

**Hofbauer, Gottfried & Mitarbeiter (2008):** Der Vulkan von Oberleinleiter: Spuren eines Maars in der Nördlichen Frankenalb. - www.gdgh.de/berichte/b13

## Der Vulkan von Oberleinleiter: Spuren eines Maars in der Nördlichen Frankenalb

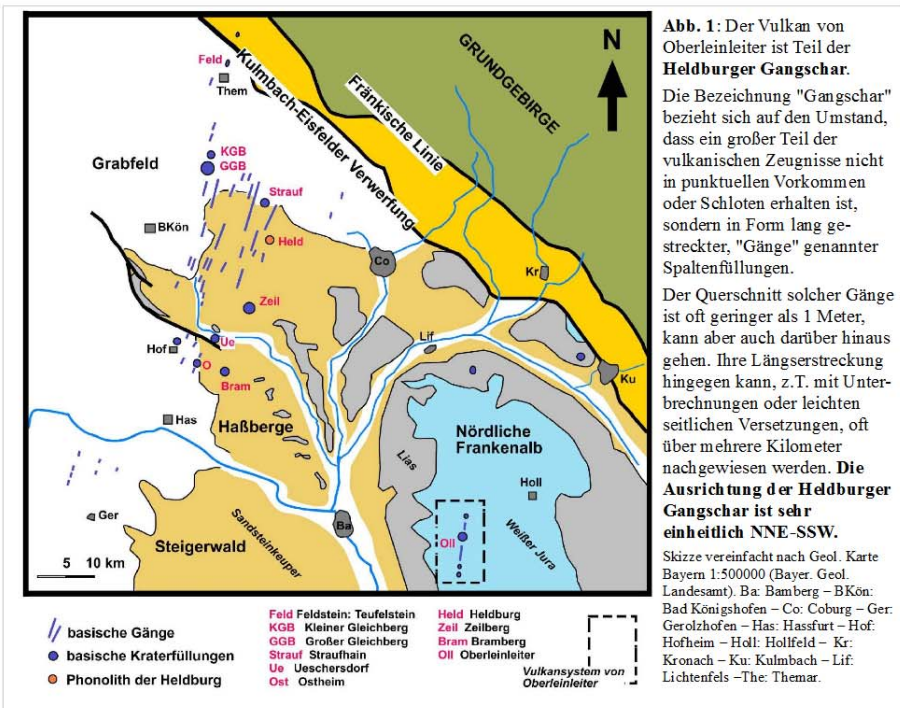
Gottfried Hofbauer, NHG Nürnberg

unter Mitarbeit von Rudolf Biemann, Albert Eberle, Hermann Eschenbacher, Susanne König, Norgard Mühlendorfer, Hans Stuhlinger, Werner Straußberger und Martin Weber (Ludwigstadt)

### Hinweis

Die hier vorgestellten Ergebnisse beruhen auf intensiven Geländebegehungen im Frühjahr 2006. Den oben genannten Mitarbeitern sei für ihre tatkräftige Unterstützung sowie für Beiträge zur Deutung der Geländebeobachtungen gedankt. Frau Dr. Schmädicke (Mineral. Inst. der Univ. Erlangen-Nürnberg) hat sich dankenswerter Weise Zeit für die Diskussion einiger Gesteinsproben genommen.

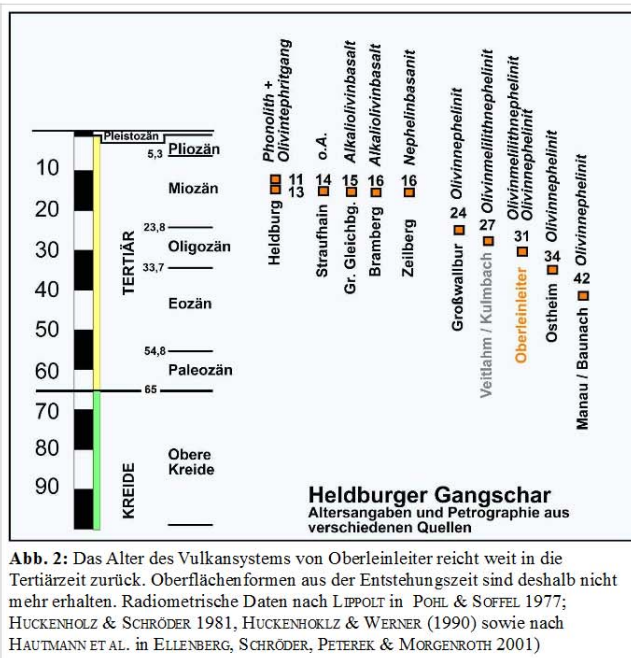
Der folgende Text möchte den Vulkan von Oberleinleiter auch der geologisch weniger kundigen Öffentlichkeit vorstellen. Grundlage ist die in den Jahresmitteilungen der NHG Nürnberg abgedruckte, vertiefte Zusammenfassung (HOFBAUER & MITARBEITER 2008).



## 1. Regionalgeologische Situation

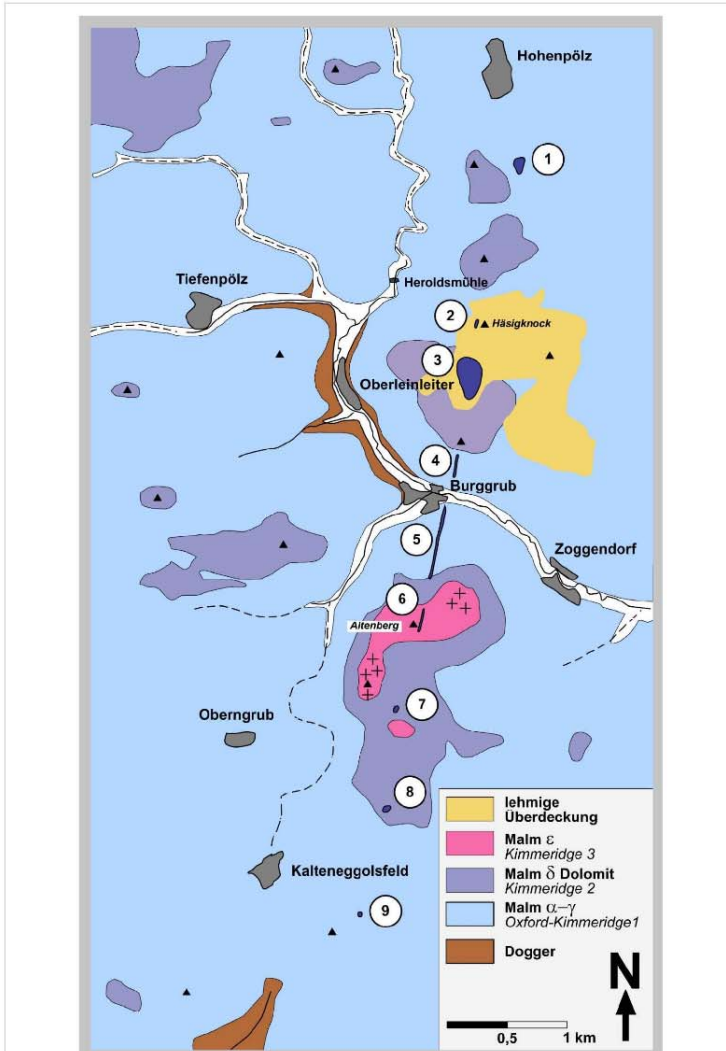
Der Vulkan von Oberleinleiter ist ein randlich gelegener Teil der **Heldburger Gangschar** (**Abb. 1**). Die vulkanischen Zeugnisse sind also zu einem beträchtlichen Teil nicht in Form von punktuell auftretenden Eruptionstellen, sondern in "Gänge" genannten Spalten zu finden. In der Landschaft sind die Gänge weniger auffällig als im geologischen Kartenbild und oft nur durch akribische Geländebegehung oder mit geophysikalischen Methoden zu finden.

Wichtig ist, dass das hohe Alter der Vulkane der Heldburger Gangschar, konkret auch das des Vulkansystems von Oberleinleiter (**Abb. 2**), unvermeidlich zur Verwitterung und Abtragung der einstigen Landoberfläche geführt hat und wir deshalb von dem einstigen Vulkanismus keine Oberflächenformen mehr finden. Seit jener Zeit ist die Landoberfläche mindestens mehrere 10er Meter, möglicherweise auch mehr als 100 m erniedrigt worden.



**Abb. 2:** Das Alter des Vulkansystems von Oberleinleiter reicht weit in die Tertiärzeit zurück. Oberflächenformen aus der Entstehungszeit sind deshalb nicht mehr erhalten. Radiometrische Daten nach LIPPOLT in POHL & SOFFEL 1977; HUCKENHOLZ & SCHRÖDER 1981, HUCKENHOLZ & WERNER (1990) sowie nach HAUTMANN ET AL. in ELLENBERG, SCHRÖDER, PETEREK & MORGENROTH 2001)

Dennoch gibt es in der Heldburger Gangschar auch auffälligere vulkanische Relikte. Dies sind dann massive, mehrere 10er Meter oder gar 100 m Durchmesser überschreitende Vorkommen vulkanischen Gesteins, die besonders im südlichen Thüringen oft weithin sichtbare Gipfel bilden: der Große und Kleine Gleichberg, der Straufhain, der Berg, auf dem die als Namensgeber für die ganze Gruppe genommene Heldburg steht, oder der Bramberg in den Haßbergen sind bekannte Beispiele dafür. Der Vulkan von Oberleinleiter würde auch eine solche auffällige Kuppe bilden, wenn er nicht von den Kalk- und Dolomitgesteinen des Weißen Juras umgeben wäre, die der Abtragung und damit der Freistellung des Vulkangesteins besonderen Widerstand leisten und es wie ein schützender Mantel erhalten.



**Abb. 3:** Geologische Kartenskizze des **Vulkansystems von Oberleinleiter**, vereinfacht nach Geol. K. Bayern 1:25000, Blätter Buttenheim und Scheßlitz (Bayer. Geol. Landesamt 1972, 1979). Die einzelnen nachgewiesenen vulkanischen Segmente sind von N nach S durchnummeriert.

Als **Vulkan von Oberleinleiter** wird im traditionellen Sprachgebrauch das große Basaltvorkommen östlich Oberleinleiter verstanden (Bereich 3).

**Zur Geologie:** Die in der Karte als "Malm" bezeichneten Flächen markieren einzelne Schichtglieder des Weißen Juras. Der darunter liegende Braune Jura (Dogger) kommt innerhalb der Albhochfläche nur fensterartig am Talgrund bei Oberleinleiter ans Licht. Der Braunjura-Bereich am unteren Rand der Skizze liegt bereits am Rand der Alb.

## 2. Welcher Art sind die vulkanischen Spuren bei Oberleinleiter?

Wenn Geologen von einem Vulkan sprechen, setzt das nicht notwendig voraus, dass eine entsprechende Oberflächenform vorhanden sein muss. Dies ist nur bei aktiven und erst in jüngster erdgeschichtlicher Vergangenheit erloschen Vulkanen der Fall. In der Landschaft finden sich aber auch häufig vulkanische Zeugnisse, deren Entstehung und Aktivität viele Millionen Jahre zurückliegen. Die Bezeichnung "Vulkan" gründet sich unter Geologen in diesen Fällen nur auf das Vorkommen vulkanischen Gesteins – welcher Art ein solcher Vulkan war, und welche Gestalt er hatte, dies ist eine andere, nicht selten komplizierte und manchmal auch gar nicht definitiv zu beantwortende Frage. Als unvorbereiteter Wanderer nimmt man den "Vulkan von Oberleinleiter" nur wahr, wenn man inmitten der von weißen Kalkscherben geprägten Flur der Albhochfläche die plötzlich auftretenden, dunklen vulkanischen Gesteine sieht (**Abb. 3, 4**), oder gar vor einer der beiden, zum Teil stark verwachsenen Gruben steht, die einst durch den Abbau dieses Gesteins entstanden sind.



**Abb. 4:** Natürliche angebrochene Fläche eines Lesesteins des Basalts von Oberleinleiter. Die vielen schwarzen Punkte sind Pyroxen-Einsprenglinge (Augit), größere, hell-grün durchscheinende Minerale Olivin. - Maßstabs-Einheit: cm.

Der Umstand, dass schon das Gestein für sich genommen genügt, um einen ehemaligen Vulkan annehmen zu können, ist für einen Nichtfachmann sicher erstmal enttäuschend. Man möchte doch wenigstens eine Vorstellung davon bekommen, welcher Art dieser Vulkan zur Zeit seiner Entstehung war, ob es Eruptionen gegeben hat und wie heftig diese wohl waren, und wie die Landschaft zur Zeit der Tätigkeit ausgesehen haben mag. Diesen Fragen nachzugehen ist das Ziel dieser kleinen Abhandlung.

Anhand des massiven Vulkangesteins selbst lässt sich tatsächlich nur wenig über die Art des Vulkans aussagen. Das Gestein kann Rest eines Lavastroms, eines großen vulkanischen Schlotens, am Ende sogar nur unterhalb der Oberfläche stecken gebliebenes Magma gewesen sein. Es repräsentiert aber in jedem Fall eine Schmelze, die nicht explosiv zerrissen wurde, sondern als zusammenhängendes Volumen abgekühlte und dabei kristallisierte.



**Abb. 5: Lapilli-Tuffstein von Oberleinleiter**, Lesestein aus dem Feld nördlich der nördlichen Grube. Deutlich sind die hellen **Nebengesteins-Bruchstücke** erkennbar (Weißjura-Karbonatgesteine). Die **Pfeile** weisen auf Nebengesteins-Bruchstücke, die zugleich Kerne von vulkanischen Lapilli sind. Die Durchmesser der Lapilli streuen weit, ihre Form ist nur sehr grob als rundlich zu beschreiben, darunter sind auch kantig-blockige Typen. In den feinen Blasen der Lapilli ist nachträglich Calcit kristallisiert, der auch die graue Grundmasse bildet und so die nachträgliche Zementierung des ursprünglich lockeren Tuffs verursacht hat. - Maßstabs-Einheit: cm.

Man kann jedoch im Bereich des Vulkans auch Gesteine finden, die eindeutig als Zeugnisse explosiver Tätigkeit interpretiert werden können (**Abb. 5, 8**). Die Explosivität des Oberleinleiter-Vulkans kommt durch die Vermischung von Gesteinsbruchstücken der Schlotumgebung (Bruchstücken aus dem Weißen Jura) und überwiegend grob rundlichen vulkanischen Kügelchen zum Ausdruck. Letztere werden **Lapilli** genannt (singul. "Lapillus") – vulkanische Auswurfprodukte mit Durchmessern größer 6,4 cm, die man "Bomben" nennen würde, sind in Oberleinleiter eine nur wenig über diesen Grenzwert hinaus gehende Ausnahme.

Lapilli und Nebengesteins-Bruchstücke wurden nachträglich durch kalkreiches Wasser zu einem Festgestein zementiert. Eine wissenschaftlich treffende Bezeichnung wäre **Nebengesteins-Bruchstücke führender Lapilli-Tuffstein** oder **Lapilli-Tuffbrekzie** ("Brekzie" ist ein Gestein, das aus Bruchstücke anderer Gesteine zusammengesetzt ist; "Tuff" ist ein begriff für lockere vulkanische Auswurfprodukte, "Tuffstein" für verfestigte). Wie auch immer, **dieses Gestein ermöglicht es, den Eruptionsmechanismus und somit den Vulkantyp zu rekonstruieren.**



**Abb. 5:** Schlackenkegel (Island, Krafla-Region). "Schlacken" sind ausgeworfene, blasige Schmelzfetzen, die beim Flug durch die Luft rotieren und entsprechende aerodynamische Formen bekommen können. Lapilli und Bomben sind weitere am Aufbau beteiligte Formen. Werden sehr rasch größere Mengen flüssiger Schmelzfetzen gefördert, können diese zu festen Schweißschlacken verbinden (dies ist in der obersten Schale des Vulkans zu sehen). In jedem Fall bilden Schlackenkegel Formen, die der Geländeoberfläche aufsitzen. - Die Menschen vor dem Vulkan können als Maßstab für die Größe des Vulkans dienen.

Vulkane bilden keine unendliche oder gar beliebige Vielfalt von Eruptionstypen und Formen. Im Gegensatz zu über lange Zeit gewachsenen und deshalb oft komplex zusammengesetzten Großformen (wie z.B. Schichtvulkanen) lassen sich kleinere, einzeln für sich auftretende Formen in lediglich zwei Typen teilen: die häufigste Vulkanform der Erde ist der **Schlackenkegel** (Abb. 5), weniger häufig, aber durchaus nicht selten, sind **Maar-Vulkane** (Abb. 6).

Diese beiden Formen unterscheiden sich nicht nur in ihrer äußeren Gestalt, sondern auch in ihrem Eruptionsmechanismus und deshalb auch im Erscheinungsbild ihrer Produkte, also im Aussehen der Lapilli und Bomben.



**Abb. 6:** Maar sind - im Gegensatz zu Schlackenkegeln - stets aus der Erdoberfläche ausgesprengte Formen. Das Grundwasser, das den Krater nach der Eruption auffüllt, ist zugleich auch schon die Ursache für das Maar: Der Kontakt aufsteigender Gesteinsschmelze mit Wasser verursachte die explosive Aussprengung des Kraters. Ein Teil der bei den Eruptionen gefördert vulkanischen Anteile bilden zusammen mit ausgesprengten Nebengesteins-Bruchstücken den Wall, der andere Teil liegt im Krater unter dem See. - Weinfelder Maar, Westefel.

**Schlackenkegel** entstehen durch die Entgasung des Magmas. Mit Annäherung an die Erdoberfläche nimmt der auf der Schmelze lastende Druck ab, und ähnlich wie beim Öffnen einer Sektflasche bildet das zuvor gelöste Gas (v.a. Wasserdampf und Kohlendioxid) Blasen, die durch Blasenvergrößerung und dem dadurch beschleunigten Auftrieb zum explosiven Zerreißen der Schmelze führen: Schlacken, Lapilli und Bomben werden ausgeschleudert.

Diese auch als strombolianisch bezeichnete Tätigkeitsform ist in vielen Fernsehberichten über Vulkanausbrüche dokumentiert.

**Maarkrater** werden durch heftige Explosionen aus der Erdoberfläche ausgesprengt. Diese Explosionen werden ausgelöst, wenn die in einem Fördergang aufsteigende Schmelze mit Grund-



**Abb. 7:** Lapilli eines Maarvulkans (links, Maar de Beaunit, Frankreich) und eines Schlackenkegels (rechts, gleiche Lokalität: zweiter, strombolianischer Tätigkeitsabschnitt). Die Schlackenkegel-Lapilli zeigen viele große Blasen Hohlräume, die Maar-Lapilli sind nur feinblasig, wobei die Hohlräume hier mit hellen Sekundärmineralien erfüllt sind. - Maßstab: cm

oder Kluftwasser in Kontakt kommt. Diese als **phreatomagmatisch** (griechisch : Grundwasser, Brunnen) bezeichnete Eruptionen ereignen sich, bevor die Schmelze die Erdoberfläche erreicht und durch Blasenbildung zerrissen wird. Bei Maar-Eruptionen wird die Schmelze durch die beim Kontakt mit Wasser frei werdende Explosionsenergie zerrissen, und deshalb

(Abb. 7).

Aufgrund der heftigen Explosionen wird auch ein beträchtlicher Anteil des Nebengesteins zerrissen und mit den vulkanischen Anteilen vermischt.

Die bei Oberleinleiter auftretenden Lapillituffe lassen sich zwanglos dem Typus der Maarvulkane zuordnen. Im folgenden sollen die Argumente, die für

Deutung des Vulkans von Oberleinleiter als Rest eines Maarvulkans sprechen, zusammenfassend angeführt werden.

### 3. Der Vulkan von Oberleiter - Argumente für einen Maarvulkan

Der Vulkan von Oberleinleiter ist sicher in mehreren Phasen entstanden. Anhand der Zeugnisse lassen sich die folgenden Ereignisse nachweisen (vgl. dazu **Abb. 9**).

#### 3.1. Aussprengung eines Kraters

Geophysikalische Untersuchungen (BADER in GK25 Blatt Buttenheim, Bayer. Geol. Landesamt 1979) deuten auf einen Basaltkörper mit einem Durchmesser von ca. 200 m in N-S bzw. 100 m in E-W-Richtung und einen Tiefgang von max. 100 m. Die Basaltmasse sitzt offensichtlich, zusammen mit Anteilen von Tuffbrekzie, in einer Kraterhohlform. Die Entstehung des Kraters ist am plausibelsten durch explosive Aussprengung aus dem Weißjura-Gestein zu erklären.

#### 3.2. Phreatomagmatische Tätigkeit

Die Aussprengung wird nicht nur durch eine einzige Explosion, sondern durch wiederholte phreatomagmatische Eruptionen erfolgt sein. Diese sind durch die Tuffbrekzie bezeugt, in denen vulkanischen Anteile (basaltische Lapilli) und ausgesprengtes Nebengestein vermischt sind. Diese Eruptionen können in einer Stunden oder Tage währenden Folge aufgetreten worden sein, fanden aber ihre Ende, bevor sich der Bereich der explosiven Magma/Grundwasser-Kontakte unter die Weißjura-Tafel abgesenkt hatten. Eine solche Tieferlegung tritt bei anhaltender Tätigkeit auf, weil die explosive Zerrüttung des Gesteins sich auch unterhalb des unmittelbaren Kontaktbereichs auswirkt und so den Wasserzutritt in immer größerer Tiefe ermöglicht. Da in den von uns beobachteten Tuffbrekzien aber keine Braunjura-Nebengesteinsbruchstücke beobachtet wurden, muss die Tätigkeit zu Ende gegangen sein, bevor der Explosionsbereich unter die Weißjura-Grenze wanderte.

### 3.3. Aufstieg der Basaltschmelze in den Krater

Die Ende der phreatomagmatischen Tätigkeit scheint weniger durch mangelnden Nachfluss basaltischer Schmelze, sondern letztlich durch nicht ausreichend anhaltenden Wasserzufluss verursacht worden zu sein. Die Basaltschmelze konnte nun ungehindert in den Krater aufsteigen und diesen ausfüllen.

So zuverlässig man die Geschichte bis zu diesem Punkt rekonstruieren kann – nun ist man aber am Ende. Die seit der Entstehung des Vulkans wirksame Verwitterung und Abtragung hat alle ursprünglichen Oberflächenformen zerstört. Steht man heute an den verfallenen Basaltgruben, dann befindet man sich zugleich mehrere 10er Meter oder gar mehr als 100 m unter der damaligen Landoberfläche!

### 3.4. Welche Vulkanformen sind über dem heute erhaltenen Basalt denkbar?



**Abb. 8:** Tuff-Probe, Außenansicht wie gefunden. Der Pfeil weist auf einen Lapillus mit angedeuteter tangentialer Struktur. Solche Formen belegen die Rotation eines bereits isolierten Schmelztropfens unmittelbar nach dem explosiven Zerreißen der Schmelze. - Durchmesser des Lapillus 1,3 cm.

Für die Diskussion dieser Frage gibt es am Vulkan von Oberleinleiter selbst keine Zeugnisse. Aus der Kenntnis vulkanischer Formen wie der Entwicklung von Ausbrüchen kann man sich mehrere Möglichkeiten vorstellen.

a) Die in den Krater dringende Basaltschmelze drängt die durch die Eruptionen angehäuften Lockermassen zur Seite bzw. hebt diese an. Sie könnte also in den Tuffbrekzien des Kraters stecken geblieben sein. Wenn der Kraterboden den Karstwasserspiegel trotz dieser Auffüllung durch den Basalt noch unterschneidet, bildet sich nach Ende der Tätigkeit durch zulaufendes Karstwasser ein See und man hätte – nicht nur von der vulkanischen Tätigkeitsform, sondern auch von

der Gestalt des Vulkans – ein charakteristisches Maar.

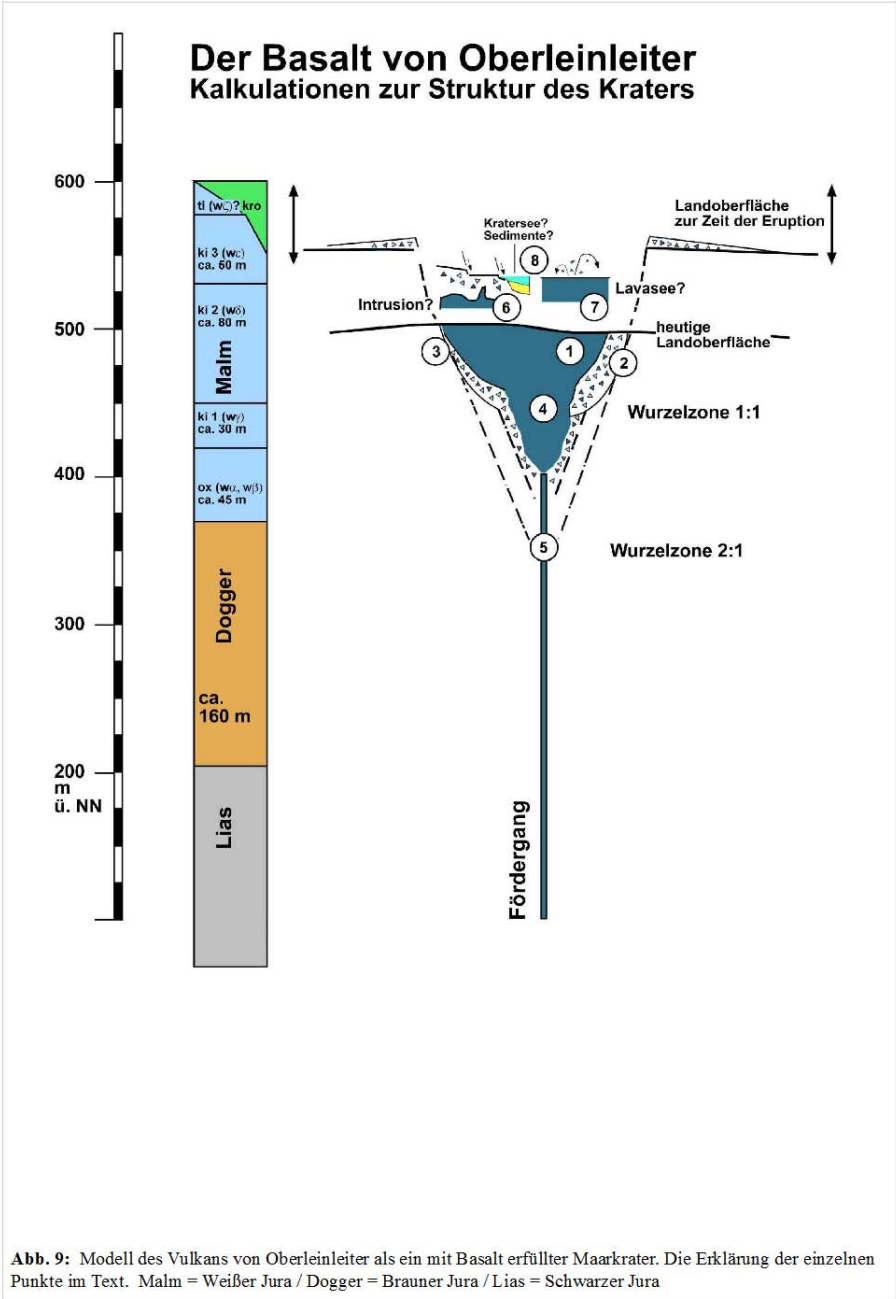
b) Das Volumen der Schmelze ist so groß, dass sie durch die Tuffbrekzien drängt und in dem ausgesprengten Krater einen Lavasee bildet. Ob der Krater dann noch hinreichend tief ist, um einen Kratersee zu bilden, ist fraglich.

c) Weiter aufdringende Basaltschmelze erreicht die Oberfläche und zerspritzt infolge Blasenbildung. Durch eine solche typisch strombolianische Tätigkeit kann sich über dem ursprünglichen Maarkrater ein Schlackenkegel aufbauen. Aus diesem Schlackenkegel kann am Ende sogar ein Lavastrom austreten – aber wie gesagt, von all diesen an der Oberfläche möglichen Erscheinungen haben wir keine Zeugnisse mehr. Die Möglichkeiten a) und b) werden in der **Abb. 9** skizziert.

## 4. Die erste Beschreibung des Vulkans

Der Basalt von Oberleinleiter ist schon seit der bayerischen geologischen Landesaufnahme unter GÜMBEL bekannt. Einer ersten, kurzen Beschreibung von GÜMBEL (1879, S. 254) folgt später eine ausführlichere Darstellung (GÜMBEL 1891: S. 459f. ). Da insbesondere die an der letztgenannten Stelle gegebenen Informationen auch heute noch von Interesse sind, seien hier einige wesentliche





**Abb. 9:** Modell des Vulkans von Oberleinleiter als ein mit Basalt erfüllter Maarkrater. Die Erklärung der einzelnen Punkte im Text. Malm = Weißer Jura / Dogger = Brauner Jura / Lias = Schwarzer Jura

Passagen wiedergegeben:

„[...]“

”

“

“



**Abb. 10:** Von Burggrub führt der Weg nach Süden hinauf auf den Altenberg abschnittsweise direkt auf der vulkanischen Spaltenfüllung.

Nach GÜMBEL wird der Basalt also zumindest auf einer Seite von Tuffen mit Nebengesteinskomponenten (Jurakarbonate) begleitet. Dass Nebengesteinsbruchstücke nach seinen Worten nur selten beigemischt sind, erscheint nach den uns vorliegenden Proben jedoch etwas subjektiv (**Abb. 5, 8**).

Dazu ist allerdings anzumerken, dass ein Überblick über die nordbayerischen Vulkane (Parkstein, Kleiner Kulm, Bramberg u.a.) zeigt, dass der Anteil von Nebengesteinseinschlüssen offenbar nicht nur von Krater zu Krater, sondern auch

innerhalb eines Kraters ungleichförmig verteilt sein kann.

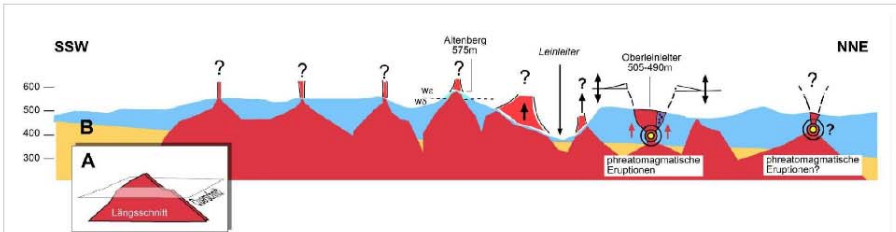
Die Beobachtung, dass die vulkanischen Komponenten der Tuffe zwar rundliche Gestalt haben können, aber kaum Blasen zeigen und deshalb nicht charakteristischen Lapilli – also solchen des Typus "Schlackenkegel" – gleichen, hat GÜMBEL Schwierigkeiten bereitet. Der Eruptionsmechanismus von Maarvulkanen ist allerdings erst seit wenigen Jahrzehnten bekannt (LORENZ 1973, 1982): Erst aus heutiger Sicht sind die feinblasiert bis dichten Lapilli als charakteristische Produkte phreatomagmatischer Tätigkeit verständlich.

### 5. Zum vulkanologischen Verständnis des Vulkansystems von Oberleinleiter

Der Basalt von Oberleinleiter ist nur eines von mehreren vulkanischen Zeugnissen, die entlang einer NNE-SSW verlaufenden Spalte aufgereiht sind (**Abb. 1, 3**). Die mit Vulkangestein gefüllte Spalte kann auf dem von Burggrub auf den Altenberg hinaufführenden Weg über eine längere Strecke gut verfolgt werden (**Abb. 10**, bzw. Bereich 5 in **Abb. 3**).

Das etwa 30 Ma alte Vulkansystem von Oberleinleiter ist heute mehrere 10er m bis möglicherweise > 100 m unterhalb der ursprünglichen Geländeoberfläche angeschnitten.

Anschaulicher Ausdruck eines unter der damaligen Landoberfläche angeschnittenen Vulkansystems sind Gänge, also die mit Vulkangestein erfüllten Spalten. Diese Spalten können als Zeugnisse des magmatischen Fördersystems angesehen werden. Vulkanische Schmelzen entstehen im Erdmantel,



**Abb. 11:** Ein idealisiertes Längssprofil durch das Vulkansystem von Oberleinleiter. Die in der geologischen Kartierung bzw. geophysikalisch festgestellten vulkanischen Vorkommen entsprechen den "Spitzen" bzw. Gangabschnitten des in einer Spalte aufsteigenden Magmas. Zwischen den Spitzen ist das Gangniveau zurückgeblieben, wobei dessen Tiefe nach dem aktuellen Stand der Erkenntnisse spekulativ ist.

Ob die festgestellten Spitzen vor 30 Millionen Jahren die damalige Erdoberfläche erreichten, ist nur im Falle von Oberleinleiter sicher festzustellen. Wahrscheinlich hat auch der Basalt von Hohenpözl, vielleicht auch noch der von Kalteggolsfeld, die Oberfläche erreicht (die festgestellten Durchmesser der zur Zeit oberflächlich nur schwer abzugrenzenden Vorkommen legt eine schlotartige Ausweitung nahe). Am Altenberg ist zwar nur ein kleiner Gang beobachtet worden, aber dieses Vorkommen im höchsten Bereich der Region spricht dafür, dass darüber ein Eruptionspunkt gewesen sein könnte (in diesem Fall müsste es sich um einen Schlackenkegel gehandelt haben haben, denn ein Maar wäre ja als angeschnittene Kraterstruktur nachweisbar).

in der Regel in Tiefen von mehr als 50 km. Ihr Weg nach oben wird durch Spannungen im obersten Mantel und der Erdkruste geleitet: ist diese Spannung groß genug, dann vermag das unter Druck stehende Magma eine Spalte aufzubrechen und in ihr nach oben zu steigen. (Dabei entstehen keine leeren Spaltenhöhlräume, sondern die obere Spitze des aufsteigenden Schmelze bricht den Gang an ihrer Front unmittelbar auf).

Es ist keineswegs selbstverständlich, dass das Magma die Erdoberfläche erreicht. Ein großer Teil – wenn nicht gar der größere – bleibt irgendwo in der Erdkruste stecken. Die Schmelze steigt in der Regel nicht in einer einheitlichen Front nach oben, in einigen Bereichen bleibt sie etwas zurück, in anderen bildet sie die der Oberfläche am nächsten kommenden Gangabschnitte oder "Spitzen". Diese obersten "Gangabschnitte haben die größte Chance, tatsächlich auch die Erdoberfläche zu erreichen und dort einen Ausbruch zu verursachen. Erst mit dem Ausbruch entwickelt sich die Gangspitze oder auch ein längerer Gangabschnitt zu einem "Schlot", über den sich ein Schlackenkegel oder Maar bildet.

Je tiefer ein Vulkansystem abgetragen wird, um so weniger deutlich werden die ursprünglichen Oberflächenstrukturen. Der Umstand, dass das Vulkansystem von Oberleinleiter vor allem durch gangförmige Zeugnisse des Fördersystems dokumentiert ist, spricht für die beträchtliche Erniedrigung der Landoberfläche seit der aktiven vulkanischen Zeit vor ca. 30 Millionen Jahren. Nur Maarkrater können auch bei relativ fortgeschrittener Abtragung noch nachgewiesen werden, weil diese nicht der Oberfläche aufsitzen, sondern aus ihr ausgesprengte Formen darstellen. Dies ist auch der Grund dafür, dass der Vulkan von Oberleinleiter, als ein in der Tiefe angeschnittener Maarkrater, gerade noch in seiner ursprünglichen vulkanischen Anlage rekonstruiert werden kann.

## 6. Landschaftsgeschichtliche Überlegungen

Die durch Erosion und flächenhafte Abtragung freigelegte Tiefenstruktur des Vulkansystems von Oberleinleiter ermöglicht auch einen Blick auf die seit der Tätigkeitsphase erfolgte Erniedrigung der Landoberfläche. Mit Sicherheit wurden in den letzten 30 Ma vom Altenberg mehrere 10er Meter, und, und mindestens 50-70 m über dem Vulkan von Oberleinleiter abgetragen, wobei allerdings nicht genau zu klären ist, in weit es sich dabei um massive Karbonatgesteine oder möglicherweise auch nur locker aufgeschüttet Sedimente der Kreidezeit handelt. Der Mangel an Quarzsand- bzw. Sandsteinkomponenten in den Tuffen des Oberleinleiter-Vulkans spricht

allerdings dagegen, dass über dem heutigen Gelände beträchtliche Volumen kreidezeitlicher Sande gelegen haben.

Die Entstehung von Maaren in Karstgebieten ist von LORENZ (1982) intensiv für das in weiten Bereichen auf der Schwäbischen Alb gelegene Uracher Vulkanfeld diskutiert worden. Die Hydrogeologie des Karstes hat sich dort als extrem günstig für die Bildung von Maaren erweisen, wobei zur Zeit der Eruptionen ein im Vergleich zu heute höher gelegener Karstwasserspiegel – bzw. eine wesentlich geringere morphologische Exposition der Albhochfläche – angenommen werden kann. Bis auf ganz wenige Ausnahmen sind dort nahezu alle der mehr als 300 Eruptionspunkte durch phreatomagmatische Tätigkeit charakterisiert. Auch für die fränkische Albhochfläche sind ähnliche Bedingungen zu erwarten. Ein möglicherweise noch in gewissem Umfang mit kreidezeitlichen Sedimenten verschütteter Karst würde die Wasserverfügbarkeit für Maarbildung vermutlich nicht nachteiliger gestaltet haben.

Trotz der anzunehmenden guten hydrologischen Voraussetzungen sind an mehreren Stellen des Vulkansystems von Oberleinleiter offenbar keine Maare entstanden, obwohl der Gang sehr hoch in die Weißjuraufgelagerten aufgestiegen ist – insbesondere über dem am Altenberg so hoch hinauf reichenden Gang wäre die Aussprengung eines Maarkraters zu erwarten gewesen. Die Erklärung für das definitive Ausbleiben phreatomagmatischer Eruptionen über einigen hochgelegenen Gangsegmenten (oder "Spitzen") des Oberleinleiter-Systems könnte darin liegen, dass die entlang der NNE-SSW streichenden Spalte aufsteigende Schmelze eine neue, erst unmittelbar mit dem Aufdringen der Schmelze entstandene Struktur benutzt hat. Karsthydrologische Wegsamkeiten, die mit dem Verlauf des Ganges hätten zusammenfallen können, waren möglicherweise noch gar nicht entwickelt. Diese Hypothese wird durch den Umstand unterstützt, dass sich diese "rheinische Richtung" im Landschaftsbild, vor allem in der Anlage des Entwässerungsnetzes, kaum abzeichnet. Die NNE-SSW-Richtung ist zwar in einigen, vor allem dem Vulkansystem nahen Bereichen in Klüftosen auffällig (Erläuterungen zu den GK25 Buttenheim und Scheßlitz), aber nicht in den großen Zügen der Landschaft, in der klar NW-SE-Strukturen dominieren.

## 7. Literatur

- ABEL, T.; SAUTER, M.; HINDERER, M. (2000): Integrative Ansätze zur Bestimmung von Denudationsraten auf der Schwäbischen Alb. - Laichinger Höhlenfreund 35, 65-90.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500000, mit Erläuterungen. - München (4. Aufl.).
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1972): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Nr. 6032 Scheßlitz, mit Erläuterungen. - München 1972.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1979): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Nr. 6132 Buttenheim, mit Erläuterungen. - München.
- CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. (1987): Volcanic successions, modern and ancient. - London: Chapman & Hall.
- ELLENBERG, J.; SCHRÖDER, B.; PETEREK, A. & MORGENROTH, V. (2001): Geologie und Landschaftsgeschichte im Dreiländereck Hessen, Bayern und Thüringen. - In: Jockel, A. (Hrsg.): Regionale und Angewandte Geologie in der Grenzregion der Süddeutschen und der Mitteldeutschen Scholle (Exkursionsführer zur 10. Jahrestagung der Gesellschaft für Geowissenschaften in Schmalkalden, 19.-22. September 2001), Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Gesellschaft für Geowissenschaften, 213.A1-A46.
- GEYER, G.; SCHMIDT-KALER, H. (2006): Coburger Land und Heldburger Gangschar. - München: Pfeil (Wanderungen in die Erdgeschichte, 21).
- GÜMBEL, C. W. (1879): Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. - Gotha: Justus Perthes.

- GÜMBEL, C. W. (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstossenden fränkischen Keupergebiete. - Gotha: Justus Perthes.
- HOFBAUER, G. (1999): Vulkanismus und Vulkanlandschaften. - Erlangen (CD-ROM).
- HOFBAUER, G. (2004): Mantel-Xenolithen am Straufhain (Heldburger Gangschar/Thüringen). - [www.gdgh.de/Berichte/](http://www.gdgh.de/Berichte/) 2.
- HOFBAUER, G. (2004): Die Erdgeschichte der Region - Grundzüge aus aktueller Perspektive. - Natur und Mensch, Jahresmitteilungen der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg e.V. 2003, 101-144.
- HOFBAUER, G. und Mitarbeiter (BIEMANN, R., EBERLE, A., ESCHENBACHER, H., KÖNIG, S., MÜHLDOERFER, N.; STUHLINGER, H., STRAUSSBERGER, W.; WEBER, M.) (2008): Der Vulkan von Oberleinleiter: Zeugnisse eines Maarkraters in der Nördlichen Frankenalb. - Natur und Mensch, Jahresmitteilungen der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg e.V. 2007, 69-87.
- HUCKENHOLZ, H. G. & SCHRÖDER, B. (1981): Die Alkalibasaltassoziation der Heldburger Gangschar (Exkursion I am 25. April 1981). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 63, 125-138.
- HUCKENHOLZ, H. G. & WERNER, C. D. (1990): Die tertiären Vulkanite der Heldburger Gangschar (Bayerisch-thüringisches Grabfeld). - European Journal of Mineralogy, Beihefte 2, 1-42.
- LORENZ, V. (1973): On the formation of maars. - Bull. Volcanol. 37, 183-204.
- LORENZ, V. (1982): Zur Vulkanologie der Tuffschlote der Schwäbischen Alb. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 64, 167-200.
- LORENZ, V. (1986): On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. - Bull. Volcanol. 48, 265-274.
- LORENZ, V.; SUHR, P.; GOTH, K. (2003): Maar-Diatrem-Vulkanismus - Ursachen und Folgen. Die Guttauer Vulkangruppe in Ostachsen als Beispiel für die komplexen Zusammenhänge. - Z. geol. Wiss. 31, 267-312.
- MÄUSER, M.; SCHIRMER, W.; SCHMIDT-KALER, H. (2002): Obermain-Alb und Oberfränkisches Bruchschollenland. - München: Pfeil (Wanderungen in die Erdgeschichte, 12).
- MORRISSEY, M.; ZIMANOWSKI, B.; WOHLTZ, K.; BUETTNER, R. (2000): Phreatomagmatic fragmentation. - In: Sigurdsson, H. (ed.). Encyclopedia of Volcanoes, San Diego u.a. (Academic Press), 431-445.
- POHL, J. & SOFFEL, H. (1977): Paleomagnetic and rock magnetic investigations of tertiary volcanic rocks in Northern Bavaria. - J. Geophys. 42, 439-479.
- SCHMEER, D. (1972): Zur Mineralogie und Petrographie des Basaltes [von Hohenpözl].- In Erläuterungen GK25 Nr. 6032 Scheßlitz, München 1972 (Bayer. Geol. Landesamt), S. 67-73.
- SCHRÖDER, B. (1962): Liaseneinschlüsse in den Basalten der Heldburger Gangschar (Bedeutung für präbasaltische Liasausdehnung und Tektonik). - Geol. Bl. NO-Bayern 12, 190-203.
- SCHRÖDER, B. (1965): Tektonik und Vulkanismus im Oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld. - Erlanger geol. Abh. 60, 90 S.
- SCHRÖDER, B. (1974): Malm-Einschlüsse in einem Schlot der Heldburger Gangschar. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1974, 54-64.
- SCHRÖDER, B. (1993): Morphotektonik am Nordrand der Süddeutschen Scholle - Rhön/Grabfeld als Beispielsgebiet. - N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläontol., Abh. 189, 289-300.
- SCHRÖDER, B. & PETEREK, A. (2002): Känozoische Morphotektonik und Abtragung zwischen Hochrhön und Heldburger Gangschar. - Z. geol. Wiss. 30, 263-276.