

Geophysik der Eifel-Maare.
1: Erkundung neuer Maare im Vulkanfeld der Eifel
mit Hilfe geomagnetischer Untersuchungen

GEORG BÜCHEL

Kurzfassung: Mit Hilfe geomagnetischer Messungen in Kesseltälern im Vulkanfeld der Westeifel konnten 15 bisher weitgehend unbekannte Maare nachgewiesen werden. Der Vergleich mit magnetischen Anomalien von acht jungen Maaren (mit Kraterseen) aus dem Vulkanfeld der Westeifel sowie mit der Anomalie des 1977 entstandenen Ukinrek-Ost-Maares (Alaska) ergab, daß hochwertige magnetische Störfelder auf zusedimentierte Schlackenkegel in den ehemaligen Kraterböden bzw. auf Randintrusionen im Schlot hinweisen. Danach sind fast die Hälfte der untersuchten Maare nicht rein phreatomagmatisch entstanden, sondern weisen während den Eruptionen oder am Ende der Eruptionstätigkeit „normal“ entgasenden Magmenaufstieg auf.

Abstract: In the volcanic area of the Westeifel the results of geomagnetic surveys within local crater-shaped enlargements of the valleys prove the existence of 15 maars which have been unknown so far. Taking into account the magnetic anomalies of eight young Westeifelian maars (with crater lakes) and the anomaly of Eastern Ukinrek Maar, which was formed in 1977, it can be inferred that strong magnetic anomalies are associated with sediment-covered scoria cones on the former crater bottom and/or with marginal intrusions within the diatremes. This leads to the conclusion that almost half of the investigated maars do not have a solely phreatomagmatic origin, but exhibit 'normally' degassing rising magma during the eruptions or during the final stages of eruption activity.

Inhalt

1.	Einleitung	228
2.	Geomagnetische Untersuchungen.	229
2.1.	Neu erfaßte Maare	230
2.1.1.	Schönfelder Maar	230
2.1.2.	Dehner Maar	230
2.1.3.	Merscheider Maar	232
2.1.4.	Aueler Maar	234
2.1.5.	Rother Maar	235
2.1.6.	Maar am Römerhof	237
2.1.7.	Kirchweiler Maar.	237
2.1.8.	Brücker Maar.	242
2.1.9.	In der Boos	242
2.1.10.	Steinborner Maar	243
2.1.11.	Wallenborner Maar	248
2.1.12.	Oberstadtfelder Maar	250
2.1.13.	Niederstadtfelder Maar	250

2.1.14. Maar westlich des Hohen List	253
2.1.15. Wispelter Maar	253
2.2. Maare mit Kraterseen	253
2.2.1. Meerfelder Maar	253
2.2.2. Pulvermaar	260
2.2.3. Ulmener Maar	263
2.2.4. Dauner Maare	264
2.2.5. Holzmaar	264
2.2.6. Immerather Maar	264
2.3. Ukinrek-Ost-Maar (Alaska)	267
3. Synthese	271
Schriften	272

1. Einleitung

Der quartäre Vulkanismus in Mitteleuropa ist im wesentlichen an die Vulkanfelder der Westeifel und Osteifel gebunden. Das 600 km² große Vulkangebiet der Westeifel mit einer NW-SE (130°) streichenden Längsachse von 50 km Länge und einer Breite von 20 km (mit Ausnahme der quartären Vulkane der Hocheifel) stellt das klassische Maargebiet der Erde dar (Abb. 1); in der Osteifel gibt es hingegen nur wenige Maare. Maare sind vulkanische Krater, deren Tiefe unterhalb der präeruptiven Erdoberfläche etwa 1/5 ihres Durchmessers beträgt und die einen meist niedrigen Tuffwall um den Krater aufweisen (LORENZ 1973, WOOD 1974). Maare entstehen, wenn Grundwasser während der überwiegenden Eruptionsdauer kontinuierlich Zutritt zum aufsteigenden Magma hat und es zu Interaktionen, sogenannten phreatomagmatischen Eruptionen, kommt (FRÖHLICH 1986, LORENZ 1985, 1986, SCHMINCKE 1986).

Bis 1972 waren etwa 32 Maare im Vulkanfeld der Westeifel bekannt (BEHR 1819, STEININGER 1819, 1853, DECHEN 1886, HAPPEL & REULING 1937, KIENOW 1939, CIPA 1955, GÜTEBIER 1965, NOLL 1967, GREINER & KRÄMER 1972). Bei den nachfolgenden Untersuchungen im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Hebungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“ stieg die Zahl der bekannten Maare in der Westeifel auf ca. 60 an (SCHÄFER 1977, BÜCHEL 1978, LORENZ & BÜCHEL 1980a, BÜCHEL & MERTES 1982, MERTES 1983, BÜCHEL 1984). Folgende Überlegung spielte eine besondere Rolle: Die Maare der Westeifel wurden vielfach als die jüngsten Vulkane des Vulkanfeldes angesehen (RAHM 1958, FRECHEN 1976). Hingegen ließen radiometrische (¹⁴C) Datierungen von organischen Proben, die an der Basis der Maartuff-Wälle und innerhalb der Maartuffe gefunden wurden, stratigraphische, morphologische und klimatische Alterskriterien sowie genetische Überlegungen der Maarentstehung den Schluß zu, daß sich der Maarvulkanismus der Westeifel zeitlich parallel zum Schlackenkegelvulkanismus entwickelt hat (LORENZ 1973, BÜCHEL & LORENZ 1982). Folglich sollten auch „alte“ Maare existieren, die sich topographisch kaum von ihrer Umgebung abzeichnen und die häufig nur mit geophysikalischen Mitteln zu erkunden sind.

Die hier vorgestellten Ergebnisse stammen größtenteils aus der Dissertation des Autors (BÜCHEL 1984), die von Prof. Dr. V. LORENZ betreut wurde. Herrn Dr. H. MERTES (Bochum) danke ich für die tatkräftige Kooperation bei den umfangreichen Geländearbeiten. Für die Unterstützung bei der geomagnetischen Vermessung der zugefrorenen Maarseen in der Westeifel danke ich ANNE und BERTRAM BÜCHEL, ROBERT KRENCISZEK und MICHAEL MENGELKoch. Dr. H. K. EDELMANN (PRAKLA-SEISMOS, Hannover), Prof. M. FÜRST (Universität Mainz), Prof. W. JACOBY (Universität Mainz) und Dr. H. WEILER (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz) möchte ich meinen Dank für wertvolle Diskussionen aussprechen. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die finanzielle Unterstützung der Geländearbeiten im Rahmen des genannten Schwerpunktprogramms.

2. Geomagnetische Untersuchungen

Die Methode der geomagnetischen Kartierung in der Westeifel beruht auf dem Magnetisierungs-kontrast zwischen den devonischen und triassischen Gesteinen auf der einen Seite und den Vulkaniten auf der anderen Seite. Der Hauptträger der Magnetisierung in den Vulkaniten ist der Magnetit, dessen Anteil häufig über 5 Vol.-% beträgt. Demzufolge wurde nach den ersten geomagnetischen Untersuchungen an den Vulkaniten der Westeifel von KIENOW (1939) und ČIPIA (1955) die Magnetik im Vulkangebiet der Westeifel von zahlreichen Bearbeitern als Kartierhilfe verwendet (RAHM 1963, MURAWSKI 1965, GÜTEBIER 1965, GREINER & KRÄMER 1972, HUNSCH 1973, UTTER & GROTHJOHANN 1976, KOHNEN et al. 1976, SCHÄFER 1977, BÜCHEL 1978,

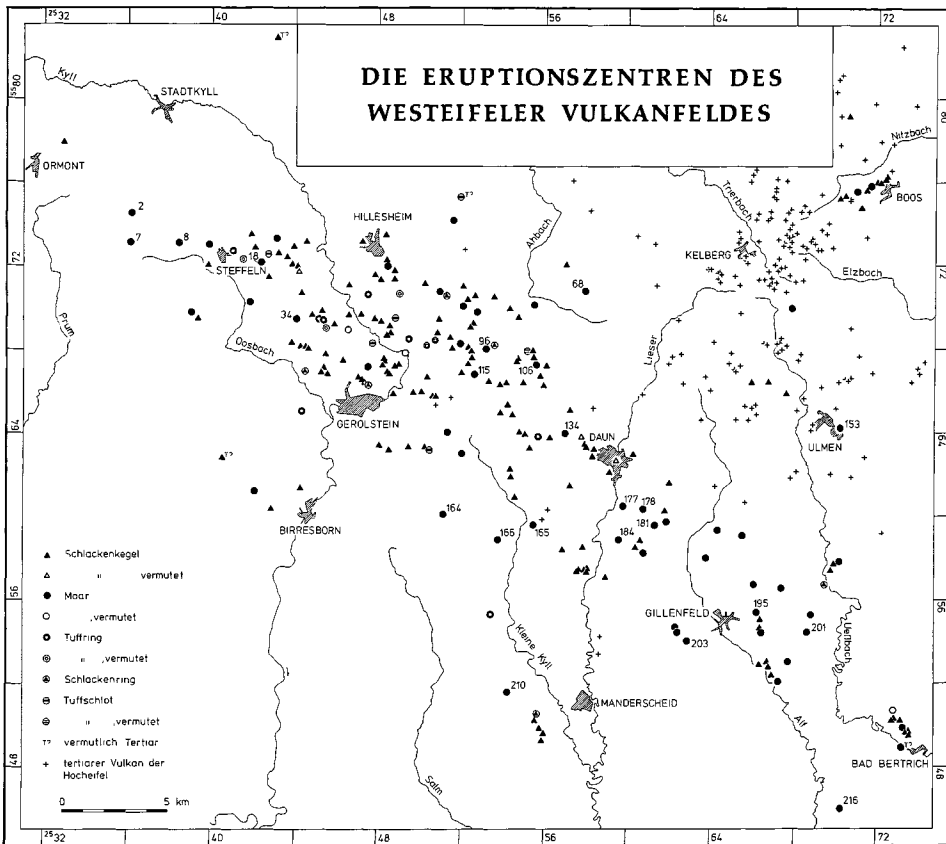


Abb. 1: Karte der Eruptionszentren des Westeifeler Vulkanfeldes (Dreiecke, Kreise) einschließlich der im Kartenausschnitt auftretenden tertiären Vulkane (Kreuze). Mit Zahlen sind die magnetisch vermessenen Maare gekennzeichnet, die der Numerierung der Eruptionszentren bei BÜCHEL & MERTES (1982) entsprechen.

Neu erfaßte Maare: 2 ≙ Schönfelder Maar, 7 ≙ Dehner Maar, 8 ≙ Merscheider Maar, 18 ≙ Aueler Maar, 34 ≙ Rother Maar, 96 ≙ Maar am Römerhof, 115 ≙ Kirchweiler Maar, 68 ≙ Brücker Maar, 106 ≙ In der Boos, 134 ≙ Steinborner Maar, 164 ≙ Wallenborner Maar, 165 ≙ Oberstadtfelder Maar, 166 ≙ Niederstadtfelder Maar, 184 ≙ Maar westlich des Hohen List, 216 ≙ Wispelter Maar.

Maare mit Kraterseen: 153 ≙ Ulmener Maar, 177, 178, 181 ≙ Dauner Maare, 195 ≙ Pulvermaar, 201 ≙ Immerrather Maar, 203 ≙ Holzmaar, 210 ≙ Meerfelder Maar.

WIENECKE 1979, LORENZ & BÜCHEL 1980a, MERTES 1983). Die in dieser Arbeit vorgestellten geomagnetischen Ergebnisse wurden mit Hilfe eines Protonenmagnetometers (Modell G 826) gewonnen. Die Lokationen der hier dargestellten Anomalien sind Abb. 1 zu entnehmen. Neben der Magnetik wurden gravimetrische Messungen mit zwei WORDEN-Gravimetern (SODIN 150 der Universität Frankfurt, HTL der Universität Mainz) im Rahmen von geophysikalischen Geländepraktika durchgeführt.

2.1. Neu erfaßte Maare

Im Bereich der Vulkanzone der Westeifel treten kesselartige Erweiterungen einiger Täler auf, die den Maaren in Form und Größe gleichen. Die vulkanische Entstehung dieser Kesseltäler konnte bereits aufgrund magnetischer Messungen an fünf Kesseltälern nachgewiesen werden (LORENZ & BÜCHEL 1980a). Kesseltäler stellen ein posteruptives Entwicklungsstadium von Maaren dar, die im Laufe der Zeit durch Gesteine und Tuffe der übersteilten Kraterwände bzw. durch die Sedimentfracht eines hereinfließenden Baches verfüllt wurden. Insofern ist der ehemalige Tuffwall bei Kesseltälern nur noch in Resten erhalten bzw. bereits vollständig abgetragen. Eine Identifizierung des topographisch stark veränderten Maares aus der Sicht des kartierenden Geologen ist deshalb sehr schwierig.

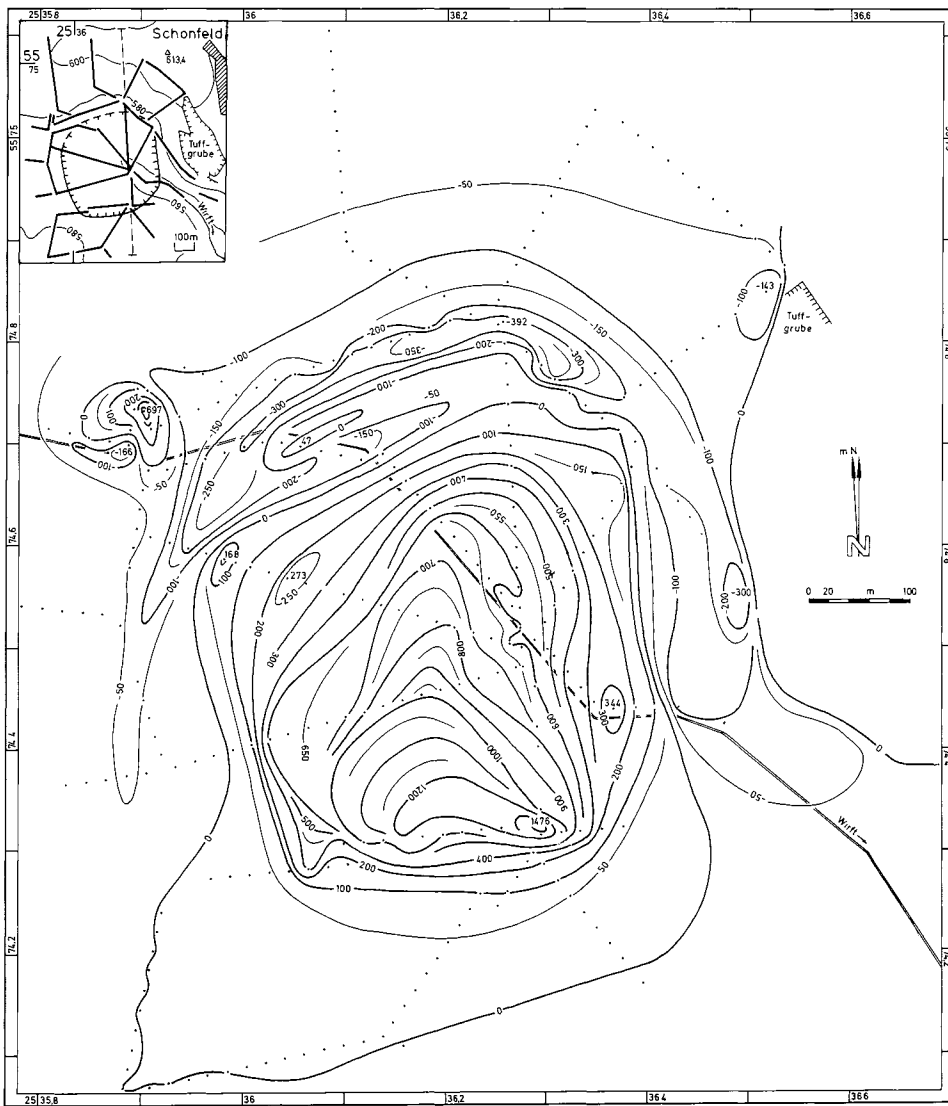
2.1.1. Schönfelder Maar

Das Schönfelder Maar liegt im Zusammenfluß zweier von Westen einmündenden Täler. Es wird durch die Wirft, eines Nebenbaches der Kyll, nach Südosten entwässert (Abb. 2). Das Maar weist nur noch am West- und am Nordostrand Reste des ehemaligen Tuffwalls auf. In der Tuffgrube bei Schönfeld werden etwa 6,5 m mächtige Schlacken abgebaut. Sowohl im Hangenden als auch im Liegenden der Schlackenabfolge treten phreatomagmatisch gebildete Tuffe auf.

Die geomagnetische Vermessung im März 1980 ergab eine positive Anomalie, in der die Isanomalien eine rundliche Struktur nachzeichnen (Abb. 2). Der maximale Störfeldbereich liegt am Südrand der Anomalie und weist ein Maximum in Höhe von 1476 nT auf. Die Höhe des Störfeldes und die steilen Gradienten deuten auf eine bis nahe an die Erdoberfläche erfolgte Intrusion (Abb. 3). Das im Norden der positiven Anomalie auftretende Randminimum weist im zentralen westlichen Teil eine kleine positive Störung auf, die als Hinweis für vorhandene Randbrüche gedeutet wird. Die Ursachen der kleinflächigen, positiven, vorgelegerten Anomalie am NE-Rand mit einem maximalen ΔT -Wert in Höhe von 697 nT (Abb. 2) konnte bisher nicht geklärt werden.

2.1.2. Dehner Maar

Das Dehner Maar liegt ebenso wie das Schönfelder Maar im NW-Teil des Vulkanfeldes. Das 1218 m im Durchmesser große Maar ist im Quellbereich des Dehnerbaches lokalisiert (Abb. 4). Bei Grabungsarbeiten im Zentrum des Kraters (R25 36160 H55 73 060) konnten von einer Tiefe von 5,20 m an umgelagerte Lapillituffe nachgewiesen werden, die die vulkanische Entstehung des Kesseltales beweisen. Die magnetische Vermessung des Kesseltales im Sommer 1980 ergab eine rundliche, positive Anomalie, die nur im Randbereich hohe Intensitätsschwankungen aufweist (Abb. 4 und 5). Im Bereich der höchsten Gradienten ist innerhalb von 20 m eine Störfeldänderung von über 400 nT nachweisbar. Die klar kartierbare Ausdehnung der Anomalie beträgt ca. 720 m (N-S) x ca. 690 m (E-W). Am N-Rand ist ein mehrfacher, engbegrenzter Wechsel von positiven und negativen Magnetfeldabweichungen feststellbar, der eventuell auf umgelagerte Tuffe des ehemaligen Tuffwalls bzw. auf Kraterandtektonik hindeutet. Die ausführliche Vermessung der weiteren Umgebung zeigt an, daß außerhalb des Kraters keine Tuffe mehr erhalten sind. Das Dehner Maar zählt deshalb zu den ältesten Maaren der Westeifel.



Lageskizzen	Isanomalenplane	Geomagnetische Profile
— Geomagnetisches Profil	••• Meßpunkte	▨ Krater- und Schlotfüllung
- - - Gravimetrisches Profil	—100— -50— Isanomalen ΔT (nT)	□ Grundgebirge
— Topographisches Profil	— vermutet	
⤴ Schlotausbiß	• 234 Meßwert ΔT (nT)	
⤴ vermutet		
▲ Schlackenkegel		
● Schlackenring		
⊖ Tuffschlot vermutet		

Abb. 2: Isanomalen der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Schönfelder Maares mit Lageskizze und Legende für alle folgenden Abbildungen.

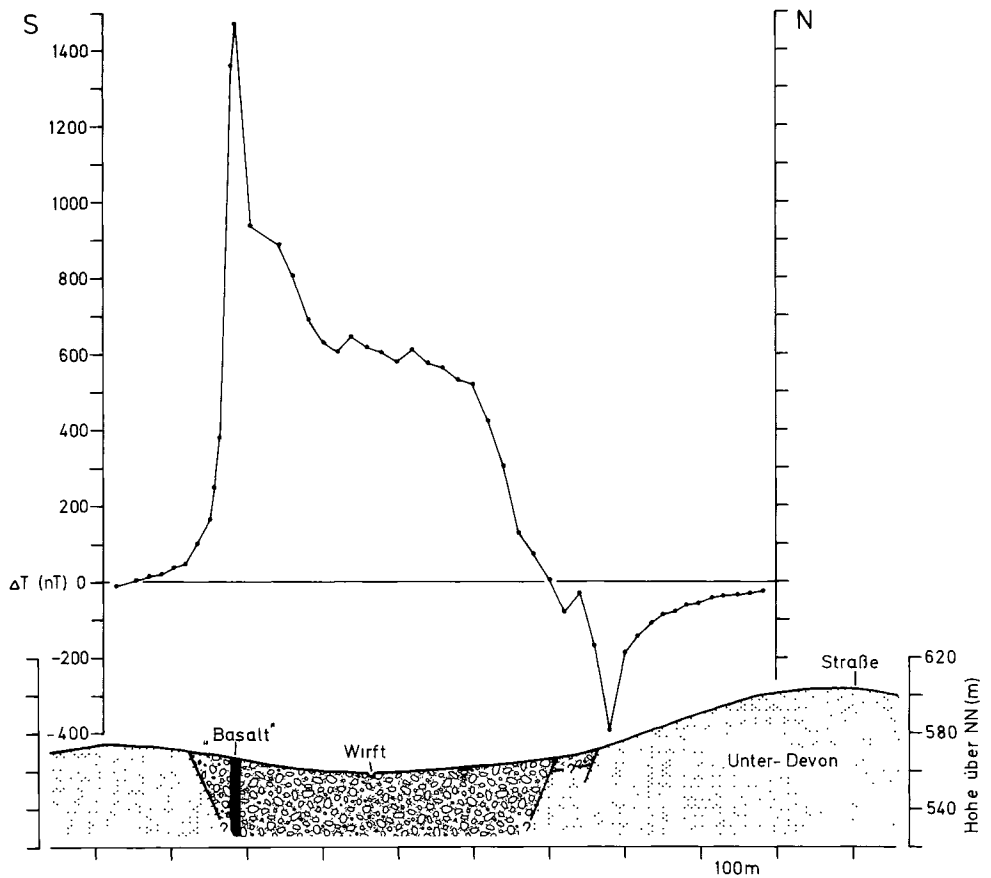


Abb. 3: ΔT -Profil über das Schönfelder Maar mit geologischer Interpretation (Profil s. Abb. 2).

2.1.3. Merscheider Maar

Ungefähr 2 km östlich des Dehner liegt das Merscheider Maar mit einem Durchmesser von 1194 m. Es befindet sich im Bereich des aus westsüdwestlicher Richtung einmündenden Mannebacher Baches, der im Zentrum des Kraters nach Süden abbiegt (Abb. 6). Die Vermessung des Erdmagnetfeldes im Bereich des Kesseltales und seiner näheren Umgebung im April 1980 und Januar 1982 ergab eine positive Anomalie, die an den Rändern stark differenziert ist (Abb. 6). Der zentrale Bereich ist durch eine breite, „gleichmäßige“ Anomalie gekennzeichnet, deren maximaler Störwert 332 nT beträgt. Am Südrand tritt eine ca. 140 m im Durchmesser große Anomalie auf mit einem ΔT_{\max} -Wert von 486 nT und einem nördlich vorgelagerten Randminimum. Vermutlich wird hiermit eine randlich auftretende Schlotintrusion nachgezeichnet (Abb. 7). Im Nordteil des Kraters tritt eine Zone von zahlreichen, eng begrenzten Maxima und Minima auf, die durch ein breites negatives Störband von der zentralen Krateranomalie abgetrennt sind. Sie ist wahrscheinlich ähnlich wie beim Dehner Maar auf nahe der Erdoberfläche anstehende umgelagerte Tuffe zurückzuführen, die ehemals den Schuttfuß im Krater aufbauten. Die positive Anomalie im Bereich der Ortschaft Rodert deutet den Rest des ehemaligen Tuffwalls an.

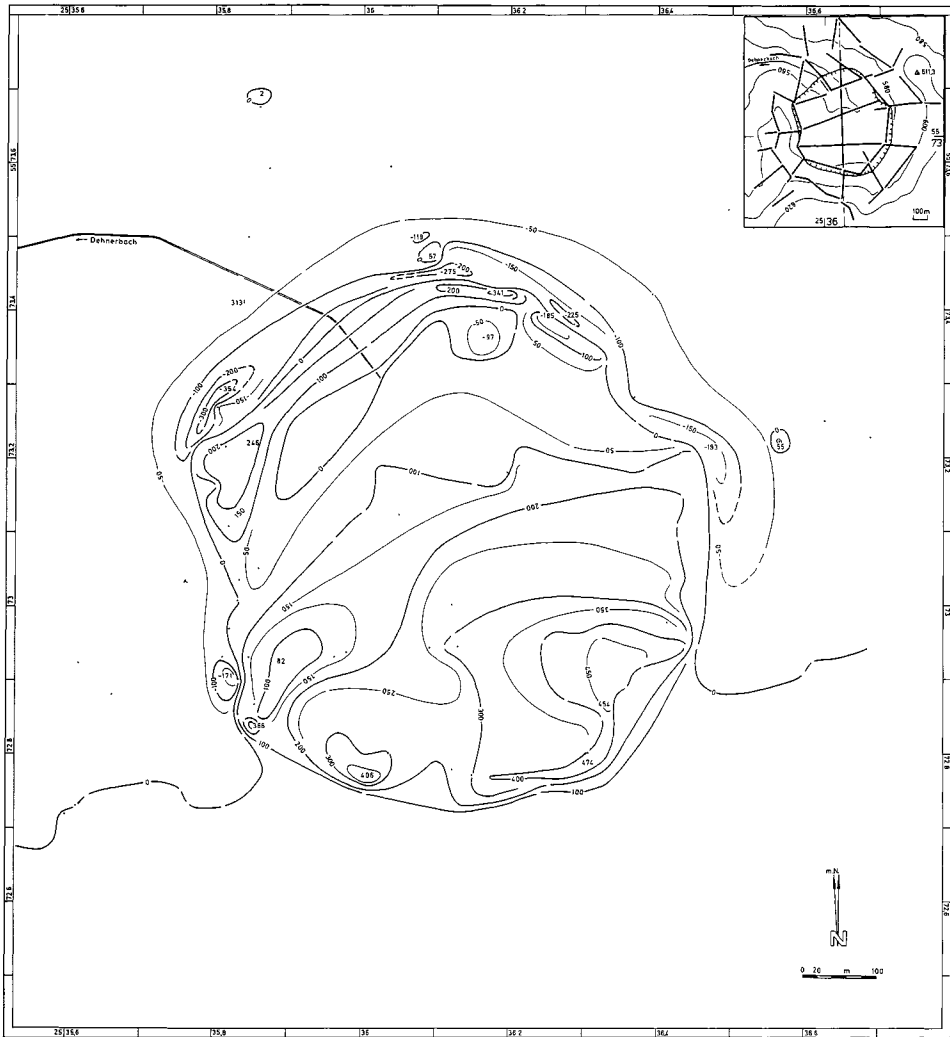


Abb. 4: Isanomalien der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Dehner Maares mit Lageskizze.

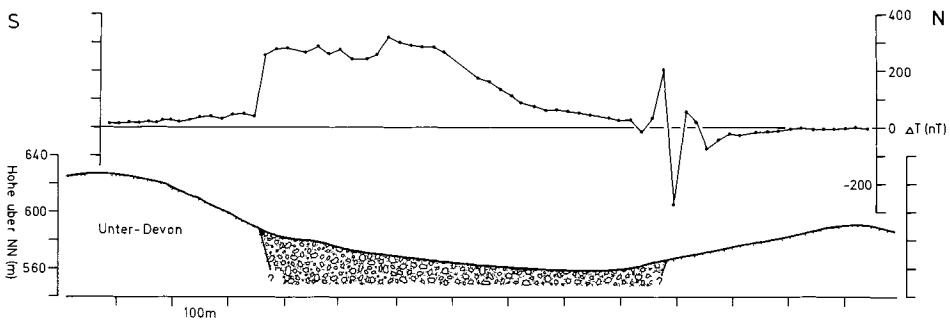


Abb. 5: ΔT -Profil über das Dehner Maar mit geologischer Interpretation (Profil s. Abb. 4).

2.1.4. Aueler Maar

Das Aueler Maar liegt im NW-Teil der Vulkanzone und ist mit einem Durchmesser von 1690 m neben dem Meerfelder Maar das zweitgrößte Maar der Westeifel. Das Maar wird in E-W-Richtung vom Tiefenbach durchflossen. Es ist umgeben von den Schlackenkegeln Steinbeuel im NW, Mühlenberg im NE und Geisberg im SE. Am W-Rand tritt der vermutete Tuffring des Killenberges auf (Abb. 8).

Die Messung des Erdmagnetfeldes im Bereich der großen Depression in Arbeitsteilung mit Dr. H. MERTES (1983) erfolgte an ca. 1150 Punkten im April 1980. Bei der Vermessung wurden die randlich lokalisierten Schlackenkegel teilweise erfaßt: Der Mühlenberg ist durch ein sehr hohes Störfeld gekennzeichnet (Abb. 8). Die maximalen ΔT -Werte im Westteil des Schlackenkegels betragen über 1200 nT. Ein nördlich vorgelagertes Randminimum weist einen minimalen Wert von -1069 nT auf. Die positive magnetische Anomalie über dem Schlackenkegel Geisberg beträgt maximal 513 nT. Es handelt sich um einen kleinen Schlackenkegel mit einem

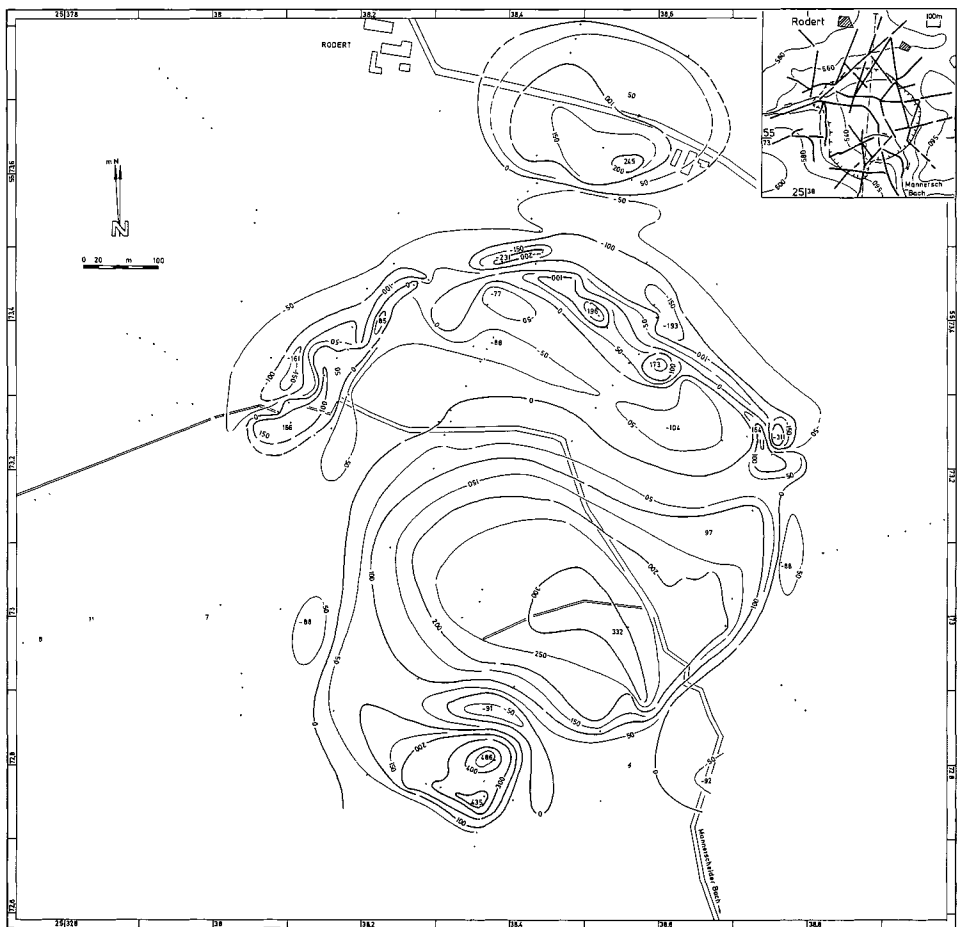


Abb. 6: Isanomalen der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Merscheider Maares mit Lageskizze.

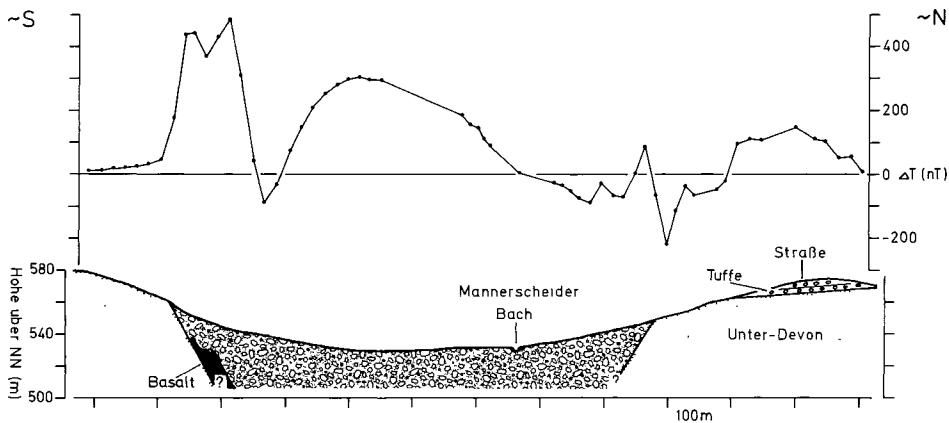


Abb. 7: ΔT -Profil über das Merscheider Maar mit geologischer Interpretation (Profil s. Abb. 6).

Anomaliedurchmesser von ca. 100 m. Die magnetische Vermessung der Umgebung deutet darauf hin, daß aus dem Krater eine kleine Lava in ost-südöstlicher Richtung geflossen ist (Abb. 8). Der als Tuffschlot bezeichnete Förderpunkt „NE' Auel“, westlich des Schlackenkegels Mühlenberg (BÜCHEL & MERTES 1982, MERTES 1983) wird von einer hohen magnetischen Anomalie nachgezeichnet ($\Delta T_{\max} = 1006$ nT), die im Norden von einem Randminimum begrenzt wird ($\Delta T_{\min} = -839$ nT). Der maximale Durchmesser der positiven Anomalie beträgt ca. 330 m (NE-SW).

Die ca. 1,2 km (N-S) x 900 m (E-W) große, positive Anomalie im Tiefenbachtal weist die höchsten ΔT -Werte am Südrand auf ($\Delta T_{\max} = 489$ nT). Nach Norden übersteigen die Werte selten 100 nT. Die Anomalie wird vor allem im Norden, Westen und Osten von einem Randminimum tangiert. Das Randminimum im Westen wird möglicherweise von den Tuffen des Killenberges beeinflusst. Die positive Anomalie ($\Delta T_{\max} = 351$ nT) im Bereich des Höhenrückens der „Acht“ südlich der großen Anomalie ist auf Tuffe (Reste eines Tuffwalls) zurückzuführen. Der Tuffschlot „NE' Auel“ liegt im nordöstlichen Randbereich der Anomalie. Die Interpretation der magnetischen Anomalie als Maar wird weitgehend von der rundlichen Form des Störfeldes sowie von dem in Resten erhaltenen Tuffwall am Südrand bestimmt. Für die Existenz eines Maars sprechen auch die Ergebnisse einer Pegel-Bohrung (Pegel 2, Abb. 8 und 9, unmittelbar westlich Auel). Hier wurden bis zur Endteufe von 25 m Tuffe erbohrt. In der ca. 100 m westlich abgeteuften Brunnenbohrung wurden hingegen ab 4,50 m Tiefe bis zur Endteufe von 30 m Buntsandstein-Sedimente angetroffen. Die Pegel-Bohrung 1 ergab ähnliche Ergebnisse (Bohrarchiv des Geol. Landesamtes Rheinland-Pfalz).

2.1.5. Rother Maar

Das Rother Maar liegt im Oberbettinger Triasgebiet in nordöstlicher Fortsetzung der Prümer Kalkmulde (HAPPEL & REULING 1937). Ungefähr 1 km west-südwestlich des Kesseltales, im Bereich der Kahlenborner Schwelle (MADER 1982), treten mitteldevonische Gesteine in carbonatischer Fazies auf (Abb. 11). Nach den Kartierergebnissen von MADER (1975) liegt das Maar in nordöstlicher Fortsetzung einer NE-SW streichenden Störung. Das durchschnittlich 994 m große Maar liegt unmittelbar westlich des Schlackenkegels „Loscheid“ (Abb. 10), dessen Pyroklastika bis zum Ostrand des Maars reichen. Am Südrand des Kesseltales, unmittelbar nördlich der Ortschaft Roth, konnte MADER (1975) ein kleines Tuffvorkommen nachweisen. Die phreatomagmatisch beeinflussten Tuffe – es handelt sich überwiegend um

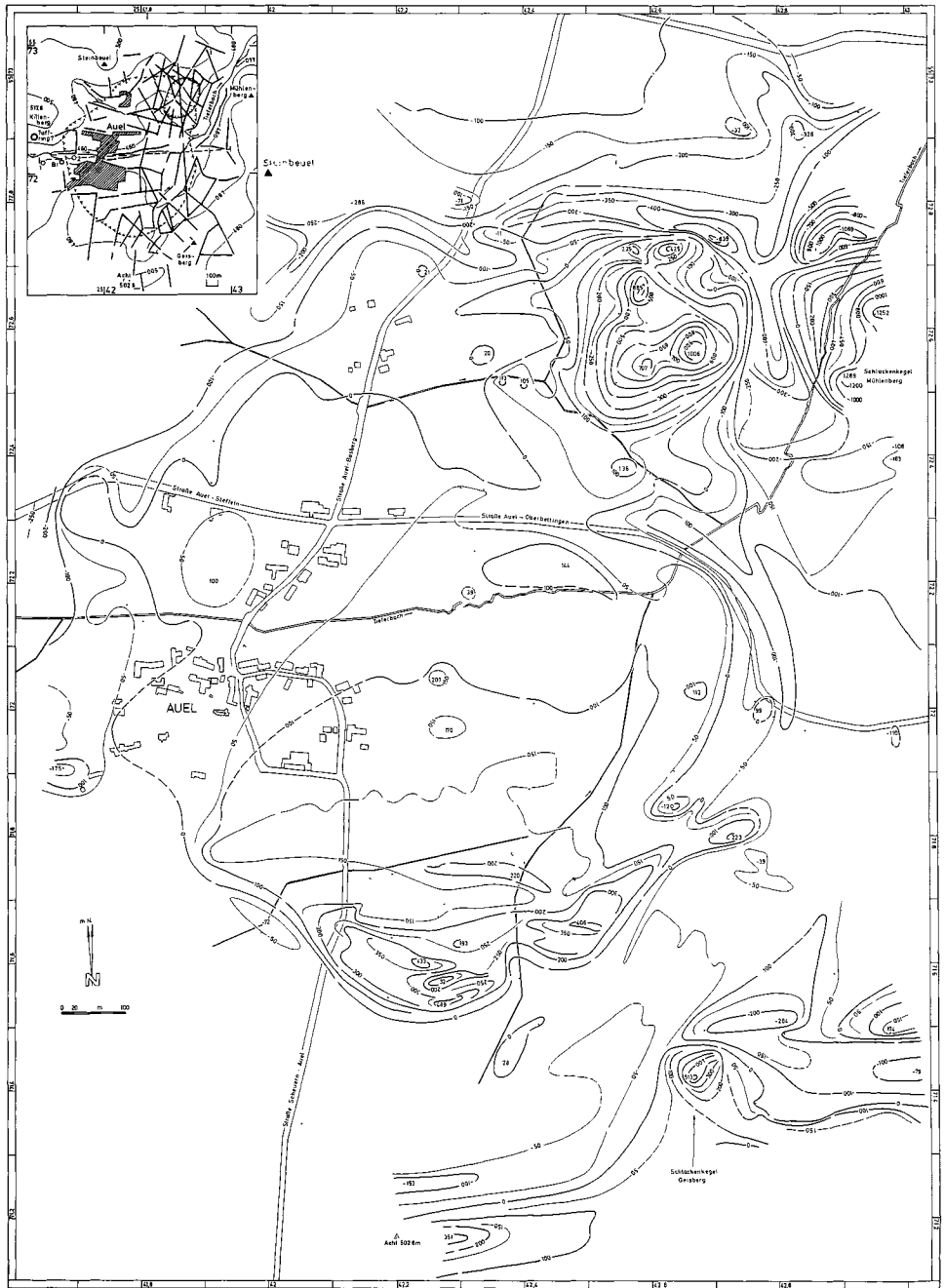


Abb. 8: Isanormalen der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Aueller Maeres mit Lageskizze.

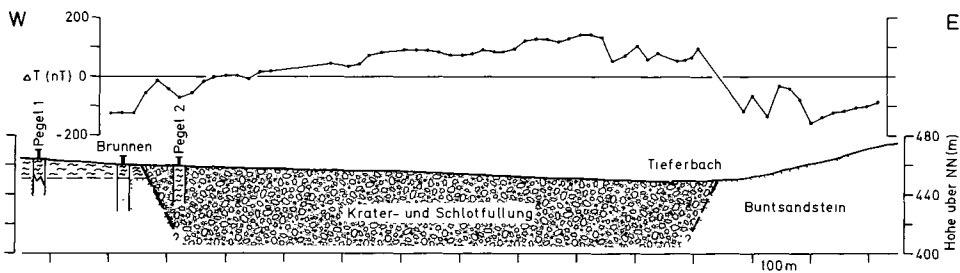


Abb. 9: ΔT -Profil über das Aueler Maar mit geologischer Interpretation (Profil s. Abb. 8).

schlecht sortierte, undeutlich geschichtete, rote und gelbbraune Aschentuffe, die Blöcke (triasische und devonische Gesteine) und Blumenkohlbomben enthalten – stellen die Reste eines Tuffwalls des Rother Maares dar.

Die Vermessung des erdmagnetischen Feldes im Bereich des Kesseltales im April 1980 ergab eine positive Anomalie, die einen Durchmesser von etwa 600-800 m aufweist (Abb. 10). Die Isolinien im zentralen Bereich ordnen sich konzentrisch um das Maximum (in Höhe von 848 nT) an. Hier wird das Eruptionszentrum des Maares vermutet. Im Norden, Westen und Osten des Gebietes positiver Störfeldabweichung tritt eine negative Anomalie auf mit einem ΔT_{min} -Wert in Höhe von -543 nT. Die negative Abweichung im Südosten läßt sich vermutlich auf die Pyroklastika des Schlackenkegels „Loscheid“ zurückführen. Die Reste des kartierten Tuffwalls am S-Rand zeichnen sich ebenfalls ab (Abb. 10 und 11).

Im Rahmen eines Untersuchungsprogramms zur hydrogeologischen Erkundung des Bettinger Grabens wurde am Nordrand der Anomalie eine Bohrung abgeteuft (Bettinger Graben 3/1975, Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes Rheinland-Pfalz in Mainz). Es traten überwiegend tonige Sedimente mit unterschiedlichen Anteilen an juvenilen Lapilli, Buntsandstein- und devonischen Carbonatgesteins-Fragmenten auf. Im Bereich der Endteufe (108 m) wurden mittelkörnige Sandsteine erbohrt, die vermutlich den Gesteinen des Buntsandsteins entsprechen. WEILER (1975, Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes Rheinland-Pfalz) deutete die Gesteine in der Bohrung als Füllung eines Maarkessels. Durch die magnetische Vermessung wird diese Interpretation bestätigt (Abb. 10 und 11).

2.1.6. Maar am Römerhof

Das Maar liegt unmittelbar östlich der Schlackenkegelgruppe des Feuerberges, eingeschnitten in ein kleines Tal. Nordöstlich des Maares befindet sich der Schlackenringwall „Nohn“ (Abb. 12). Am NE-Rand der Depression findet sich ein erst kürzlich reaktivierter Tuffabbau. Im oberen Teil der Abfolge treten Schlacken und Schweißschlacken des Nohner Schlackenringwalles auf. Die im Liegenden folgenden Schlacken und phreatomagmatisch gebildeten Tuffe entstammen der Vulkangruppe des Feuerberges und/oder dem Maar am Römerhof. Die beiden vermessenen Profile zeigen eine positive Anomalie mit einem Durchmesser von 285 m (N-S) und 315 m (E-W). Die steilen Randgradienten ermöglichen die genaue Lokalisierung des Schlotausbisses (s. Kap. 3). Die Anomalie wird von einem negativen Störfeld umsäumt, das am N-Rand bis zu einem Wert von -558 nT absinkt und teilweise als Randeffekt der das Maar umgebenden Tuffe der Feuerberggruppe, des Nohner Schlackenringes und des Maares selbst zu interpretieren ist.

2.1.7. Kirchweiler Maar

Das 1346 m große Kesseltal unmittelbar nordwestlich Kirchweiler weist Reste eines Tuffwalls am südwestlichen und nördlichen Kraterrand auf. In den Tuffen des südwestlichen

Tuffwalls ist der Abdruck eines 22 cm im Durchmesser großen, abgebrochenen, ehemaligen Baumstammes aufgeschlossen (LORENZ & BÜCHEL 1980b). Das Maar ist umgeben von den Schlackenkegeln „Sassenberg“, „Beuel“ und südwestlich „Auf Winkel“ (Abb. 13). Es liegt im Bereich zweier aus östlicher Richtung einmündenden Bäche. Die geomagnetischen Profile (Abb. 13) zeichnen deutlich die Krater- und Schlotfüllung nach. Der Südrand der Anomalie ist durch einen scharf begrenzten Anstieg der geomagnetischen Profilinie gekennzeichnet.

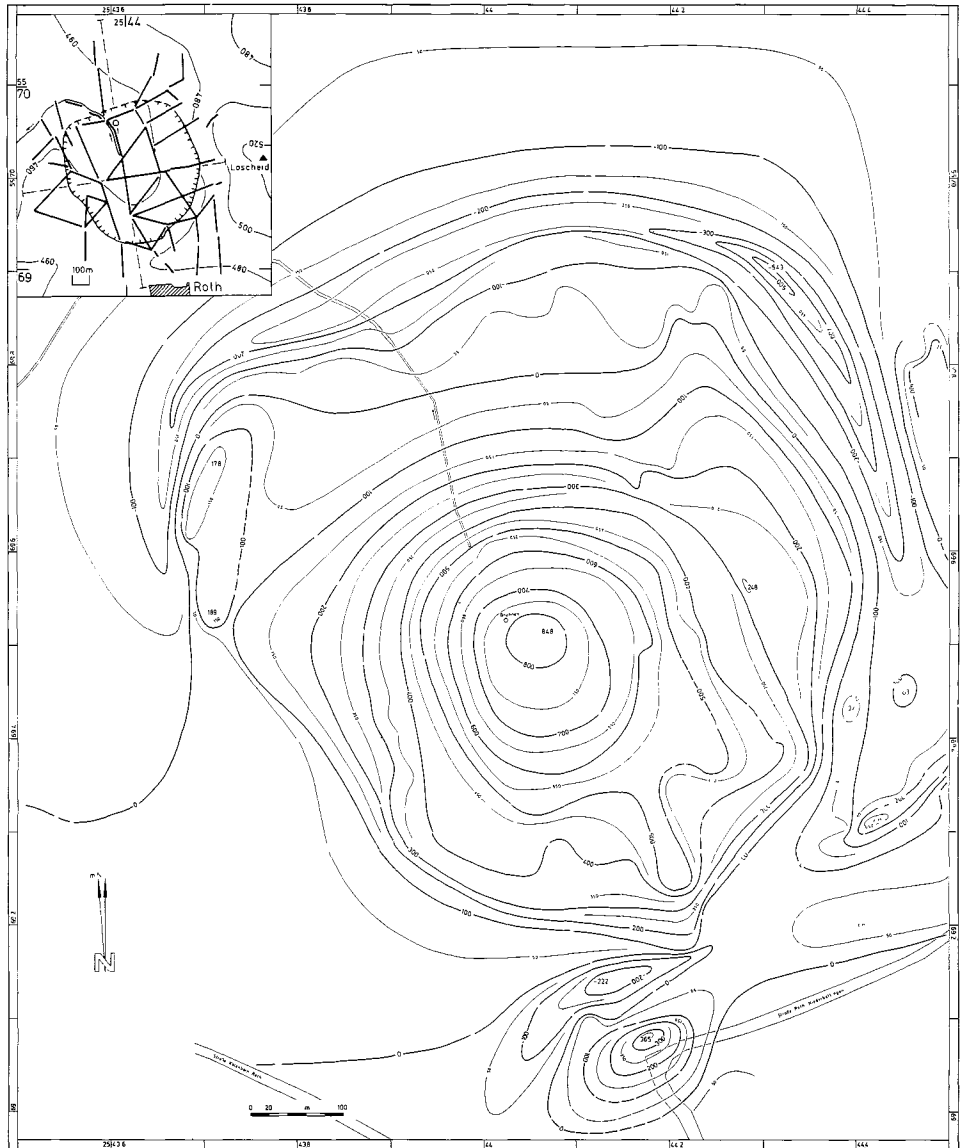


Abb. 10: Isanomalien der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Rother Mares mit Lageskizze.

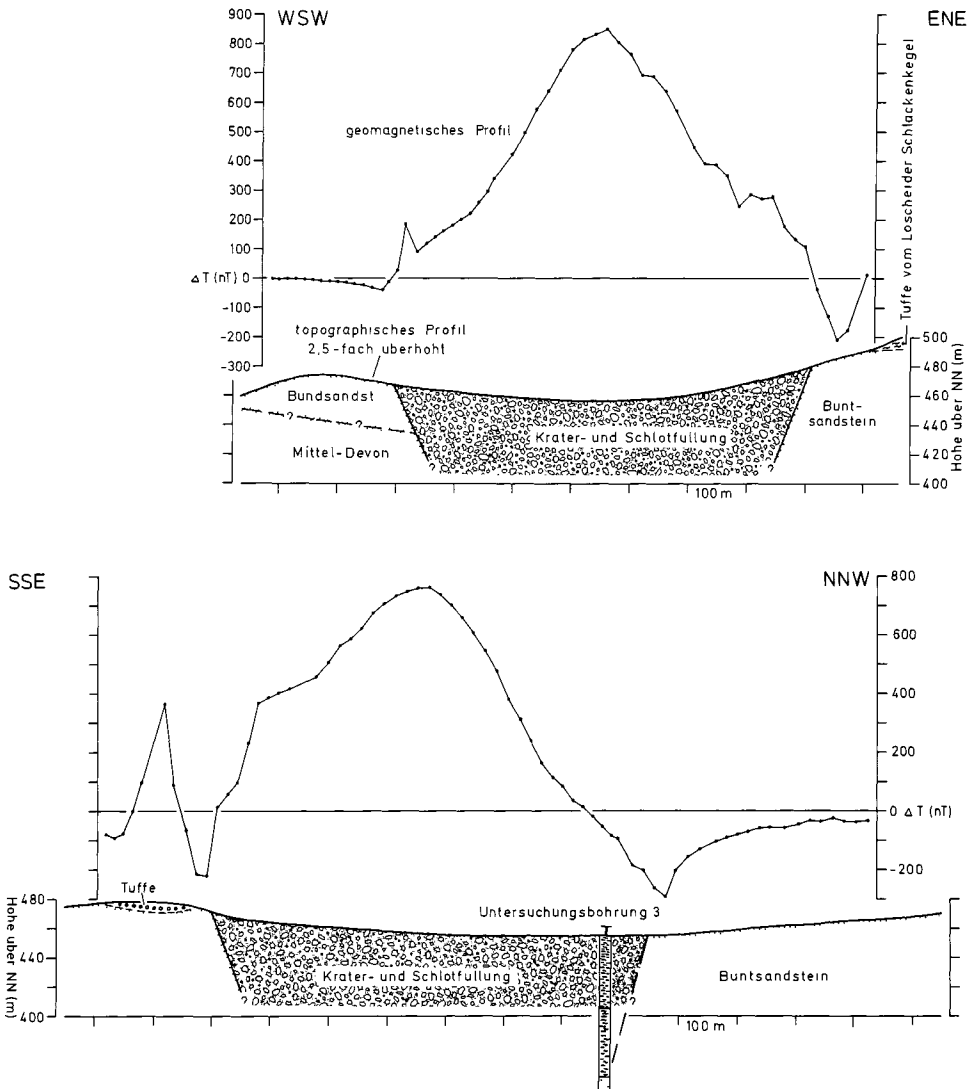


Abb. 11: ΔT -Profile über das Rother Maar mit geologischer Interpretation (Profil s. Abb. 10).

Die nördlich, westlich und östlich der Anomalie auftretenden Randminima sind durch die magnetische Wirkung der das Maar umgebenden Schlacken und Laven beeinflusst: Das positive Störfeld am Ostende des E-W-Profiles deutet auf Reste eines Lavastroms hin, der sich ehemals vom Beuel in nördlicher Richtung ergossen hat. Am Westende dieses Profils zeichnen sich die Schlacken des Sassenberges ab. Die Intensitätsschwankungen nördlich des nördlichen Schlotausbisses sind eventuell auf Tuffwallreste des Maares zurückzuführen. Am Nordende des N-S-Profiles ist ein Lavastrom des Schlackenkegels „Auf Winkel“ abgeschlossen (ΔT -Werte größer 400 nT).

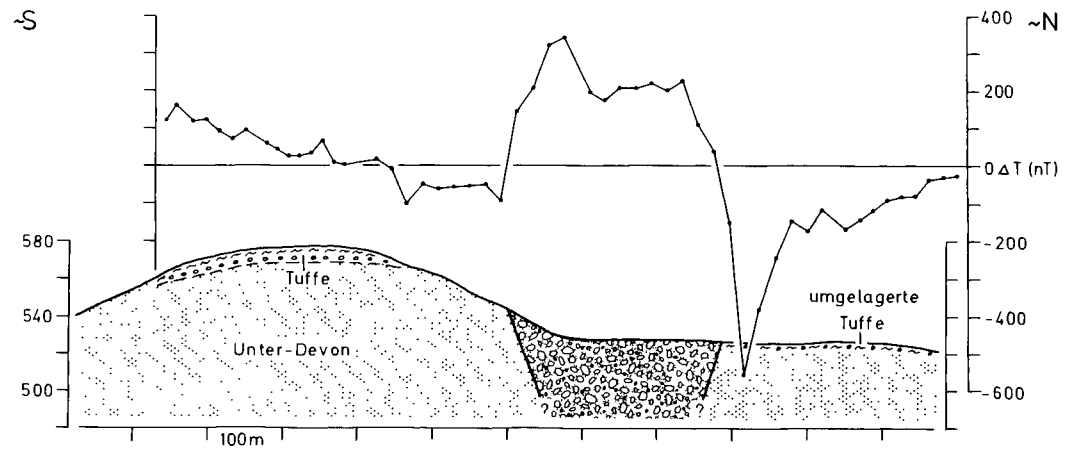
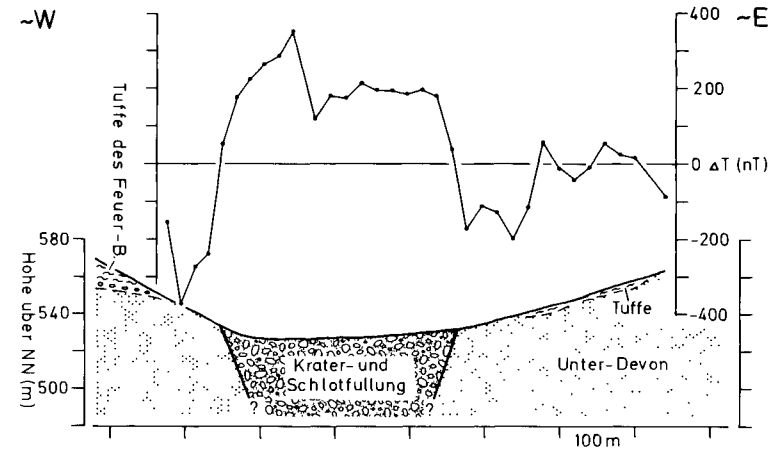
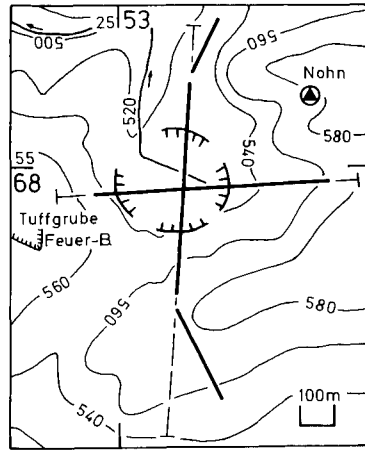


Abb. 12: ΔT -Profile über das Maar am Römerhof mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

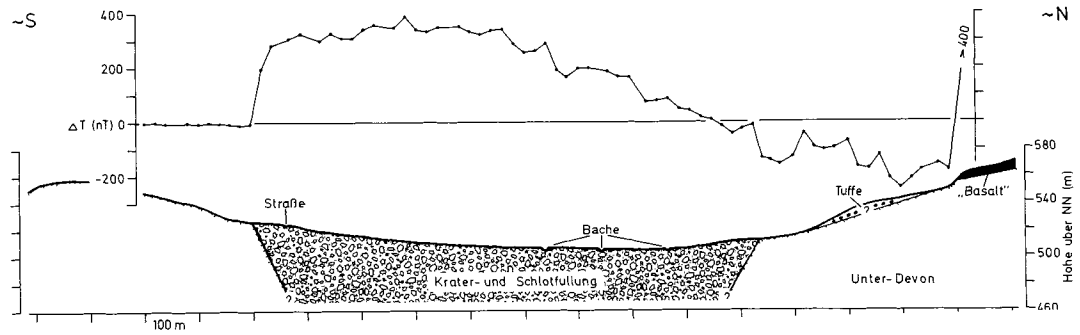
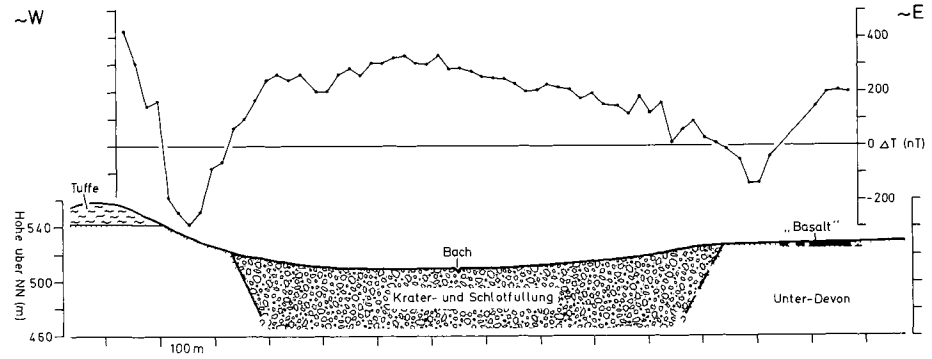
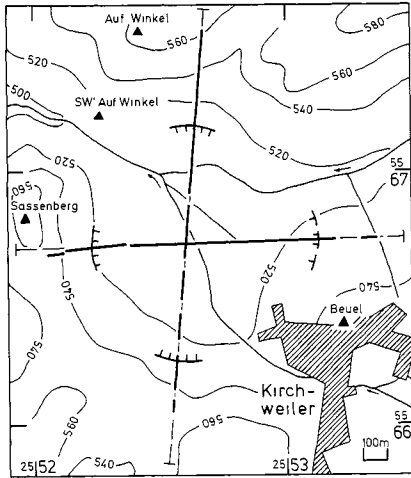


Abb. 13: ΔT -Profile über das Kirchweiler Maar mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

2.1.8. Brücker Maar

Das Brücker Maar liegt in einem kleinen Tal kurz unterhalb seines Quellbereichs. Nördlich der Krateröffnung der ca. 1 km im Durchmesser großen Depression liegt der Ort Brück (Abb. 14). Unmittelbar östlich des Maares befindet sich der Radersberg, ein im Abbau befindliches Schlackenvorkommen, das die phreatomagmatisch beeinflussten Tuffe des Brücker Maares überlagert. Im westlichen Teil der Depression treten Aschen- und Lapillituffe mit einem hohen Gehalt an Olivinkristall-Fragmenten auf (Olivintuffe). Sie stellen die erhaltenen, am weitesten entfernten (2,5 km) Tuffe des Dreiser Weihers dar, der somit jünger als das Brücker Maar ist.

Der inzwischen fortgeschrittene Abbau des Radersberges läßt erkennen, daß dieser Berg entgegen der bisherigen Annahme (BÜCHEL & MERTES 1982, BÜCHEL & LORENZ 1982) kein eigenständiges Eruptionszentrum (Schlackenkegel) darstellt. Die heute noch ca. 30 m mächtigen Schlacken stammen vielmehr aufgrund der Zunahme der Mächtigkeit und des Verschweißungsgrades aus dem Brücker Maar. Das Maar stellt somit ein Maar mit finaler Schlackenförderung dar (s. Kap. 3). Bei länger andauernder Schlackenförderung hätte sich aus dem Brücker Maar zunächst ein Schlackenring und später ein Schlackenkegel mit initialer Maarphase entwickelt (LORENZ & BÜCHEL 1980b).

Der Isanomalenplan (Abb. 14) macht eine längliche, NNE-SSW orientierte, positive Anomalie deutlich, deren Durchmesser ungefähr 800 m (NNE-SSW) x 400 m (WNW-ESE) beträgt. Mit einem Winkel von 90° weicht die Längsachse des hohen Störfeldes ($\Delta T_{\max} = 1158$ nT) im Kraterzentrum von der Streichrichtung des maximalen Durchmessers ab. Die Höhe des Störfeldes sowie die steilen Gradienten deuten auf einen oberflächennah anstehenden Störkörper hoher Magnetisierung hin.

Aus geologischer Sicht handelt es sich hierbei um einen kleinen Schlackenkegel unterhalb des heutigen Kraterbodens (Abb. 15). Ein rezenter Schlackenkegel im Maar konnte bei dem 1977 entstandenen Ukinrek-Maar-West nachgewiesen werden, allerdings mit einem wesentlich höheren magnetischen Störfeld (s. Kap. 2.3). Östlich der Krateranomalie treten sowohl positive (202 nT, 278 nT, 950 nT) als auch negative (-141 nT, -418 nT) magnetische Abweichungen auf, die die z. T. entlang von Randbrüchen abgesunkenen Schlackentuffe des Radersberges nachzeichnen (Abb. 15).

2.1.9. In der Boos

Etwa 1,5 km südlich Dockweiler befindet sich eine flache Depression, umrahmt von den Vulkanen „Ernstberg“, „Hangelberg“, „In der Eyd“, „Eselsberg“ und „Auf der Wacht“ (Abb. 16). Die schlackigen Tuffe des Schlackenkegels „In der Eyd-S“ am Nordrand der Anomalie werden nördlich des Vulkans von Maarablagerungen überlagert. Die gleichen Maartuffe werden auf dem Rücken des Eselsberges abgebaut. Aufgrund der Grobkörnigkeit dieser Tuffe und Hinweisen auf die Transportrichtung lag die Vermutung nahe, ihren Förderpunkt innerhalb der Maar-ähnlichen Depression anzunehmen.

Die beiden magnetischen Profile (Abb. 16) zeigen eine positive magnetische Anomalie im Bereich des Kesseltals, die nur wenig über 300 nT hinausreicht. Das NE-SW-Profil weist einen symmetrischen Verlauf und zu beiden Seiten ein niedriges Störfeld auf. Der wiederholte Anstieg auf beiden Seiten wird auf die noch vorhandenen Maartuffe im Bereich des Tuffwalls zurückgeführt.

Bei weitem schwieriger läßt sich das N-S-Profil interpretieren. Die Kurvenform im Süden ist ähnlich der des NE-SW-Profils. Sie wird in ihrem Verlauf nur durch ein eng begrenztes positives Störfeld unterbrochen, das auf einen kleinen Lavastrom des Ernstberges zurückgeführt werden kann. Der Nordrand der Anomalie zeichnet sich hingegen durch eine sehr hohe positive Anomalie aus ($\Delta T_{\max} = 1252$ nT), die die Förderprodukte des Schlackenkegels

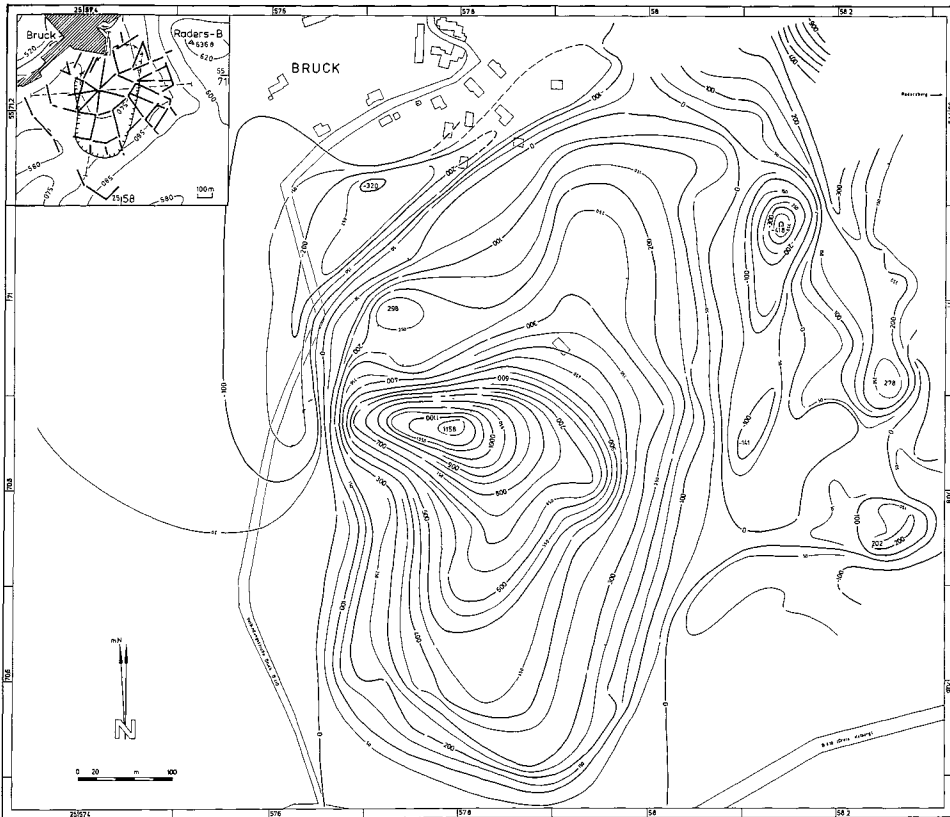


Abb. 14: Isanomalien der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Brücker Maares mit Lageskizze.

„In der Eyd-S“ nachzeichnet. Die Höhe der Anomalie deutet auf „Basalte“ hin. Zusammenfassend zeigen die geologischen und geomagnetischen Daten an, daß die morphologische Depression ein Maar darstellt.

2.1.10. Steinborner Maar

Das im Tal des Pützbaches gelegene Maar ist umgeben von den Schlackenkegeln „Asseberg“ im NE und „ENE Held“ im SW (Abb. 17). Der westlich gelegene Tuffring „Hippersbach“ wurde aufgrund von geologischen und magnetischen Untersuchungen sowie Bohrergebnissen entdeckt und nachgewiesen (BÜCHEL et al. 1984). Das im Durchmesser 1 km große Steinborner Maar weist nur noch Reste des ehemaligen Tuffwalls am E-Rand sowie ehemals aufgeschlossen am SW-Rand in der Tuffgrube unmittelbar nordwestlich Neunkirchen auf (Abb. 17).

Das vermessene Erdmagnetfeld im Bereich des Steinborner Maares (April/Mai 1979, Januar 1982) ergab eine positive Anomalie, die abgesehen von der hochwertigen Teilanomalie am N-Rand ($\Delta T_{\max} = 1145 \text{ nT}$, $\Delta T_{\min} = -1337 \text{ nT}$) ΔT -Werte aufweist, die nur

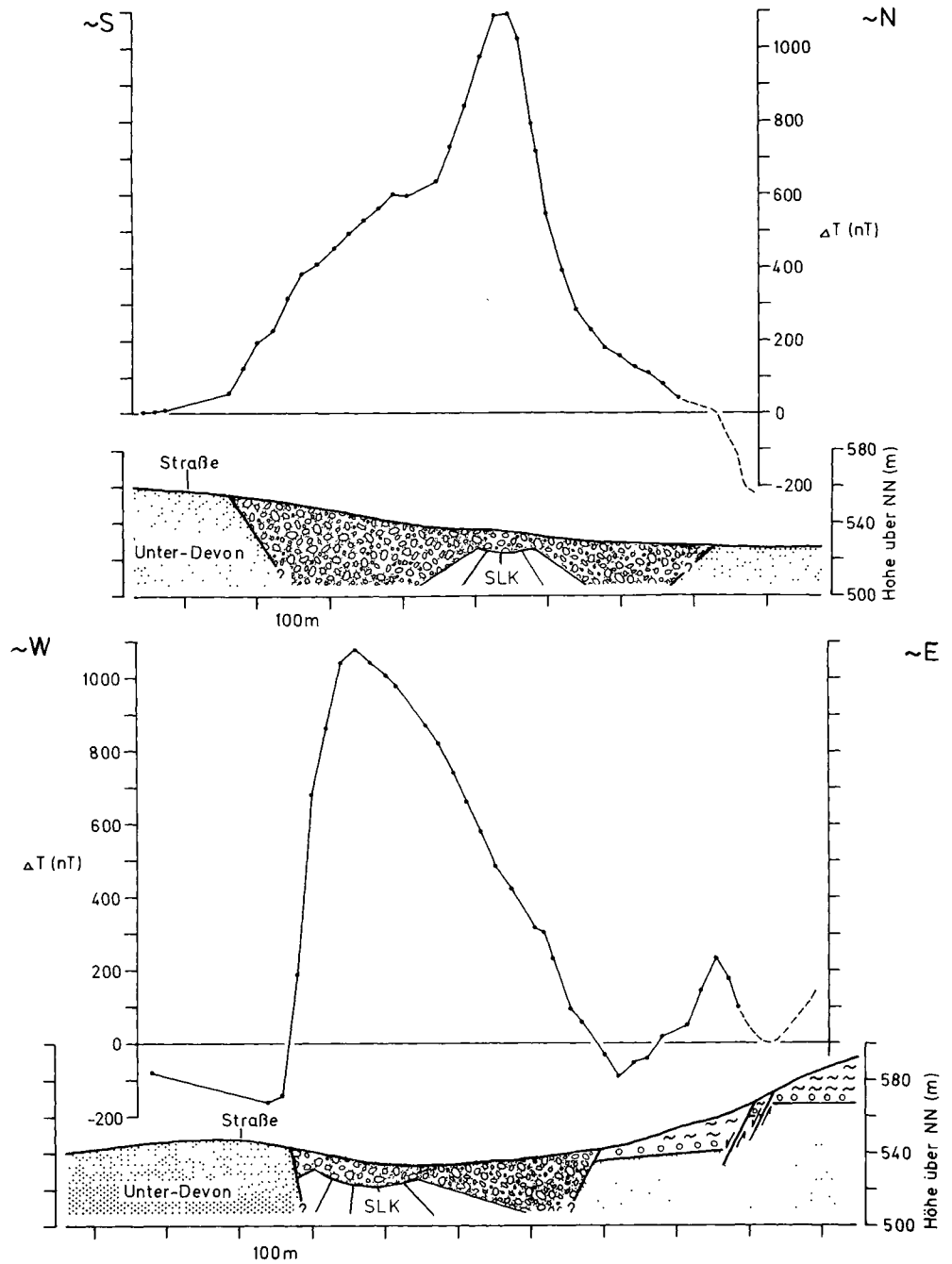


Abb. 15: ΔT -Profile über das Brücker Maar mit geologischer Interpretation (Profil s. Abb. 14) (SLK $\hat{=}$ Schlackenkegel).

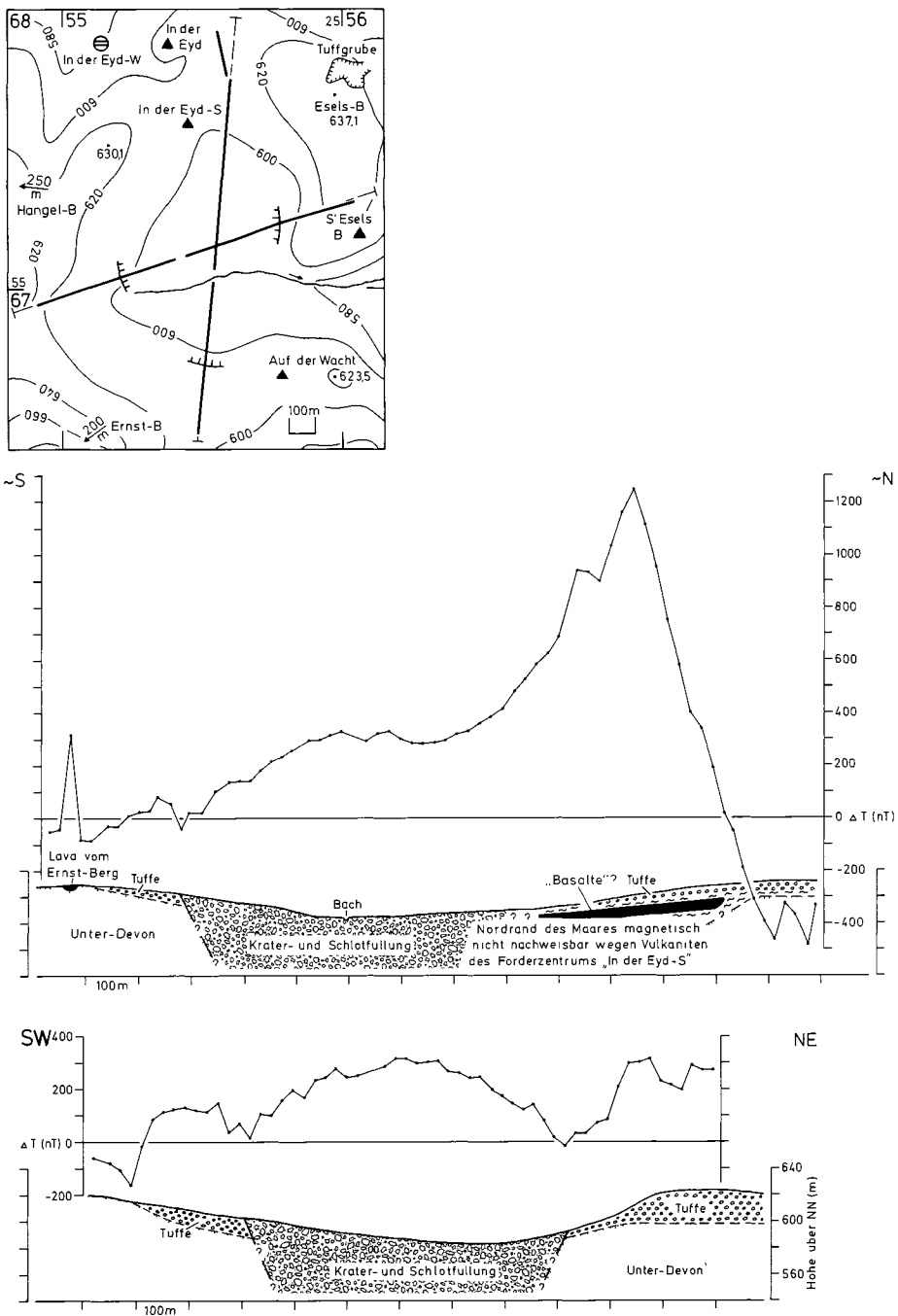


Abb. 16: ΔT-Profile über das Maar „In der Boos“ mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

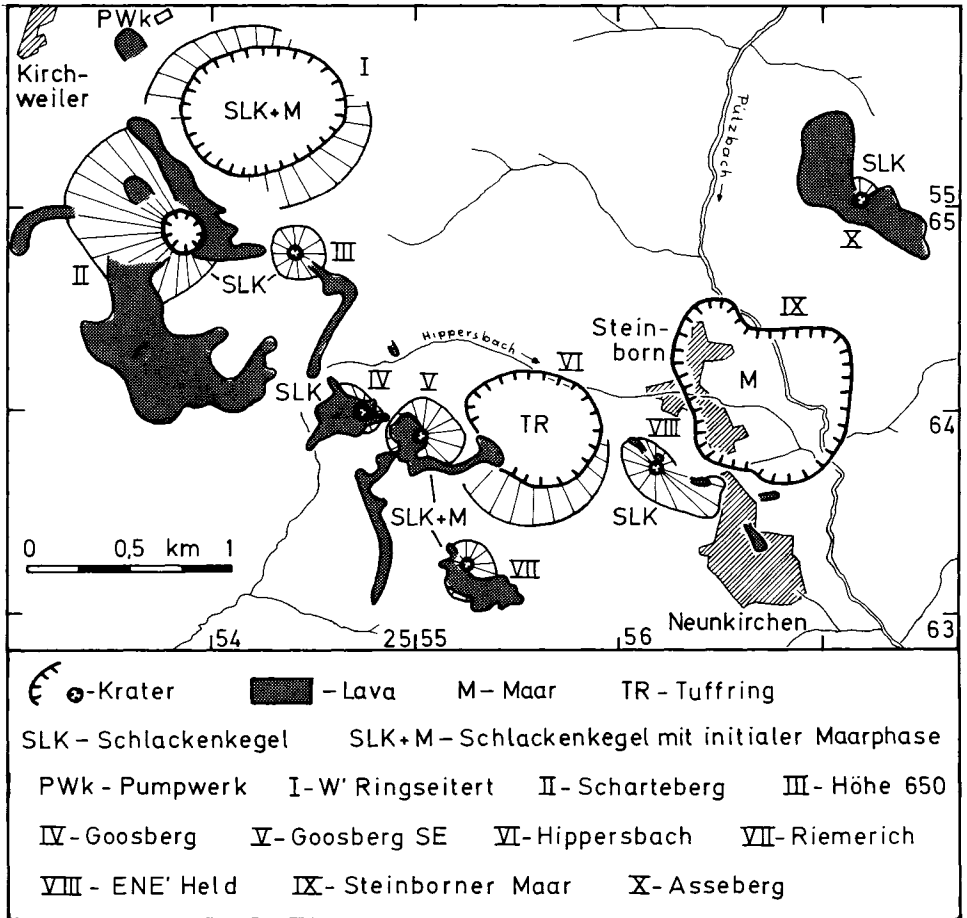


Abb. 17: Die Vulkane zwischen Neunkirchen und Kirchweiler mit Darstellung der Krater, Schlackenkegel, Tuffwälle und Laven.

geringfügig 600 nT übersteigen (Abb. 18 und 19). Hier ist an der Straße Steinborn-Waldkönigen die steilstehende Kraterwand bzw. Schlotwand aufgeschlossen, die sich mit den hohen Randgradienten der magnetischen Anomalie deckt. Im Norden dieses Kontaktes stehen flach nach NW einfallende devonische Sedimente an. Südlich der Kontaktfläche treten blockreiche Aschenlapilli- bis Lapillaschentuffe mit wechselndem Anteil an kompakten, Phlogopit-führenden, juvenilen Lapilli auf. Die Höhe des Störfeldes am Nordrand, die steilen Gradienten und die längliche Ausdehnung der Teilanomalie deuten auf eine Randintrusion hin, die im Schlot bis nahe an die heutige Erdoberfläche reicht (Abb. 19). Die Längsachse dieser Anomalie ist NE-SW orientiert. Der maximale Durchmesser der gesamten Maaranomalie streicht hingegen NW-SE, äquivalent zur Streichrichtung des Pützbaehes.

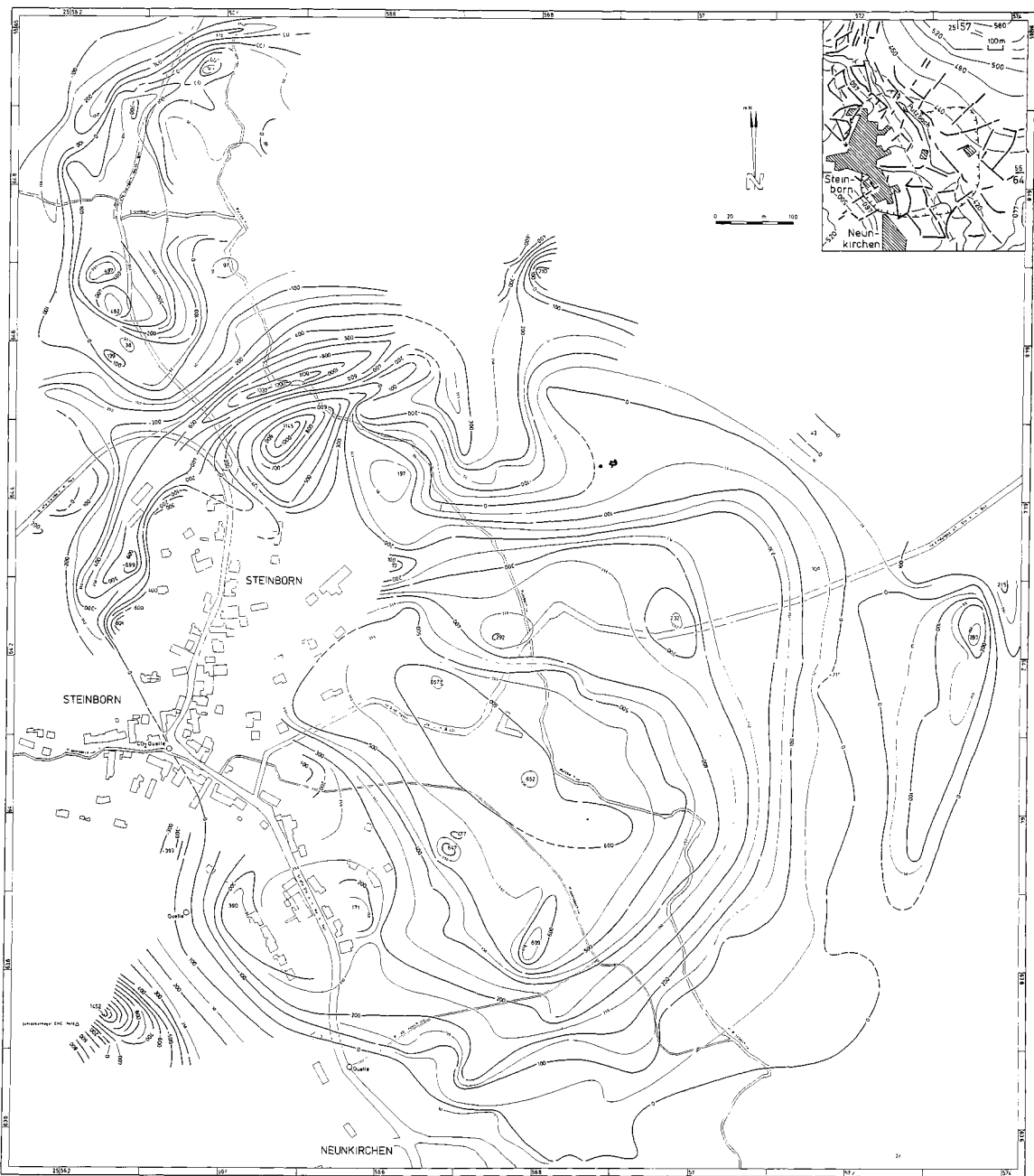


Abb. 18: Isanomalien der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Steinborner Maares mit Lageskizze.

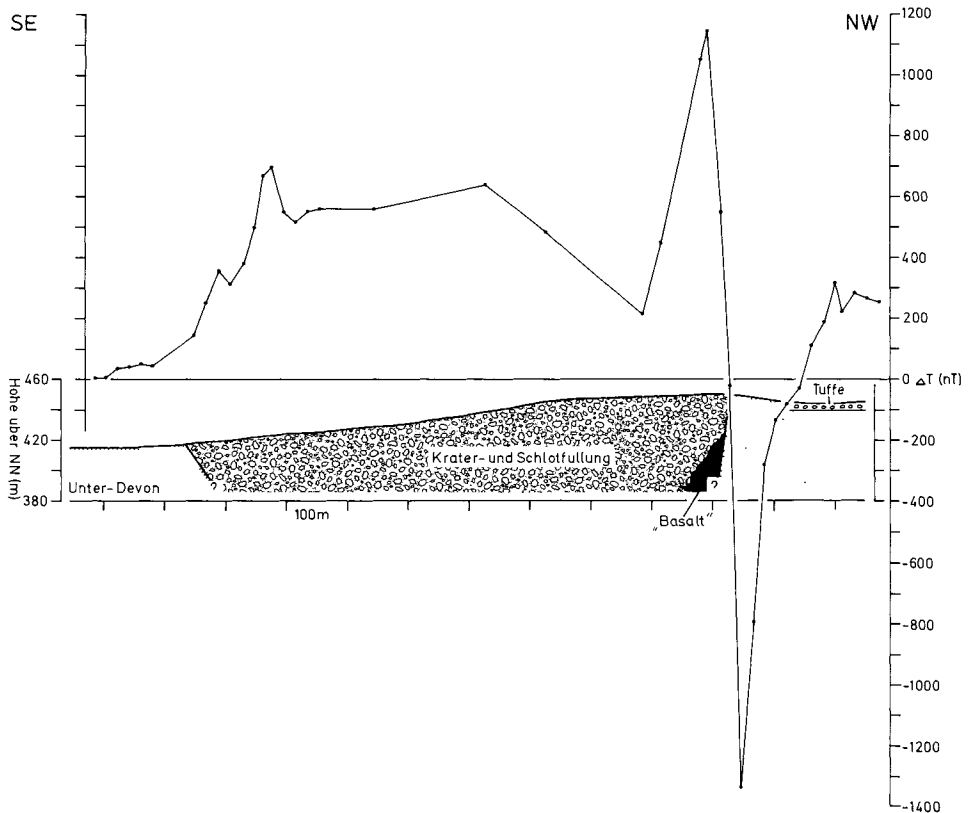


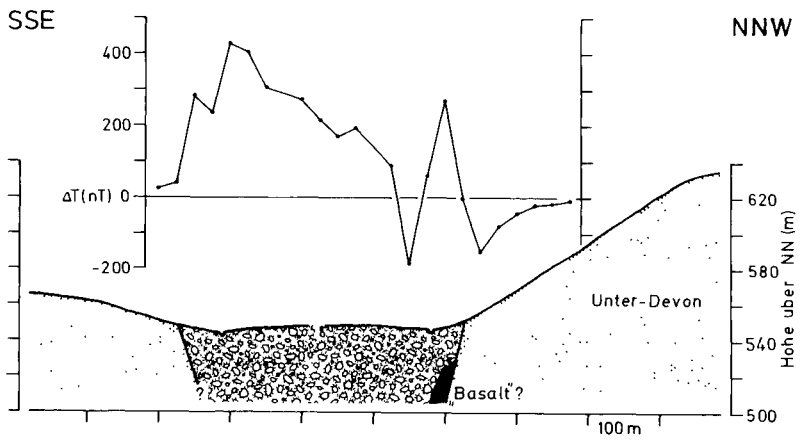
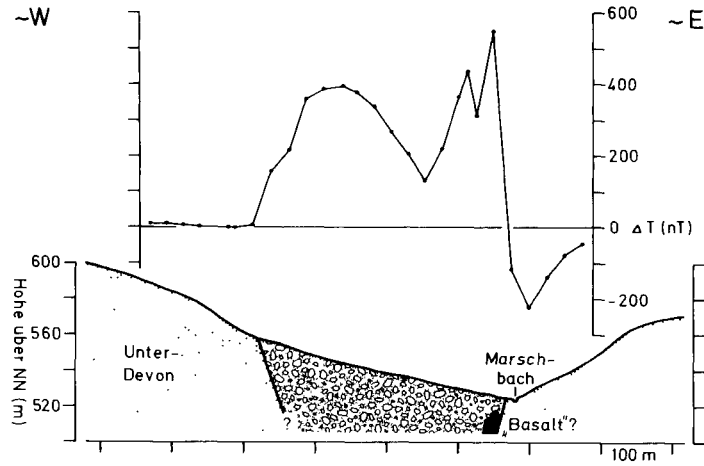
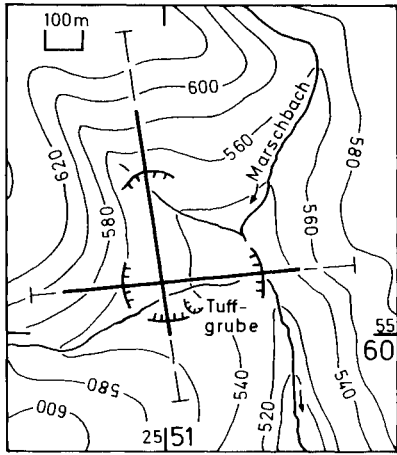
Abb. 19: ΔT -Profil über das Steinborner Maar mit geologischer Interpretation (Profil s. Abb. 18).

Außerhalb der Maaranomalie treten mehrere positive Störfelder auf:

- Die Anomalie am Ostrand, mit einem maximalen ΔT -Wert in Höhe von 293 nT, deutet auf Reste eines Tuffwalls hin.
- Am NE-Rand treten hohe Intensitätsschwankungen des Erdmagnetfeldes auf (210 nT bis -650 nT), die vermutlich durch Vulkanite des Asseberges hervorgerufen werden.
- Das überwiegend positive Störfeld im Bereich der westlichen Talflanke des Pützbaches nördlich der hochwertigen Teilanomalie läßt sich eventuell auf Vulkanite zurückführen, die entweder vom Asseberg oder vom Steinborner Maar stammen, und Reste einer ehemaligen Talfüllung darstellen.
- Die Anomalie im SW zeichnet den Ostteil des Schlackenkegels ostnordöstlich der Held nach.

2.1.11. Wallenborner Maar

2,3 km NNW Wallenborn liegt in dem kleinen Tal des Marschbaches im Mündungsbereich von zwei Seitentälern das Wallenborner Maar (Abb. 20). Während einer Grabungskampagne wurden in einer ehemaligen Tuffgrube am Südrand mit Hilfe eines Baggers folgende Pyroklastika freigelegt: Die mit 11° zum Kraterzentrum (NNE) einfallenden Tuffe bestehen über-



249 Abb. 20: ΔT -Profile über das Wallenborner Maar mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

wiegend aus graubraunen bis rötlichbraunen lockeren Aschenlapillituffen, in denen sich lagenweise Nebengesteinsblöcke befinden (max. Blockdurchmesser 60 cm). In diesen Tuffen sind einige Zentimeter mächtige, rote, feingeschichtete Aschentufflagen eingeschaltet, die teilweise „abgerissen“ und verbogen sind. Diese Erscheinung deutet auf geringfügige Rutschungen hin. Innerhalb der Abfolge wurde eine 20 cm Durchmesser große, blasige Blumenkohlombe gefunden, die Klinopyroxene als Einsprenglinge enthält. In den Tuffen sind zahlreiche Phlogopit-Schüppchen anzutreffen. Die gesamte Abfolge kam vermutlich im Bereich des Schuttfußes des ehemaligen Kraterinnenhangs zur Ablagerung.

Das geomagnetische E–W-Profil (Abb. 20) zeigt eine 360 m lange positive Anomalie mit zwei Maxima. Die Höhe des Störfeldes des östlichen Maximums, der äußerst steile Gradient an der Ostseite (669 nT auf 25 m) sowie das begleitende Randminimum (–157 nT) deuten auf einen hochmagnetisierten, oberflächennahen Störkörper im Randbereich der Anomalie hin, der wahrscheinlich eine Basaltintrusion darstellt. Eine ähnliche Interpretation läßt das geomagnetische SSE–NNW-Profil zu (Abb. 20). Im Bereich des nördlichen Randminimums tritt eine eng begrenzte positive Anomalie auf mit einem maximalen Störwert in Höhe von 272 nT. Der steile Gradient beidseitig der Anomalie deutet ebenfalls auf einen Basalt im Untergrund (Randintrusion) hin. Das mit Hilfe der geomagnetischen Vermessung entdeckte und nachgewiesene Maar weist nach einer gravimetrischen Übersichtsvermessung ein Schwereminimum in Höhe von –1,2 mGal auf (AL-MUSSAWY 1981).

2.1.12. Oberstadtfelder Maar

Das im östlichen Talhang der Kleinen Kyll eingesenkte Oberstadtfelder Maar weist einen Durchmesser von 800 m und eine Höhendifferenz zwischen der östlich gelegenen Hochfläche (hier befindet sich die Schlotfüllung eines tertiären Vulkans) und dem Kraterboden von ca. 100 m auf (Abb. 21). Es liegt in einem kleinen Seitental, das von Osten her kommend in das Maar einmündet. Im Südwestteil der Ortschaft sind phreatomagmatisch gebildete Tuffe aufgeschlossen, die wahrscheinlich aus diesem Maar stammen. Die Vermessung des erdmagnetischen Feldes entlang von zwei Profilen (Abb. 21) ergab eine positive Anomalie in Höhe von maximal 486 nT. Das N–S-Profil weist im zentralen Teil eine leichte Erniedrigung des Störfeldes gegenüber den benachbarten Werten auf, die offensichtlich mit dem kleinen Bach korrelieren. Die Anomalie wird im Westteil durch umgelagerte Tuffe im Tal der Kleinen Kyll beeinflusst.

2.1.13. Niederstadtfelder Maar

Zwei km südwestlich des Oberstadtfelder Maares liegt das Maar von Niederstadtfeld. Die relativ flachhügelige Topographie zeichnet keine auffällige Depression nach, die auf einen Krater schließen lassen könnte (Abb. 22). Allerdings weist das Maar erhebliche Mengen an Tuffen im Bereich des Kraterrandes auf, wie auch die nachfolgenden magnetischen Messungen zeigen. In einer ehemaligen Tuffgrube am Westrand ist eine Wechsellagerung aus Lapilli- und Aschentuffen aufgeschlossen, die einen hohen Anteil an juvenilen Lapilli- und Aschenkörnern enthalten.

Die beiden geomagnetischen Profile (Abb. 22) zeichnen die Krater- und Schlotfüllung mit einer positiven Anomalie nach. Die Tuffe im Bereich des Tuffwalls weisen ein ebenso deutliches Störfeld auf, das durch den hohen juvenilen Anteil in den Pyroklastiten erklärt werden kann. Der Nordteil der Anomalie ist durch starke Intensitätsschwankungen charakterisiert, die durch Tuffe unterschiedlicher Mächtigkeit oder durch staffelähnlich aufgereichte Randbrüche erklärt werden können. Der niedrigste Wert des Randminimums beträgt –638 nT. Die Tuffe im Bereich des aufgeschlossenen Tuffwalls am Westrand sind nach Westen hin durch einen steilen Abfall der Profillinie begrenzt. Wahrscheinlich dokumentiert sich hierin eine Randstörung.

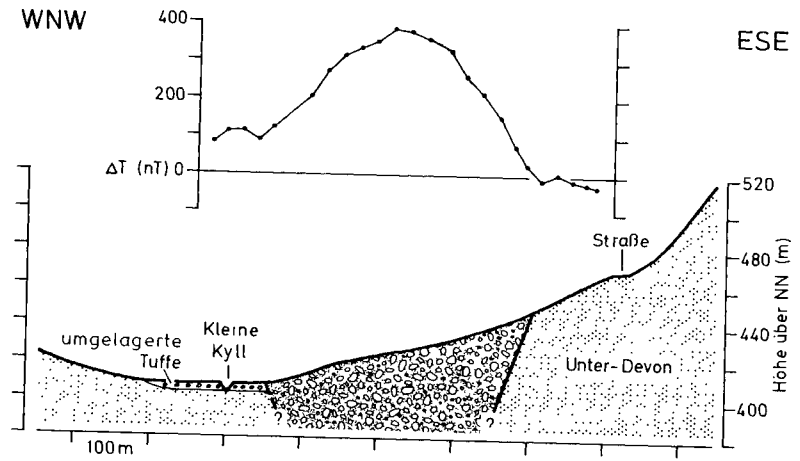
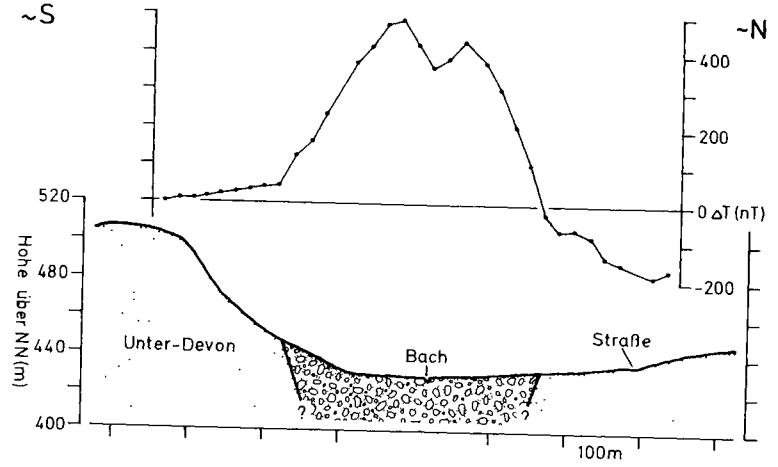
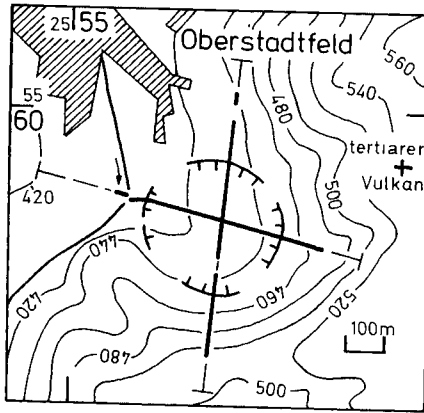


Abb. 21: ΔT -Profile über das Oberstadtfelder Maar mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

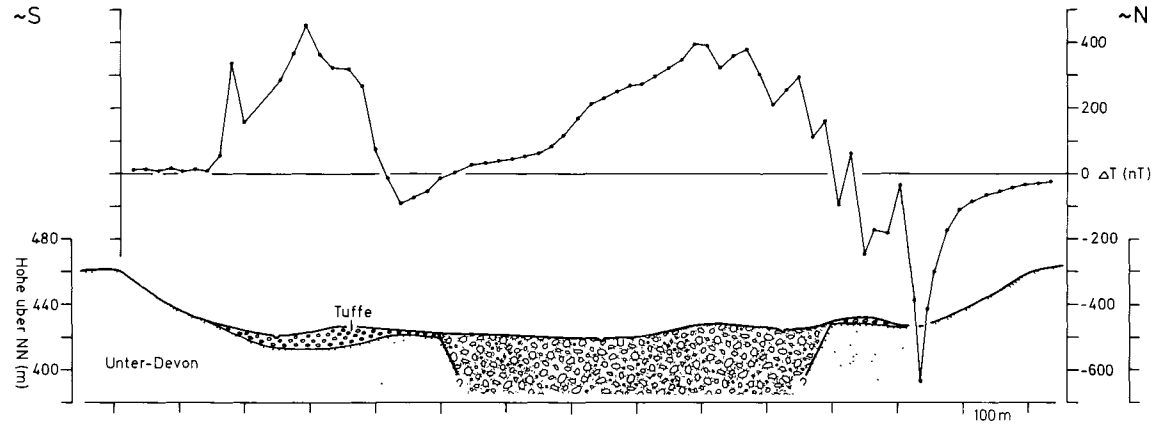
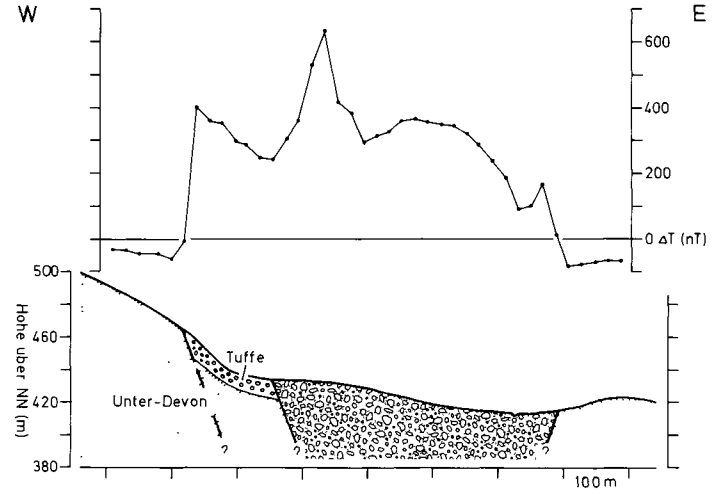
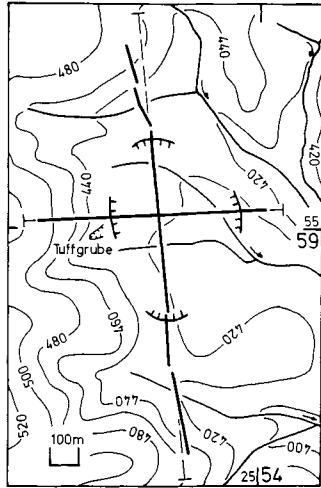


Abb. 22: ΔT -Profile über das Niederstadtfelder Maar mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

2.1.14. Maar westlich des Hohen List

Der Krater befindet sich ca. 4 km südlich Daun im Quellbereich eines Zuflusses der Lieser (Abb. 23). Am SE-Rand treten zwei Schlackenkegel auf („Alzburg“, „Hoher List“, 400 m nordöstlich der Alzburg). Basaltblöcke der Alzburg lassen sich im Bereich des Maares kartieren. Am westlichen Kraterstrand wurden bei Grabungsarbeiten Tuffe angetroffen, die den Rest eines Tuffwalls darstellen.

Die geophysikalische Vermessung (z. T. im Rahmen eines geophysikalischen Geländepraktikums) ergab eine positive magnetische Anomalie und ein Schwereminimum im Bereich des Kesseltals in Höhe -3 mGal (Abb. 23). Der südliche, der südöstliche und der östliche Schlotausbiß zeichnet sich geophysikalisch deutlich ab. Das magnetische Störfeld am Westrand wird hingegen durch die Tuffe des Tuffwalls beeinflusst, weswegen die Lokalisierung des Schlotausbisses hier nur näherungsweise möglich war. Die gravimetrischen und magnetischen Messungen entlang des NW–SE-Profiles ergaben gut übereinstimmende Ergebnisse: Der Abfall des gravimetrischen Profils am SW-Rand korreliert mit dem Anstieg des magnetischen Profils. Am NW-Rand hingegen liegt das magnetische Randminimum innerhalb des Kraters. Die Festlegung des Schlotausbisses erfolgte hier aufgrund der gravimetrischen Ergebnisse (Kurvenanstieg).

2.1.15. Wispelter Maar

Das Wispelter Maar ist der südlichste Vulkan der Westeifel. Es befindet sich im Tal des Salzaches, eines Seitentälchens des Alfbaches, etwa 5 km südwestlich von Bad Bertrich. Die geomagnetische Vermessung an etwa 200 Punkten ergab eine relativ niedrige Anomalie mit einem maximalen Störwert in Höhe von 187 nT (Abb. 24). Die 50 nT-Isolinie begrenzt ein Störfeld, das eine Fläche von ca. 400 m (NW–SE) \times 300 m (NE–SW) einnimmt. Die Anomalie ist durch niedrige Gradienten gekennzeichnet und ähnelt in dieser Hinsicht dem Isanomalienplan im Bereich des Kratersees des Holzmaares (s. Kap. 2.2.5).

2.2. Maare mit Kraterseen

Maare unterschneiden in der Regel während ihrer Bildung den präexistenten Grundwasserspiegel. Aus diesem Grund bildet sich kurz nach der Maarentstehung ein Kratersee. In der Westeifel existieren derzeit Maare mit Kraterseen, die mit zu den jüngsten Vulkanen des Vulkanfeldes gehören und vermutlich im Spätglazial (Ulmener Maar), im Hochglazial (Pulvermaar, Weinfelder Maar, Gemündener Maar, Schalkenmehrener Maar-W) und im Frühglazial (Meerfelder Maar, Holzmaar, Immerather Maar) der Weichsel-Kaltzeit entstanden sind (BÜCHEL 1984). Die geomagnetische Vermessung der Maare mit Kraterseen wurden durchgeführt, um die Anomalien der neu erfaßten, topographisch erheblich veränderten „alten“ Maare mit den Störfeldern der topographisch wenig veränderten „jungen“ Maare vergleichen zu können.

2.2.1. Meerfelder Maar

Das Meerfelder Maar ist das größte Maar der Westeifel (Abb. 25). FRECHEN (1976) rechnet es zu den sogenannten „unselbständigen Senkungsbecken“, deren Entstehung er auf (calderaartigen) Einbruch des Gebirges in eine partiell entleerte Magmakammer infolge umfangreicher Lavaförderung durch nahegelegene Schlackenkegel zurückführt. Nach seiner Meinung werden während finaler Gasausbrüche aus den mit Störungen und Klüften zersetzten Randzonen nur noch geringe Volumina an Tuffen gefördert, die in keinem Verhältnis zur Größe des eingesenkten Beckens stehen. Dagegen wird dieses scheinbare Mißverhältnis der Größe des Maares zu den heute noch erhaltenen geringen Mengen an Tuffen neuerdings auf denudative und erosive Prozesse seit der Bildung des Maares zurückgeführt, durch die die überwiegende Menge an lockeren Tuffen bereits abgetragen wurden (BÜCHEL & LORENZ 1982).

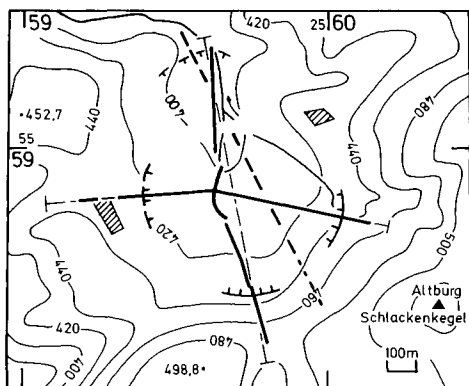
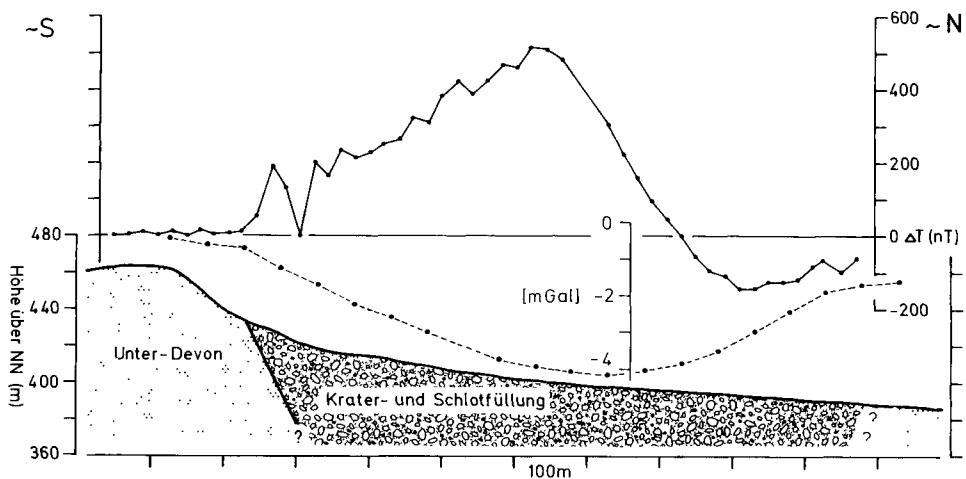
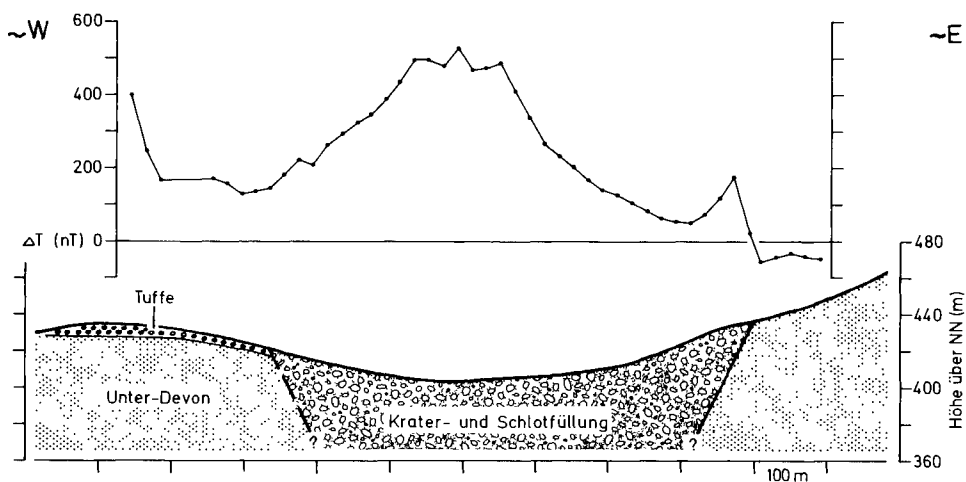


Abb. 23: ΔT -Profile über das Maar westlich des Hohen List mit geologischer Interpretation und Lageskizze.



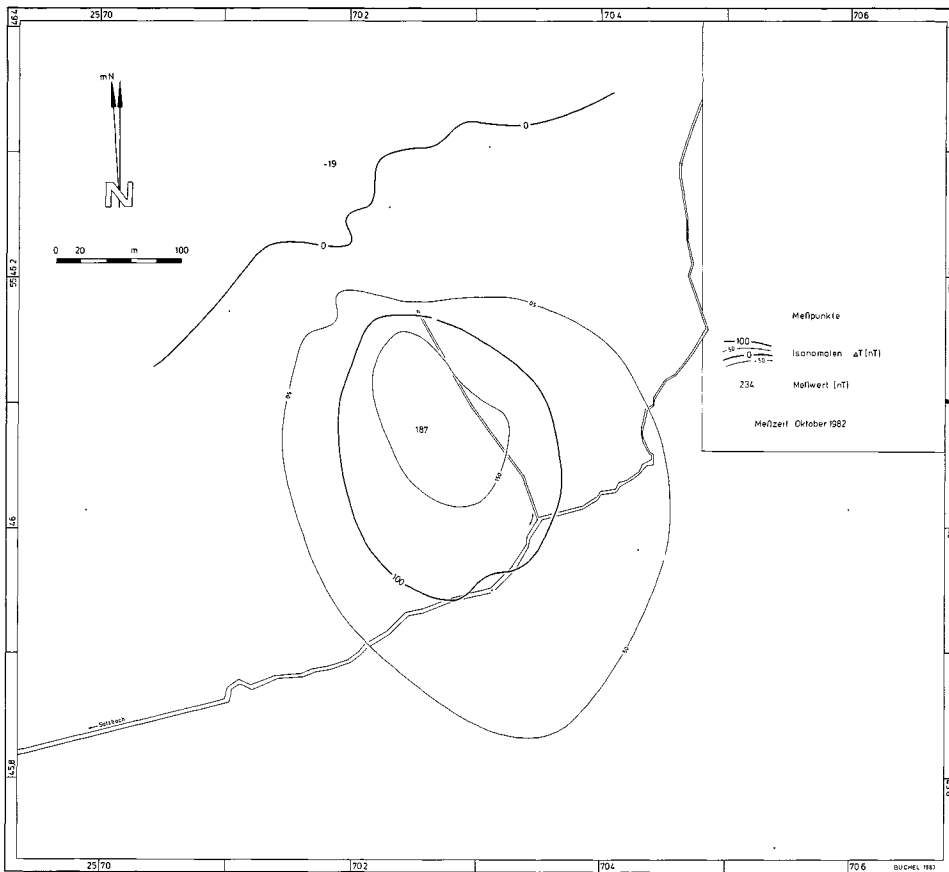


Abb. 24: Isonormalen der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Wispelter Maares.

Das Meerfelder Maar wird deswegen wie alle Maare der Westeifel als ein selbständiges Maar angesehen mit einem ursprünglichen, unmittelbar nach den Eruptionen vorliegenden Krater von vielleicht 300-350 m Tiefe und einem darunter folgenden Tuffschlot von vielleicht 1-1,5 km Tiefe (LORENZ 1984). Der ursprüngliche Krater wurde nach Abschluß seiner Eruptionstätigkeit mit dem geförderten Lockermaterial, Hangschutt, See- und Bachsedimenten bis zur heutigen Form verfüllt, so daß bei der heute vorliegenden durchschnittlichen Kratertiefe von ca. 170 m unterhalb des heutigen Maarbodens möglicherweise noch 130 bis 180 m mächtige Maar(see)-Sedimente vorhanden sind.

Geoelektrik

Innerhalb des Maarbodens, südlich des Kratersees und östlich der Ortschaft Meerfeld (Abb. 25) wurden während einer geophysikalischen Meßexkursion des Instituts für Geophysik und Meteorologie der Technischen Universität Braunschweig geoelektrische Messungen durchgeführt (HUNSCH 1973). Insgesamt wurden vier etwa E-W orientierte Profile in der SCHLUMBERGER-Anordnung mit Auslagen bis zu $L/2 = 200$ m vermessen. Die aus den vier Sondierungskurven gewonnenen Leitfähigkeitsprofile zeigen Unterschiede im

spezifischen Widerstand von 60 bis 360 Ω m (Abb. 26), und deuten oberflächennah auf einen vielfach geschichteten Untergrund hin. Interessant ist, daß bei den Profilen 2, 3 und 4 in Tiefen unter 50 m Material mit geringen Widerständen von etwa 60 Ω m auftritt. Die Profile liegen im Bereich des Deltas des von SW her einmündenden Meerbaches. Nach den von NOSSKE (1977) ermittelten Widerstandswerten von wasserhaltigen, porösen Sedimenten liegt der Bereich des spezifischen elektrischen Widerstands oberflächennaher Kiese und Schotter bei ca. 200 bis 300 Ω m. Für Sande beträgt der Bereich 100 bis 300 Ω m, für Lehm ca. 50 Ω m und für Tone ca. 20 Ω m. Die hohen Widerstände resultieren wahrscheinlich aus dem in unterschiedlichen Korngrößen vorliegenden Deltaschutt. Nur die niedrigen, um 60 Ω m betragenden Widerstandswerte unterhalb 50 m weisen auf feinklastische Kratersedimente hin, die möglicherweise in einem Kratersee abgelagert wurden.

Gravimetrie

Eine gravimetrische Vermessung des Kraterbodens und der umgebenden Hochflächen wurde im Rahmen einer Diplomarbeit von HENK 1984 durchgeführt, von der hier nur die Werte im Bereich eines magnetisch vermessenen N-S-Profiles interpretiert werden (Abb. 25 und 27). Im Bereich des Maarbodens zeigt sich eine deutliche negative Schwereanomalie, die auf Gesteine (Seesedimente und Pyroklastika) geringerer Dichte als das umgebende

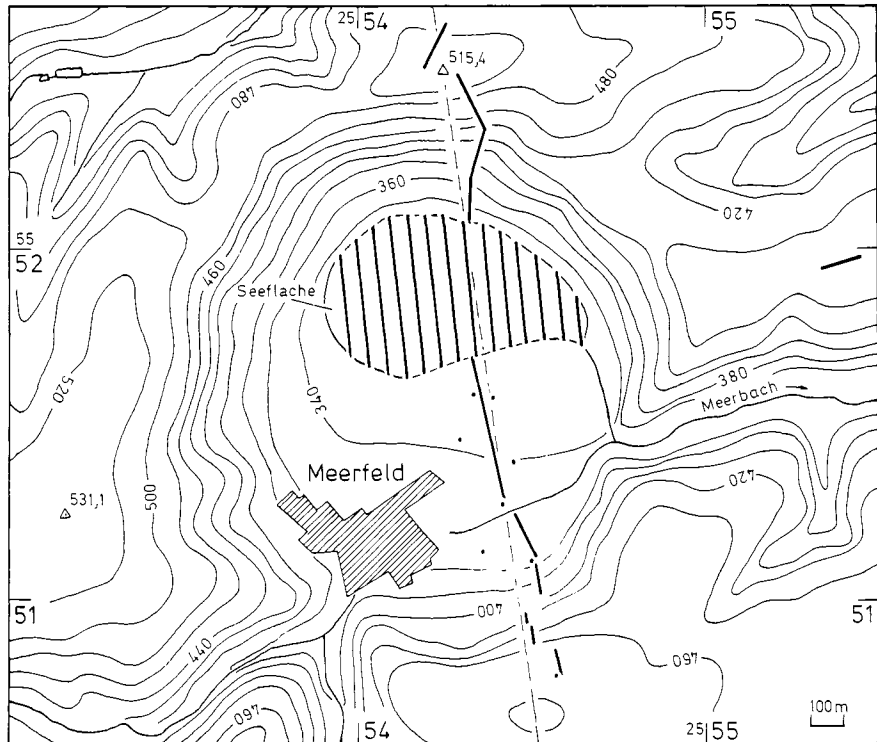


Abb. 25 a: Das Meerfelder Maar mit der Lage der magnetischen Profile, der gravimetrischen Meßpunkte und des topographischen Querprofils. Das ausgeglichene Feld wurde am Ostrand des Meerfelder Maars bestimmt (Profil auf der rechten Seite der Abb.).

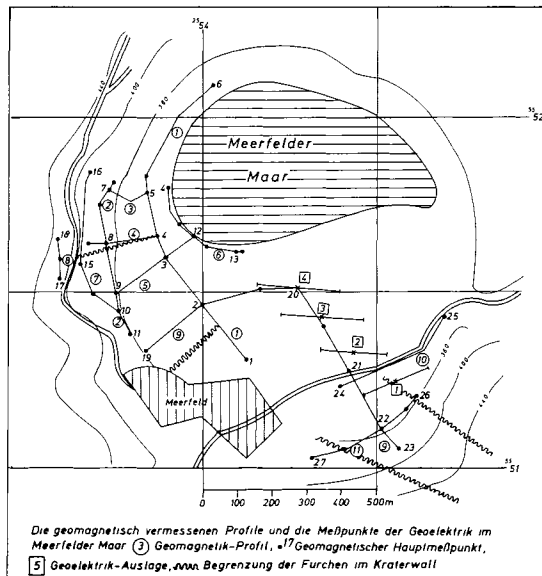


Abb. 25 b: Lage der Meßprofile der von HUNSCHÉ (1973) durchgeführten geoelektrischen und geomagnetischen Vermessung im Meerfelder Maar. Die gewellten Linien deuten die Orientierung von Erosionsrinnen im Kraterhang an. Sie wurden von HUNSCHÉ und FRECHEN (1976) als radiale Furchen, die durch schräge Gasausbrüche entstanden sein sollten, gedeutet. Nach neueren Erkenntnissen handelt es sich hierbei aber um Reste alter, präexistenter Täler (Westrand) bzw. um posteruptive Erosionsrinnen (Südrand) (LORENZ 1984, mündl. Mitt.).

devonische Nebengestein ($\delta = 2,5 \text{ g/cm}^3$) hinweist. Vermutlich weisen diese Krater- und Schlotgesteine Dichten von durchschnittlich 2 g/cm^3 auf (SCHÖN 1983). Das in Abb. 27 dargestellte Profil der BOUGUER-Anomalie (terrainskorrigierte Werte) sinkt südlich des Kratersees bis auf $-5,63 \text{ mGal}$. Der stärkste Gradient ist identisch mit dem südlichen Rand des Kraterbodens. Hier sinken die Werte kraterwärts innerhalb von 50 m um fast 1 mGal . Insgesamt deutet die negative Schwereanomalie auf einen großen Körper geringerer Dichte hin, der durchaus der eingangs erwähnten Größenordnung von $1\text{-}1,5 \text{ km}$ Tiefe entsprechen kann. Diese Ergebnisse sind mit den Vorstellungen von FRECHEN (1976), der einen Einbruch des Gebirges in eine Magmenkammer fordert und somit devonische Gesteine unterhalb des Kraterbodens vermutet, nicht in Einklang zu bringen.

Geomagnetik

Der Südteil des Meerfelder Maares wurde bereits von HUNSCHÉ 1973 geomagnetisch vermessen (Abb. 28). Die ergänzende magnetische Vermessung des zugefrorenen Maarsees wurde im Januar 1979 vom Verfasser durchgeführt; zusätzlich wurde ein N-S-Profil im November 1981 vermessen (Abb. 27). Die magnetischen Messungen auf der zugefrorenen Seefläche weisen keine hohen Störwerte auf. Die Nordhälfte des Sees ist negativ gestört ($\Delta T = -72 \text{ nT}$), während nach Süden hin die Werte bis zu 167 nT ansteigen. Die Isolinien finden zwanglos ihre Fortsetzung in den ΔZ -Isanomalien der von HUNSCHÉ (1973) magnetisch vermessenen Südhälfte des Kraterbodens. Die etwas höheren Störwerte resultieren vermutlich aus der unterschiedlichen Wahl des ausgeglichenen Feldes. HUNSCHÉ bestimmte das aus-

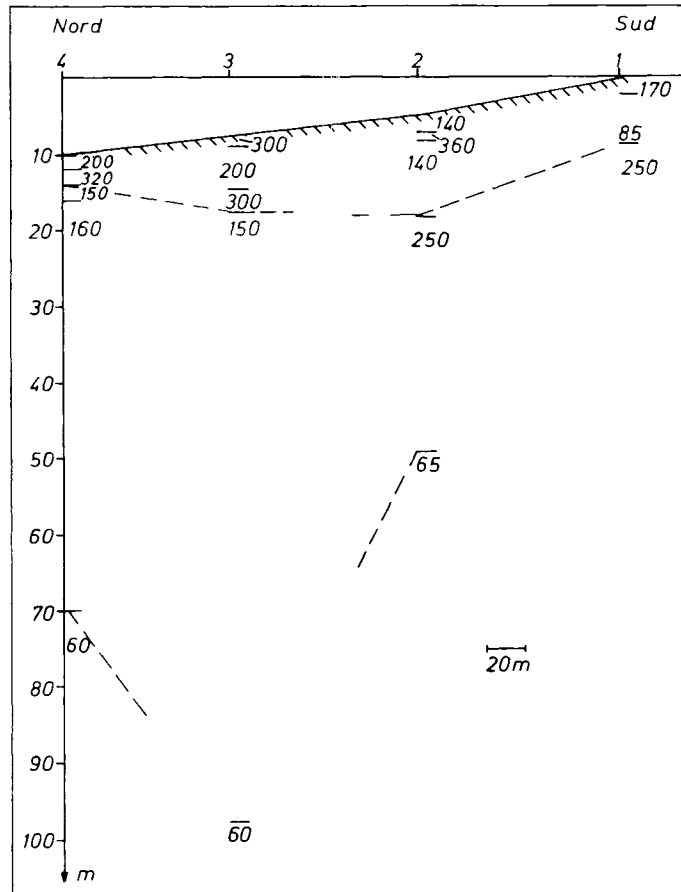


Abb. 26: Zusammengesetztes Leitfähigkeitsprofil der von HUNSCHE (1973) durchgeführten geoelektrischen Vermessung im Südteil des Meerfelder Maares (Abb. 25 b). Die von HUNSCHE (1973) unterhalb von etwa 15 m vermuteten devonischen Gesteine (unterhalb der oberen gestrichelten Linie) mit spezifischen Widerstandswerten zwischen 150 und 250 Ω m sind aufgrund neuerer magnetischer und gravimetrischer Ergebnisse abzulehnen. Hier liegen wahrscheinlich grobklastische Lockersedimente vor.

gegliche Feld aus magnetischen Messungen im „ungestörten“ Bereich in der Umgebung des ca. 2 km südlich gelegenen Mosenbergs, während das Nullfeld hinsichtlich der Seevermessung am Ostrand des Meerfelder Maares bestimmt wurde (Abb. 25 a).

Zusammenfassend ist eine großräumige positive Anomalie zu erkennen, die zwei Drittel des Kraterbodens nach Süden hin ausfüllt. Das anschließende nördliche Drittel weist negative Störwerte auf und deutet somit auf die normale Magnetisierung des Störkörpers im Untergrund des Maares hin. Die von HUNSCHE (1973) entdeckten kleinen positiven Anomalien im Bereich des südlichen ($\Delta Z = 175$ nT) und des westlichen Maarbodenrandes wurden von ihm als eigenständige Krater gedeutet, durch die – in Übereinstimmung mit der Vorstellung von FRECHEN (1976) – die randlichen finalen „Gas-Tuff-Ausbrüche“ erfolgt sein sollten.

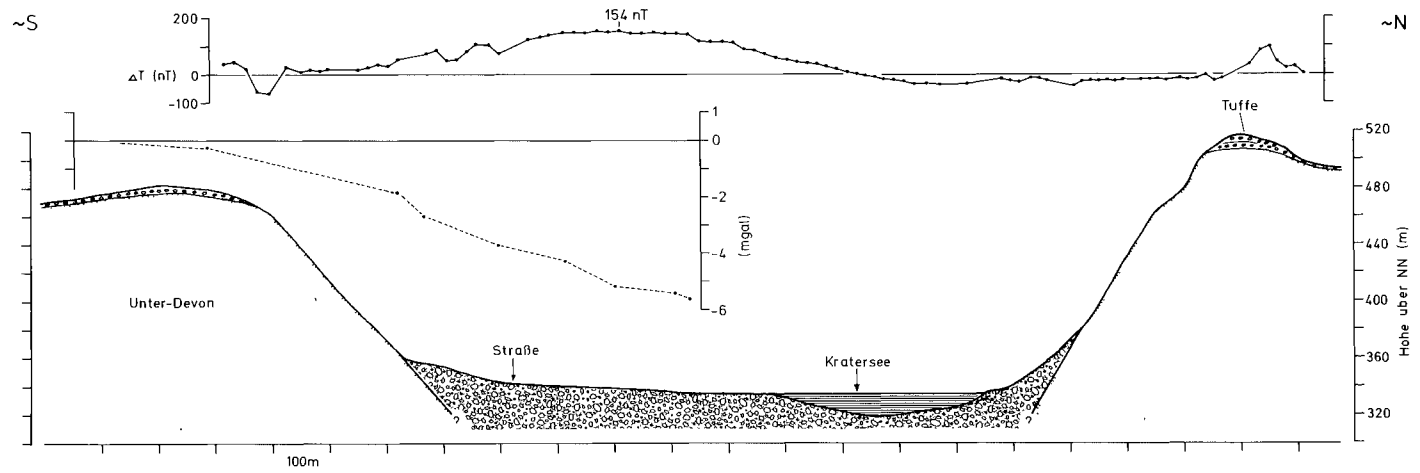


Abb. 27: ΔT -Profil und gravimetrisches Profil über das Meerfelder Maar mit geologischer Interpretation (Profil s. Abb. 25 a).

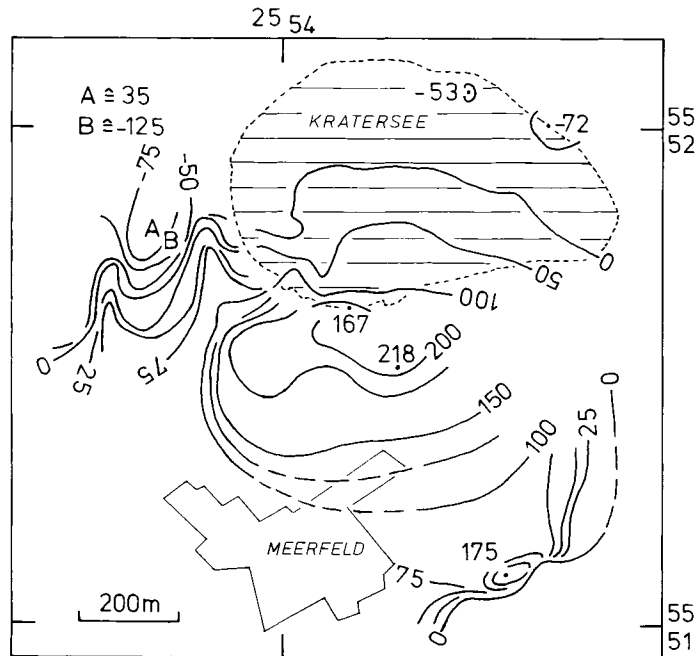


Abb. 28: Isanomalien der Vertikalintensität (Störfeld) im Bereich des südlichen Maarbodens des Meerfelder Maares (aus HUNSCHE 1973, Abb. 44). Die magnetische Vermessung ist ergänzt durch den Isanomalienplan der Totalintensität im Bereich des Maarsees (Profile s. Abb. 25 a und b).

Im Zusammenhang mit den neueren Vorstellungen über die Entstehung der Maar und mit den gravimetrischen und geoelektrischen Daten ist diese Interpretation abzulehnen. Die kleinen positiven Anomalien scheinen vielmehr eine Folge der sich vor allem im Bereich der Schuttfächer befindlichen, oberflächennahen umgelagerten Tuffe des höher gelegenen Tuffwalls zu sein. Deshalb zeigen die Isolinien im Randbereich vieler Maar einen unruhigen Verlauf, während sie im Zentralbereich als Folge des hier tiefer liegenden und von Seesedimenten überdeckten Krater- und Schlottuffe einen geglätteten Anomalieverlauf ergeben. Der Tuffwall zeichnet sich durch einen unruhigen Verlauf der magnetischen Profilinie aus (Abb. 27). Insgesamt treten hier positive Störfwerte auf, denen sich in den Randbereichen der Tuffwälle kleine negative Anomalien vorlagern.

Im Rahmen eines von der DFG geförderten interdisziplinären Forschungsprogramms werden zur Zeit die Kraterseesedimente des Meerfelder Maares untersucht (IRION & NEGEN-DANK 1984).

2.2.2. Pulvermaar

Das Pulvermaar ist neben dem Ulmener Maar das am besten erhaltene Maar der Westeifel. Es enthält einen lückenlosen Tuffwall, der wahrscheinlich nur zu geringen Teilen infolge der Denudation erniedrigt wurde. In der Tuffgrube am SW-Rand (Abb. 29) wurden die obersten Tuffschichten des Tuffwalls bis zu einer Tiefe von ca. 10 m abgebaut. Unterhalb der Grubensohle, die aus einer 2 m mächtigen, massigen, harten Aschentufflage besteht und zahlreiche

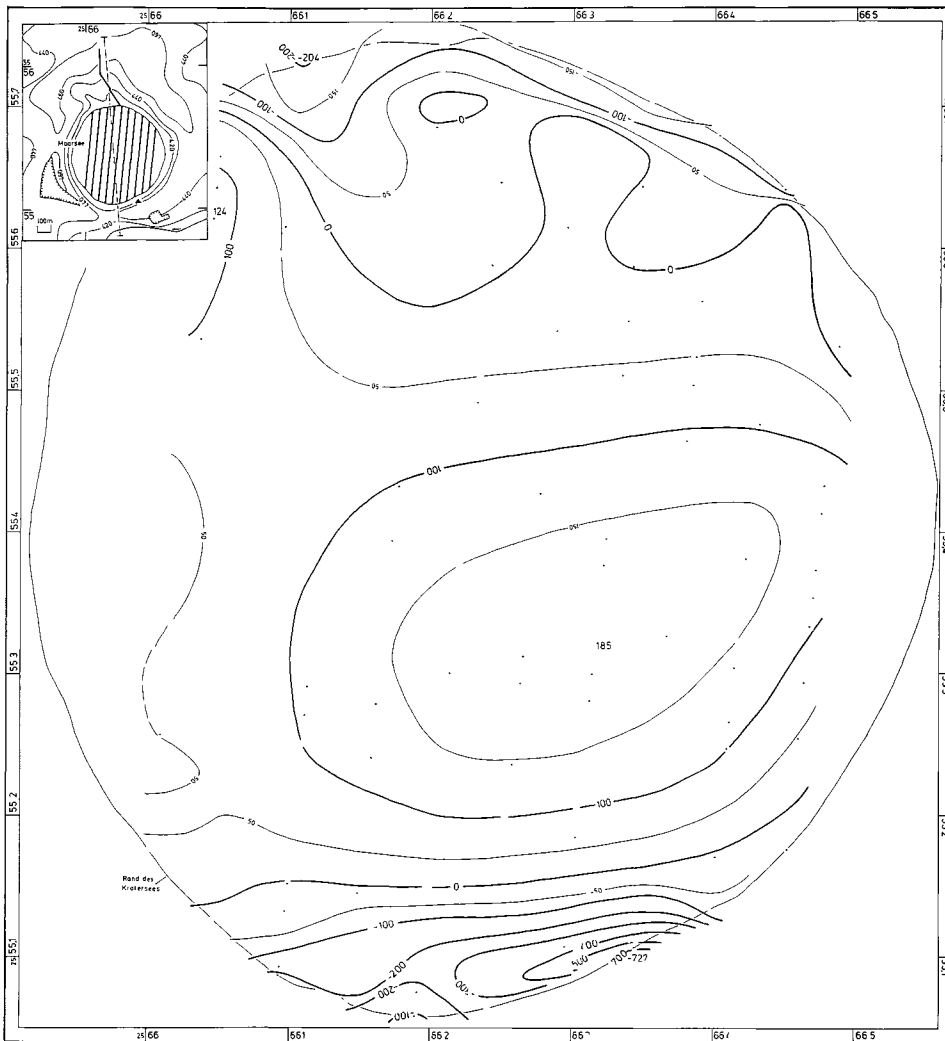


Abb. 29: Isanomalie der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Pulvermaares mit Lageskizze.

akkretionäre Lapilli enthält, stehen ebenfalls noch mindestens weitere 10 m mächtige Tuffschichten an. Die etwa 20 m mächtige Tuffabfolge besteht vereinfacht aus einer Wechsellagerung von graubraunen, blockführenden, schlecht sortierten Aschenlapilli- bis Lapilliaschentuffen und aus im cm-Bereich geschichteten, lapilliführenden Aschentuffen. Die Tuffschichten weisen zahlreiche, für base-surge-Ablagerungen charakteristische Ablagerungstexturen auf wie Antidünen, channels und „non-impacts“ (LORENZ & BÜCHEL 1980a). Neben der komagmatischen Komponente und dem aus devonischen Schiefern, Sand- und Siltsteinen bestehenden Nebengesteinsfragmenten treten zahlreiche Krusten-Xenolithe und Kumulate auf (BECKER 1977). Diese Kumulate enthalten als Hauptkomponente Pyroxen und

Phlogopit. Nicht selten finden sich große Apatitnadeln und mm-große Magnetitkristalle, die für die Suszeptibilität der Tuffe von Bedeutung sind.

Das etwa 121 m tiefe Maar (inklusive des 70 m tiefen Maarsees) liegt in einem präexisten-ten Tal, das sich nach Norden in zwei kleine Talschlüsse fortsetzt. Im Bereich der von Tuffen zugedeckten südlichen Ausmündung erreicht der Tuffwall mit mindestens 40 m die größte Mächtigkeit. Die noch immer intakte Absperrung des Tales durch den Tuffwall ist auch ein Indiz für das junge Alter des Pulvermaars. Zusammen mit in den Tuffen auftretenden Eis-keilen und fehlenden Vegetationsresten an der Basis der Tuffe ist eine zeitliche Einstufung in das letzte Hochglazial der Weichsel-Kaltzeit wahrscheinlich.

Magnetik

Im Januar 1979 wurde die zugefrorene Seefläche des Pulvermaars magnetisch gemessen. Dazu wurde im Dezember 1981 ein ergänzendes N-S-Profil am N-Rand des Sees vermessen. Das ausgeglichene Feld wurde in 1,25 km Entfernung westnordwestlich des Kraters bestimmt (R25 64 970 H55 55 710 bis R25 65 025 H55 55 635). Im Bereich des Maarsees befindet sich eine positive Anomalie mit einem maximalen Störwert von 185 nT (Abb. 29). Dieses positive magnetische Störfeld wird sowohl nach Norden als auch nach Süden von negativen Stör-feldern begrenzt. Das nördliche Störfeld kann als Randminimum der großen positiven Anomalie gedeutet werden. Das südliche ist einmal als Randeffekt des am SSE-Rand lokalisierten kleinen Schlackenkegels zu interpretieren, zum anderen wirkt sich der unmittelbar südlich steil ansteigende Tuffwall hinsichtlich seiner Topographie auf die Verteilung des Erd-magnetfeldes aus. Die Tuffe nördlich des Kratersees sind durch positive Störwerte gekenn-zeichnet (Abb. 30). Der Profilverlauf ist hier fast identisch mit dem Verlauf der Talsohle des östlichen präexisten-ten Tales. Die niedrigen Störfeldwerte weisen hier auf geringmächtige Tuffe hin. Der abrupte Anstieg der Anomalie am Nordende des Profils ist auf die zunehmende Mächtigkeit der Pulvermaartuffe zurückzuführen, da erst hier der eigentliche Tuffwall be-ginnt. Die Tatsache, daß die Tuffe selbst im Bereich der Talsohle noch nicht erodiert sind und folglich im Mündungsbereich der beiden Täler in den Kratersee kein Delta ausgebildet ist, spricht auch für das junge Alter dieses Maars.

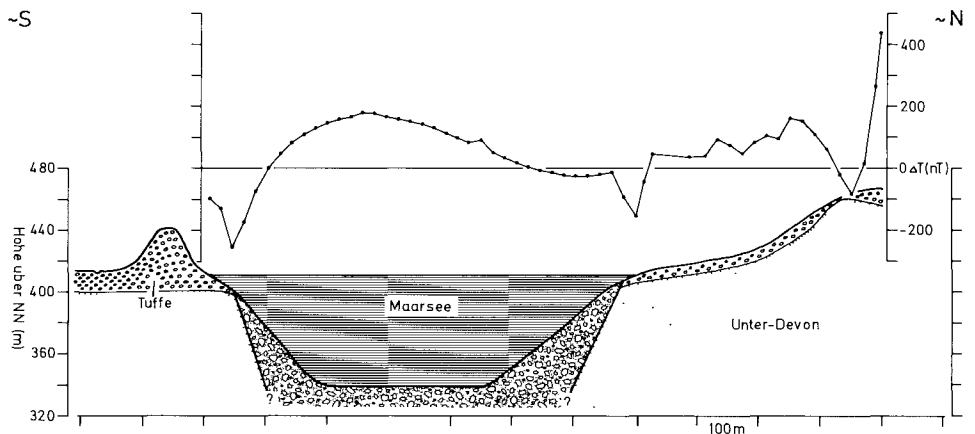


Abb. 30: ΔT -Profil über das Pulvermaar mit geologischer Interpretation (Profil s. Abb. 29).

2.2.3. Ulmener Maar

Das Ulmener Maar ist der jüngste Vulkan der Westeifel, dessen Alter etwa 10000 J. v. h. beträgt (BÜCHEL & LORENZ 1982). Es weist einen gut erhaltenen Tuffwall auf, der vor allem im Bereich des Nollen-Baches erodiert wurde. Der 39 m tiefe Kratersee ist in der NNW-SSE-

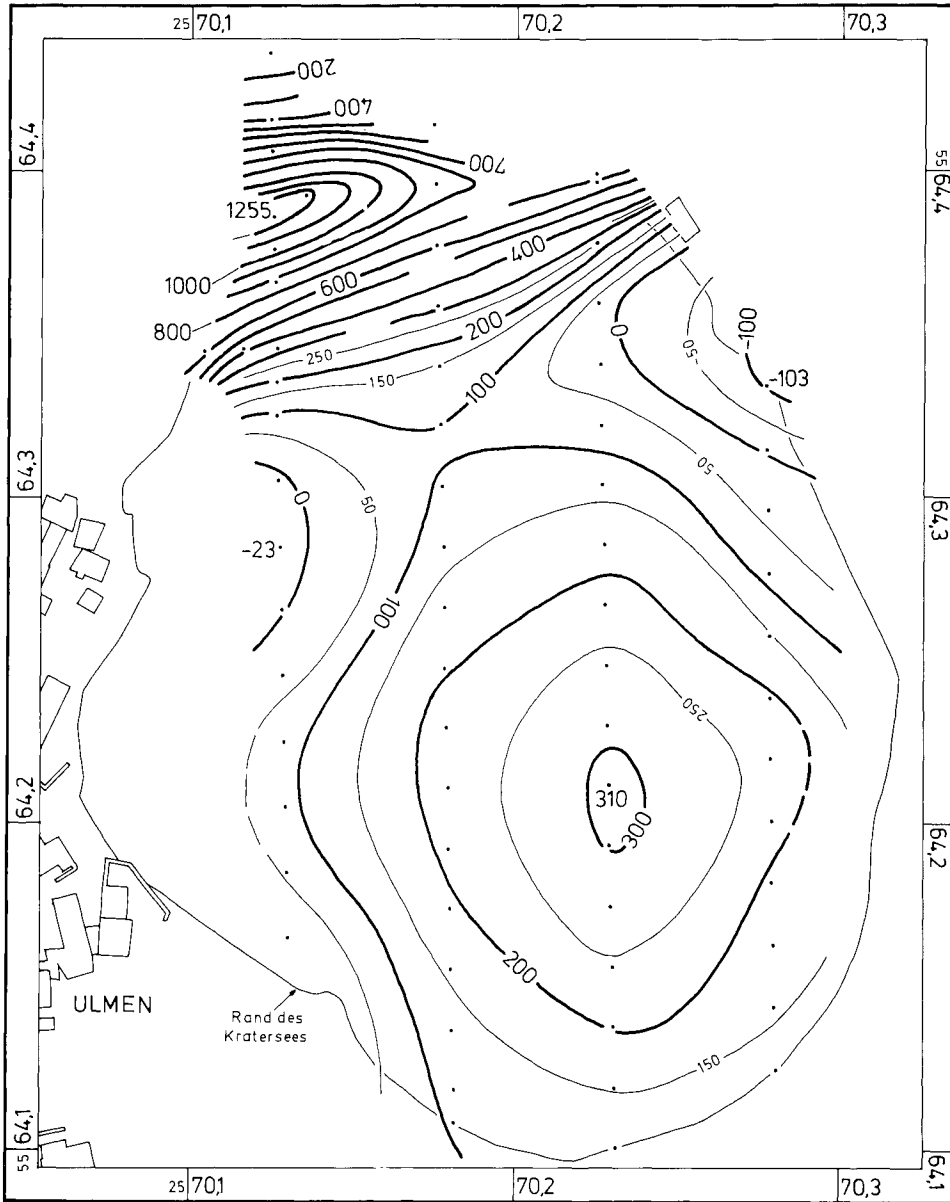


Abb. 31: Isanomalen der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Ulmener Maares.

Richtung ausgelängt (Abb. 31). Im südlichen und östlichen Kraterwall sind gefaltete und von Störungen betroffene devonische Gesteine aufgeschlossen.

Die Vermessung des Erdmagnetfeldes im Bereich des zugefrorenen Maarsees (Januar 1979) bezieht sich auf ein ausgeglichenes Feld, das in ca. 0,5 km Entfernung südöstlich des Maares (R25 70 700 H55 64 000 bis R25 70 760 H55 64 050) bestimmt wurde. Das in Form eines Isanomalienplanes dargestellte Störfeld (Abb. 31) weist überwiegend positive Werte im Bereich des Kratersees auf und läßt sich in zwei Teilanomalien unterteilen. Im zentralen Bereich des Sees befindet sich eine leicht in N-S-Richtung ausgelängte gleichmäßige Anomalie mit einem maximalen Störwert von 310 nT im Zentrum. Ein Randminimum ist dieser Anomalie vorge-lagert ($\Delta T_{\min} = 103$ nT), das teilweise durch die zweite Teilanomalie beeinflusst wird. Das im N-Teil des Kratersees lokalisierte zweite Störfeld weist hingegen äußerst hohe Gradienten mit einem maximalen ΔT -Wert von 1255 nT auf. Die Streichrichtung der Isolinien deutet auf einen ENE-WSW orientierten Störkörper hin, der aufgrund der hohen Gradienten oberflächennah zu vermuten ist. Im Bereich der höchsten Störwerte am NW-Rand des Kratersees sind flach zum Krater hin einfallende, geschichtete, blockführende Aschenlapillituffe aufgeschlossen, die vermutlich als Scholle vom ehemaligen Tuffwall in den Krater hineingerutscht sind. Allerdings erscheint es unwahrscheinlich, daß das hohe Störfeld auf solche induziert magnetisierten Tuffe allein zurückgeführt werden kann. Man sollte vielmehr aufgrund der magnetischen Vermessung einen ENE-WSW streichenden Basaltkörper bzw. Schlacken-kegel vermuten, der vielleicht das eigentliche Eruptionszentrum des Maares darstellt.

2.2.4. Dauner Maare

Die Ergebnisse der magnetischen Kraterseevermessung wurden bereits zusammen mit weiteren geophysikalischen und geologischen Kartierungsergebnissen publiziert (BÜCHEL & KRAWCZYK 1986).

2.2.5. Holzmaar

Das mit einem 20 m tiefen Kratersee gefüllte Holzmaar liegt am SE-Ende eines 1 km langen Vulkansystems (Hitsche, Dürres Maar, Holzmaar, Abb. 32) und stellt darin wahrscheinlich den jüngsten Vulkan dar (RAHM 1958). Aufgrund der bereits erheblich fortgeschrittenen Denudation der Kraterwalltuffe und wegen der fehlenden Vegetationshinweise an der Basis der Tuffe des Vulkansystems ist das Maar wahrscheinlich während der Frühglazialzeit der Weichsel-Kaltzeit entstanden.

Die Vermessung des Erdmagnetfeldes im Bereich des zugefrorenen Maarsees im Januar 1979 ergab eine geringe positive Anomalie mit einem maximalen Störwert von nur 56 nT, die niedrigste magnetische Anomalie aller bisher untersuchten Eifelmaare (Abb. 32). Zwei Erklärungsmöglichkeiten bieten sich dafür an: 1. Der Störkörper im Untergrund der Anomalie (Kratersedimente, Schlottuffe und -breccien) weist eine geringe magnetische Suszeptibilität auf. 2. Der Störkörper liegt in größerer Tiefe. Für die erste Möglichkeit spricht, daß die Kratersedimente vermutlich überwiegend aus dem Einzugsbereich des Sammetbaches stammen, der ausschließlich durch devonische Gesteine geringer Suszeptibilität fließt.

2.2.6. Immerather Maar

Das Immerather Maar liegt in einem ca. 80 m tiefen Seitental des Diefenbaches und enthält einen wahrscheinlich durch künstliche Aufstauung erzeugten 2 m tiefen Kratersee (Abb. 33). Das Maar ist von einem noch zu großen Teilen erhaltenen Tuffwall umgeben, der allerdings im ein- und ausmündenden Tal bereits vollständig erodiert ist. Bei einer Grabungskampagne im Dezember 1982 zusammen mit V. LORENZ und Studenten der Universität Mainz wurde die Basis der Tuffe nordwestlich Strohn freigelegt. Über einem Solifluktionshorizont folgten hier

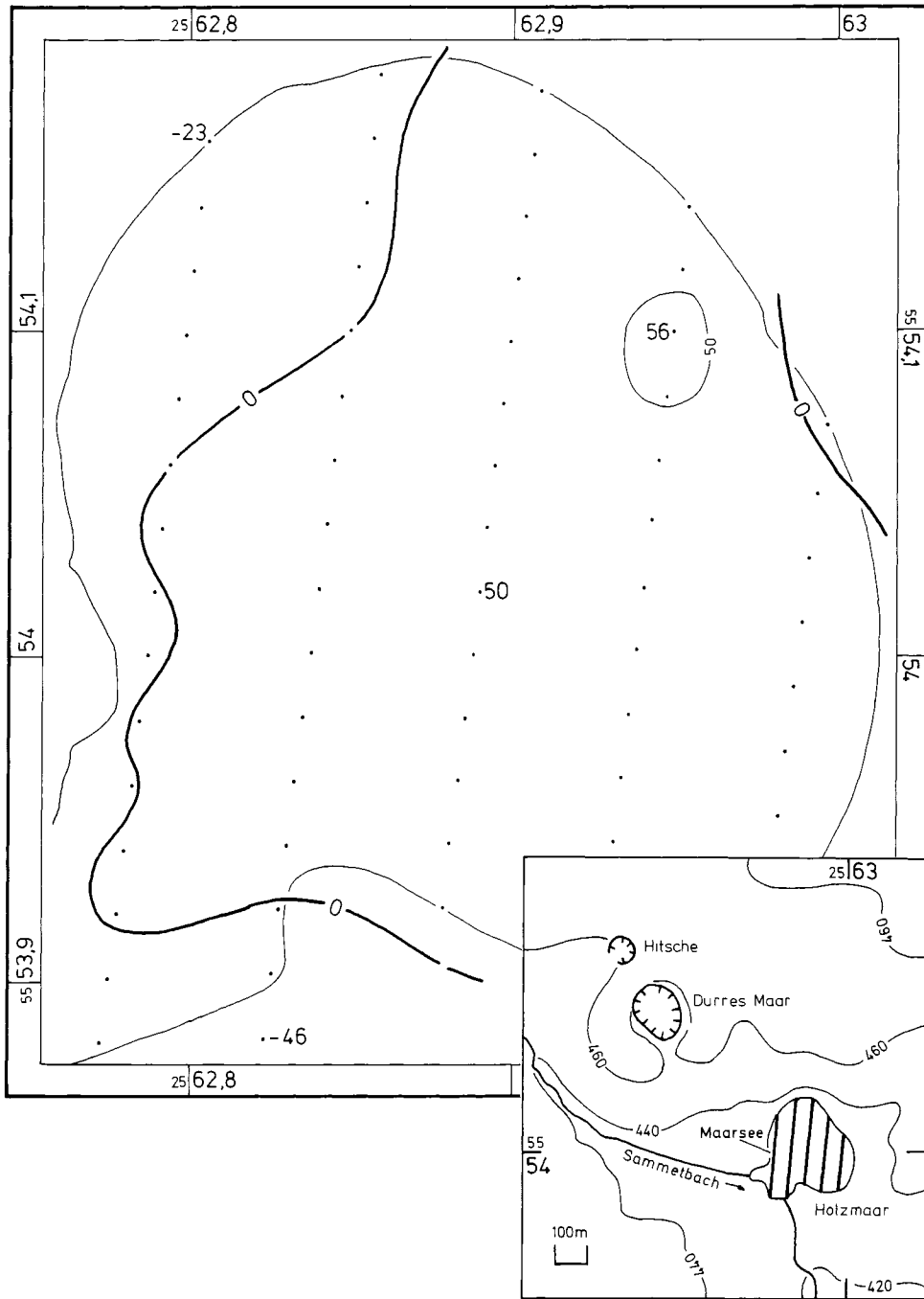


Abb. 32: Isanomalen der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Holzmaares mit Lageskizze.

90 cm mächtige graubraune Aschentuffe, die höchstwahrscheinlich dem Immerather Maar zuzuordnen sind. Fehlende Vegetationshinweise lassen vermuten, daß das Maar in einer Kaltzeit, vermutlich der Frühglazialzeit der Weichsel-Kaltzeit, entstanden ist.

Die magnetische Vermessung des zugefrorenen Maarsees im Januar 1979 ergab eine relativ geringfügige positive Anomalie, der am äußersten Nordrand ein Randminimum vorgelagert ist (Abb. 33). Das ausgeglichene Feld wurde in dem Tuff-freien Gebiet auf dem Moor-Berg, 800 m südöstlich des Kraters (R 25 69 260 H 55 53 930 bis R 25 69 390 H 55 53 970) bestimmt. Der höchste Störwert (180 nT) des Kratersees befindet sich unmittelbar am Westrand und könnte somit teilweise auf oberflächennah auftretende, vom einmündenden Tal eingeschwenkte Tuffe zurückzuführen sein. Insgesamt läßt sich eine leichte Auslängung der Isolinen in Richtung des WNW-ESE streichenden Tales erkennen.

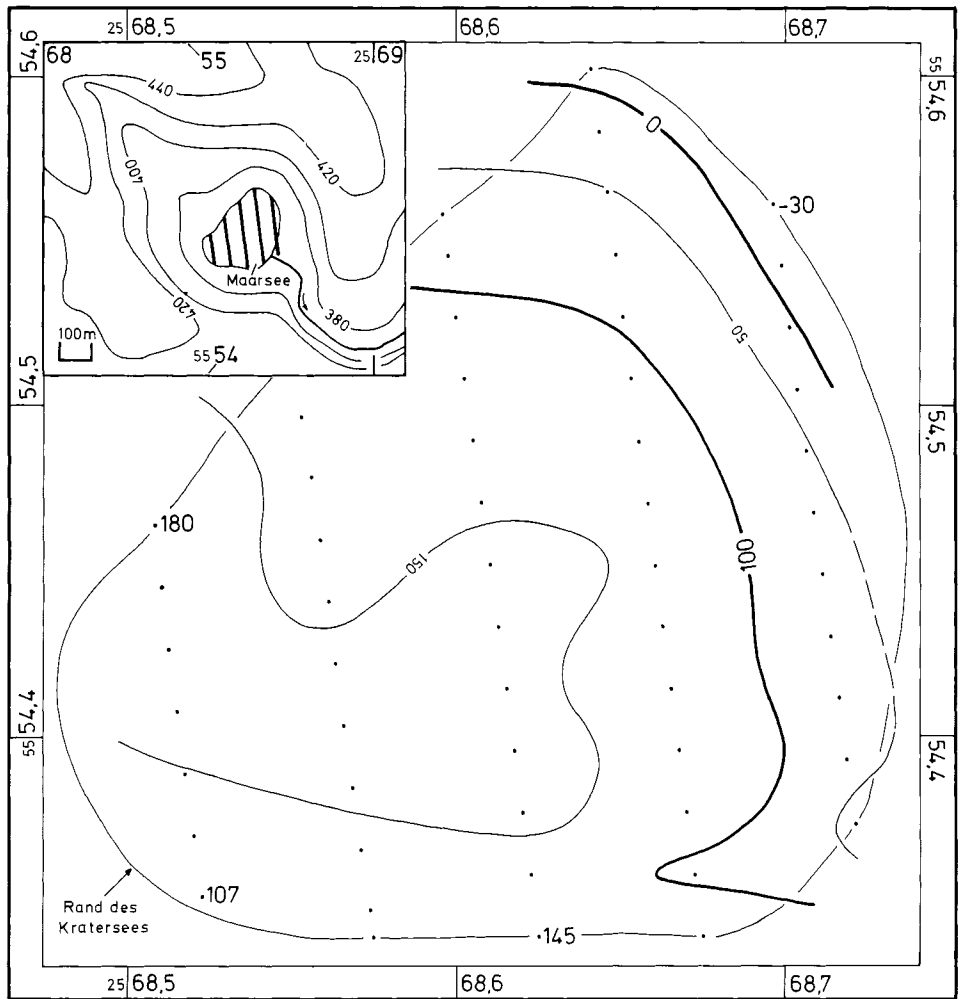


Abb. 33: Isanomalen der Totalintensität (Störfeld) im Bereich des Immerather Maares mit Lageskizze.

2.3. Ukinrek-Ost-Maar (Alaska)

Im Vergleich zu den magnetischen Untersuchungen in der Westeifel sollen an dieser Stelle die geophysikalischen Ergebnisse eines 1977 entstandenen Maares, dem Ukinrek-Ost-Maar, vorgestellt werden. Die magnetischen Messungen wurden im August 1981 im Rahmen eines siebenwöchigen Forschungsaufenthaltes gemeinsam mit V. LORENZ durchgeführt.

Geologie

Zwischen dem 30. März und dem 9. April 1977 entstanden auf den Aläuten, ca. 2 km südlich des Becharof Sees, zwei Maare (Abb. 34), die zu den in historischer Zeit am besten dokumentierten Maarausbrüchen zählen. Die beiden Maare liegen 13 km nordwestlich des 1525 m hohen Mt. Peulik, einem der großen andesitischen Stratovulkane der Aläuten-Kette, der 1852 zuletzt tätig war. Die flachhügelige Topographie in der Umgebung der Maare ist auf ehemalige Schuttströme von den Flanken des Mt. Peulik zurückzuführen. Demzufolge bestehen die obersten Sedimente im Kraterinnenhang aus Bimsfragmenten und Geröllen. Nur lokal treten geringmächtige fluvioglaziale Ablagerungen auf. Im tieferen Untergrund, möglicherweise in ca. 70 m (SELF et al. 1980), beginnen jurassische, fossilreiche Tonsteine und Konglomerate der Naknek-Formation (Ober-Jura, Abb. 36). Innerhalb der ersten 3 Tage bildete sich das Westmaar, teilweise unter Aussendung von bis zu 6,5 km hohen phreatischen Eruptionswolken und unter Förderung von Schlacken. In den darauffolgenden acht Tagen entstand das Ostmaar, das neben phreatomagmatischen Eruptionen vom zweiten Tag seiner Tätigkeit an gleichzeitig auch Schlackeneruptionen aufwies. Die juvenile Komponente besteht aus gering fraktioniertem, leicht untersättigtem Alkali-Olivinbasalt, der aus einer Tiefe von mindestens 80 km stammt. Die Tuffe des Ostmaars sind sehr verschieden in ihrer Ausbildung. Es handelt sich um eine Wechsellagerung aus z. T. blockführenden Aschenlapilli- bis Lapilliaschentuffen mit Lapillituff- bis Aschenlapillituff-Breccien und Aschentuffen. Am Nordrand tritt zusätzlich eine Lage aus Lapillituff-Agglomerat auf. Die Tuffe enthalten häufig über 50 Vol.-% Nebengestein, wobei die pyroklastischen Breccien fast ausschließlich aus Nebengesteinsfragmenten bestehen. Die juvenile Komponente, meist Lapilli, ist rundlich, wenig blasig und häufig als Blumenkohllapilli (bzw. -bomben) ausgebildet. Selten kommen Brotkrustenbomben vor. Der an der Basis auftretende Lapilliaschentuff enthält bereits Nebengesteinsfragmente der ab etwa 70 m Tiefe vermuteten Naknek-Formation, daneben dazitischen Bims des Mt. Peulik und Moränenmaterial. An Texturen treten ausgedünnte Schichten unter eingeschlagenen Blöcken, Anlagerungsgefüge, Schrägschichtung (z. T. Antidünen), akkretionäre Lapilli und eventuell Blasentuffe auf; dies sind alles Erscheinungen, wie sie für Ablagerungen von phreatomagmatischen Explosionen charakteristisch sind. In die gesamte Tuffabfolge des Ostmaares eingelagert finden sich mindestens 11 Schlackenlagen (Profil am NNE-Rand), die in der Regel einige Zentimeter bis einige Dezimeter mächtig sind. Die Schlackenbomben zeigen teilweise blumenkohlartige Oberflächen, ansonsten sind sie ziemlich aufgeschäumt. Die erste Schlackenlage tritt im Profil am NNE-Rand ca. 3,8 m über der Basis der Tuffe auf, unmittelbar im Hangenden von Aschentuffen. Der Tuffwall weist unterschiedliche Mächtigkeiten auf. Die größte Mächtigkeit findet sich am NNE-Rand mit etwa 22-23 m mächtigen Tuffen, die geringste Mächtigkeit am SW-Rand mit etwa 5,50 m. In 300 m Entfernung vom Kraterzentrum beträgt die Mächtigkeit nur noch 1-2 m. Der geschätzte Anteil von Schlacken am gesamten Tuffvolumen liegt zwischen einigen Prozent am N-Rand und ca. 15% am SE-Rand (die Angaben beziehen sich auf die Lockermassen).

Das Ostmaar weist am östlichen und westnordwestlichen Innenrand eine auffällige Tektonik auf. An E-W bis ESE-WNW streichenden, steil einfallenden Störungen fanden zahlreiche Abschiebungen statt, mit der Tendenz, daß die Südschollen an Staffelbrüchen abgesunken sind. Damit verbunden treten zahlreiche Gräben- und Horststrukturen auf. Die Störungen

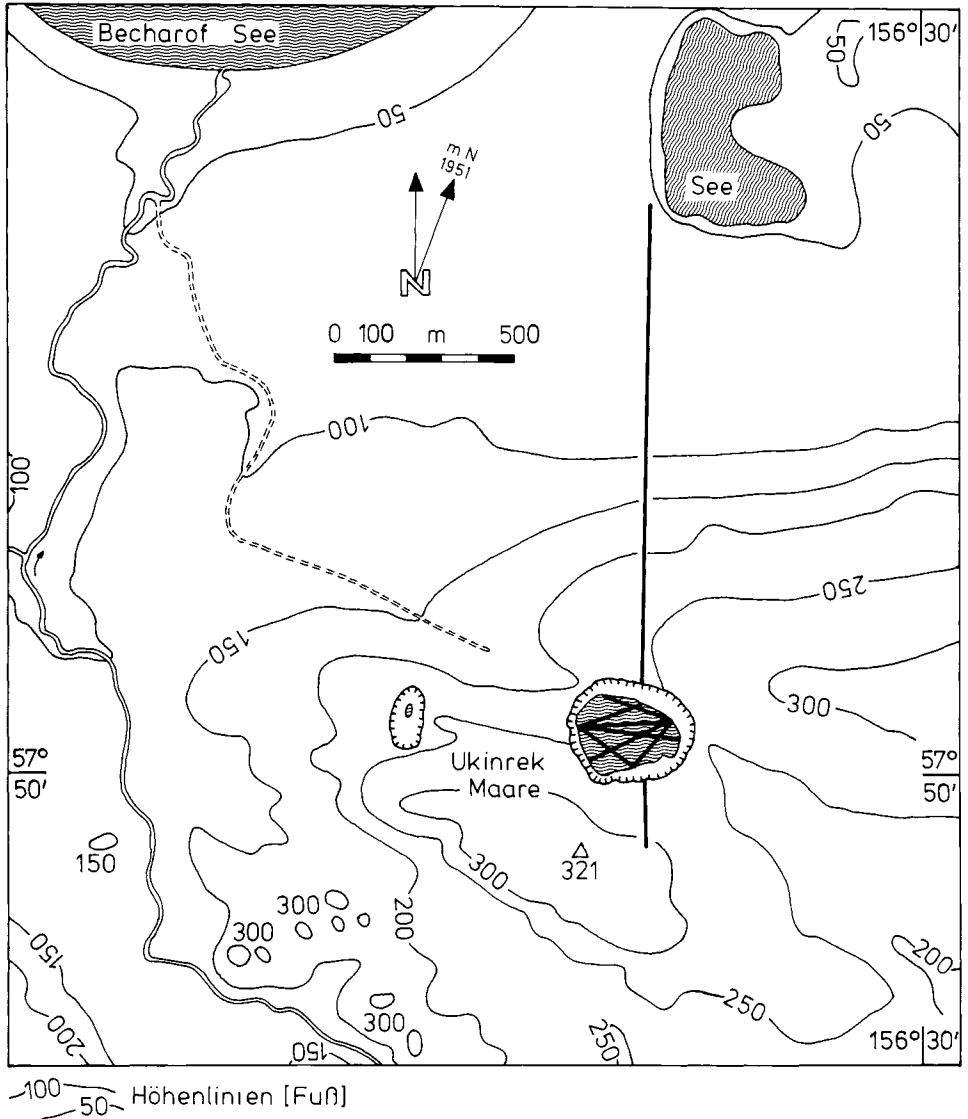


Abb. 34: Die beiden Ukinrek-Maare (Alaska) mit der Lage der magnetisch vermessenen Profile.

sind in den Schuttstrom-Ablagerungen des Mt. Peulik aufgeschlossen und werden zum Hangenden von jüngeren fluvioglazialen Ablagerungen diskordant abgeschnitten. Das Ostmaar liegt auf einem morphologischen Sattel zwischen NW-SE streichenden, hier beginnenden Tälern (Abb. 34). Die Störungen im Maar scheinen sich unter diesen Tälern fortzusetzen. Auffallend ist auch, daß beide Eruptionspunkte im Maar selbst (Förderzentrum der Schlacken, Förderzentrum der Maartuffe) entlang dieser Linie auftraten (Kienle et al. 1980). Diese Indizien deuten an, daß das Ostmaar auf einer ESE-WNW orientierten Förderspalte

lokalisiert ist. Die Hauptspannungsrichtung des regionalen Stress-Feldes beträgt hingegen 150° senkrecht zum etwa 300 km entfernten Tiefseetrog, in dem die Pazifische Platte abtaucht. 150 km oberhalb der Benioff-Zone befinden sich die beiden Ukinrek-Maare (KIENLE et al. 1980, NAKAMURA et al. 1977).

Magnetik

Mit Hilfe eines Schlauchbootes und einer Leine, die quer über den See gespannt wurde, wurde im Bereich des Kratersees an einzelnen Stationen auf Profillinien im Abstand von 25 m die Totalintensität des Erdmagnetfeldes gemessen. Im Abstand von etwa 1 bis 2 Stunden wurden die Messungen an einem Hauptbasispunkt wiederholt und durch Messungen an Zwischenbasispunkten ergänzt. Die um die Tagesvariation reduzierten Totalintensitäten des Erdmagnetfeldes (60 Meßpunkte) sind in Form eines Isanomalenplanes dargestellt (Abb. 35). Im Bereich des Kratersees treten extrem hohe Intensitätsunterschiede auf. Die niedrigsten Werte treten am NE-Rand auf (52843 nT). Der höchste ist um 5349 nT höher und befindet sich am südlichen Seeufer. Die Bereiche der höchsten Gradienten (54500 bis 56500 nT) umschließen ein Areal, das etwa identisch mit der Ausdehnung des Schlackenkegels unterhalb

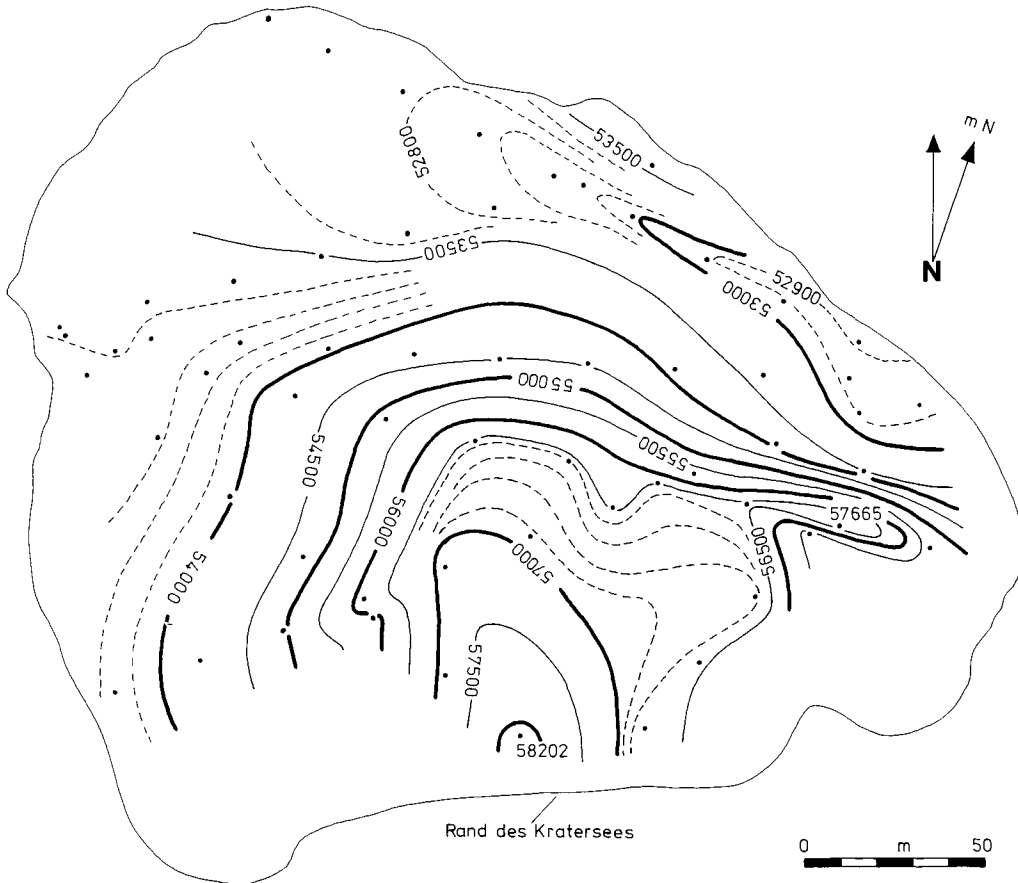
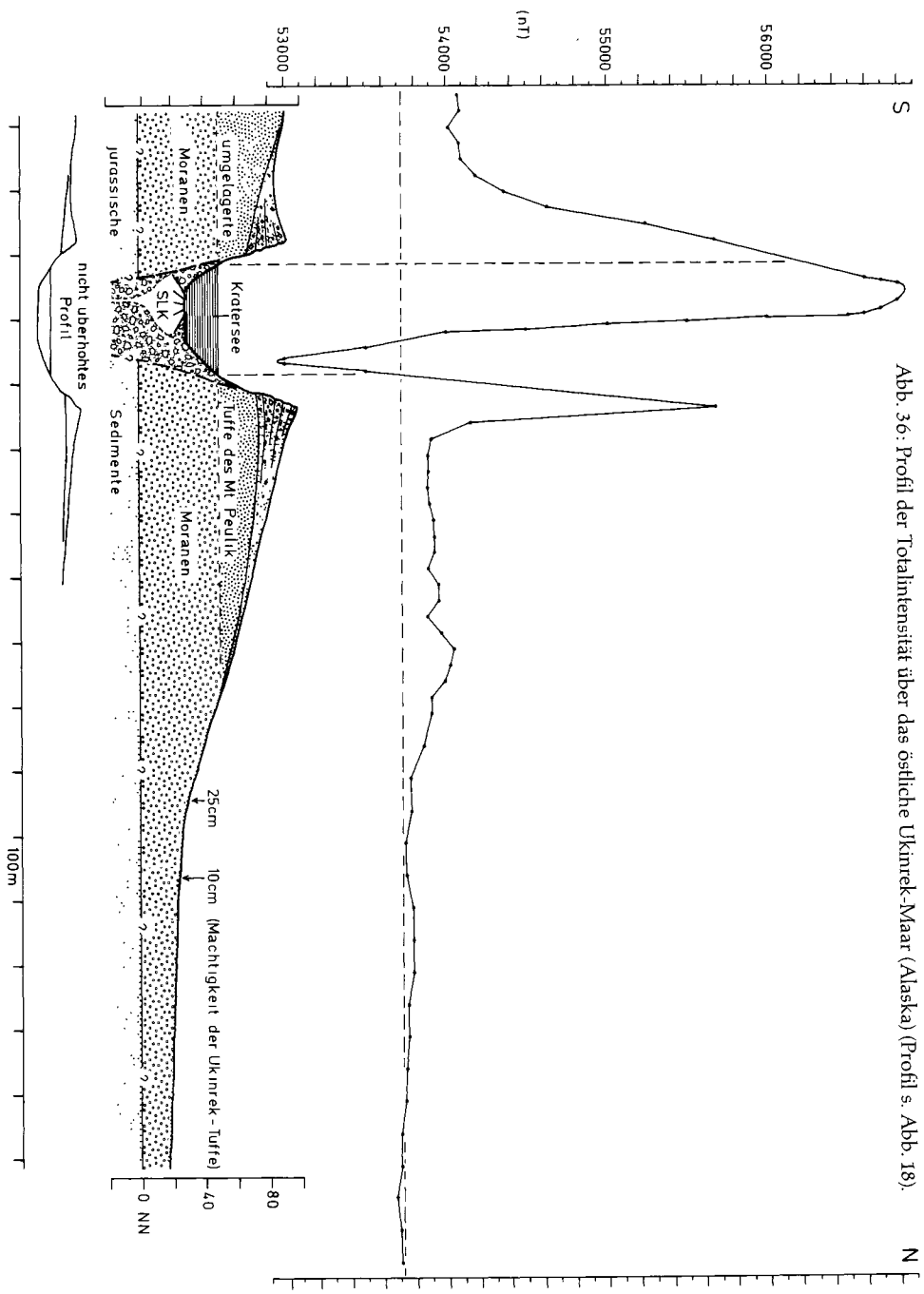


Abb. 35: Isanomalen der Totalintensität im Bereich der Seefläche des östlichen Ukinrek-Maares (Alaska).

Abb. 36: Profil der Totalintensität über das östliche Ukinrek-Maar (Alaska) (Profil s. Abb. 18).



des Kraterseebodens ist (Abb. 36, KIENLE et al. 1980, Fig. 3, 4 und 6). Im Ostteil des Kraters, dort wo die magnetische Totalintensität auf einen Meter um bis zu 260 nT ansteigt, sind die Isanomalien bevorzugt ESE-WNW orientiert (Abb. 35). Diese ebenfalls durch Störungen im Kraterinnenhang und durch die beiden benachbarten Täler gegebene tektonische Richtung zeichnet vermutlich die Förderspalte im Untergrund nach.

Das magnetische N-S-Profil der Totalintensität (Abb. 36) über das Ostmaar und seine Umgebung zeigt das hohe magnetische Störfeld im Bereich des Kraters mit einem maximalen ΔT -Wert von 3080 nT (ausgeglichenes Feld $\approx 53\,720$ nT). Nördlich des Maximums treten negative Störwerte auf ($\Delta T_{\min} = -720$ nT), die einerseits als Randminimum gedeutet werden können, andererseits durch topographische Effekte des weit höher gelegenen Tuffwalls beeinflusst sind. Das unmittelbar nördlich folgende Maximum am Kratertrand ist ebenfalls auf topographische Effekte zurückzuführen. Weiter nördlich nähern sich die Intensitäten asymptotisch dem Wert des Nullfeldes.

3. Synthese

Mit Hilfe geomagnetischer Messungen im Bereich von zahlreichen Kesseltälern der Westeifel und ihres Vergleichs mit den Anomalien der Maare, die einen Kratersee aufweisen, konnten insgesamt 15 bisher weitgehend unbekannte Maare nachgewiesen werden (Abb. 1). Die morphologisch stark veränderten Krater sind durch positive magnetische Anomalien in Höhe von durchschnittlich etwa 700 nT, gegenüber ca. 400 nT bei den acht Maaren der Westeifel mit Kratersee, charakterisiert. Die Anomalien weisen äußerst unterschiedliche Intensitäten auf. Die niedrigen Störfelder sind durch geringe Amplitudenschwankungen gekennzeichnet (Meerfelder Maar, Holzmaar, Immerather Maar, Weinfelder Maar, Wispelter Maar und Aueler Maar). Nur in den Randbereichen treten hier geringfügig höhere Intensitätsschwankungen auf, die auf randlich eingeschwemmte Tuffe in geringer Tiefe bzw. auf Krater-
randtektonik (Merscheider Maar) zurückgeführt werden können. Der ausgeglichene Verlauf und die niedrigen ΔT -Werte im zentralen Bereich dieser Krater deuten auf Störkörper in größerer Tiefe und/oder auf gering magnetisierte Störkörper hin. Die Anomalien werden nur zu einem kleinen Teil von den Kratersedimenten hervorgerufen, da diese eine geringe Suszeptibilität aufweisen (HAVERKAMP 1984). Folglich erzeugt der tiefer liegende Tuffschlot den überwiegenden Teil der magnetischen Feldabweichung. Bei den Maaren mit geringen Anomalien werden deshalb mächtige Abfolgen von gering magnetisierten Kratersedimenten über einem tiefer liegenden Tuffschlot vermutet bzw. die Störkörper (Tuffschlote) weisen aufgrund des in diesem Fall hohen Anteils an devonischem Nebengestein eine geringe Gesamtmagnetisierung auf. Die große Distanz zwischen Störkörper und der Meßstation kann allerdings auch durch eine mächtige Wassersäule eines Kratersees bedingt sein (Weinfelder Maar).

Die hohen magnetischen Feldabweichungen bzw. extrem hohen Anomaliegradienten deuten hingegen auf Störkörper in geringer Tiefe oder auf eine höhere Magnetisierung hin. Die Vergleichsmessungen im Krater des östlichen Ukinrek-Maares in Alaska ergaben eine positive Anomalie über 3000 nT. Dieses Maar enthält einen Schlackenkegel, der die hohen Feldabweichungen erklärt. Ein ähnlich hohes Störfeld weist das Gerolsteiner Maar auf (MERTES 1983), in dessen Krater ebenfalls ein Schlackenkegel auftritt. Gleichsinnig werden aufgrund der hohen, etwa zentralen, positiven Anomalien des westlichen Schalkenmehrener Maares, des Gemündener Maares, des Brücker Maares und des Rother Maares Schlackenkegel im Bereich der ehemaligen, heute von Kratersedimenten und Schuttfüßen verschütteten Kraterböden vermutet. Schlackenfunde in den Tuffen des Gemündener Maares (BÜCHEL & KRAWCZYK 1986) sowie mächtige Schlackenablagerungen an der Ostseite des Brücker Maares unterstützen diese Vermutung.

Die hohen Feldabweichungen und Anomaliegradienten im Bereich des Ulmener, Schönfelder, Steinborner, Wallenborner und Merscheider Maares werden aufgrund ihrer eng begrenzten Ausdehnung, ihrer teilweise linearen Erstreckung und ihrer randlichen Lage als gangförmige Randintrusion im Schlot, die dicht unter das Niveau des heutigen Kraterbodens hinaufreichen, oder als kleine, randlich gelegene Schlackenkegel gedeutet. Das Beispiel des Pulvermaares, das einen kleinen Schlackenkegel am SSE-Rand aufweist, zeigt, daß diese Randintrusionen eigenständige Eruptionszentren auf einem Förderspaltensystem darstellen können. In diesen Fällen existiert im Krater bzw. im Schlot Material, das seine Lage nach Unterschreiten der Curie-Temperatur nur noch geringfügig verändert haben kann. Deshalb hat die thermo-remanente Magnetisierung einen hohen Anteil an der Gesamtmagnetisierung der Gesteine und ist im wesentlichen verantwortlich für die Höhe der Anomalie. Im Gegensatz dazu werden die meisten Tuffe und Schlotbreccien nach Unterschreiten der Curie-Temperatur abgelagert, so daß sich infolge der unterschiedlichen Orientierung der juvenilen Lapilli die remanente Magnetisierung der einzelnen Partikel gegenseitig aufhebt und nur noch die an das Erdfeld gebundene induzierte Magnetisierung die Höhe des Störfeldes bestimmt (CIPA 1955, BÜCHEL 1978). Die übrigen Anomalien der untersuchten Maare liegen im mittleren Wertebereich und repräsentieren an Hand ihrer Isanomalienpläne Störfelder über vertikalen Zylindern unterschiedlicher Durchmesser. Das Modell des vertikalen Zylinders läßt sich auch auf die bereits erwähnten Anomalien geringer und hoher Amplitude (zuzüglich des remanent magnetisierten Teils) übertragen. Es zeichnet sich vor allem durch hohe Randgradienten aus, die als Schlotausbiß (unter dem Schlotausbiß ist der an die Erdoberfläche hinaufprojizierte Rand des Schlotes zu verstehen) interpretiert werden.

Schriften

- AL-MUSSAWY, S. (1981): Gravimetrische Untersuchungen an einem vermuteten Maar im quartären Vulkangebiet der Westeifel. Dipl.-Arb., 90 S., 21 Abb., 5 Tab., 12 Anl., Mainz. – [unveröff.]
- 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., Heidelberg.
- BEHR, M. (1819): Sur les Volcans éteints de la Kyll supérieure. – *Ann. gén. Sci. phys.*, **1**, S. 274-285, Bruxelles.
- BÜCHEL, G. (1978): Geologische, geomagnetische und photogeologische Untersuchungen an Kesseltälern im quartären Vulkangebiet der Westeifel (W-Deutschland). Dipl.-Arb., 88 S., 21 Abb., 10 Anl., Mainz. – [unveröff.]
- (1984): 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. & KRAWCZYK, E. (1986): Zur Genese der Dauner Maare im Vulkanfeld der Westeifel. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **15**, S. 219-238, 11 Abb., Mainz.
- 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. & LORENZ, V. & WEILER, H. (1984): Das Westeifel-Vulkanfeld: Maare, Schlackenkegel und Hydrogeologie (Exkursion H am 26. und 27. April 1984). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **66**, S. 107-128, 11 Abb., Stuttgart.
- BÜCHEL, G. & MERTES, H. (1982): Die Eruptionszentren des Westeifeler Vulkanfeldes. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **133**, S. 409-429, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- CIPA, W. (1955): Erdmagnetische Vermessung einiger Lavaströme und Tuffschlote in der Vorder-Eifel. Diss., 83 S., 51 Abb., 2 Tab., Aachen. – [unveröff.]

- DECHEN, H. VON (1886): 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 (Borntraeger).
- FRÖHLICH, G. (1986): Charakteristische Eigenschaften von Wasserdampfexplosionen im Zusammenhang mit phreatomagmatischen Eruptionen. – Fortschr. Mineral., **64**, Beih. 1, S. 51, Stuttgart.
- GREINER, G. & KRÄMER, F. (1972): Nachweis eines neuen Maares südöstlich von Gees (Westeifel) durch erdmagnetische Messungen. – Aufschluß, **23**, S. 181-185, 4 Abb., Göttingen.
- GÜTEBIER, R. (1965): Geomagnetische und -elektrische Messungen als Ergänzung zur geologischen Kartierung von Vulkanbauten der West-Eifel. Diss., 88 S., 41 Abb., 2 Tab., 8 Taf., Köln. – [unveröff.].
- HAPPEL, L. & REULING, H. T. (1937): Die Geologie der Prümer Mulde. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **438**, S. 1-94, 17 Abb., 10 Taf., 4 Kt., Frankfurt am Main.
- HAVERKAMP, B. (1984): Paläomagnetische Messungen an den Sedimentkernen der Bohrung B4 im Meerfelder Maar. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **65**, S. 21-28, 4 Abb., Frankfurt am Main.
- HENK, A. (1984): Zur Geologie des Meerfelder Maares und seiner Umgebung. Dipl.-Arb., 119 S., 37 Abb., 5 Tab., 9 Anl., 1 Kt., Mainz. – [unveröff.].
- HUNSCH, U. (1973): Geomagnetische, geoelektrische und magnetotellurische Messungen im Rahmen einer Exkursion zum Mosenberg und zum Meerfelder Maar in der Westeifel. – Gamma, **22**, 80 S., 56 Abb., 3 Tab., Braunschweig.
- IRION, G. & NEGENDANK J. F. W. (Hrsg.) (1984): Das Meerfelder Maar. Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte eines Eifelmaares. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **65**, S. 1-101, 42 Abb., 10 Tab., Frankfurt am Main.
- 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.
- KIENOW, S. (1941): Erdmagnetische Vermessung der Basaltvorkommen bei Bad Bertrich. – Jb. Reichsst. Bodenforsch., **60**, S. 99-117, 7 Abb., 2 Taf., Berlin.
- KOHNE, H. & KÜPPERS, F. & LOHMANN, B. (1976): Geophysikalische Untersuchungen am Lavastrom des Horngrabens in der Westeifel. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 21-30, 5 Abb., Stuttgart.
- LORENZ, V. (1973): On the formation of maars. – Bull. volcanologique, **37**, S. 183-204, 6 Abb., Napoli/Italien.
- (1984): Zur Geologie des Meerfelder Maares. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **65**, S. 5-12, 5 Abb., Frankfurt am Main.
- (1985): Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: A review. – Trans. geol. Soc. S.-Africa, **88**, S. 459-470, 17 Abb., Johannesburg.
- (1986): On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff-rings. – Bull. volcanol., **48**, S. 265-274, 9 Abb., New York (Springer).
- LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1980a): Die Kesseltäler der vulkanischen Westeifel; Nachweis ihrer Maargenese. – Mainzer geowiss. Mitt., **8**, S. 173-191, 12 Abb., Mainz.
- (1980b): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel. – Mitt. Pollichia, **68**, S. 29-100, 58 Abb., Bad Dürkheim/Pfalz.
- MADER, D. (1975): Der Südteil des Oberbettinger Triasgrabens (Westeifel). Erläuterungen zu einer geologischen Karte 1 : 25 000. Dipl.-Kart., 43 S., 5 Abb., 5 Taf., Heidelberg. – [unveröff.].
- (1982): Sedimentologie und Genese des Buntsandsteins in der Eifel. – Z. deutsch. geol. Ges., **133**, S. 257-307, 10 Abb., 5 Tab., Hannover.

- MERTES, H. (1983): Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes. – Bochumer geol. geotechn. Arb., **9**, 415 S., 104 Abb., 42 Tab., Bochum.
- MURAWSKI, H. (1965): Geologische Erfahrungen mit geomagnetischen Geräten. Anwendung auf Vorkommen vulkanischer Gesteine. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **122**, S. 351-370, 12 Abb., 4 Beil., Stuttgart.
- NOLL, H. (1967): Maare und maar-ähnliche Explosionskrater in Island. Ein Vergleich mit dem Maar-Vulkanismus der Eifel. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **11**, 117 S., 24 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Bonn (Stollfuß).
- NAKAMURA, K. & JACOB, K. H. & DAVIES, J. N. (1977): Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation. Aleutians and Alaska. – Pure and appl. Geophys., **115**, S. 87-112, Basel.
- NOSSKE, G. (1977): Elektrische Methoden der Geophysik. – In: LAUTERBACH, R. (Hrsg.): Physik der Erdkruste. S. 144-161, Berlin (Akad.-Verl.).
- 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.
- (1963): Zur Geologie der Vulkangruppe von Birresborn/Eifel. – Decheniana, **115**, S. 215-225, 4 Abb., 2 Kt., Bonn.
- SCHMINCKE, H.-U. (1986): Vulkanismus. 164 S., 106 Abb., 12 Tab., Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- SCHÄFER, M. (1977): Geomagnetische und geologische Untersuchungen an quartären Vulkanbauten in der Umgebung von Steffeln. Dipl.-Arb., 100 S., Heidelberg. – [unveröff.].
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik. Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralien. 405 S., 194 Abb., 70 Tab., Stuttgart (Enke).
- SELF, S. & KIENLE, J. & HUOT, J.-P. (1980): Ukinrek maars, Alaska, II. Deposits and formation of the 1977 craters. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **7**, S. 39-65, 13 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- STEININGER, J. (1819): Geognostische Studien am Mittelrhein. 223 S., Mainz (Kupferberg).
- (1853): Geognostische Beschreibung der Eifel. 143 S., 10 Taf., 1 Kt., Trier (Linz).
- UTTER, T. & GROTJOHANN, H. (1976): Geologische Untersuchungen an der Baarlei und Geißhecke, einer quartären Vulkangruppe der Westeifel. – Decheniana, **129**, S. 180-196, 5 Abb., Bonn.
- WIENECKE, K. (1979): Nachweis eines bisher unbekanntem jungquartären Lavastroms südlich Strohn/Westeifel mit Hilfe der Geomagnetik. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1**, S. 28-38, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- WOOD, C. A. (1974): Reconnaissance geophysics and geology of the Pinacate Craters, Sonora, Mexico. – Bull. volcanol., **38**, S. 149-172, 14 Abb., 1 Tab., Napoli/Italien.

Anschrift des Autors: Dr. GEORG BÜCHEL, Johannes Gutenberg-Universität, Institut für Geowissenschaften, Saarstraße 21, D-6500 Mainz.

Manuskript eingegangen am 7. 11. 1986