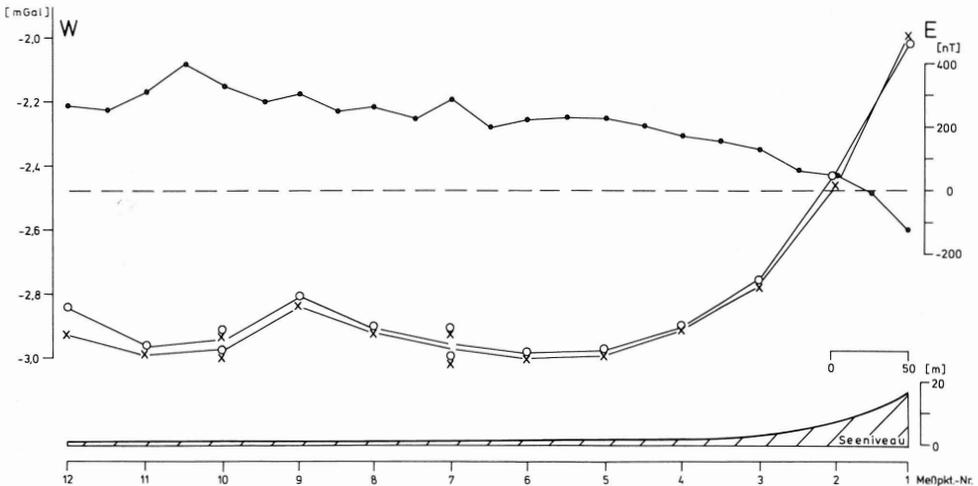


Abb. 8: E-W-Profil der Bouguer-Anomalie und des magnetischen Störfeldes aus dem zentralen Teil des östlichen Schalkenmehrener Maares (s. a. Erl. zu Abb. 6).

Wert von  $-2,756$  mGal auf (Abb. 5). Nach Süden verflacht die Anomalienkurve und zeigt im Bereich des Minimums des magnetischen Feldes einen fast horizontalen Verlauf (Abb. 6), ehe sie zu der breiten negativen Schwerefeldanomalie des südlichen Kraterteils überleitet. Zusammen mit den Ergebnissen der Magnetik deutet dieses Minimum auf einen eigenständigen, NNW-SSE ausgelängten Schlot im nördlichen Bereich der östlichen Schalkenmehrener Maare hin, dessen Südbegrenzung etwa nördlich der negativen magnetischen Anomalie verlaufen sollte. Die Vermutung, daß es sich bei den Schalkenmehrener Maaren um ein trilobates Maar handelt, wird hiermit bestätigt.

Das E-W-Profil der Abb. 7 zeigt einen Schnitt durch den südlichen Teil dieses kleinen Schlotes. Das im westlichen Bereich auftretende Schwereminimum bei Punkt 23 dürfte in der Wirkung der beiden großen südlichen Schlote (westliches und südöstliches Schalkenmehrener Maar) begründet liegen. In Abb. 8 ist die Bouguer-Anomalie und das magnetische Störfeld im südöstlichen Schalkenmehrener Maar in einem E-W-Schnitt dargestellt. Das Submaximum bei den Punkten 8 bis 10 zeichnet den Übergang zwischen dem westlichen und südöstlichen Schalkenmehrener Maar nach. Dieser Übergang deutet auf eine Barriere, bestehend aus devonischen Gesteinen, zwischen den Schloten der beiden Maare im tieferen Untergrund hin.

#### 4.2. Westliches Schalkenmehrener Maar

Die erdmagnetischen Vermessungen des zugefrorenen Kratersees (Januar 1979) ergaben eine hohe positive Anomalie, der ein Randminimum im nördlichen Teil des Sees vorgelagert ist (Abb. 9). Der maximale Störwert in Höhe von 950 nT befindet sich nahe des Nordostrandes. Dieses positive Störfeld setzt sich kontinuierlich ins östliche Schalkenmehrener Maar fort (Abb. 5), woraus gefolgert werden kann, daß beide Maare oberflächennah fließend ineinander übergehen und sich die Tuffschlote erst im tieferen Untergrund (vgl. Gravimetrie der östlichen Schalkenmehrener Maare) in zwei eigenen Förderschloten fortsetzen. Die Isolinien des westlichen Schalkenmehrener Maares weisen auf einen ENE-SWS ausgerichteten Tuffschlot hin. Die Höhe der positiven Anomalie und die steilen Gradienten im Bereich der maximalen Störwerte deuten darauf hin, daß Magma im Tuffschlot gegen Ende der Aktivität weit nach oben gestiegen ist und möglicherweise sogar zur Ausbildung eines kleinen Schlackenkegels geführt hat. In den wenigen Tuffaufschlüssen des westlichen Schalkenmehrener Maares konnten allerdings keine Schlacken gefunden werden.

#### 4.3. Gemündener Maar

Die erdmagnetische Vermessung des zugefrorenen Maarsees ergab eine überwiegend positive Anomalie mit maximal 526 nT (Abb. 10). Die hochwertigen Isanomalien sind fast konzentrisch um das im Westteil des Sees lokalisierte Maximum angeordnet. Die niedrigwertigen Isanomalien verlaufen bevorzugt in der NW-SE-Richtung und zeichnen somit einen gegenüber der Umgebung höher magnetisierten Körper nach, der deutlich in der genannten Richtung ausgelängt ist. Am Nordrand befinden sich zwei Gebiete mit negativen Störfeldern, die als Randminimum zu deuten sind. Es ist wahrscheinlich, daß der Verlauf der Isanomalien die Ausdehnung des Diatremms im Untergrund nachzeichnet und daß dort, wo die höchsten Störwerte und Gradienten auftreten, der eigentliche Eruptionsbereich abgebildet wird. Die Höhe der Anomalie und die enge Begrenzung auf den Westteil des Kraters können als Hinweis für einen kleinen Schlackenkegel unterhalb des Maarsees angesehen werden. Die schlackigen Lapillituffe in Aufschluß 15 (Abb. 2) im südöstlichen Kraterinnenhang unterstützen diese Vermutung.

#### 4.4. Weinfelder Maar

Die positive Krateranomalie des Weinfelder Maares (Abb. 11) ist deutlich niedriger als die des Gemündener und des westlichen Schalkenmehrener Maares. Im Südteil des Kratersees zeichnet sich das höchste positive Störfeld mit maximal 200 nT ab. Es erfüllt etwa die südliche Hälfte des Kratersees und wird nach Norden umsäumt von einem negativen Störfeld. Negative Störfelder treten ebenfalls am äußersten Südrand des Kratersees auf. Sie sind hier wahrscheinlich als Randminima des südlich gelegenen Tuffwalls zu interpretieren. Die Intensitätsunterschiede der Anomalien des 39 m tiefen Maarsees des

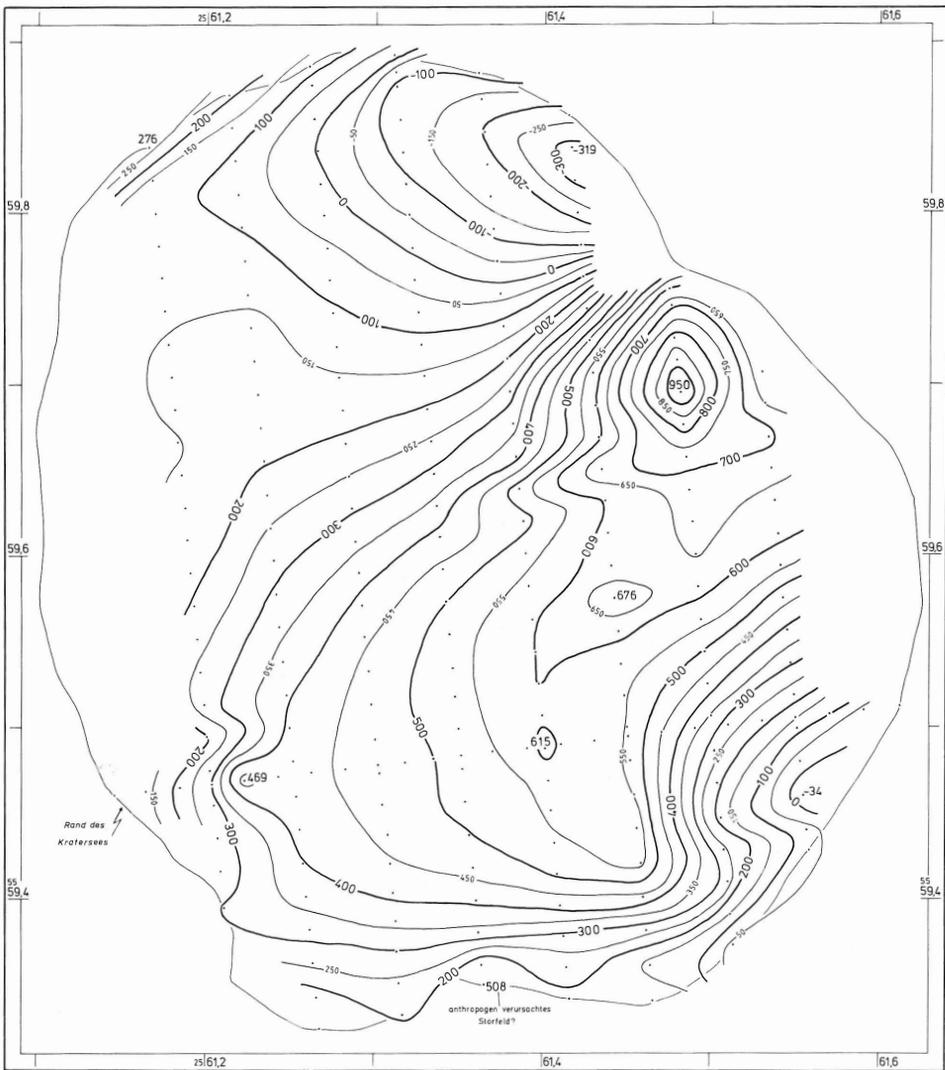


Abb. 9: Isanomalenplan der Totalintensität des Kratersees des westlichen Schalkenmehrener Maares.

Gemündener (Abb. 10) und des 21 m tiefen Maarsees des westlichen Schalkenmehrener Maares (Abb. 9) im Vergleich zum 52 m tiefen Weinfelder Maares sind nicht allein auf die unterschiedliche Entfernung des Meßniveaus (zugefrorene Seefläche) zum Störkörper (Tuffschlot) zurückzuführen. Vielmehr kann der Unterschied mit dem Fehlen eines Schlackenkegels im Weinfelder Maar begründet werden. Die dennoch auftretenden Schlackenhorizonte in den Weinfelder Maartuffen entstammen vermutlich einer kurzfristigen Eruptionsphase, bei der das Magma bei nur geringfügigem Zutritt von Grundwasser in Lavafontänen ausgeworfen wurde, ohne daß sich ein Schlackenkegel ausbilden konnte. Die

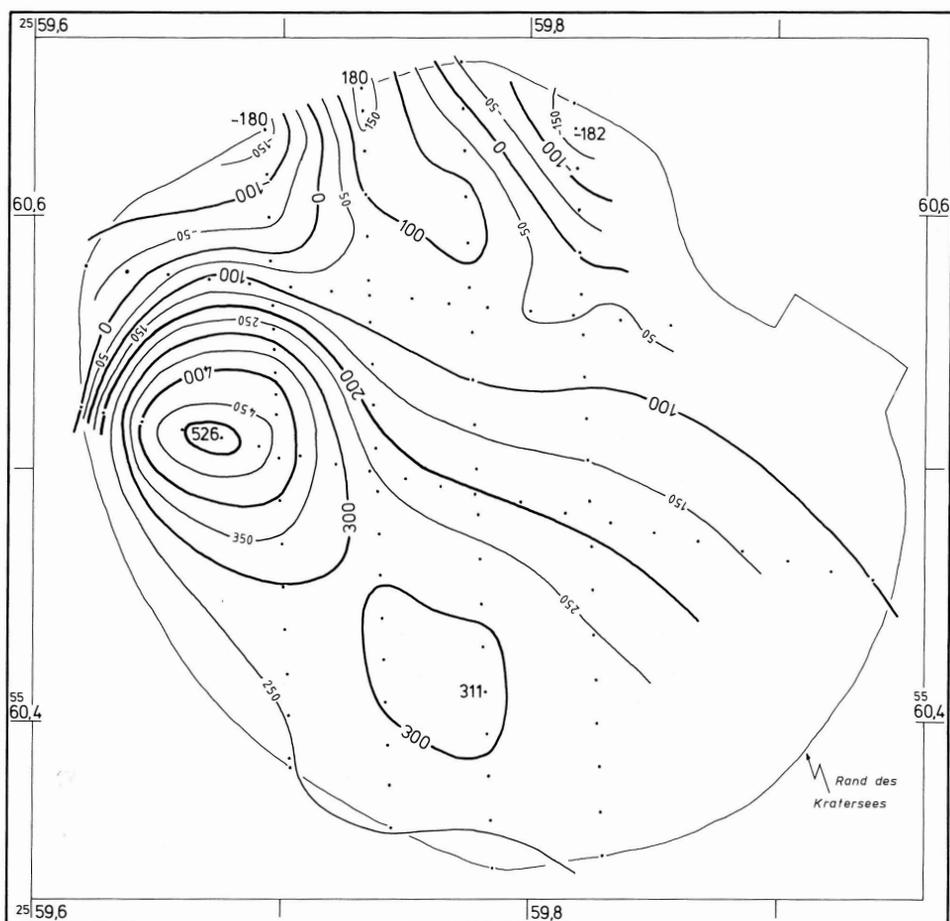


Abb. 10: Isanomalienplan der Totalintensität des Kratersees des Gemündener Maares.

Schweißschlacke am westlichen Kraterinnenrand und die bis zu 3 m mächtigen Schlackenhorizonte am südlichen Tuffwall (Aufschluß II und 16, Abb. 2) zeigen an, daß es sich hier um die jüngsten Eruptionen des Weinfelder Maares handelt.

## 5. Alter und Eruptionsabfolge

### 5.1. Bisherige Ergebnisse

Die bisherigen Altersdaten der Dauner Maare basieren auf pollenanalytischen Untersuchungen an Torf- und Muddeschichten im Hangenden von Tufflagen im Krater des vermoorten südöstlichen Schalkenmehrener Maares. Das Alter des Weinfelder Maares beträgt danach 10450 J. v. h. (STRAKA 1976). Der Alterswert beruht auf der zeitlichen Einstufung einer 10 cm mächtigen Tufflage in maximal 7 m Tiefe im Moor des östlichen Schalkenmehrener Maares, die FRECHEN (1976) und FRECHEN & STRAKA (1950) aufgrund petrographischer Zusammensetzung als eingelagerte Weinfelder Maartuffe interpretieren. Die ca. 0,5 m darunter auftretende Tuffsequenz stammt nach FRECHEN (1976) aus



Abb. 11: Isanomalenplan der Totalintensität des Kratersees des Weinfelder Maares.

dem östlichen Schalkenmehrener Maar selbst bzw. entspricht dem letzten Ausbruch des jüngeren westlichen Schalkenmehrener Maares. Die pollenanalytische Datierung der unmittelbar auflagernden Muddeschicht ergibt ein Alter von 10950 J.v.h. Nach morphologischen Gesichtspunkten ist das westliche Schalkenmehrener Maar jünger als das öst-

liche, da der Krater des östlichen Schalkenmehrener Maares vom Krater des westlichen Schalkenmehrener Maares abgeschnitten wird und mit den Tuffen des westlichen teilweise verfüllt wurde. Das Alter des Gemündener Maares ergibt sich aus der Überlagerung durch Weinfelder Maartuffe und wäre danach zwischen den beiden von STRAKA (1976) ermittelten Alterswerten von 10450 und 10950 J. v. h. einzustufen.

### 5.2. Ergebnisse der Kartierung

Nach neueren radiometrischen ( $^{14}\text{C}$ -Datierung an inkohlten Pflanzenresten) und morphologischen Untersuchungen hinsichtlich des Eruptionsalters der Maare (BÜCHEL & LORENZ 1982) sind die von FRECHEN und STRAKLA ermittelten pollenanalytischen Daten nur als minimale Alter für die Maare anzusehen. An der Basis der Tuffe der Dauner Maare treten Solifluktionsschutt bzw. geringmächtige Lehmdecken auf, die makroskopisch keine Pflanzenreste und -abdrücke erkennen lassen. Die Tuffe wurden folglich während einer vegetationsfreien Periode, vermutlich während eines Hochglazials, gefördert. Die Tuffwälle sind zu einem erheblichen Teil abgetragen. So finden sich im Bereich des nördlichen Tuffwalls des Weinfelder Maares nur noch Reste des ehemaligen Tuffwalls. Ebenso ist der ehemalige Tuffwall im Bereich des südöstlichen Talausganges des westlichen Schalkenmehrener Maares bereits vollständig erodiert. Auf eine erhebliche Erosionsleistung weisen weiterhin die Schuttfächer im Bereich der von Nordosten her einmündenden Täler des Gemündener und westlichen Schalkenmehrener Maares hin.

Nach diesen klimatologischen und morphologischen Hinweisen dürften die Dauner Maare vermutlich gegen Ende der Frühglazialzeit der Weichsel-Kaltzeit, vor ca. 20000 bis 30000 J. v. h., entstanden sein (BÜCHEL 1984). Allerdings besteht auch die Möglichkeit, daß die Eruptionen während einer älteren Hochglazialzeit stattgefunden haben.

Zwischen den Tuffen des südöstlichen und des westlichen Schalkenmehrener Maares sowie des Gemündener Maares liegen vermutlich geringmächtige Solifluktionsdecken (Kap. 3.2.). Ebenfalls tritt eine wenig ausgebildete Erosionsdiskordanz zwischen den Gemündener und den Weinfelder Maartuffen in der Grube MERTENS auf (Kap. 3.4.). Folglich scheint zwischen der Bildung der vier genannten Maare ein kleiner zeitlicher Hiatus zu bestehen, obwohl die Aufschlußverhältnisse eine eindeutige Aussage nicht zulassen. Weiterhin überlagern die Tuffe des südöstlichen Schalkenmehrener Maares vermutlich die Tuffsequenz der gleichzeitig gebildeten Vulkane des nordöstlichen Schalkenmehrener Maares und des Schlackenkegels an dessen nördlichem Innenhang. Danach würde sich folgende Eruptionsabfolge des Dauner Vulkansystems ergeben: Am Anfang bildeten sich der Schlackenkegel östlich Langfuhr und das kleine nordöstliche Schalkenmehrener Maar gleichzeitig. Die Bildung des südöstlichen Schalkenmehrener Maares schloß sich unmittelbar an. Es folgten nacheinander die Eruptionen des westlichen Schalkenmehrener und des Gemündener Maares, in denen sich vermutlich jeweils ein kleiner Schlackenkegel bildete. Die Entstehung des Weinfelder Maares beendete die Vulkanaktivität des Dauner Maarsystems.

### Schriften

- BECKER, H. J. (1977): Pyroxenites and Hornblendites from the maar-type volcanoes of the Westeifel, Federal Republic of Germany. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**, S. 45–52, 3 Abb., 7 Tab., Berlin, Heidelberg, New York.
- BÜCHEL, G. (1985): Die Maare im Vulkanfeld der Westeifel, ihr geophysikalischer Nachweis, ihr Alter und ihre Beziehung zur Tektonik der Erdkruste. Diss., 385 S., 196 Abb., 18 Tab., Mainz. – [unveröff.].

- BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **163**, S. 1–22, 4 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- BÜCHEL, G. & MERTES, H. (1982): Die Eruptionszentren des Westeifeler Vulkanfeldes. – Z. deutsch. geol. Ges., **133**, S. 409–429, 3 Abb., 1 Tab., Hannover.
- DECHEN, H. VON (1866): Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. 2. Aufl., 323 S., 1 geol. Kt., Bonn (Cohen & Sohn).
- FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein – Laacher Vulkangebiet – Maargebiet der Westeifel. Vulkanologisch-petrographische Exkursionen. – Samml. geol. Führer, **56**, 3. Aufl., 209 S., 46 Abb., 7 Tab., Berlin (Bornträger).
- FRECHEN, J. & STRAKA, H. (1950): Die pollenanalytische Datierung der letzten vulkanischen Tätigkeit im Gebiet einiger Eifel-Maare. – Naturwiss., **37**, S. 184–185, 2 Abb., 1 Tab., Berlin.
- FUCHS, G. (1982): Upper Siegenian and Lower Emsian in the Eifel Hills. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**, S. 229–256, 10 Abb., Frankfurt am Main.
- HALBFASS, W. (1896): Die noch mit Wasser gefüllten Maare der Eifel. – Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinl. Westf., **53**, S. 310–335, 3 Tab., 3 Taf., Bonn.
- HOPMANN, M. & FRECHEN, J. & KNETSCH, G. (1959): Die vulkanische Eifel. 4. Aufl., 140 S., 33 Abb., 1 Tab., 17 Kt., Bonn (Stollfuß).
- JUNG, K. (1961): Schwerkraftverfahren in der Angewandten Geophysik. 348 S., 217 Abb., 39 Tab., Leipzig.
- KIENLE, J. & KYLE, P. R. & SELF, S. & MOTYKA, R. J. & LORENZ, V. (1980): Ukinrek maars, Alaska, 1. April 1977 eruption sequence, petrology and tectonic setting. – J. Volcanol. geotherm. Res., **7**, S. 11–37, 11 Abb., 5 Tab., Amsterdam.
- KRAWCZYK, E. (1984): Die Dauner Maare. – Zweimonatige Kartier., 69 S., 36 Abb., 1 geol. Kt., Mainz. – [unveröff.].
- LORENZ, V. (1973): On the Formation of Maars. – Bull. volcanologique, **37**, S. 183–204, 6 Abb., Napoli.
- (1974): Vesiculated tuffs and associated features. – Sedimentology, **21**, S. 273–291, 12 Abb., 1 Tab., Oxford.
- (1986): On the Growth of Maars and Diatremes and its Relevance to the Formation of Tuff-Rings. – Bull. volcanol. – [im Druck].
- LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1980): Zur Vulkanologie der Maare und der Schlackenkegel der Westeifel. – Mitt. Pollichia, **68**, S. 29–100, 58 Abb., Bad Dürkheim/Pfalz.
- MERTES, H. (1983): Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes. – Bochumer geol. geotechn. Arb., **9**, 415 S., 104 Abb., 42 Tab., Bochum.
- MEYER, W. & STETS, J. (1981): Die Siegener Hauptaufschiebung im Laacher-See-Gebiet (Rheinisches Schiefergebirge). – Z. deutsch. geol. Ges., **132**, S. 43–53, 3 Abb., 1 Tab., Hannover.
- MILITZER, H. & LINDNER, H. (1979): Grundlagen der angewandten Gravimetrie. – Freiburger Forsch.-H., C 339, 195 S., 152 Abb., 18 Tab., Leipzig (Deutsch. Verl. f. Grundstoffind.).
- MITTMAYER, H. G. (1974): Zur Neufassung der Rheinischen Unterdevon-Stufen. – Mainzer geowiss. Mitt., **2**, S. 71–103, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Mainz.
- MOORE, J. G. (1967): Base surge in recent volcanic eruptions. – Bull. volcanol., **30**, S. 337–367, 15 Abb., Napoli.
- NAKAMURA, K. & KRÄMER, F. (1970): Basaltic ash flow deposits from a maar in West-Eifel, Germany. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 491–501, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- NEGENDANK, J. (1983): Trier und Umgebung. – Samml. geol. Führer, **60**, 2. Aufl., 195 S., 29 Abb., 6 Tab., 5 Kt., Berlin, Stuttgart (Bornträger).
- RAHM, G. (1958): Der quartäre Vulkanismus im südöstlichen Teil der Westeifel. Ein Beitrag zum Problem des Maarvulkanismus. – Gewässer und Abwässer, **19**, S. 7–39, 15 Abb., 2 Tab., 1 Kt., Düsseldorf.

- RÖDER, D. (1957): Unteres und mittleres Unterems im Lieserprofil (Unterdevon, Südost-Eifel). – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **85**, S. 129–145, 1 Abb., 7 Taf., Wiesbaden.
- (1960): Ulmen-Gruppe in sandiger Fazies (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., **31**, 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wiesbaden.
- SCHARF, B. W. (1983): Hydrographie und Morphometrie einiger Eifelmaare. – Beitr. Landespf. Rheinland-Pfalz, **9**, S. 54–65, Oppenheim.
- SCHMID, R. (1981): Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments. – Geol. Rdsch., **70**, S. 794–799, Stuttgart.
- SCHMINCKE, H.-U. (1977): Phreatomagmatische Phasen in quartären Vulkanen der Osteifel. – Geol. Jb., **A 39**, S. 3–45, 24 Abb., Hannover.
- SCHMINCKE, H.-U. & LORENZ, V. & SECK, H. A. (1983): The Quarternary Eifel volcanic fields. – In: FUCHS, K. & VON GEHLEN, K. & MÄLZER, H. & SEMMEL, A. (eds.): Plateau uplift. The Rhenish Shield – a case history. S. 139–151, 6 Abb., 1 Taf., Berlin (Springer).
- SCHULTE, L. (1893): Geologische und petrologische Untersuchungen der Dauner Maare. – Mitt. mineralog. Inst. Univ. Bonn, S. 174–208, Bonn.
- WALKER, G. (1984): Characteristics of dune-bedded pyroclastic surge bedsets. – J. Volcanol. geotherm. Res., **20**, S. 281–296, Amsterdam.
- ZIMANOWSKI, B. (1985): Fragmentationsprozesse beim explosiven Westeifelvulkanismus. Diss., 324 S., 60 Abb., 30 Tab., 10 Anlagen, Mainz. – [unveröff.]

Anschrift der Autoren:

DR. GEORG BÜCHEL, EVELYN KRAWCZYK, Institut für Geowissenschaften, Johannes Gutenberg-Universität, Saarstraße 21, D-6500 Mainz.

Manuskript eingegangen am 7. I. 1986