

Ein geologischer Lehrpfad am Bausenberg in der Osteifel

**Bachelorarbeit
von
Heidi Turpeinen**

**Ruhr-Universität Bochum
Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik**

März, 2005

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Zielsetzung	2
2. Monogenetische Vulkane	3
2.1 Schlackenkegel	3
2.2 Lavaströme	5
3. Der Bausenberg und seine Entwicklung.....	8
3.1 Initialphase.....	9
3.2 Hauptphase.....	10
3.3 Endphase	10
4. Der Lavastrom des Bausenberges	11
4.1 Überblick	11
4.2 Geophysikalische Erkundung und deren Ergebnisse.....	11
4.2.1 Gravimetrie.....	12
4.2.2 Magnetik	13
4.2.3 Hammerschlagseismik	16
4.2.4 Geolektrik	18
4.3 Steinbruch bei Gönnersdorf.....	19
5. Petrographie.....	21
6. Zusammenfassung	25
7. Schautafeln des geologischen Lehrpfades	26
8. Literaturverzeichnis	33
9. Anlagen.....	34
9.1 Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes	35
9.2 Dünnschliffbeschreibung	36

1. Einleitung und Zielsetzung

Das seit 600 000 Jahren vulkanisch aktive Gebiet der Eifel ist ein Teil des Rheinischen Schildes. Der bisher letzte und zugleich der größte Vulkanausbruch mit Magmenförderung setzte vor etwa 12 900 Jahren ein, als der Laacher Vulkan explodierte. Sowohl der Laacher Vulkan als auch der Bausenberg gehören zum Vulkanfeld der Osteifel. Typisch in der Eifel sind Schlackenkegel und Maare, wobei der Bausenberg den am besten erhaltenen Schlackenkegel in der Region darstellt.

Der Bausenberg bei Niederzissen entstand wahrscheinlich vor 150 000 Jahren durch strombolianische Eruptionen. Da der Vulkan am Rande des Herchenberg-Beckens liegt, könnte Bruchtektonik ausschlaggebend für den Ausbruch gewesen sein (Thiele und Becker, 1975). Wie sehr oft bei Schlackenkegeln, wurde auch hier ein Lavastrom produziert. Der Lavastrom ist am Anschnitt der Autobahn A61 zu sehen.

Durch die Hufeisen-Form des Bausenberges ist es möglich, tief in den heute noch etwa 35 m tiefen Krater hineinzuschauen und die faszinierende Entstehungsgeschichte zu erforschen. Der Bausenberg gilt sowohl als beliebtes Freizeitziel als auch als naturwissenschaftlich interessantes Gebiet. Sein Lavastrom wird durch geophysikalische Feldmethoden untersucht und dient somit der Ausbildung von Studierenden.

(Abb.1: Lage der Eifel, Abb.2: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes)

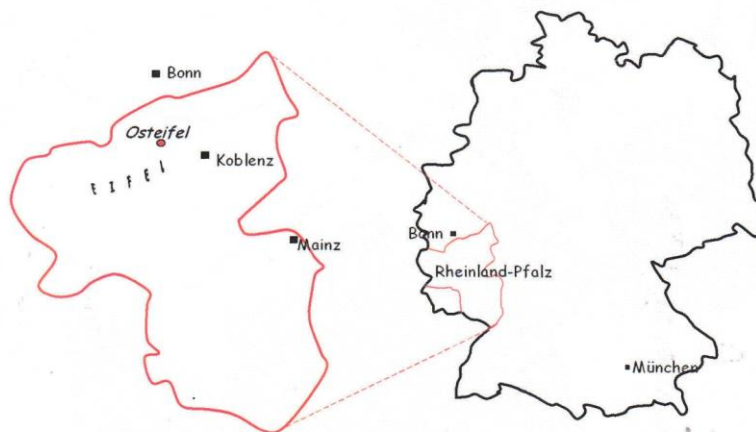


Abb.1: Lage der Eifel

2. Monogenetische Vulkane

2.1 Schlackenkegel

Die häufigsten kontinentalen Vulkane sind Schlackenkegel. Die relativ kleinen Vulkanbauten entstehen in der Regel sehr schnell, meist innerhalb weniger Wochen oder sogar Tagen (Schmincke, 2000). Das niedrigviskose Magma steigt in dem Förderschlot vermutlich nur einige Meter pro Sekunde. Dies ermöglicht die Entstehung von großen Gasblasen, die durch das Magma hochsteigen (Francis, 1993). Bei einer strombolianischen Eruption werden Lavafetzen, blasige Bomben sowie Lapilli und Asche periodisch ausgeworfen (Vespermann und Schmincke, 2000). Der Abstand zwischen den Explosionen beträgt einige Sekunden bis Stunden (Vespermann und Schmincke, 2000). Da Schlackenkegel meist bei einer einzigen Eruption entstehen, werden sie als monogenetische Vulkane bezeichnet. Die Entstehung kann jedoch auch in unterschiedlichen Eruptionsphasen erfolgen, wobei die Eruptionspausen mehrere Tausend Jahre betragen können (Schmincke, 2000).

Typische Formen für einen Schlackenvulkan sind Kegel und Hufeisen. Entscheidend für den Aufbau ist zum Beispiel das Gesamtvolumen des ausgeworfenen Materials, Geometrie des Förderschlotes und Windrichtung (Vespermann und Schmincke 2000). Nach Vespermann und Schmincke (2000) beträgt der Durchmesser der Schlackenkegel meist 0,25-2,5 km, wobei die Breite des Kraters ca. 40% des Durchmessers des Schlackenkegels beträgt. Die Höhe beträgt etwa 0,18*der Kegelbreite. Die Neigung der Flanken variiert zwischen 25° und 38° (Vespermann und Schmincke, 2000). Diese Werte wurden anhand von 910 Kegeln ermittelt.

Die zwei deutlich zu unterscheidenden Hauptstrukturen eines Schlackenkegels sind zum einen der innere Krater und zum anderen der äußere Ringwall. Die Ablagerungen des inneren Kraters sind heterogener als die des Ringwalles (Vespermann und Schmincke, 2000). Das durch explosionsartige Eruptionen ausgeworfene Lockermaterial fällt zum Teil zurück in den Förderschlot und wird im unteren Bereich des Kraters zu Agglutinaten verfestigt. Agglutinate sind Lavabänke, die aus zusammengeschweißten, beim Aufprall noch glühend heißen Lavabomben entstanden (Murawski und Meyer, 1998). Bei einigen Explosionen kann die Lava mit einer Geschwindigkeit von bis zu 200 ms⁻¹ mehrere Hundert Meter hoch geschleudert werden (Francis, 1993). Damit solche

Geschwindigkeiten und Höhen möglich werden, muss der Anteil der flüchtigen Bestandteile etwa 10% bis 30% des Gewichtes des eruptierten Materials betragen (Francis, 1993). Charakteristisch für den oberen Teil des Kraters sind runde Bomben, die von schlecht sortierten Lapilli umgeben sind (Vespermann und Schmincke, 2000). Darüber liegt eine gut sortierte Lapillilage, die eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen kann.

Die Auswürflinge bilden den steilen Kegel um den Förderschlot herum. Der äußere Ringwall besteht aus feinen Aschen und Lapilli sowie grobkörniger Brekzie, die während der phreatomagmatischen Phase ausgeworfen werden. Die Ablagerungen des inneren Walls ähneln eventuell denen des unteren Kraters (Vespermann und Schmincke, 2000). Der Kraterrand besteht meist aus blasigen Schweißschlacken, also heißen Lavafetzen, die miteinander verschweißt wurden. Weiter außen sind die Schlacken kleiner und lose. Häufig sind die äußersten Flanken noch von Lapillischichten bedeckt (Vespermann und Schmincke, 2000). Die meisten Auswurfprodukte finden sich nur bis zu einer Entfernung von einigen hundert Metern vom Schlackenkegel, wobei feinere Aschen durch den Wind mehrere Kilometer transportiert werden können (Francis, 1993). Später, nach dem Ende der Eruption, kann es zum Beispiel zur Rissbildung und teilweise auch zum Kollabieren kommen. Auch die Ablagerungen an den steilen Flanken können zum Beispiel als Schlammlawinen fließen (Vespermann und Schmincke, 2000).

In Abbildungen 3 und 4 ist der Aufbau eines Schlackenkegels dargestellt.

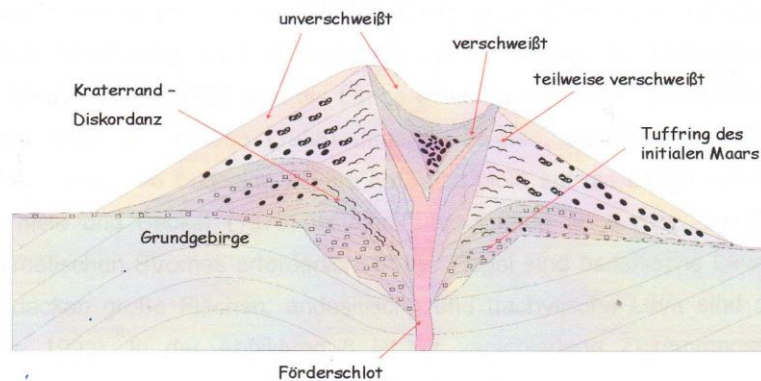


Abb.3: Aufbau eines Schlackenkegels nach Vespermann und Schmincke (2000).

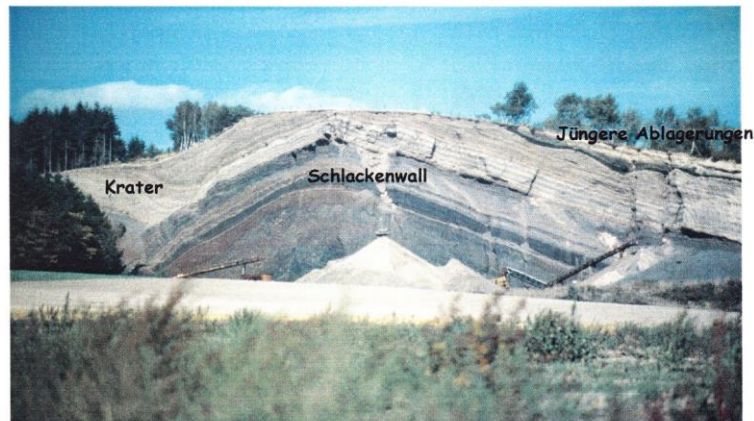


Abb.4: angeschnittener Schlackenkegel am Eppelsberg bei Mendig.

2.2 Lavaströme

Typisch für monogenetische Vulkane sind die Lavaströme. Als Lava bezeichnet man eine Gesteinsschmelze, die an die Erdoberfläche auftritt. Nach Lipman und Banks (1984) hat eine basaltische Lava bei der Eruption eine Temperatur um 1200 °C. Die Viskosität liegt meist im Bereich von 10 bis 100 Pas. Je nach Hangneigung erreicht die Lava eine Fließgeschwindigkeit von bis zu 60 Kilometer pro Stunde. Beim Abkühlen wird die Lava zäher und fließt somit auch langsamer. Die Mächtigkeit sowie die Länge eines Lavastroms hängen von unterschiedlichen Faktoren ab. Wichtig dabei sind unter anderen die Zusammensetzung, die Abkühlungsrate und die Neigung des Untergrundes (Francis, 1993). Nach Walker (1973) wird die Länge eines Lavastromes durch die Eruptionsrate bestimmt. Pieri und Beloga (1986) dagegen zeigten, dass die Eruptionsrate einen Einfluss eher auf die bedeckte Fläche hat, also nicht auf die Länge des Lavastromes. Nach Thiele und Becker (1975) ist eine Effusionsrate ab $5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ zur Bildung eines monogenetischen Stromes erforderlich. In der Regel sind basaltische Lavaströme dünn und bedecken große Flächen; andesitische und trachytische Lava sind dagegen dick (Francis, 1993). In der Abbildung 5 ist für verschiedene Zusammensetzungen die typische Dicke gegen die bedeckte Fläche aufgetragen.

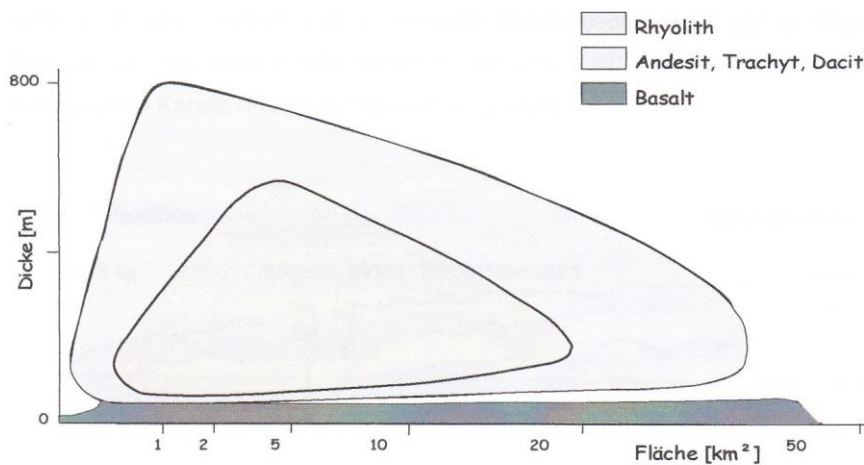


Abb.5: Typische Dicke und bedeckte Fläche der Lavaströme verschiedener Zusammensetzung. (nach: Walker, G.P.L. 1973)

Lavaströme werden in drei Hauptgruppen untergliedert. Es gibt Pahoehoe-, A´a- und Blocklaven, wobei diese Gruppen jeweils noch in Untergruppen geteilt werden können (Kilburn, 2000). Nach Kilburn (2000) hat die niedrigviskose Pahoehoe-Lava eine glatte, kontinuierliche Oberfläche. Sie wird auch als Fladenlava oder Stricklava bezeichnet, obwohl die Bezeichnungen streng genommen nur einige der möglichen Formen der Pahoehoe-Lava sind.

Die für basaltische Andesite typische A´a -Lava hat eine raue Oberfläche, die aus unregelmäßigen, oft scharfkantigen Brocken besteht (Francis, 1993). Eine A´a- Lava hat einen charakteristischen inneren Aufbau, der sich im Querschnitt erkennen lässt (Francis, 1993). Die einige Meter dicke Lava besteht aus Top- und Basisbrekzie, die den zum Teil geklüfteten inneren Teil umhüllen.

Die Oberfläche der Blocklava wird durch zerbrochene Lava gekennzeichnet. Sie enthält auch metergroße Fragmente, die glatte und planare Flächen haben (Kilburn, 2000). In den Abbildungen 6a bis 6c sind die Unterschiede zwischen den Lavatypen dargestellt.

Typisch für A´a - und Blocklava ist ein Kanal, der zwischen den erstarrten Flanken -den so genannten Leveés- des Lavastroms entsteht. Die Lava fließt durch den Kanal bis die Förderrate nachlässt (Kilburn, 2000). Nach Francis (1993) können die Flanken noch überflutet werden, falls die Förderrate höher wird. Bei langen Eruptionsphasen können aus den Kanälen auch Lava-Tunnel entstehen (Lipman und Banks, 1987).

Die Pahoehoe-Lava dagegen fließt in Form langgestreckter Zungen und „Fladen“, häufig auch durch einen Tunnel. Das Ende eines Pahoehoestroms ist viel komplexer als das Ende eines A´a- oder Blocklavastroms (Kilburn, 2000). In der Abbildung 7 sind der Aufbau eines Kanals und eines Tunnels dargestellt.

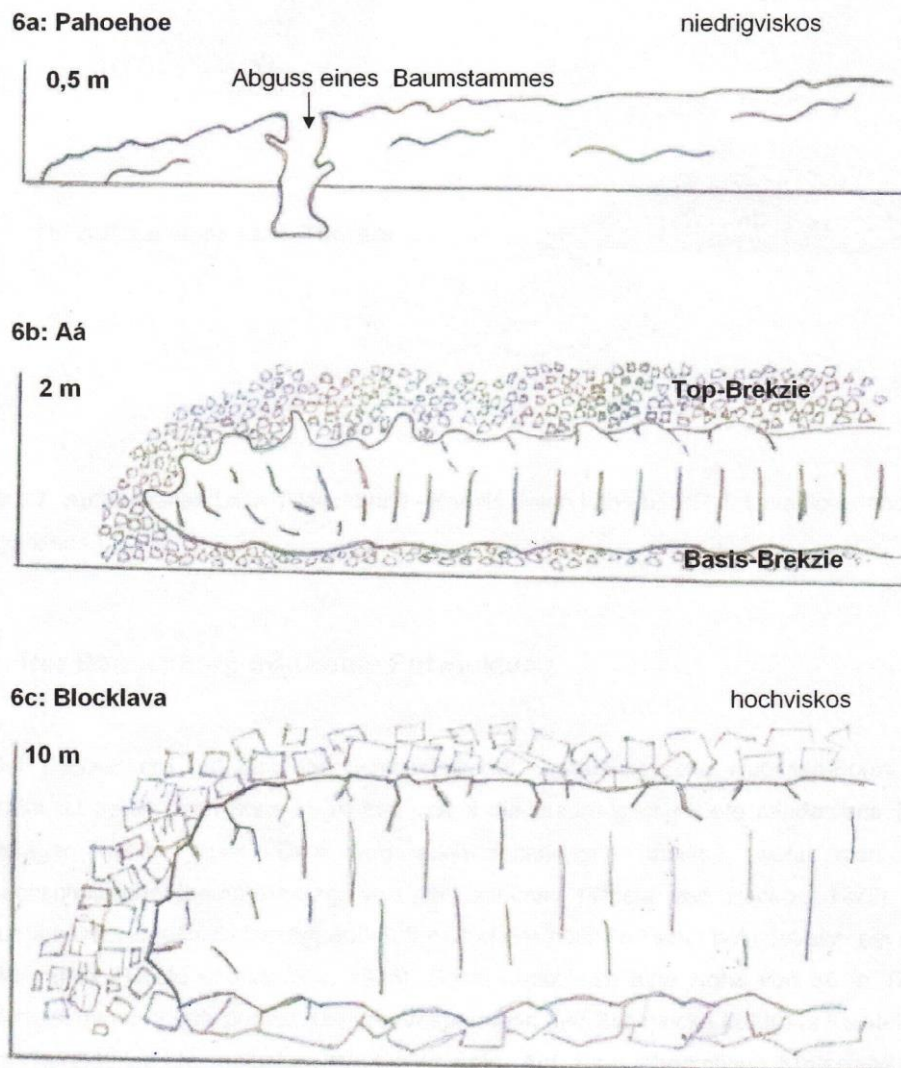
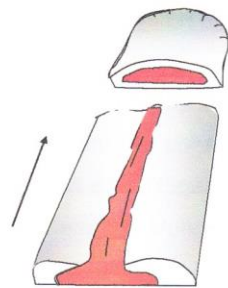


Abb.6: Charakteristischer Aufbau der Lavaströme (nach Lipman und Banks, 1987)



7a: Aufbau eines Lava-Kanals

7b: Aufbau eines Lava-Tunnels

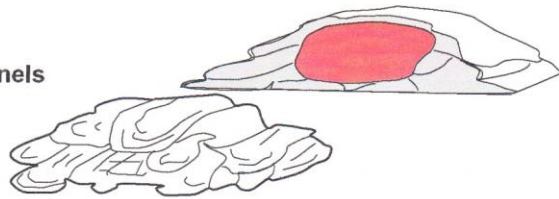


Abb.7: Aufbau eines Lava-Tunnels und –Kanals (nach Kilburn, C.R.J. Lava flows and flow fields.)

3. Der Bausenberg und seine Entwicklung

Der Bausenberg hat eine für Schlackenkegel charakteristische Hufeisen-Form. Der Krater ist heute noch etwa 35 m tief, wobei die ursprüngliche Tiefe mindestens 70 m betragen haben muss. Dies wird auch rechnerisch bestätigt, wenn man eine durchschnittliche Innenböschung von 25° annimmt (Thiele und Becker, 1975). Der Durchmesser der Basis beträgt 600-800 m und der höchste Punkt befindet sich bei etwa 340 müNN (Thiele und Becker, 1975). Somit ergibt sich eine Höhe von 80 m. Diese Werte stimmen relativ gut mit den von Vespermann und Schmincke (2000) (s.Kapitel 2.1) als charakteristisch ermittelten Werten überein. Auf dem ehemaligen Kraterrand sind große Schlackenwände erhalten geblieben. Teilweise sind die Schlacken lagig aufgebaut: der untere Teil ist glatter und man kann keine einzelnen Schlacken erkennen; der obere Teil ist dagegen rau. Dies weist darauf hin, dass die oberen Brocken nicht heiß genug waren um mit dem umgebenden Material zu verschmelzen. Sie wurden am Kraterrand

zusammengeschweißt und bilden die charakteristischen Schweißschlacken. Der Schlackenkegel wird im Nordosten durch Schweißschlacken vor der Erosion geschützt.

Nach Thiele und Becker (1975) kann der Eruptionsverlauf des Bausenberges in drei Phasen gegliedert werden: Die eher ruhigere Initialphase, die explosive Hauptphase und die Endphase, die zum endgültigen Aufbau der Walkkrone führte. Durch Vergleich mit rezenten Ausbrüchen anderer Vulkane kann man für die Eruptionsdauer wenige Wochen annehmen.

3.1 Initialphase

Die Initialphase war durch periodische Aschenwürfe gekennzeichnet. Dies weist darauf hin, dass der Initialdurchbruch wenig explosiv gewesen ist. Da die meisten Auswürfe unter einem Winkel von 75° - 90° erfolgten (Vespermann und Schmincke, 2000), fielen die herausgeschleuderten Lapilli teilweise zurück in den Förderschlot. Gelegentlich wurde das durch Oxidation rötliche Material durch höhere Gasstromgeschwindigkeit über den Kraterrand ausgeworfen. Die Auswurfprodukte bildeten den Tuffring mit leicht geneigten Flanken (Vespermann und Schmincke, 2000). Mit Hilfe des in Abbildung 8 dargestellten

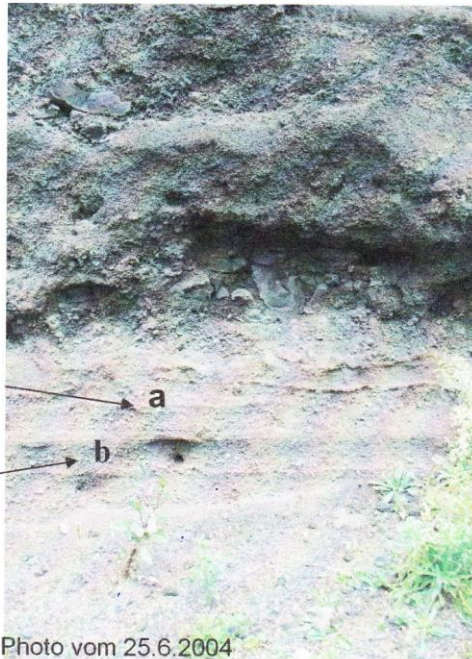


Photo vom 25.6.2004

Abb.8: Tephra-Lagen am Bausenberg.

Aufschlusses kann man den Eruptionsverlauf rekonstruieren. Unten sieht man eine Wechselfolge von rötlichen (a) und dunkelbraunen bis schwarzen Lagen (b). Die Partikelgröße bewegt sich jeweils im cm-Bereich, wobei die dunklere Lage feinkörniger ist. Es handelt sich um Asche und Lapilli, wobei die Lapilli hier durch Luftsauerstoff teilweise stark oxidiert wurden und dadurch eine rötliche Farbe erhielten.

Neben feinkörnigeren Partikeln wurden auch metergroße Bomben ausgeworfen. Die Endphase wird durch dünnen, roten Lagen gekennzeichnet.

3.2 Hauptphase

Da der Förderschlot enorm erweitert und das gasreiche Magma hochgestiegen war, kam es zur Entstehung von Lavafontänen. Diese Fontänen erreichten Höhen von einigen 100 Metern. Bei kontinuierlicher strombolianischer Aktivität wurden große Mengen Lapilli und Schlacken ausgeworfen. Der Kegel wuchs weiter. Durch den Wind wurde das leichtere Material nach Westen bzw. Nordwesten verdriftet, was zum ungleichmäßigen Aufbau des Walles führte. Riesige Lavafetzen und Bomben bildeten kleinere Lavaströme beim Aufprall auf dem Außenhang. Dabei entstanden auch die sog. Brotkrustenbomben (Abb.9). Diese Bomben entstehen durch Entgasung und Volumenzunahme während des Fluges und unter Umständen noch nach dem Aufprall. Da der Kegel ungleichmäßig aufgebaut wurde, durchbrach der Lavastrom während der Hauptphase den Wallring an der schwächsten Stelle und floss nach Nordosten, bis er das Vinxtbach-Tal erreichte und in diesem talab floss.

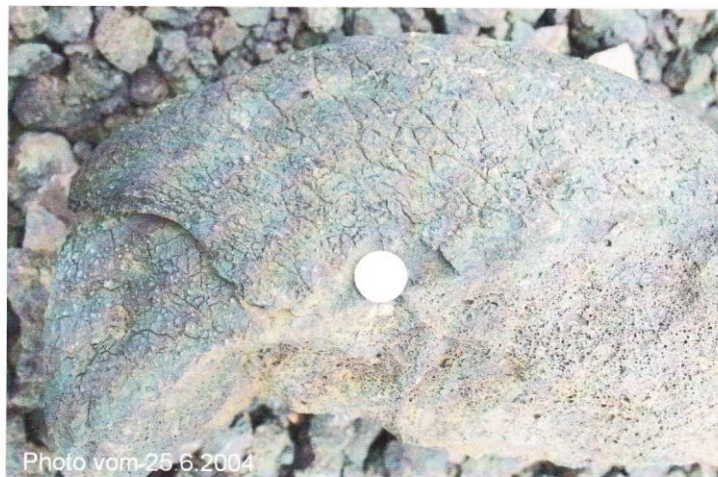


Abb.9: eine Brotkrustenbombe

3.3 Endphase

Mit der Zeit nahm die Förderrate ab, unterbrochen von kurzzeitigen Steigerungen. In der Endphase der Eruption wurden Schweiß- und Wurf Schlacken auf der Wallkrone aufgebaut. Nach Ausklingen der Förderung wurden die Schlacken durch vulkanische Gase oxidiert. Diese Schlacken der südlichen und der östlichen Wallkrone sind durch starke Rötung gekennzeichnet (s. Abb.9).

4. Der Lavastrom des Bausenberges

4.1 Überblick

Bei dem Lavastrom des Bausenberges handelt es sich um eine A'a-Lava (Thiele und Becker, 1975). Der während der Hauptphase der vulkanischen Aktivität am Bausenberg produzierte Lavastrom floss das Vinxtbach-Tal entlang. Nach Thiele und Becker (1975) wurde der Lavastrom, unter Annahme einer Ausfluss-Rate von $10 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ und einer Fördermenge von $0,007 \text{ km}^3$, in etwa 8 Tagen produziert. Heute hat der Lavastrom noch eine Länge von etwa 3,6 km und eine Breite von gut 100 m bis etwa 250 m. Am besten ist er am Anschnitt der Autobahn A61 und im alten Steinbruch bei Gönnersdorf aufgeschlossen, wo das Ende des Lavastromes etwa 42 m über dem jetzigen Bachniveau liegt (Thiele und Becker, 1975). Ansonsten lässt der Lavastrom sich am besten durch die Morphologie erkennen. An einigen Stellen entlang des Stromes sind einzelne Blöcke zu sehen.

4.2 Geophysikalische Erkundung und deren Ergebnisse

Mit Hilfe der Geophysik lassen sich Lage, Tiefe, Form sowie die Art des „Störkörpers“ ermitteln. Bei dem „Störkörper“ handelt es sich in diesem Fall um den von devonischen Gesteinen umgebenen Lavastrom. Die Messungen auf und neben dem Lavastrom wurden in knapp 2 km Entfernung vom Bausenberg durchgeführt. (Abb. 10)

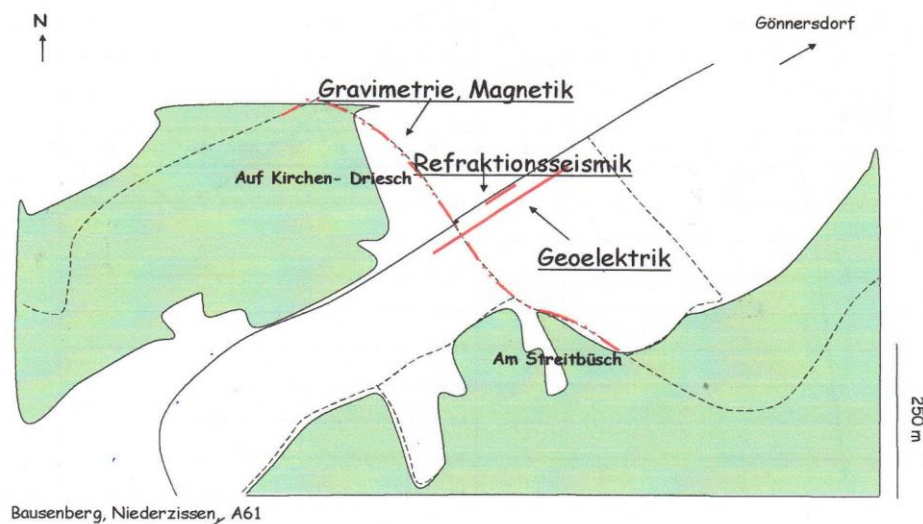


Abb. 10: Lage der geophysikalischen Messungen. (verändert nach der topogr. Karte des Landesvermessungsamtes Rheinland-Pfalz.)

4.2.1 Gravimetrie

Prinzip (nach Sheriff, 1991): Mit Hilfe der Gravimetrie werden Änderungen der Erdanziehungskraft gemessen. Diese Anomalien beruhen auf Dichteunterschieden und damit unterschiedlichen Gesteinstypen im Untergrund. Zur Messung wird ein Gravimeter benötigt, das die kleinsten Unterschiede des Schwerefeldes auflösen kann. Dies geschieht zum Beispiel durch ein Federpendel, das in dem Gravimeter nach LaCoste und Romberg enthalten ist. Die Einheit der Gravimetrie ist mGal. Die Daten werden oft als Bouguer-Anomalie oder Freiluft-Anomalie dargestellt.

Durchführung: Als erstes wählt man einen Basispunkt. Danach misst man vom Basispunkt aus nach zwei Seiten, wobei der Abstand der Messpunkte jeweils 10 m bis 25 m beträgt. Alle 30 Minuten misst man wieder im Basispunkt. Die Messpunkte waren senkrecht zur Fließrichtung des Lavastromes angeordnet.

Ergebnis: Es ergab sich eine positive Schwereanomalie von 0,2 mGal über eine Breite von 150 m (Abb.11). In Abbildung 12 ist ein Modell eines horizontalen Prismas dargestellt, das die Auswirkungen von Dichte und Mächtigkeit eines Störkörpers verdeutlicht.

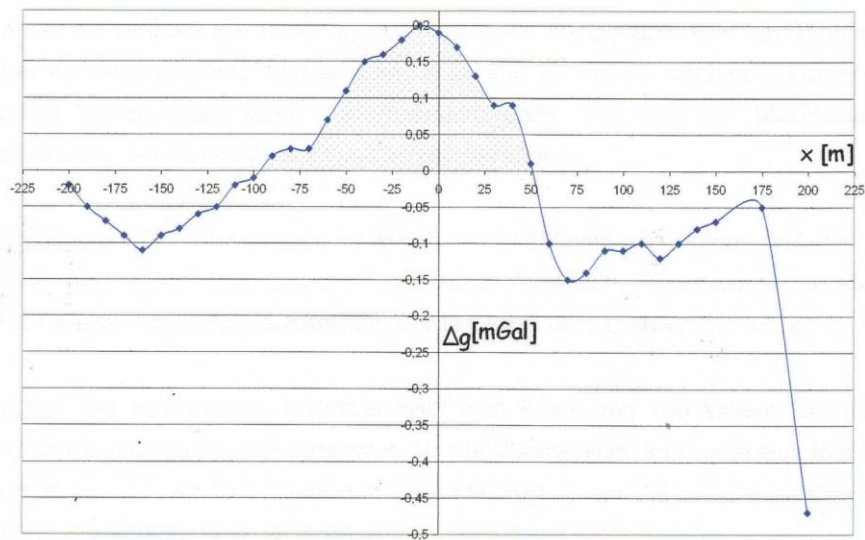


Abb.11: Ergebnisse der Gravimetrie. Der Bereich des Lavastromes ist mit Punkten markiert.

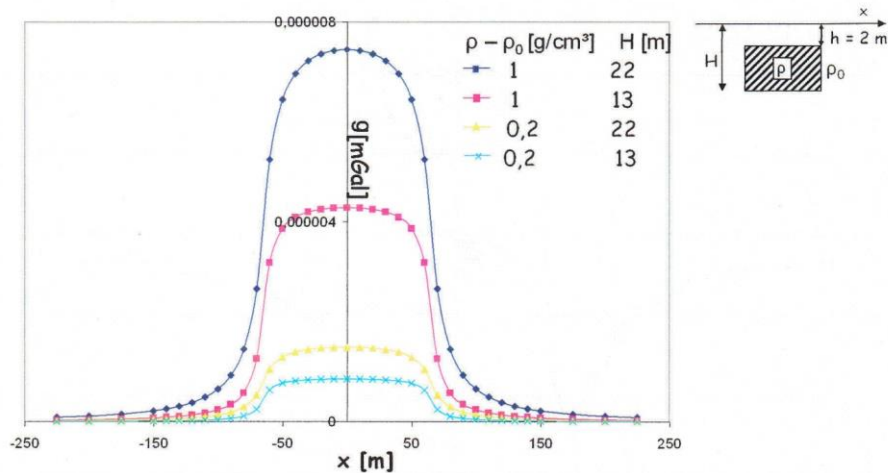


Abb.12: Modellrechnung eines horizontalen Prismas im Untergrund.

4.2.2 Magnetik

Prinzip (nach Sheriff, 1991): Durch Variationen des Magnetfeldes können Tiefe, Breite und Magnetisierung eines Störkörpers ermittelt werden. Das Magnetometer misst entweder die vertikale Komponente, eine horizontale Komponente oder das Totalfeld. Die Einheit der magnetischen Feldstärke ist Tesla bzw. 10^4 Gauss. Nach dem Entfernen der längeren Wellenlängen bleibt das Residuum übrig, aus dem die Mächtigkeit und Überdeckung des Störkörpers abgeleitet werden können.

Durchführung: Die Messungen senkrecht zur Fließrichtung wurden auf denselben Punkten durchgeführt, wie bei der Gravimetrie. Auf jedem Punkt wurde die Messung dreimal wiederholt. Für die Auswertung wurde jeweils der Mittelwert berechnet.

Ergebnis: Die magnetische Anomalie zeigt eine Breite von 150 Metern, die mit dem Ergebnis der Gravimetrie übereinstimmt. Für die Überdeckung kann man eine Mächtigkeit von 6,36 m und für den Lavastrom eine Mächtigkeit von 26,24 Metern abschätzen. (Abb.13, Auswertung: Abb.14, S.15)

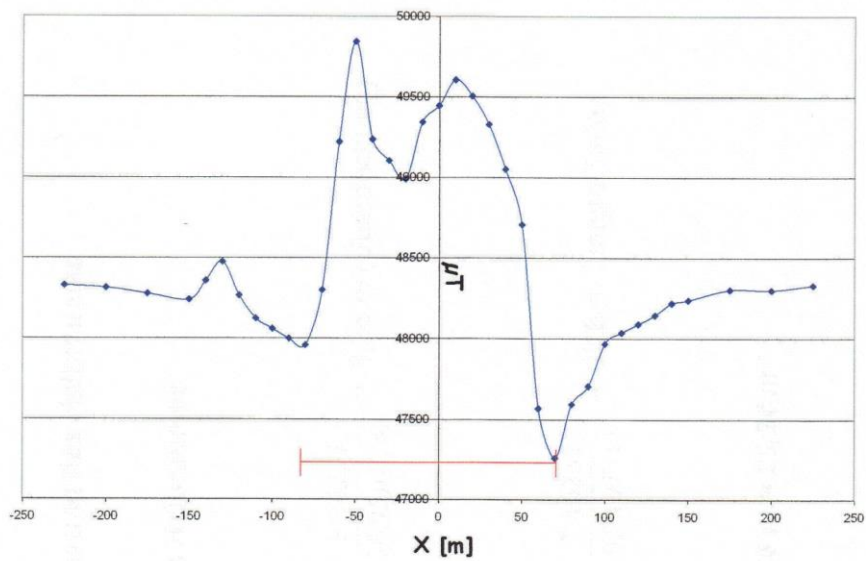


Abb.13: Ergebnis der Magnetik-Messungen. Die Breite des Lavastromes ist Rot markiert.

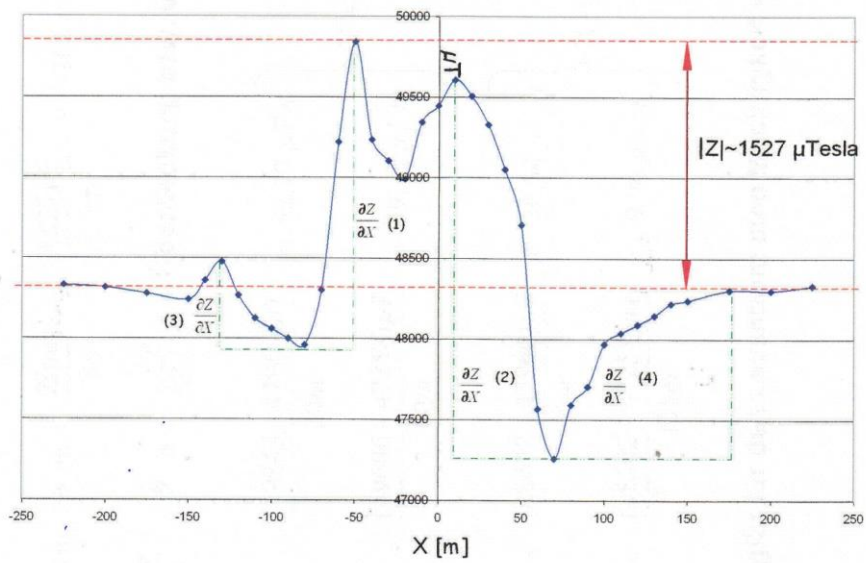


Abb.14: Auswertung der Magnetik-Messungen.

Magnetik

$$|Z_{\max}| = 3\pi m \cdot \rightarrow m = \frac{Z_{\max}}{3\pi} = \frac{1527 \mu T}{3\pi} = 162 \mu T \quad \text{Magnetisierung des Halbraumes}$$

$$\frac{\partial Z}{\partial X} = \frac{2m}{h} \quad \rightarrow h = \frac{2m}{\partial Z / \partial X}$$

Überdeckung bzw. untere Tiefe des Halbraumes

$$(1) \quad \frac{\partial Z}{\partial X} = \frac{(49843 - 47960) \mu T}{30m} = 62,77 \mu T/m \quad \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} X = 50,95 \mu T/m \rightarrow \frac{2 \cdot 162 \mu T}{50,95 \mu T/m} = 6,36 m \text{ (Überdeckung)}$$

$$(2) \quad \frac{\partial Z}{\partial X} = \frac{(49606 - 47258) \mu T}{60m} = 39,13 \mu T/m$$

$$(3) \quad \frac{\partial Z}{\partial X} = \frac{(48477 - 47960) \mu T}{50m} = 10,34 \mu T/m \quad \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} X = 9,94 \mu T/m \rightarrow \frac{2 \cdot 162 \mu T}{9,94 \mu T/m} = 32,6 m \text{ (untere Tiefe)}$$

$$(4) \quad \frac{\partial Z}{\partial X} = \frac{(48302 - 47258) \mu T}{105m} = 9,94 \mu T/m$$

Damit ergibt für den Lavastrom eine Mächtigkeit von 32,6 m - 6,36 m = 26,24 m

4.2.3 Hammerschlagseismik

Prinzip: Es werden die Laufzeiten der künstlich an der Oberfläche erzeugten seismischen Wellen gemessen. Durch Refraktionsseismik lässt sich die Tiefenlage der Schichten im Untergrund bestimmen. Aus den Geschwindigkeiten kann man auch den Neigungswinkel der Schichten berechnen.

Durchführung: Die Anordnung der Messpunkte ist in diesem Fall parallel zur Fließrichtung des Lavastromes. Die Geophone, die die Signale vom Boden empfangen sollen, werden in Abständen von 0,5 m bis 2 m auf dem Boden befestigt. Die Geophone sind mit einem Computer verbunden, der die Signale als Wellen darstellt. Auf dem vorher festgelegten Nullpunkt auf dem Boden wird mehrmals mit dem Hammer kräftig geschlagen. Die Laufzeiten werden vom Nullpunkt aus in zwei Richtungen gemessen, wobei sowohl eine Hin- als auch eine Rückmessung durchgeführt wird (Abb.16).

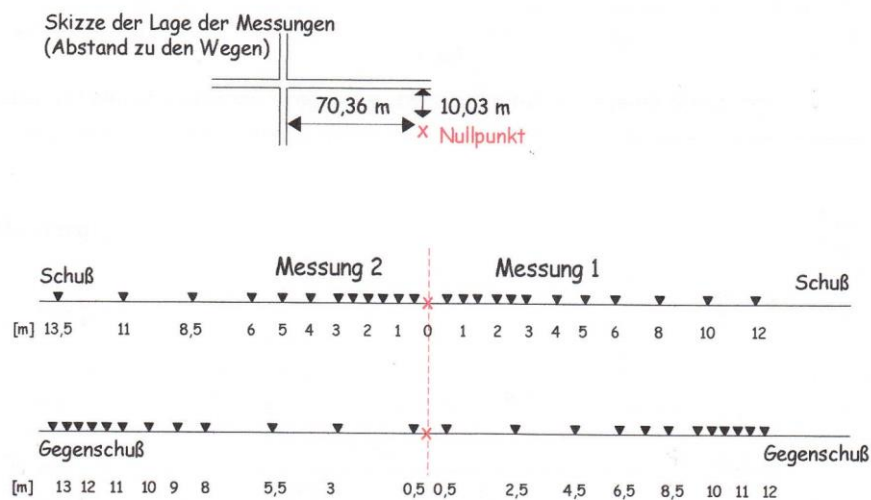


Abb.16: Anordnung der Geophone.

Ergebnis: Durch den Geschwindigkeiten erhält man den kritischen Winkel, der in diesem Fall 23° beträgt. Auf der Grundlage eines 2-Schichtmodells und mit Hilfe des kritischen Winkels wird eine Überdeckung von rund 1,6 m Mächtigkeit ermittelt. Die Oberfläche des Lavastromes liegt fast horizontal; der Neigungswinkel beträgt 2° . Die mittlere seismische

Geschwindigkeit beträgt für die obere Schicht hier etwa 320 m/s und für den Lavastrom etwa 810 m/s. Die niedrige Geschwindigkeit spricht für lockeres Material. (Abb.17,18)

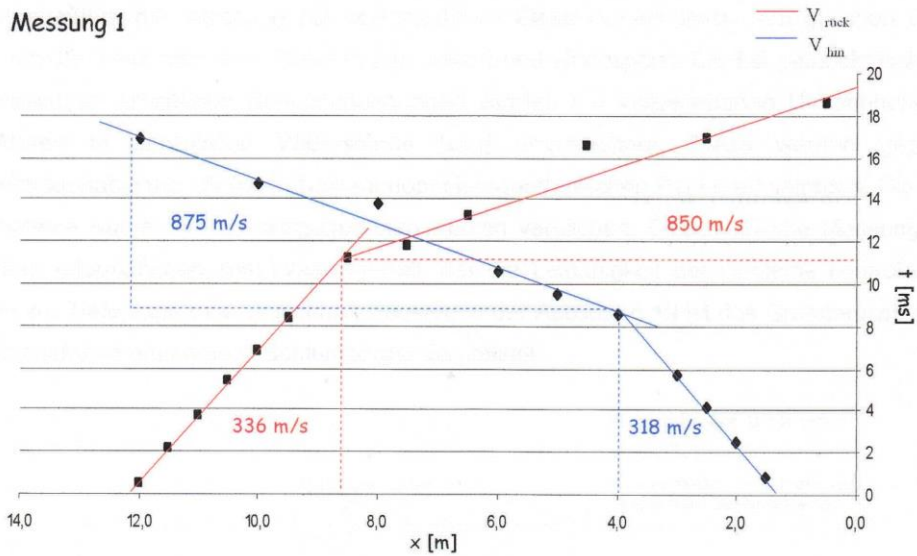


Abb.17: die seismischen Wellengeschwindigkeiten der ersten Messung.

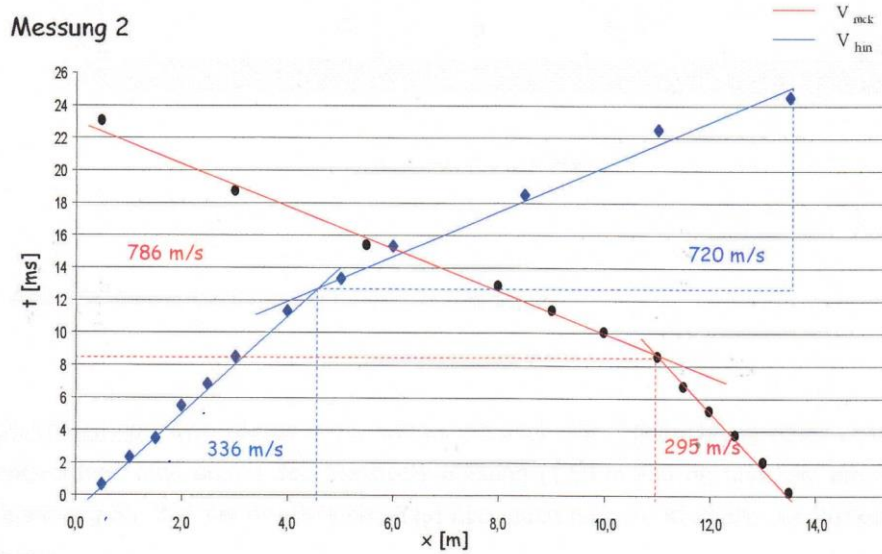


Abb.18: die seismischen Wellengeschwindigkeiten der zweiten Messung.

4.2.4 Geolektrik

Prinzip: Es wurde die Tiefensondierung mit der Vierpunktanordnung nach Schlumberger durchgeführt, d.h. Messung mit verschiedenen Elektrodenabständen am gleichen Ort. Durch die Elektroden wird Strom in den Untergrund eingespeist. Die bei geoelektrischen Messungen erhaltenen Sondenspannungen werden mit vorgegebenen Umrechnungsfaktoren in spezifische Widerstände [Ωm] umgerechnet. Diese werden gegen Elektrodenabstand $L/2$ [m] auf einem doppelt-logarithmischen Papier eingetragen. Die so erhaltene Kurve wird mit vorgegebenen Kurven verglichen. Geoelektrische Messungen liefern Informationen zum Wassergehalt, der die Leitfähigkeit der Gesteine kontrolliert, und zur Tiefenlage bzw. Schichtmächtigkeit. In der Abbildung 19 ist das Grundprinzip der Vierpunktanordnung nach Schlumberger dargestellt.

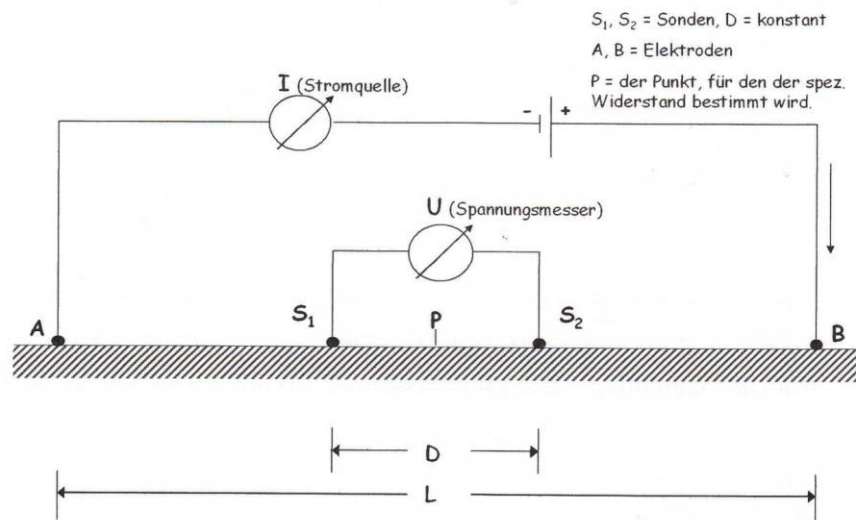


Abb.19: Vierpunktanordnung nach Schlumberger.

Durchführung: Die Messpunkte waren parallel zur Fließrichtung des Lavastroms angeordnet. Man ändert den Elektrodenabstand (1,50 m-250 m) und liest die Sondenspannung ab. Wie bei der Seismik, führt man auch hier zur Kontrolle die Rückmessung durch.

Ergebnis: Es ergab sich ein doppelt-logarithmisches 3-Schicht-Modell, wobei die Schichtmächtigkeiten 1,5 m und 12 m betragen. Durch Computerauswertung erhält man ein 3-Schicht-Modell mit Schichtmächtigkeiten von 1,26 m und 10,27 m und ein 4-Schichtmodell mit Mächtigkeiten von 1,09 m, 11,08 m und 37,14 m. Das durch die Messung erhaltene Modell wurde mit Computermodellen verglichen. Zu der gemessenen Kurve passt am besten das 4-Schichtmodell, was für die Überdeckung eine Mächtigkeit von 1 Meter und für den Lavastrom eine Mächtigkeit von gut 11 m anzeigt. (Abb.20)

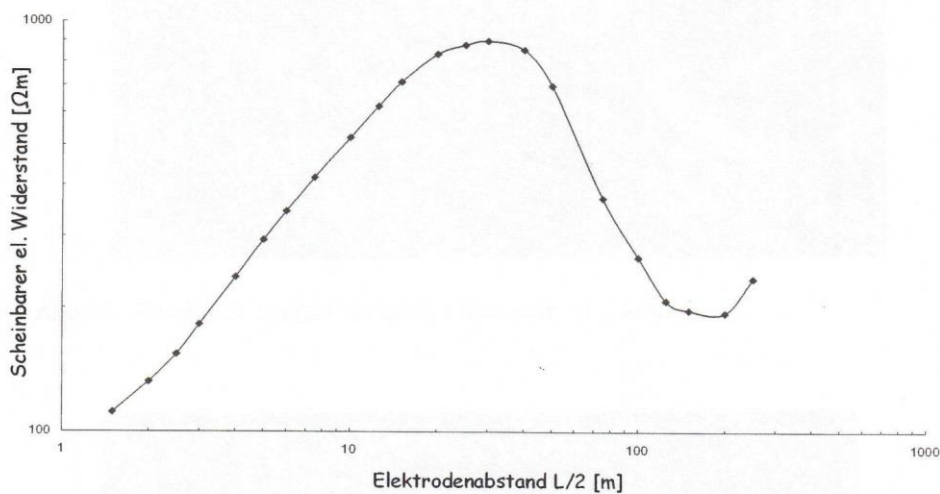


Abb.20: gemessene Werte der Geoelektrik (doppelt-logarithmisches Plot)

4.3 Steinbruch bei Gönnersdorf

Die Verebnung, auf der der Lavastrom bei Gönnersdorf liegt, könnte der mittleren Mittelterrasse des Rheins entsprechen (Meyer, 1994). Im Lavastrom ist auch eine Schotterlage des Gönnersdorfer Baches eingeschlossen (Thiele und Becker, 1975).

Beim Steinbruch fällt die blockige, zum Teil säulige Struktur auf. Diese für einen Basalt charakteristische Struktur entsteht beim Abkühlen. Die Säulen sind oft 5- bzw. 6-eckig. Im unteren Bereich des Aufschlusses ist eine bis zu 1,2 m mächtige helle Lage zu sehen. Sie besteht aus grobkörnigem Material, in dem sich Brocken mit Durchmessern im dm-

Bereich befinden. Es handelt sich um die für die A´a-Lava charakteristische Basis-Brekzie. (Abb. 21, 22)



Abb.21: Steinbruch bei Gönnersdorf. Photo vom 11.7.2004.



Abb.22: Steinbruch bei Gönnersdorf. Die rote gestrichelte Linie zeigt die Grenze zur Basis-Brekzie. Photo vom 11.7.2004.

5. Petrographie

Charakteristische Einsprenglinge in der porphyrischen Lava sind Olivin und Pyroxen sowie gelegentlich Phlogopit. Da der Olivinanteil mehr als 10% beträgt, wird der Basalt als Basanit bezeichnet (Streckeisen, 1980). Im Doppeldreieck nach Streckeisen besetzt der Basanit das Feld 14 im unteren Dreieck. Nach Frechen (1971) besteht der Olivin am Bausenberg bis zu 82 Mol-% aus dem Mg-Endglied Forsterit. Streng genommen handelt es sich bei dem Basalt um einen Nephelin-Leucit-Basanit. Leucit und Nephelin befinden sich jedoch in der sehr feinkörnigen Matrix und sind damit nicht so gut mit dem Mikroskop aufzulösen.

Bei den Schlacken beträgt der Blasenanteil teilweise mehr als 50 %. Die Blasen sind zum Teil unregelmäßig geformt, was charakteristisch für höher viskose Lava ist. Die Pyroxene sind bis zu 8 mm groß. Sie sind häufig verzwilligt. Im Dünnschliff zeigen sie einen deutlichen Zonarbau (Abb.23).

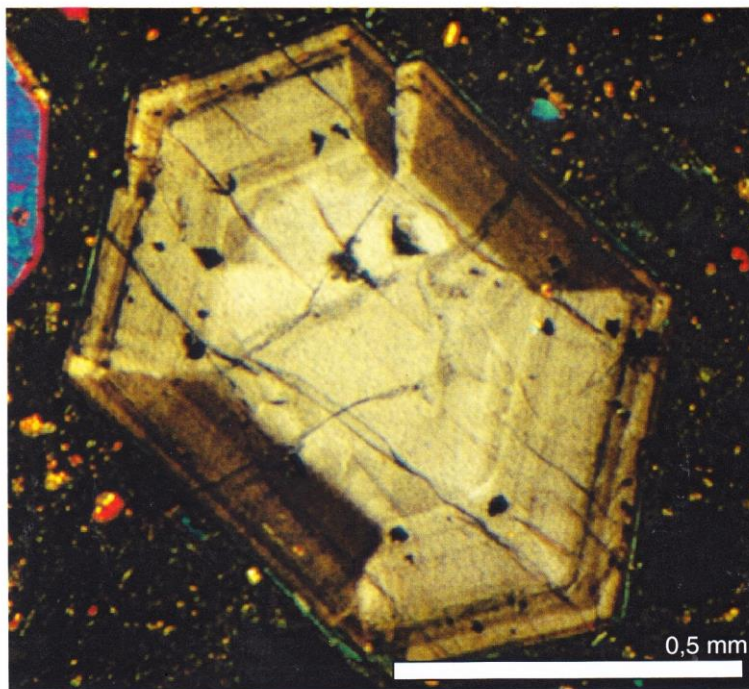


Abb.23: Pyroxen mit Zonarbau. Gekreuzte Polarisatoren. Der Maßstab entspricht 0,5 mm.

Bei Titanaugit ist der Zonarbau als eine Sanduhrstruktur zu erkennen (Abb.24).

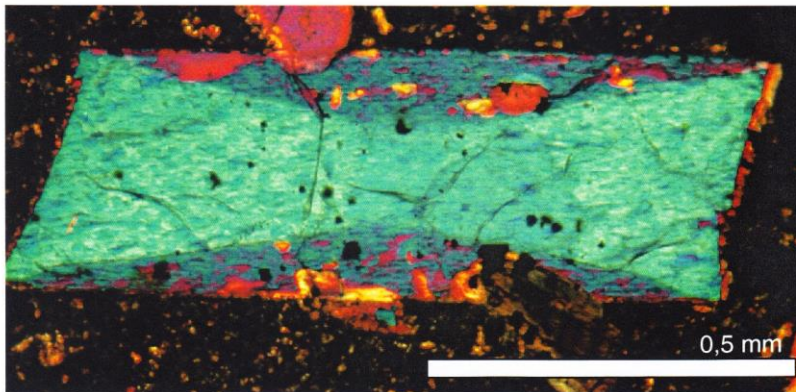


Abb.24: Pyroxen (Titanaugit). Gekreuzte Polarisatoren.

Die Olivine sind gelegentlich oxidiert und dadurch rot gefärbt (Abb.25). Zum Teil ist der Olivin durch Zersetzung sehr unregelmäßig geformt und zeigt Kleinwinkelkorngrenzen (Abb.26). Damit handelt es sich um Xenokristalle, die aus dem oberen Erdmantel stammen und vom Magma mitgerissen wurden.



Abb.25: Olivin im Durchlicht.

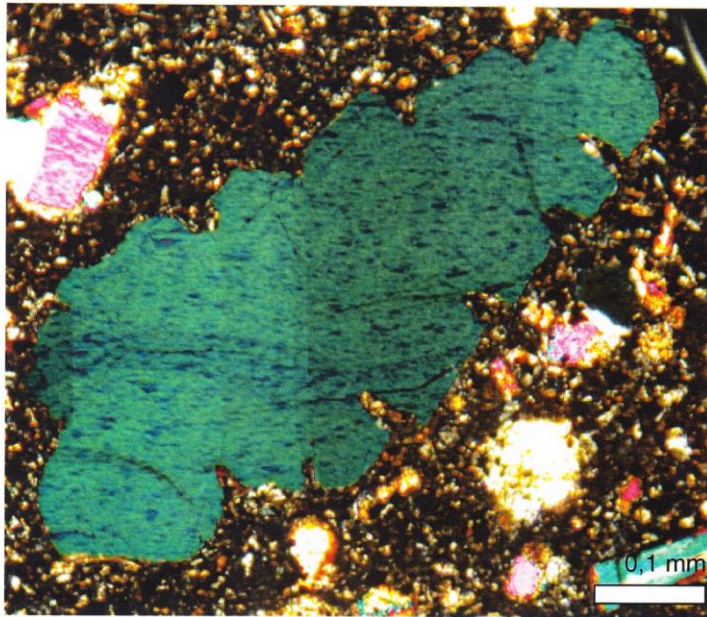
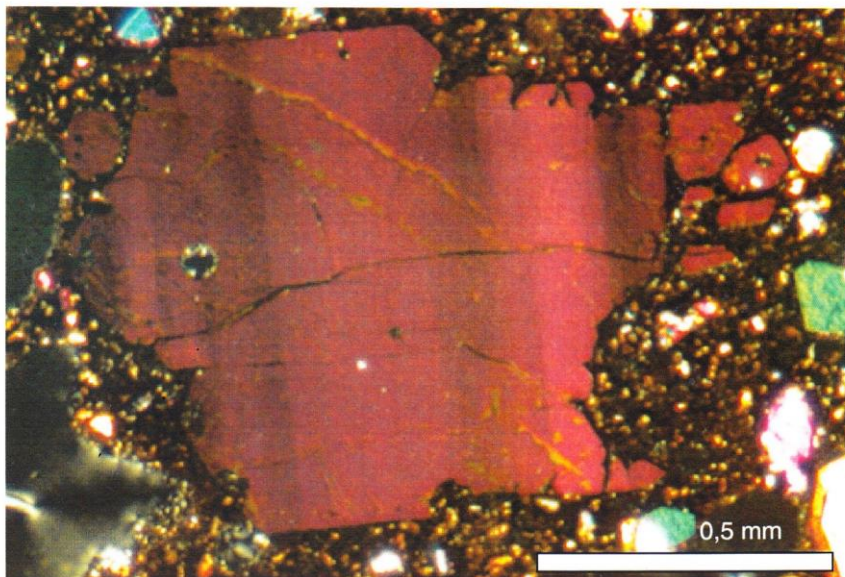


Abb.26: Olivin. Gekreuzte Polarisatoren.

Einige Olivine zeigen im Dünnschliff eine undulöse Auslöschung, die auf inhomogene plastische Verformung hinweist (**Abb.27**, unten).



Die undulöse Auslöschung beruht auf geometrisch notwendigen Versetzungen, auf Grund derer der Kristall gekrümmt ist. Bei höheren Temperaturen und längerer Temperung kommt es zur Bildung von Subkörnern oder zur Rekristallisation. Einige Olivin-Kristalle enthalten zahlreiche Versetzungen, die sie im Dünnschliff fast schwarz erscheinen lassen (Abb.28).

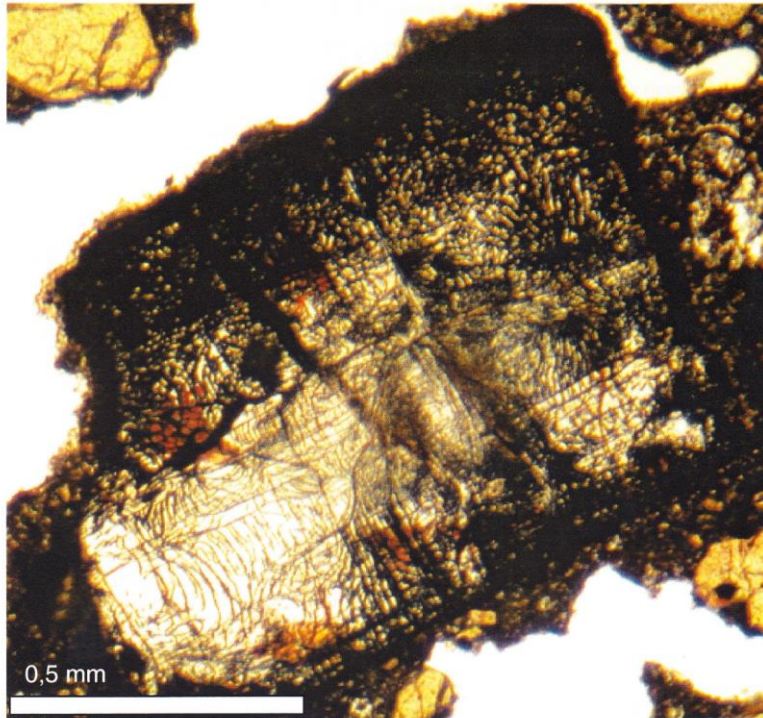


Abb.28: Olivin mit Versetzungen. Im Durchlicht.

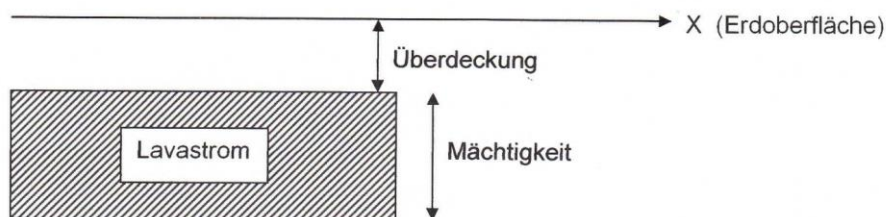
Diese Versetzungen wurden dadurch dekoriert, dass es durch den Luftsauerstoff zur Oxid-Bildung kam. Dabei wurden die Fayalith-Komponenten oxidiert. Die folgende Formel gibt die Reaktion wieder: $3 \text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2 = 2 \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3 \text{SiO}_2$.

Der Biotit ist häufig oxidiert und dadurch als schwarze, längliche Kristalle zu finden. Ansonsten zeigt der Biotit im Dünnschliff Pleochroismus und zum Teil hohe Interferenzfarben. Bei der opaken Phase handelt es sich eventuell um den Magnetit. Gelegentlich kommen devonische Xenolithe vor, die viel Quarz enthalten.

6. Zusammenfassung

Der Bausenberg stellt den am besten erhaltenen Schlackenkegel in Mitteleuropa dar. Mit seinen etwa 150 000 Jahren ist er auch einer der jüngsten Schlackenvulkane der Osteifel. Anders als viele andere Schlackenvulkane in der Eifel, wie zum Beispiel der Eppelsberg bei Mendig, ist der Bausenberg nicht zur Basaltgewinnung abgebaut worden. Durch die Aufschlüsse am Bausenberg ist es möglich, die Geschichte des einst aktiven Vulkans zu verfolgen. Auf Grund der Hufeisen-Form kann man sogar in den heute noch etwa 35 m tiefen Krater laufen. Die charakteristischen Schweißschlacken am Kraterrand schützen den Vulkan vor der Erosion. Sein Lavaström erreicht heute noch eine Länge von 3,6 km. Die Breite variiert zwischen 100 m und 250 m. Sein Ende liegt bei Gönnersdorf, wo der Lavaström bei einem alten Steinbruch aufgeschlossen ist. Mit Hilfe geophysikalischer Messungen konnten die Tiefenlage und die Mächtigkeit sowie die Breite des Lavaströmes ermittelt werden.

Skizze:



Zusammenfassung der Ergebnisse der geophysikalischen Messungen:

	Refraktionsseismik	Magnetik	Geoelektrik	Gravimetrie
Überdeckung	1,6 m	6,4 m	1,0 m	
Mächtigkeit		26 m	11,0 m	
Breite		150 m		150 m

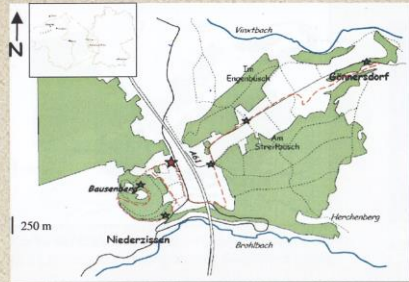
Mit Hilfe der Gravimetrie wurde eine positive Anomalie von 0,2 mGal ermittelt. Durch die seismischen Geschwindigkeiten erhielt man einen kritischen Winkel von 23°. Für den Neigungswinkel ergab sich 2°. Damit kann man von einer fast horizontalen Lage der Oberfläche des Lavaströmes ausgehen.

7. Schautafeln des geologischen Lehrpfades

Die folgenden sechs Schautafeln stellen die Zusammenfassung der Forschungsarbeiten dar.

Punkt 1: Überblick

Übersichtskarte



Karte verändert nach der topographischen Karte des Landesvermessungsamtes Rheinland-pfalz.



Abb.1



Abb.2: Steinbruch Gönnersdorf



Abb.3: Blick auf Niederzissen



Abb.4: Der Bausenberg

Das seit 600 000 Jahren vulkanisch aktive Gebiet der Eifel ist ein Teil des Rheinischen Schildes. Der bisher letzte und zugleich der größte Vulkan ausbruch mit Magmenförderung setzte vor etwa 12 900 Jahren ein, als der Laacher Vulkan explodierte. Sowohl der Laacher Vulkan als auch der Bausenberg gehören zum Vulkanfeld der Osteifel. Typisch in der Eifel sind Schlackenkegel und Maare, wobei der Bausenberg den am besten erhaltenen Schlackenkegel in der Region darstellt.

Der Schlackenkegel bei Niederzissen entstand wahrscheinlich vor 150 000 Jahren durch strombolianische Eruptionen. Dabei wurden Schlacken und Lavafetzen periodisch ausgeworfen. Da der Bausenberg am Rande des Herchenberg-Beckens liegt, könnte Bruchtektonik ausschlaggebend für den Ausbruch gewesen sein. Wie sehr oft bei Schlackenkegeln, wurde auch hier ein Lavastrom produziert, der am Anschnitt der Autobahn A61 zu sehen ist.

Der Durchmesser der Basis des Bausenberges beträgt 600m-800m und der höchste Punkt befindet sich bei etwa 340 müNN. Somit ergibt sich eine Höhe von 80 m. Durch die Hufeisen-Form des Bausenberges ist es möglich, tief in den heute noch etwa 35 m tiefen Krater hineinzuschauen und die faszinierende Entstehungsgeschichte zu erforschen. Der Bausenberg gilt sowohl als beliebtes Freizeitziel als auch als naturwissenschaftlich interessantes Gebiet. Sein Lavastrom wird oft von Studierenden der Ruhr-Universität in den geophysikalischen Geländeübungen untersucht.

Die Abbildungen 1 bis 4 zeigen die Umgebung des Bausenberges.

Punkt 2: Entstehung eines Schlackenkegels

Übersichtskarte



Karte verändert nach der topographischen Karte des Landesvermessungsamtes Rheinland-pfalz.



Abb.1: angeschnittener Schlackenkegel am Eppelsberg bei Mendig.

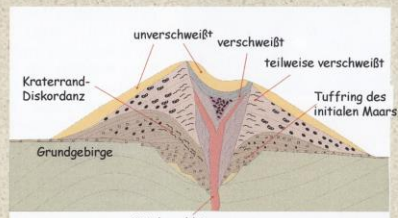


Abb.2: Aufbau eines Schlackenkegels nach Vespermann und Schmincke. 2000. Scoria cones and tuff rings. In: Sigurdsson et al. 2000. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press.

Die häufigsten kontinentalen Vulkane sind Schlackenkegel. Sie sind monogenetische Vulkane, die meist innerhalb weniger Wochen oder sogar Tagen entstehen. Die Entstehung kann jedoch auch in unterschiedlichen Eruptionsphasen erfolgen, wobei die Eruptionspausen mehrere Tausend Jahre betragen können.

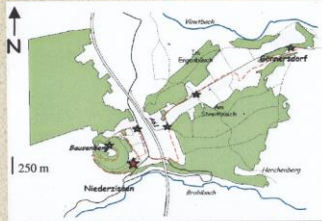
Durch explosionsartige Eruptionen wird Lockermaterial ausgeworfen, das zum Teil zurück in den Förderschlot fällt. Bei einigen Explosionen kann die Lava mit einer Geschwindigkeit von bis zu 200 ms^{-1} mehrere Hundert Meter hoch geschleudert werden. Die Auswürflinge bilden den steilen Kegel, den sog. Schlackenring um den Förderschlot herum. Die meisten Auswurfprodukte finden sich nur bis zu einer Entfernung von einigen hundert Metern vom Schlackenkegel, wobei feinere Aschen durch den Wind mehrere Kilometer transportiert werden können. Charakteristische Formen für einen Schlackenvulkan sind Kegel und Hufeisen. Entscheidend für den Aufbau sind zum Beispiel das Gesamtvolumen des ausgeworfenen Materials, Geometrie des Förderschlotes und Windrichtung. Der Krater-Diskordanz besteht oft aus blasigen Schweißschlacken, also heißen Lavafetzen, die miteinander verschweißt wurden. Bei monogenetischen Vulkanen wird oft ein Lavastrom produziert. Seine Mächtigkeit und Länge hängen von unterschiedlichen Faktoren ab. Wichtig dabei sind unter anderen die Zusammensetzung, die Abkühlungsrate und die Neigung des Untergrundes.

Nach Vespermann und Schmincke (2000) beträgt der Durchmesser der Schlackenkegel meist 0,25-2,5 km, wobei die Breite des Kraters ca. 40 % Durchmesser des Schlackenkegels beträgt. Die Höhe beträgt etwa $0,18 \cdot$ der Kegelbreite. Die Neigung der Flanken variiert zwischen 25° und 38° .

In den obigen Abbildungen 1 und 2 ist der Aufbau eines Schlackenkegels dargestellt.

Punkt 3: Entwicklung des Bausenberges

Übersichtskarte



Karte verändert nach der topographischen Karte des Landesvermessungsamtes Rheinland-pfalz.



Abb.1: Tufflagen am Bausenberg

Unten sieht man eine Wechselfolge von rötlichen (a) und dunkelbraunen bis schwarzen Lagen (b). Die Partikelgröße bewegt sich jeweils im cm-Bereich, wobei die dunklere Lage feinkörniger ist. Es handelt sich um Asche und Lapilli, wobei die Lapilli hier durch Luftsauerstoff teilweise stark oxidiert wurden und dadurch eine rötliche Farbe erhielten.

Neben den kleineren Partikeln wurden auch metergroße Bomben ausgeworfen.

Die Endphase wird durch dünnen, roten Lagen gekennzeichnet

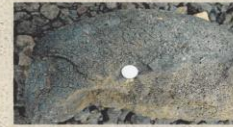


Abb.2: Brotkrusten-Bombe



Abb.3: Lavaauswurf bei Etna

Nach Thiele und Becker (1975) kann der Eruptionsverlauf des Bausenberges in drei Phasen gegliedert werden: Die eher ruhigere Initialphase, die explosive Hauptphase und die Endphase, die zum endgültigen Aufbau der Walkkrone führte. Durch Vergleich mit rezenten Ausbrüchen anderer Vulkane kann man für die Eruptionsdauer wenige Wochen annehmen.

Die wenig explosive **Initialphase** war durch periodische Aschenwürfe gekennzeichnet. Die herausgeschleuderten Lapilli fielen teilweise zurück in den Förderschlot, gelegentlich wurde das durch Oxidation rötliche Material über den Kraterrand ausgeworfen (Abb.1). Die Auswurfprodukte bildeten den Tuffring.

In der **Hauptphase** war das gasreiche, niedrigviskose Magma hochgestiegen. Dies führte zur Bildung von einige 100 Meter hohen Lavafontänen. Bei kontinuierlicher strombolianischer Aktivität wurden Lavafetzen, blasige Bomben sowie Asche und große Mengen an Lapilli periodisch ausgeworfen. Dabei bildeten sich auch die Brotkrusten-Bomben, die durch Entgasung und Volumenzunahme während des Fluges entstehen (Abb.2). Durch den Wind wurde das leichtere Material nach NW bzw. nach N verdriftet, was zum ungleichmäßigen Aufbau des Vulkans führte. Die Lava durchbrach den Vulkan an der schwächsten Stelle und floss nach Nordosten. Abbildung 3 zeigt eine Explosion am Beispiel von Etna.

In der **Endphase** wurden Schweiß- und Wurfgeschlacken auf der Walkkrone aufgebaut. Die generelle Abnahme der Förderrate wurde durch gelegentliche kurzfristige Steigerungen unterbrochen. Nach Ausklingen der Eruption wurden die Schlacken teilweise oxidiert. Diese Schlacken sind durch eine deutliche Rotfärbung gekennzeichnet.

Punkt 4: Petrographie der Bausenberglava



Karte verändert nach der topographischen Karte des Landesvermessungsamtes Rheinland-pfalz. Auf der Übersichtskarte ist der heutige Verlauf des Lavastromes mit Blau eingezeichnet.

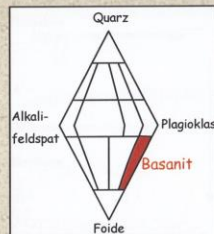


Abb.1: Das Doppeldreieck nach Streckeisen.

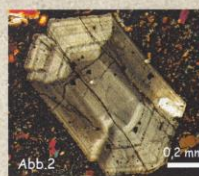


Abb.2 und Abb.3: Titanaugit mit Zonarbau



Abb.4 und 5: Olivin mit Fe-Oxid dekorierten Versetzungen

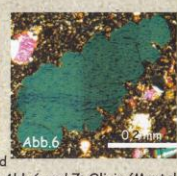


Abb.6 und 7: Olivin (Mantel-Fragmente) mit Subkörnern

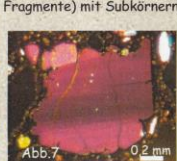
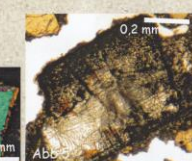
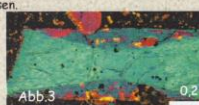


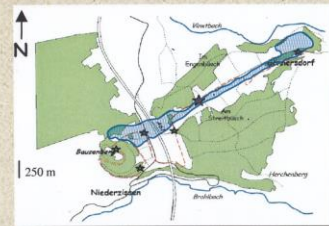
Abb. 2-7: Einsprenglinge der Bausenberg-Lava unter dem Mikroskop.

Charakteristische Einsprenglinge in der porphyrischen Lava sind Olivin und Pyroxen sowie gelegentlich Phlogopit. Da der Olivinanteil mehr als 10% beträgt, wird der Basalt als Basanit bezeichnet. Im Doppeldreieck nach Streckeisen besetzt der Basanit das Feld 14 im unteren Dreieck. Der Olivin besteht bis zu 82 Mol-% aus dem Mg-Endglied Forsterit. Streng genommen handelt es sich bei dem Basalt um einen Nephelin-Leucit-Basanit. Leucit und Nephelin befinden sich jedoch in der sehr feinkörnigen Matrix, und sind damit nicht so gut mit dem Mikroskop aufzulösen.

Im Dünnschliff zeigen die Pyroxene einen deutlichen Zonarbau (Abb.2). Bei Titanaugit ist der Zonarbau als eine Sanduhrstruktur zu erkennen (Abb.3). Die Olivine sind gelegentlich oxidiert und dadurch rot gefärbt (Abb.4). Einige Olivin-Kristalle enthalten zahlreiche dekorierte Versetzungen, die sie im Dünnschliff fast schwarz oder rot erscheinen lassen (Abb.5). Diese Versetzungen wurden dadurch dekoriert, dass es durch den Luftsauerstoff zur Oxid-Bildung kam. Zum Teil ist der Olivin sehr unregelmäßig geformt und zeigt Kleinwinkelkorngrenzen (Abb.6). Damit handelt es sich um Xenokristalle, die aus dem oberen Erdmantel stammen und vom Magma mitgerissen wurden. Einige Olivine zeigen im Dünnschliff eine undulöse Auslöschung, die auf inhomogene plastische Verformung hinweist (Abb.7). Die undulöse Auslöschung beruht auf geometrisch notwendigen Versetzungen, auf Grund derer der Kristall gekrümmt ist. Bei höheren Temperaturen und längerer Temperung kommt es zur Bildung von Subkörnern oder zur Rekristallisation. Gelegentlich kommen devonische Xenolithe vor, die viel Quarz enthalten

Punkt 5: Der Lavastrom

Übersichtskarte



Karte verändert nach der topographischen Karte des Landesvermessungsamtes Rheinland-pfalz.

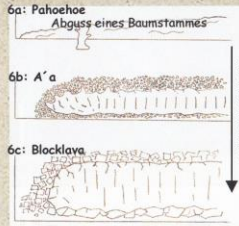


Abb.1: Morphologie von Lavaströmen in Abhängigkeit von der Viskosität.



Abb.2: Lage der geophysikalischen Messungen

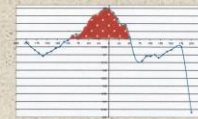


Abb.3: Gravimetrie

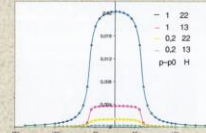


Abb.4: Modellrechnung für Magnetik

Als Lava bezeichnet man eine Gesteinsschmelze, die an die Oberfläche auftritt. Bei den Lavaströmen werden drei Hauptgruppen unterschieden: **Pahoehoe-Lava** ist sehr dünnflüssig und hat eine glatte, kontinuierliche Oberfläche. Charakteristische Formen sind z.B. Fladen, Scherben oder Stricklava. Sie ist meist bis zu 0,5 m dick. Häufig kommen „tree moulds“ vor, die die Abgüsse der von Lava eingeschlossenen Baumstämmen darstellen. Die Oberfläche der einige Meter dicken **A'a-Lava** dagegen besteht aus unregelmäßigen, oft scharfkantigen Fragmenten. Im Querschnitt erkennt man den zum Teil geklüfteten inneren Teil, der von Top- und Basisbrekzie eingeschlossen wird. Die **Blocklava** ist meist über 10 m dick und höher viskos. In der Blocklava sind metergroße Fragmente mit ebenen Flächen zu finden. In Abbildung 1 sind jeweils die charakteristischen Merkmale dargestellt.

Bei dem **Lavastrom des Bausenbirges** handelt es sich um eine A'a-Lava. Heute hat der etwa 3,6 km lange Lavastrom noch eine Breite von gut 100 bis 250 m. Der Lavastrom ist am besten am Anschnitt der Autobahn A 61 und an dem alten Steinbruch bei Gönnersdorf aufgeschlossen. Ansonsten kann man den Lavastrom anhand der Morphologie erkennen. Auf der Übersichtskarte ist der heutige Verlauf des Lavastromes mit Blau eingezeichnet.

Durch geophysikalische Messungen (Hammerschlagseismik, Magnetik, Gravimetrie und Geoelektrik) konnte man die Tiefenlage und Breite des Lavastromes lokal abschätzen. Für die Überdeckung ergab sich eine Mächtigkeit von 1 - 6 m, für die Breite 150 m und für die Mächtigkeit des Lavastromes 11 - 26 m. In Abbildung 2 ist die Lage der Messungen dargestellt. Abbildung 3 zeigt die gemessene Gravimetrie-Kurve, wobei der Bereich des Lavastromes markiert ist. In Abbildung 4 ist eine Modellrechnung der Magnetik dargestellt, die den Einfluss von Dichte und Mächtigkeit auf das lokale Erdmagnetfeld veranschaulicht.

Punkt 6: Steinbruch bei Gönnersdorf

Übersichtskarte



Karte verändert nach der topographischen Karte des Landesvermessungsamtes Rheinland-pfalz.



Abb.1: die säulige Struktur



Abb.2: Basisbrekzie

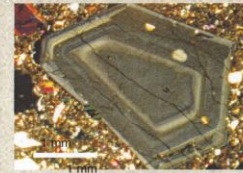


Abb.4: Pyroxen mit Zonarbau

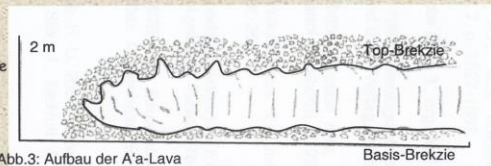


Abb.3: Aufbau der A'a-Lava



Abb.5: Biotit-Einsprengling mit Olivin-Einschlüssen

Auf der Übersichtskarte ist der heutige Verlauf des Lavastromes im Untergrund mit Blau eingezeichnet. Die Verebnung, auf der das Ende des Lavastromes bei Gönnersdorf liegt, könnte der mittleren Mittelterrasse des Rheins entsprechen.

Bei dem alten Steinbruch fällt die blockige Struktur auf (Abb.1). Diese zum Teil säulige Struktur ist für einen Basalt typisch. Die Säulen entstehen bei der Abkühlung. Charakteristisch für Basaltsäulen ist ihre 5- oder 6-eckige Form. Im unteren Bereich des Aufschlusses ist eine bis zu 1,2 m mächtige helle Lage zu sehen. Sie besteht aus grobkörnigem Material, in dem sich Brocken mit Durchmessern im dm-Bereich befinden. Es handelt sich um die für A'a-Lava charakteristische Basisbrekzie. (Abb.2). In Abbildung 3 ist der charakteristische Aufbau der A'a-Lava dargestellt.

Die Lava wird als **Basanit** klassifiziert, wobei Olivin und Pyroxen die häufigsten Einsprenglinge sind. Gelegentlich kommt auch Phlogopit vor, der ein Endglied der Glimmer-Reihe darstellt. Bei diesem Aufschluss ist der Blasenanteil der Lava gering. Er beträgt meist bis zu 10 %. Der Olivin ist durch Oxidation rötlich. Die bis zu 6 mm großen Pyroxene zeigen einen deutlichen Zonarbau. Der Biotit ist oft schwarz oxidiert.

Die Abbildung 4 zeigt Pyroxen im Dünnschliff. Der Pyroxen lässt einen Zonarbau erkennen. Auf dem Bild ist auch die sehr feinkörnige Grundmasse des Basanits zu sehen. In Abbildung 5 ist ein großer Biotit mit kleineren Olivin-Einschlüssen dargestellt. Beide Bilder unter gekreuzten Polarisatoren.

8. Literaturverzeichnis

Francis, P. 1993. *Volcanoes: a planetary perspective*. Oxford University Press Inc., New York. 443 S.

Frechen, J. 1971. *Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel : vulkanologisch-petrographische Exkursionen*. 2. Aufl. Bornträger, Berlin. 195 S.

Kilburn, C.R.J. 2000. *Lava flows and flow fields*. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press. 293-305.

Lipman, P.W., Banks, N.G.. 1987. *Aa flow dynamics, Mauna Loa, 1984*. In: Decker, R.W., Wright, T.L., and Stauffer, P.H., eds. *Volcanism in Hawaii*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1350, v. 2, p. 1527-1567.

Meyer, W. 1994. *Geologie der Eifel*. 3., erg. Aufl. Schweizerbart, Stuttgart. 618 S.

Murawski, H., Meyer, W. 1998. *Geologisches Wörterbuch*. 10., neu bearbeitete und erweiterte Auflage. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. 277 S.

Pieri, D.C., Baloga, S. 1986. *Eruption rate, area and length relationships for some Hawaiian lava flows*. J Volcanol Geotherm. S. 29-45.

Schmincke, H.-U. 2000. *Vulkanismus*. 2., überarb. und erw. Aufl. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt. 264 S.

Sheriff, R.E. 1991. *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. 3. ed. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa. 376 S.

Thiele, H.U., Becker, J. 1975. *Der Bausenberg*. Herausgegeben von Landesamt für Umweltschutz Rheinland-Pfalz, Oppenheim, Beiheft 4. Verlag Emil Sommer, Grünstadt. 394 S.

Vespermann, D., Schmincke, H.-U. 2000. *Scoria cones and tuff rings*. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press. 684-694.

Walker, G.P.L. 1973. *Lengths of lava flows*. Philosophical Transactions of the Royal Society London. A 274. 107-118.

9. Anlagen

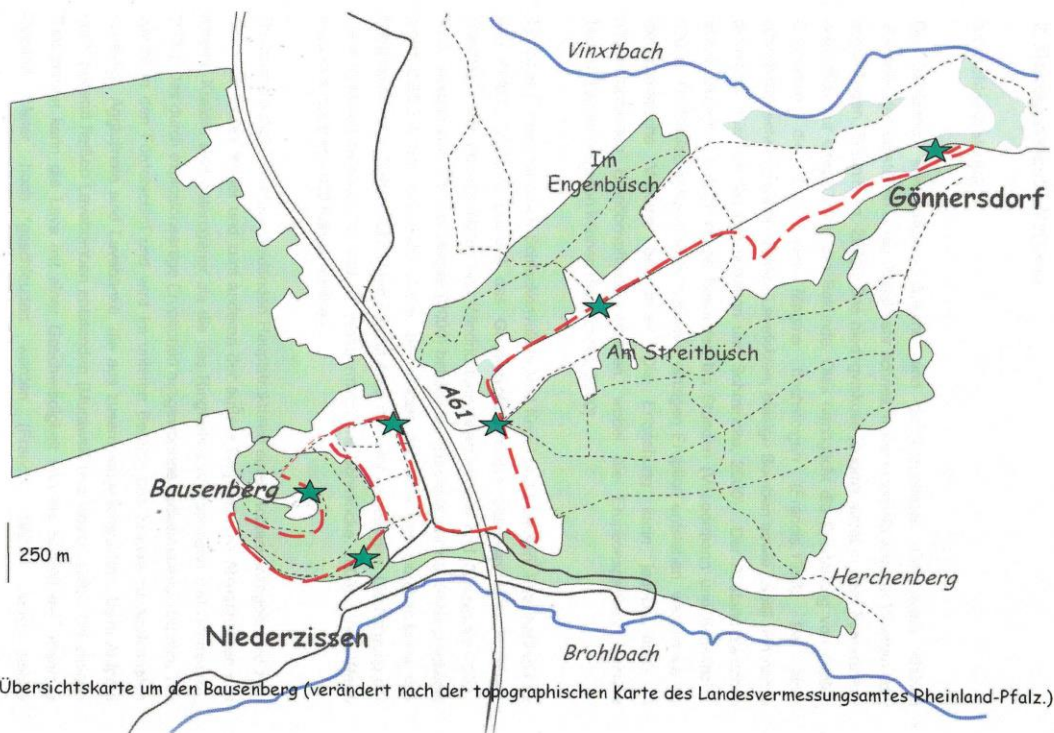


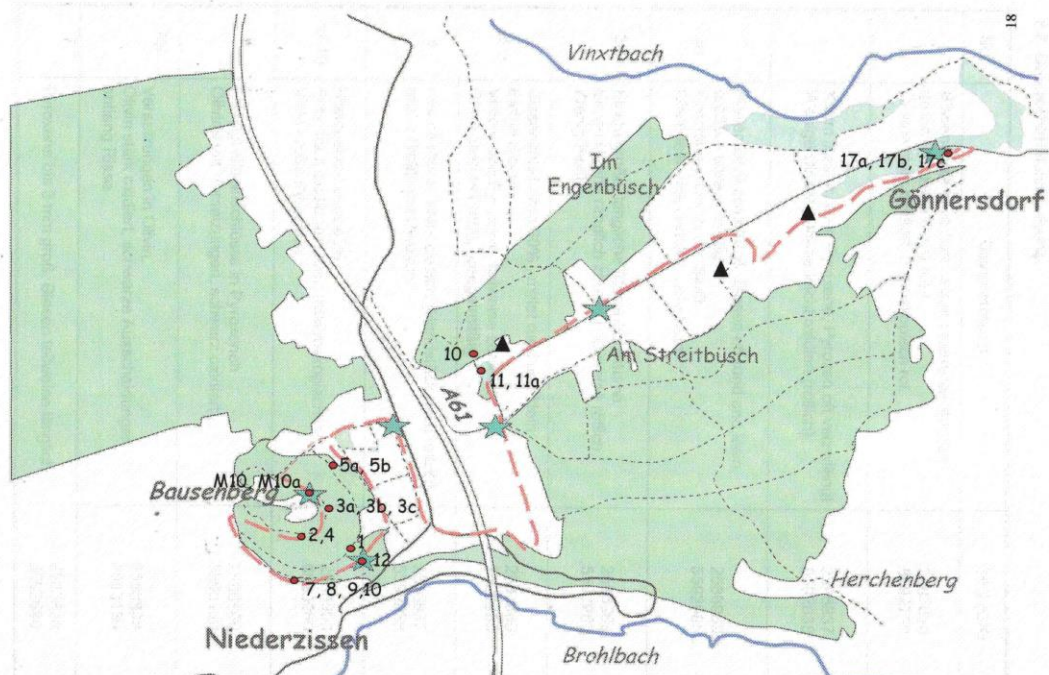
Abb. 2: Übersichtskarte um den Bausenberg (verändert nach der topographischen Karte des Landesvermessungsamtes Rheinland-Pfalz.)

9.2 Dünnschliffbeschreibung

Nr.	Beschreibung	GPS (GK)
1	Blasenanteil etwa 50%, Blasen teilweise länglich große Pyroxene (bis 6 mm) Olivine stark oxidiert, mesoskopisch rot	2587020 5592730
2	Kaum Blasen, viele Pyroxene, Pyroxen oft verzwillingt Wenige Olivine, Olivine leicht oxidiert (rötlich)	2586837 5592838
3a	Blasenanteil etwa 30 %, Blasen oft rund und klein, größere unregelmäßig Pyroxene grünlich, mit Biotit Olivin teilweise undulös, sehr klein	2586969 5592985
3b	Einige große, längliche Blasen Hohlräume Einige Olivine randlich zersetzt, teilweise rötlich Wenig Biotit	2586969 5592985
3c	Blasenanteil etwa 30% , meist rund und klein Einige Biotite Viele große Pyroxene, teilweise zersetzt Olivin klein (<1 mm), unregelmäßig	2586969 5592985
4	Olivine rötlich, stark oxidiert (Handstück auch rötlich) große Biotite mit Pyroxen,	2586837 5592838
4 / 10	Blasenanteil etwa 40% Sehr stark oxidiertes Olivin (makroskopisch rot) Viele große Pyroxene	2586903 5593060
5	Flüssigkeitseinschlüsse in Pyroxenen Olivine mit Versetzungen, schwarz oxidiert	2586808 5593130
5b	Versetzungen in Olivin, Olivin stark oxidiert, schwarze Ausscheidungen entlang Risse	2586808 5593130
7	Pyroxene bis 3 mm groß, Blasen teilweise länglich	2586820 5592690

Nr.	Beschreibung	GPS (GK)
8	Größere Blasen: länglich Skelettartige Olivine (untypisch für Olivin!), korrodiert Biotite	2586820 5592690
9	Viele Blasen (30-50%), einzelne Biotite Pyroxene mit Zonarbau Wenige Olivine: keine Zonierung Bruchstücke in der Matrix, ein Saum weist auf Reaktionen hin Möglicherweise Devon	2586820 5592690
10	Blasenanteil etwa 40%, länglich Olivine unregelmäßig Pyroxene groß Viele Bruchstücke in Matrix	2587525 5593716
M10	Hoher Blasenanteil (etwa 50%) Große Pyroxen-Einsprenglinge Olivine sehr stark oxidiert, schwarze Ausscheidungen entlang Risse	2586915 5593080
M10a	Blasenanteil > 50%, Blasen Hohlräume teilweise länglich Große Pyroxene Wenige Olivine, stark oxidiert	2586810 5593129
11	Blasenanteil etwa 40%, Blasen Hohlräume unregelmäßig geformt Einzelne Biotite Große Pyroxene Olivine teilweise rötlich, mit Versetzungen (schwarz) Oder unregelmäßig geformt	2587602 5593655
11a	Große Pyroxene Olivin meist klein und rötlich, viele kleine Olivine in der Matrix Biotite teilweise oxidiert	2587602 5593655

Nr.	Beschreibung	GPS (GK)
12	Xenolith: klastisch, viel Quarz Sehr hoher Blasenanteil Große Pyroxen-Einsprenglinge Olivinkristall aus dem Mantel: undulöse Auslöschung	2587040 5592610
MST	Geringer Blasenanteil Große Pyroxene Olivin unregelmäßig und groß, zum Teil undulös	(alter Steinbruch) 2589472 5594720
17a	Teilweise oxidierte Olivine (rötlich), Olivin klein Große Pyroxene mit Zonarbau Bruchstücke von Olivin und Pyroxen in der Matrix	(alter Steinbruch) 2589472 5594720
17b	Olivine mit Versetzungen, schwarz oxidiert Kleine Olivine teilweise rötlich Große Pyroxene mit Zonarbau, Titanaugit mit Sanduhrstruktur Ein großer Biotit (knapp 4 mm) mit kleineren Kristallen (Olivin, Px).	(alter Steinbruch) 2589472 5594720
17c	Blasenanteil gering, etwa 10% Olivin rötlich, Olivin teilweise mit vielen Versetzungen Pyroxene bis 5 mm groß Biotit schwarz oxidiert	(alter Steinbruch) 2589472 5594720



9.2 : Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes (verändert nach der topographischen Karte des Landesvermessungsamtes Rheinland-pfalz.) Die Nummer entsprechen die Dünschliffbezeichnungen. ▲ steht für einzelne große Blöcke.