

Die Fragmentierung hochviskoser Magmen

Experimenteller Aufbau und Analysetechniken

DISSERTATION

ZUR ERLANGUNG DES DOKTORGRADES

DER FAKULTÄT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

DER LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT

MÜNCHEN

Vorgelegt von

Oliver Spieler

München 2001

Die vorliegende Arbeit wurde in der Zeit von November 1995 bis April 2001 am Bayerischen Forschungsinstitut für experimentelle Geochemie und Geophysik (BGI, Universität Bayreuth) und am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Ludwig-Maximilians-Universität, München angefertigt.

Tag des Rigorosums: 20. August 2001

Promotionskommissions-
vorsitzender

Prof. Dr. H. Gebrande

Referent:
Koreferent:

Prof. Dr. D. B. Dingwell
PD Dr. T. Kunzmann

Übrige Promotions-
kommissionsmitglieder

Prof. Dr. G. Propach
Prof. Dr. S. Wohnlich

Vorwort

Eingangs möchte ich all jenen meinen Dank aussprechen, die mich in den vergangenen Jahren bei meiner Arbeit unterstützt haben.

Prof. Dr. D.B. Dingwell möchte ich für die Vergabe des interessanten Themas meinen besonderen Dank aussprechen. Durch seine Bereitschaft auch neue, unkonventionelle Methoden zu nutzen ist diese Arbeit erst ermöglicht worden. Insbesondere für die Chance zu selbständigem Arbeiten in Verbindung mit seiner steten Bereitschaft zu kollegialen wissenschaftlichen Diskussionen gilt ihm mein Dank.

Seine Kontakte ermöglichten die internationale Kooperation, welche die Arbeit auch in schwierigen Phasen interessant gestaltete. Prof. Dingwell ermöglichte es mir die Ergebnisse der Arbeit bei verschiedenen internationalen Tagungen und Seminaren vorzustellen. Seinem unermüdlichem Streben nach Höherem verdanke ich das unvergessliche Erlebnis eines Sonnenaufgangs auf dem Gipfel des Merapi.

Dr. Mikhail Alidibirov gilt mein Dank. Seine Fragmentationsbombe hat mich nach Bayreuth verschlagen. Für eine viel zu kurze gemeinsame Arbeitsperiode schulde ich Dir respektvollen Dank. Ich hoffe die Weiterentwicklung des Fragmentationslabors findet Deine Zustimmung.

Den Mitarbeitern des Bayerischen Geoinstitut in Bayreuth, die mich in den vergangenen Jahren bei meiner Arbeit unterstützt haben, sei hier mein Dank ausgesprochen.

Insbesondere Hubert Schulze möchte ich für die Unterstützung bei der Probenpräparation meinen herzlichen Dank aussprechen.

Ohne den Meister in Sachen präziser Mechanik und Geschwindigkeit im Erledigen von „Kleinigkeiten“ wäre diese Arbeit im Ansatz gescheitert. Georg Herrmannsdörfer, ich danke Dir für die Arbeit, die Du in mein Verständnis des U-Bootes investiert hast und Deine aufmunternde Art.

IV

Bedanken möchte ich mich für ihre Unterstützung bei:

Heinz Fischer und Oskar Leitner, Mechanik und Präparation.

Detlef Krauße für die, auch an Wochenenden, nicht endende Unterstützung bei Mikrosonden Analysen und allen Tücken der Computertechnik.

Ralf Weigel für die Hilfe beim Aufbau der elektrischen Installationen und etliche gemeinsame Biere.

Kurt Klasinski für die Problemlösung mit „Nastrowje Bumbum“.

Sven, dem ich mein Wissen um den Massenschluß verdanke.

Evi Löbel und Ute Hetschger für die Unterstützung im Umgang mit der exponentiell wachsenden Bürokratie.

Allen Wissenschaftlern, am BGI möchte ich für die Diskussionen und die gute Zusammenarbeit so wie für eine schöne Zeit danken.

Herrn Dr. Schleyer bin ich zu besonderem Dank verpflichtet, da er sein Programm zur Verfügung gestellt hat.

Ingrid Otto und ihren Kollegen vom FAN Bayreuth.

Denen die meine Arbeit in ihrer Endphase am IMPG der LMU München begleitet und unterstützt haben und mir beim Aufbau des, in tausend Teile zerlegten, Labors physisch und mental halfen sei hier gedankt.

Meinen Eltern sei erneut für das geweckte Interesse an den Wissenschaften gedankt, welches sie schon früh gefördert haben.

Mir bleibt mich bei Kerstin in tiefer Liebe für ihr Verständnis und ihre moralische Unterstützung zu bedanken. Meinen Söhnen Sven und Tim danke ich für die Balgereien, die mein Leben bereichert habe und Mi.-Ro. für die „zärtlichen“ Tritte gegen die Bauchdecke seiner Mutter.

Zusammenfassung

Die experimentelle Fragmentation hochviskoser Magmen mit Hilfe der Fragmentationsbombe stellt einen relativ neuen Untersuchungsansatz dar. Erstmals war es möglich, den Einfluss verschiedener Faktoren auf das Bruchverhalten von hochviskosen Schmelzen in einem physikalisch dem natürlichen System nahen Ablauf zu analysieren. Der physikalische Rahmen der Experimente wird durch Temperaturen bis 950°C und einem möglichen Fragmentationsdruck bis 250bar gegeben. Neben der Analyse des Bruchschwellenwertes kann die schlagartige Dekompression eines unter Gasüberdruck stehenden Gesteinskörpers genutzt werden, um die primäre Partikelverteilung in einer Eruption zu ermitteln. Hierzu wird die Druck- und Temperaturabhängigkeit der Partikelverteilung untersucht. In weiteren Schritten wird der Einfluss von Kristallen auf das Bruchverhalten analysiert. Die Geschwindigkeit, in der sich eine durch plötzliche Druckentlastung ausgelöste Fragmentations-Front in einem Gesteinskörper ausbreitet, stellt einen weiteren Untersuchungsschwerpunkt dar. Die Versuche zur Bruchgeschwindigkeit wurden in druckabhängigen Versuchen bei Raumtemperatur durchgeführt und im Verlauf der Arbeit durch einen neuen Versuchsaufbau in dem Temperaturfeld bis 950°C ermöglicht.

Neben den Versuchen sollte geklärt werden, welche Analysemethoden sich eignen, um die entstandenen experimentellen Pyroklastika zu charakterisieren. Hierbei war die Anwendbarkeit der verwendeten Methoden auf Geländeuntersuchungen von besonderem Interesse. In die Untersuchung wurden ein Dazit des Mt. St. Helens (Washington, USA), eine Reihe von Daziten des Fugendake (Unzen-Vulkankomplex, Japan) und Andesite des Merapi (Java, Indonesien) aufgenommen.

Die Analysen und die methodische, sowie technische Weiterentwicklung sind Thema der vorliegenden Arbeit.

Abstract

The fragmentation of highly viscous magma by rapid decompression is a young technique. For the first time an experimental tool permits the analysis of the influence of pressure, temperature and texture on the fragmentation of magma. The physical range of the experiments is close to the natural conditions of dome collapse.

The experiments were performed at temperatures up to 950°C. The initial pressure difference in the range of 10 to 250bar is in good agreement to the natural conditions. In addition to the analysis of the fragmentation threshold, the rapid decompression experiments permit analysis of the primary particle distribution above the fragmentation level of an eruption. Further analyses were aimed at the influence of crystals on the particle distribution.

An experimental set-up was used to investigate the speed of the propagating fragmentation wave, initiated by the rapid decompression of porous magma samples. The fragmentation speed experiments were performed at ~20°C using two dynamic pressure transducers. A new technique was designed to extend the temperature range of the fragmentation speed experiments up to 950°C.

Next to the fragmentation experiments a comparison of analytical methods for the characterisation of the experimental pyroclasts was necessary. The applicability of the characterisation method to both experimental and fieldwork was of major interest.

The experiments were performed on Dacite samples from Mt. St. Helens (Washington, USA), Fugendake (Unzen volcano complex, Japan) and basaltic Andesites of the 1994 eruption of Merapi (Java, Indonesia).

The experimental investigation, the methodological and technical development are scope of the presented dissertation.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	V
Abstract	VI
1 Grundlagen	3
1.1 Vulkanologischer Hintergrund und Eruptionsmechanismen	6
1.1.1 Mt. St. Helens.....	7
1.1.2 Merapi	9
1.1.3 Unzen / Fugendake	14
1.2 Eruptionsmodelle.....	19
2 Untersuchungsmethoden	20
2.1 Proben Präparation	21
2.2 Fragmentationsuntersuchungen.....	22
2.2.1 Experimenteller Aufbau und Entwicklung	22
2.2.1.1 Aufbau.....	23
2.2.1.2 Entwicklung	25
2.2.1.3 Thermischer Gradient / Probengröße.....	33
2.2.2 Untersuchung des Bruchschwellenwertes	34
2.2.2.1 Proben Auswahl	35
2.2.2.2 Auswertung	37
2.2.2.3 Fehlerbetrachtung – Sekundäre Fragmentation im Experiment..	37
2.2.3 Untersuchung der Bruchgeschwindigkeit	40
2.2.3.1 Untersuchungen mit dynamischen Druckaufnehmern.....	43
2.2.3.2 Auswertung	45
2.2.3.3 Entwicklung des Messaufbaues für Hochtemperaturen	47
2.3 Charakterisierung der Gesteinsproben.....	48
2.3.1 Charakterisierung der Ausgangsmaterialien	49
2.3.1.1 Dichtemessungen	49
2.3.1.2 Bildanalyse.....	54
2.3.1.3 Kristallgehalt – Kristallerhaltung	62
2.3.1.4 Blasencharakteristika	63
2.3.1.5 Stickstoffadsorbtion nach BET	66
2.3.2 Charakterisierung der fragmentierten Proben	67

2.3.2.1	Granulometrie	67
2.3.2.2	Verteilungsfunktionen.....	73
2.3.2.3	REM Untersuchungen.....	75
2.3.2.4	Stickstoffsorbtion nach BET	77
2.3.2.5	Hg Porosimetrie	81
3	Untersuchungsergebnisse.....	84
3.1	Bruchgeschwindigkeitsanalysen.....	84
3.1.1	Mt. St. Helens.....	84
3.1.2	Mt. Unzen – Fugendake	86
3.1.3	Merapi	92
3.2	Siebergergebnisse.....	99
3.2.1	Mt. St. Helens.....	100
3.2.2	Mt. Unzen – Fugendake	103
3.2.3	Merapi	105
4	Diskussion.....	108
4.1	Der Einfluss des Bruchschwellenwertes auf das Eruptionsgeschehen	110
4.2	Die Auswirkungen der Bruchgeschwindigkeiten auf einen komplex aufgebauten Vulkan-Dom.....	110
6	Weiterführende Untersuchungen	112
7	Literaturverzeichnis	114
8	Anhang.....	124
8.1	Technische Zeichnungen	124
8.2	Versuchsparameter / Siebergergebnisse	130
8.3	Mikrosondenanalysen	133

1 Einleitung

Vulkaneruptionen haben die Geschichte der Menschheit mehr als einmal ausschlaggebend beeinflusst. Ein erstes Zeugnis hiervon geben die 3,7 Millionen Jahre alten Spurenfossilien, die bei Leatoli (Tansania) die Wanderschaft einer Hominiden Familie, bestehend aus zwei Erwachsenen und einem Kind durch eine von vulkanischen Aschen bedeckte Ebene belegen (Lewin 1995). Komplexer, aber auch dramatischer, wird dieser Beleg in Hinblick auf eine Super-Eruption, die fast die gesamte frühe Menschheit eliminierte. Der Ausbruch des auf Sumatra (Indonesien), gelegenen Toba (73400a v.Chr.), fällt zeitlich mit einem aus der Mitochondrien DNA berechneten Engpass (Bottleneck) an Individuen zusammen, der ein zufälliges, zeitliches Übereinstimmen dieser Ereignisse unwahrscheinlich werden lässt. Nur ca. 5000-10000 Individuen sollen die Auswirkungen dieser katastrophalen Eruption überlebt haben (BBC 2001; Harpending et al. 1993,1998; Jorde et al. 2000). Die Bottleneck - Theorie wird kontrovers diskutiert. Doch welche Mechanismen eines lokalen Ereignisses können derart einschneidende, globale Auswirkungen auf die damals existierende Menschheit ausgelöst haben? Bei einem geschätzten Eruptionsvolumen von 2800km³ zählt die Toba Eruption mit einem VEI 8 (**V**ulkan **E**xplosions **I**ndex) zu den größten bekannten vulkanischen Ereignissen (Ninkovich et al. 1978). In einem Vergleich kommt Rampino zu 8000 gleichzeitigen Eruptionen des Mt. St. Helen (AGU 1992). Rampino et al. (1985,1988) schätzten den globalen Temperatursturz, der durch den Aerosoleintrag in die Stratosphäre ausgelöst wurde auf 4-5°C (10°C nördliche Hemisphäre). In historischer Zeit hat die große Laki Spalteneruption 1783-84 ein Viertel der Bevölkerung Islands ausgelöscht, die Ernte und einen Großteil der Herden vernichtet. 1815 hat die Explosion des Tambora mit einem geschätzten Volumen von 50km³ bis 300km³ (Izett 1981; AGU Spec. Rep. 1992) und einer Jahresdurchschnittstemperatur Absenkung von 0,4-0,7°C zu dem „Jahr ohne Sommer“ geführt. Durch ausfallende Ernten wurde wahrscheinlich der Tod von mehr als 92000 Menschen verursacht. Ein Ereignis, welches den Tambora Ausbruch in den Schatten stellt, datiert auf das Jahr 536 (Rampino et al. 1988), löste Hungersnöte in Irland, sowie vom mediterranen Raum bis nach China aus. Die „Mystery volcanic eruption“ konnte bisher jedoch keinem Vulkan direkt zugeordnet werden. Die Temperatur Absenkung ausgelöst durch den Eintrag von Aerosolen in die Stratosphäre und die hierdurch ausgelöste Veränderung der Umwelt, kann

einerseits fast die Auslöschung der Hominiden bedeutet haben, andererseits hat die erhöhte Anpassungsfähigkeit der Überlebenden möglicherweise erst den Aufstieg dieser (unserer) Art gefördert.

Diese historischen und prähistorischen Belege zeigen die Brisanz der engen Beziehung von Mensch und Vulkan.

Die Tatsache, daß weltweit Millionen Menschen in der direkten Nachbarschaft aktiver Vulkane leben, unterstreicht die Notwendigkeit, die Mechanismen, die zu den unterschiedlichen Eruptionsverläufen führen, zu verstehen. Die Vorhersagbarkeit des lokalen – regionalen und globalen Gefährdungspotentiales kann nur durch einen interdisziplinären Ansatz gewährleistet werden. Die im Folgenden präsentierte Arbeit stellt einen Beitrag zu diesem Ansatz dar.

2 Grundlagen

In den vergangenen 30 Jahren, und verstärkt nach den Ausbrüchen des Mt. St. Helens 1980 (USA) und El Chichón 1982 (Mexiko) wurde mit Hochdruck an einem verbesserten Verständnis der Mechanismen gearbeitet, die zu explosiven Vulkaneruptionen führen. Die wissenschaftliche Debatte spiegelt sich in den Publikationen wider: McBirney and Murase 1970; Bennet 1974; Sparks 1978,1997; Sheridan & Barberi 1983; Wohletz et al. 1984; Fisher und Schmincke 1984; Cas und Wright 1992; Fink,1990; Westrich et al. 1988; Heiken and Wohletz 1991; Fink and Kieffer 1993; Proussevich et al. 1993; Alidibirov 1994; Cashman and Mangan 1994; Hurwitz and Navon 1994; Sparks et al. 1994; Thomas et al. 1994; Barclay et al. 1995; Sugioka und Bursik 1995; Dingwell 1996 a, b; Neri et al. 1998; Papale et al. 1998; Papale 1998, 1999; Proussevich & Sahagian 1998; Melnik and Sparks 1999; Zhang 1999; Melnik 2000; Voight and Elsworth 2000; Alidibirov and Dingwell 2000, geben hier nur einen kleinen Einblick. Der Vergleich der Ausbrüche des Mt. St. Helens im Mai 1980 (Washington, USA) und der Aktivität des El Chichón März/April 1982 (Mexiko) haben gezeigt, dass nicht die Feinaschen, die bis zu diesem Zeitpunkt für die Klimabeeinflussung verantwortlich gemacht wurden (DVI Dust Veil Index), sondern der Eintrag an SO₂ und H₂S in die Stratosphäre ursächlich für den Temperaturrückgang sind (Lamb 1970). Die Auswirkungen einer Supereruption können, wie zuvor beschrieben, dramatische Folgen haben. Sie lassen sich jedoch nach heutigem Wissen nicht eindämmen.

Das primäre - regionale Gefährdungspotential für die Bevölkerung lässt jedoch ein gewisses Maß an Vorhersage der Eruptionsverläufe zu. Insbesondere der Ablagerungsgebiete der Laven und Pyroklastika lassen sich mit hoher Wahrscheinlichkeit vorhersagen. Modellberechnungen ermöglichen Szenarienanalysen, sowie die Erstellung von Gefährdungszonen und Evakuierungsplänen. Hierzu ist das Wissen um vorhergegangene Eruptionen ebenso wichtig wie genaue Kenntnis der Topographie. Da Modellberechnungen auf präzise Eingabeparameter angewiesen sind, und die physikalischen Bedingungen während einer Eruption nicht gemessen werden können, werden grundlegende experimentelle Daten benötigt.

Eine Reihe von experimentellen Ansätzen wurde für die jeweiligen physikalischen Regime eines Ausbruches erstellt. Die Dynamik der Eruptionssäule in und über dem Schlot wurde anhand von Hochgeschwindigkeits-Fließ-Experimenten (Kieffer & Sturtevant 1984) und überhitzten Flüssigkeiten (Hill & Sturtevant 1990) analysiert. Konzentrierte H_2O , $\text{K}_2\text{CO}_3 + \text{HCl}$ Gemische wurden zur Untersuchung der Dynamik explosiv entgasender Magmen herangezogen (Mader et al. 1994, 1996; Sparks et al. 1994). Zhang et al. (1997) verwendete in ähnlichen Experimenten ein $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ – Polymer System. Die schnelle Dekompression von mit Aceton gesättigtem Pinienharz (Gum Rosin Aceton System = GRA) stellte aufgrund der höheren Viskosität der GRA-Lösung einen realistischeren Ansatz dar und sollte die Dynamik der Magmenfragmentation durch Blasenwachstum klären (Phillips et al. 1993,1995). Die Versuche zur Analyse des Bruchverhaltens haben jedoch einen Nachteil: Die gewonnenen Pinienharz-Schaum-Partikel lassen sich nach den Versuchen nicht näher analysieren, da die entgaste Masse extrem fragil ist. Veitch und Woods (2000) analysieren die Dynamik und Sedimentation von Partikeln aus Aschewolken und Eruptionssäulen. Blake (1990) untersuchte anhand von Simulationen mit Kaolin-Wasser Gemischen die Entstehung von Magmen-Domen. Sein experimenteller Ansatz wurde in weiterentwickelter Form durch Fink & Griffiths (1998) an Polyethylen Glykol Wachs (PEG) Modellen aufgegriffen.

Mit einem neu entwickelten experimentellen Aufbau bewiesen Alidibirov und Dingwell (1996 a,b), dass die Fragmentation von porösen natürlichen Magma-Proben unter Gas-Überdruck durch deren schnelle Dekompression möglich ist. Dieser Ansatz setzt eine Hypothese von Bennett (1974) um und belegt in weiten Bereichen seine Theorien. Im Zuge der Experimente wurde die These widerlegt, dass Magma erst bei einem definierten Poren / Magma Verhältnis von 3:1 bis 5:1 (Sparks 1978) aufgrund der steigenden Viskosität der Schmelzphase in den Blasenwänden, einem Bruchprozess unterliegt. In den Versuchen wird der Übergang von viskoser zu bruchhafter Deformation aufgrund der Zeitabhängigkeit der Viskosität der Matrixschmelze vollzogen.

Der experimentelle Ansatz ermöglicht die Untersuchung des Bruchschwellenwertes eines Gesteines bei Temperaturen bis 950°C und einem Druck bis 250bar, einem physikalischen Rahmen, der den Bedingungen in einem Vulkan Dom sehr nahe kommt. Erstmals konnte auch die Korngrößen-Verteilung

nach der Magmenfragmentation ohne den Einfluss von Transport- und Sedimentationsprozessen analysiert werden. Die gewonnenen Daten zeigen das Verhalten der jeweiligen Magmen, insbesondere den Einfluss von Kristallen (in Abhängigkeit von deren Erhaltungsgrad) sowie der Porosität auf den Bruchprozess und die resultierende Korngrößen-Verteilung. In weiterführenden Versuchen wird die Geschwindigkeit des fortschreitenden Bruchprozesses anhand der Druckentwicklung über und unter der Probe ermittelt (Dingwell 1998). Die Geschwindigkeit der Fragmentation bestimmt, in Kombination mit der Magmen-Aufstiegsgeschwindigkeit und der Schlot-Geometrie, die Eruptionsrate und die Höhe der Eruptionssäule (Valentine 1998). Die atmosphärischen Bedingungen (Temperatur und Luftfeuchtigkeit) haben einen geringeren Einfluss auf die Eruptionsdynamik.

Die primäre Partikelverteilung beeinflusst die Transporteigenschaften der Pyroklastite (Wilson & Walker 1987; Rosi 1998), die Verteilung der Aschewolke und zu einem geringen Grad, das Entstehen von Co-Ignimbrite Aschewolken (Neri & Macedonio 1996, Neri persönliche Kommunikation 2000). Letztendlich wird durch die Partikelverteilung, d.h. den Bruchprozess, auch die Ablagerungsart bestimmt (Freund & Bursik 1998). Untersuchungen die durch das Anlegen von äußeren Kräften arbeiten, z.B. mit Scheibenschwing-Mühlen (Kaminski & Jaupart 1998), ahmen eher Transportprozesse nach.

Mit Hilfe der Fragmentationsbombe von Alidibirov & Dingwell (1996a,b), einer nach dem Prinzip der Stoßrohrversuche (shock tube) konstruierten experimentellen Apparatur, können zwei Fragenkomplexe bearbeitet werden:

- 1.) Welche physikalischen Bedingungen (P, T) führen zu der Bruchinitiation in einem gegebenen Magma? Wie reagieren diese Mehr-Phasen-Systeme auf die Dekompression? Welche Bruch - Ausbreitungsgeschwindigkeiten werden hierbei erreicht?
- 2.) Welchen Einfluss haben Druck und Temperatur auf die Partikelverteilung? Wie beeinflussen Phänokristalle, Kristallaggregate, Mikrolithe und Blasen den Bruchprozess?

An ausgewählten pyroklastischen Materialien von drei Vulkanen wurden diese Fragen im Rahmen der hier vorliegenden Dissertation bearbeitet.

2.1 Vulkanologischer Hintergrund und Eruptionsmechanismen

Explosive, vulkanische Eruptionen werden in magmatische und hydromagmatische Eruptionen eingeteilt. Bei hydromagmatischen Eruptionen erfolgt die Fragmentierung des Magmas durch die Interaktion von Magma und Wasser. Dieser Prozess ist theoretisch und experimentell von Wohletz (1983), Lorenz (1987), Fröhlich et al. (1992,1993), Zimanowski et al. (1991,1995,1997a,b) und Büttner & Zimanowski (1998) untersucht worden. Im Falle einer rein magmatischen Explosion wird ein Gas-Partikel-Gemisch in Folge der plötzlichen Freisetzung des Energiepotentials der komprimierten vulkanischen Gase, in die Atmosphäre geblasen. Aus den explosiven Eruptionen entstehen Aschewolken und / oder pyroklastische Ströme (PF). Beispiele hierfür geben die Eruptionen des Mt. St. Helens 1980, des Pinatubo 1991, des Unzen 1992, des Merapi 1994,96 und Montserrat 1995.

Vulkaneruptionen können nach verschiedenen Schemata charakterisiert werden. Die gängigste Benennung des Eruptionstypes erfolgt nach der Lokalität, an der eine bestimmte Phase der Aktivität erstmals beschrieben wurde (Peléean, Merapi-typ, strombolianisch, hawaiianisch, etc.). Eine Einteilung der Eruptionsphasen ist jedoch nur möglich, wenn die Aktivität direkt beobachtet wird. Häufig ist eine direkte Beobachtung der Eruption aufgrund der geographischen Lage jedoch nicht möglich. Es soll auch die Aktivität eines historischen oder prähistorischen Ausbruches anhand der Ablagerungen beschrieben werden. Besonders komplex ist diese Problematik im Falle der explosiven Eruptionen. Es war notwendig Kriterien zu finden welche die pyroklastischen Ablagerungen den jeweiligen Eruptionstypen oder einzelnen Eruptionsphasen zuordnen. Hierzu entwickelte Walker (1973) ein Schema in das die Verteilungsfläche aber auch die Korngrößenparameter einfließen. Self & Sparks (1978) und Walker (1980) erweiterten dieses Schema. Es stellt einen ersten quantitativen Versuch dar, die Pyroklastika mit den physikalischen Bedingungen während einer Eruption (der Art des Ausbruches) zu korrelieren. Der wechselnde Einfluss von Transportprozessen, Topografie und lokalem Klima sowie der Erhaltungsgrad der Ablagerungen erschweren die schematische Charakterisierung. Die in Fragmentationsversuchen entstandenen Partikel sollten mit gängigen

Methoden in ein Entstehungsschema eingeordnet werden. Es sollte analysiert werden welche Informationen über den Bruchprozess des Magma in den Pyroklastika enthalten sind und wie sie erkannt werden können.

2.1.1 Mt. St. Helens

Der Ausbruch des „Mount St. Helens“ (Washington, USA) am 18. Mai 1980 ist eines der bestdokumentierten explosiven vulkanischen Ereignisse. Ein Erdbeben der Stärke 5.1 (Richterskala) ging dem Zusammenbruch der Vulkanflanke (sector collapse) voraus (Hoblitt et al. 1981; Voight B. 1981; Voight et al. 1981, 1983; Murase et al. 1985). Der Abriss des aufgewölbten Vulkanhanges, einhergehend mit Spaltenbildung in der Rutschmasse, führte zu einer plötzlichen Dekompression des hydrothermalen Systems und des Magmas innerhalb des Vulkans („Cryptodome“). Durch die Lage der Spalten wurde eine laterale Ausbreitung („directed blast“) des expandierenden Gases ermöglicht. $\sim 10^8 \text{ m}^3$ magmatische Schmelze wurde fragmentiert und in die Atmosphäre geblasen. Die entstandene Druckwelle (Reed 1980; Fisher 1990) verwüstete ein großes Gebiet ($\sim 600 \text{ km}^2$) um den Vulkan (Kieffer 1981, Bogoyavlenskaya et al. 1985). Graue, prismatische, mikroporöse Dazit-Klasten bilden mit $\sim 50\%$ den juvenilen Anteil an der Ablagerung des „directed blast“ (Hoblitt et al. 1981) und sind in allen Ablagerungen präsent. Die Rohdichte des „Gray Dacite“ (GD) liegt zwischen $1,0 \text{ g/cm}^3$ und $2,1 \text{ g/cm}^3$ mit einem Mittelwert von $1,66 \text{ g/cm}^3$ und einem Modalwert zwischen 1,6 und 1,8 (Hoblitt et al. 1981). Der Wassergehalt des GD in den Ablagerungen beträgt $0,23\text{-}0,96\%_{\text{gew}}$. (Hoblitt & Harmon 1993). Die mittlere Porosität wird von Eichelberger & Hayes (1982) mit 34 \%vol. angegeben (Hierbei muss es sich um die offene Porosität handeln, in ihrer Tabelle (Tab. 1, Eichelberger & Hayes 1982) wird dieser Wert nicht angegeben.). Große Klasten des GD weisen durch brotkrustenartige Außenränder auf ein mögliches fortgesetztes Blasenwachstum während der Eruption und insbesondere nach der Fragmentation hin (Hoblitt et al. 1981; Eichelberger & Hayes 1982). Die Frage, ob eine phreatomagmatische Explosion (der Kontakt der Schmelze mit dem Grundwasser bzw. die Entlastung des überhitzten hydrothermalen Systems) oder die Dekompression der Gasphase des Cryptodomes für die freigesetzte Gasmenge verantwortlich zeichnet, wird in drei unterschiedlichen Ansätzen zugunsten der Expansion des magmatischen Systems entschieden.

1. Die Zusammensetzung der „blast deposits“ mit 50% GD zeigt, dass die Einbindung des Cryptodomes in das Eruptionsgeschehen mit dem Beginn des Ausbruches erfolgte.

2. Die statistische Verteilung der juvenilen GD Klasten in den Ablagerungen stützt die These der Expansion des magmatischen Systems (Hoblitt et al., 1981).

3. Eichelberger & Hayes (1982) berechnen die möglichen Geschwindigkeiten des expandierenden Magmen/Dampf Systems für beide Fälle als Funktion der Hangrutsch-Mächtigkeit und des Wassergehaltes der Schmelze und kommen zu dem Ergebnis, dass der magmatische Ursprung der Eruptionsenergie auch bei geringen Wassergehalten der Schmelze für die hohen Auswurfgeschwindigkeiten von 100 – 250m/s verantwortlich ist. Es muss an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, dass bei den Berechnungen von Eichelberger & Hayes (1982) nur die offene Porosität (~34%) berücksichtigt wurde. Die offene Frage, ob das hydrothermale System zu dem Zeitpunkt der Eruption ausgetrocknet war, wird durch Eichelberger & Hayes (1982) als weiterer Grund für den magmatischen Ursprung der Energie diskutiert.

Das von Eichelberger & Hayes (1982) für den Cryptodom angegebene Druck- ($P \sim 200$ bar) und Temperatur- ($< 900^\circ\text{C}$) Intervall entspricht der oberen Grenze des physikalischen Rahmen der Experimente in der Fragmentations Bombe. Der Magmenursprung wird aufgrund des Wassergehaltes in Schmelzeinschlüssen (4,6%_{gew.}) und der Stabilitätsfelder der in der H_2O -untersättigten Schmelze vertretenen Phänokristalle in ~8 km Tiefe bei einem Umgebungsdruck von $2,2 \pm 0,2$ kbar vermutet. Diese Daten werden durch die geophysikalischen Beobachtungen bestätigt (Gardner et al. 1995; Rutherford & Devine 1988; Barker & Malone 1991).

Material

Für die Experimente wurde der graue Kryptodom Dazit des 1980er Ausbruches des Mount St. Helens verwendet, das Material wurde von R.P. Hoblitt für die Versuche zur Verfügung gestellt. Der hellgraue, vesiculäre, Hypersten-Hornblende Dazit stellte mit 72% den größten Anteil an den Gesteinen des lateralen Ausbruches am 18.5.1980. Das in den Experimenten verwendete Material hat eine Dichte von $\approx 1,58 (\pm 0,13) \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und enthält ~30% Phänokristalle. Die Durchschnittsgröße der Plagioklas-, Hypersten- und Hornblende-kristalle beträgt 210 μm . Ca. 90% der Phänokristalle weist eine orientierte Präfragmentation 40° und 90° gegen die vorherrschende subparallele Einregelungsrichtung auf. Der Anteil der in der

Grundmasse unregelmäßig verteilten, 1-10µm großen Mikrolite beträgt ca. 45% (berechnet gegen blasenfreie Grundmasse). Der verwendete Dazit hat eine Gesamtporosität von ~41%. Messungen mittels Helium-Pycnometrie (an Gesteinszylindern mit 10mm, 17mm und 26mm Durchmesser) ergeben einen Anteil von 6,5%-7% geschlossener Porosität. Daraus ergibt sich, ~87,8% der Poren sind miteinander verbunden. Die Porenverteilung wurde durch Hg-Porosimetrie an Gesteinszylindern und Partikeln aus vier Experimenten untersucht. Die Messung an den Gesteinszylindern deutet auf die Existenz lokaler Blasennetzwerke hin.

Mittels Karl-Fischer Titration (Westrich 1987; Behrens 1995) wurde im Rahmen dieser Arbeit ein Wassergehalt von 0,63 ($\pm 0,1$)%_{gew.} des GD vor den Versuchen als Gesamtgesteinsanalyse bestimmt (Alidibirov & Dingwell 1996).

2.1.2 Merapi

Der Merapi, 30 km nördlich von Yogyakarta (Zentral Java, Indonesien), zählt zu den aktivsten und gefährlichsten Vulkanen Javas. Der am Merapi häufigst beobachtete Eruptionstyp, eine besondere Form der Nuée Ardente (Glutwolken), wurde als „Merapi-type avalanche nuée“ definiert (Bardintzeff 1984). Bei den Merapi-type block-and-ash flows (BAS) im engeren Sinne wird kein juveniles Glas gefördert. Es handelt sich um den Abbruch des verfestigten Randbereiches eines stetig wachsenden Vulkandomes und könnte mit dem Kalben eines Gletschers verglichen werden. Größe, Form und Wachstumsrate des Domes beeinflussen den Eruptionsverlauf maßgeblich (Fink & Griffith 1998). Die konstante Aktivität des Merapi weist Abweichungen von diesem Eruptionstyp auf. Bei Arenal-Typ-Ausbrüchen (lateral explosion) werden tiefere Schichten des Domes in die Eruption einbezogen und juveniles Glas (Bims) in den Ablagerungen gefunden (Bardintzeff 1984). Nach Auskunft des MVO (Merapi Volcano Observatory) häufen sich die BAS während der Regenzeit (persönliche Mitteilung von Dr. Mas Atje Purbawinata und Dewi Sri Sayuierfolgen). Eine signifikante Häufung der BAS in der Regenzeit würde nahelegen, dass in den geklüfteten Magmendom einsickerndes Regenwasser durch Abkühlung und Abkühlungsrisse die statische Stabilität der Hülle des Domes herabsetzt und einen Abbruch auslöst.

Die Gefährdung durch diese Eruptionstypen mit ihrer begrenzten Ausbreitungsdynamik beruht weitgehend auf der dichten Besiedlung der Region. Die pyroklastischen Ströme (PF = Pyroclastic Flow) erreichen Entfernungen von 5 km,

selten bis 10 km, ihre Ausläufer werden in engen, tiefen Flusstälern kanalisiert. Ein katastrophaler Ausbruch des Merapi im Jahr 1006, führte nach Bardintzeff (1984) zu dem Kollaps des Westhanges (Van Bemmeln 1949; Neumann Van Padang 1951). Es ist jedoch entsprechend der Eruptionsverläufe am Mt. St. Helens und Montserrat anzunehmen, dass ein Hangrutsch dem explosiven Ausbruch vorausging.

Plinianische Eruptionen sind durch ihre Ablagerungen repräsentiert, die letzte Eruption dieses rezent seltenen Typs wurde 1872 registriert und hat möglicherweise VEI 4 erreicht (Simkin & Siebert 1994; Schwarzkopf et al. 1998). Volumetrische Abschätzungen haben Eruptionen des Merapi mit VEI 3 (0,01-0,1 km³) und VEI 4 (0,1-1 km³) nachgewiesen (Gertisser & Keller 1998, 1999; Simkin & Siebert 1994). Neben den PF's und den ihnen vorausgehenden Surges (Druckwellen) sind Lahare ein weiteres Gefahrenpotential am Merapi.

2.5-3x10⁶ m³ Pyroklastika entstanden in Folge des katastrophalen Domkollaps des Merapi am 22.11.1994 (Hammer et al.1999). Die Verteilungskarte (Abb. 1.) der pyroklastischen Ablagerungen verdeutlicht, dass die Gefährlichkeit des Merapi zu einem großen Teil auf die dichte Besiedlung der Region zurückzuführen ist. Die Eruption kostete 64 Personen in Turgo und Kaliurang das Leben. Auf Grund der Topographie des Kali Boyong Canyon nordöstlich Turgo entstand lokal eine besondere Dynamik der pyroklastischen Ströme und Surges. Der Canyon des Boyong weist in dem Bereich enge Biegungen und Wasserfälle auf. Der PF wurde in einer Biegung, wenige Meter vor einem Wasserfall, gegen die massive Canyon-Wand geleitet. Hier wurden große Blöcke fragmentiert. Wenige Meter nach dem Wandkontakt fiel der PF über einen 20-30m hohen Wasserfall. Diese Kombination ermöglichte die Ausbreitung der Surges über die Flanke des G.Turgo (Schwarzkopf et al. 1998). Die Ursache dieser Dynamik wird in Kapitel 5.3 diskutiert.

Material.

Für die Versuche wurden durch Dingwell und Spieler in einem Feldeinsatz im November 1996, Gesteinsproben aus den Ablagerungen des Ausbruches von 1994 im Tal des K. Boyong, auf Höhe von Kaliurang, entnommen (Abb.1). Die Proben wurden aufgrund ihrer unterschiedlichen Dichte bzw. Porosität und Kristallführung ausgewählt, um eine möglichst hohe physikalische Varianz des Ausgangsmaterials für die Experimente zu gewährleisten. Eine grobe Abschätzung der Porosität liefert der Rundungsgrad der Blöcke in den Ablagerungen des PF's; eine höhere Porosität

führt zur schnelleren Abrasion. Dies kann zur Überbewertung der dichten Gesteinsvarietäten führen (s.a. Unzen, Abb. 21). Um Unsicherheiten der Materialzugehörigkeit durch mögliche Transportvermischung mit älteren Flow-Ablagerungen zu minimieren, wurde nur Material aus Blöcken $>0,5\text{m}^3$ entnommen. Bildanalytische Untersuchungen an Dünnschliffen ergaben Porositäten von 5% - 65%. Mit $\sim 45\%$ ($\pm 5\%$) sind Plagioklas- und Pyroxen- Phänokristalle in der Grundmasse vertreten (Berechnung gegen die blasenfreie Grundmasse). Die optische Charakterisierung zeigte einen hohen Grad der Blasen-Anlagerung an die Phänokristalle. Hierdurch werden Brüche um die Kristalle herum geleitet anstatt diese zu zerbrechen. Diese Beobachtung wurde durch Analysen an experimentell erzeugten Pyroklastika bestätigt. Mikrosondenanalysen der Glasphase wurden an mikrolithfreien Bereichen mit defokussiertem Strahl (Cameca SX50 Elektronenstrahl Mikrosonde Strahldurchmesser $10\ \mu\text{m}$ bei 15kV) durchgeführt (Abb. 2 Tab. 19 Anhang). Die Glasanalysen weisen einen linearen Trend zwischen basaltischen Andesiten und Rhyolithen, mit einem stark ausgeprägten Zentrum im Feld der Trachyte, auf. Einzelne Analysen liegen im Feld der höher differenzierten Rhyolithe. Die Proben MRP9601,-02 und -05 zeigen ein weitgefächertes Spektrum, das auf Analysen über Mikrolithen zurückzuführen ist. Die Analysen zeigen eine deutliche Abweichung zu den Resultaten von Hammer et al. (1999), welche den SiO_2 Gehalt der Gläser mit $\sim 75\%_{\text{gew.}}$ für Tephra des Domkollaps 1994 und Dom-Material 1995 angibt. Auffällig ist hingegen eine Übereinstimmung des Glas- Chemismus mit den als juvenil anzusehenden Airfall Deposites ($66\%_{\text{gew.}} \text{SiO}_2$), da hier keine Vermischung mit älteren PF's möglich ist. Analysen von Schwarzkopf et al. (2001) bestätigen SiO_2 Gehalte der Gläser zwischen 63 und $73\%_{\text{gew.}}$ mit einem deutlichen Maximum bei $66\%_{\text{gew.}}$ für Tephra der Eruption von 1998. Die mit 45 – 60% hohen Mikrolit Konzentrationen von Hammer et al. (1999) können außer für Probe MRP9693 ($\sim 10\%$) bestätigt werden. Röntgen Fluoreszenz Analysen an den Proben wurden zur Bestimmung des Gesamtgesteinschemismus durch die Arbeitsgruppe von Prof. Keller an der Universität Freiburg durchgeführt (Abb. 2). Um eine Abschätzung der Viskosität der Gläser erstellen zu können, war neben der chemischen Zusammensetzung der Gläser auch ihr Wassergehalt von Interesse. An repräsentativen Proben wurde mittels Karl-Fischer Titration ein Wassergehalt der Gesteine von $0,14 - 0,36\%_{\text{gew.}}$ ($\pm 0,05\%$) ermittelt (Tab. 1).

H ₂ O-Gehalt Karl-Fischer Titration											
MRP 3		No. 2-20	MRP 3		No. 2-22	MRP 3		No. 2-23			
50% Humidity			50% Humidity			50% Humidity					
0.07 µg Background			0.07 µg Background			0.08 µg Background					
0.09272 g		0.09272 g	0.03500 g		0.03500 g	0.08535 g		0.08535 g			
221.9 µg	DT	0.00022 g	125.5 µg	DT	0.00013 g	201.7 µg	DT	0.00020 g			
0.1 µg	Sensibility	0.2392% H₂O	0.1 µg	Sensibility	0.3584% H₂O	0.1 µg	Sensibility	0.2362% H₂O			
	0:10:44	TIME		0:08:23	TIME		0:08:29	TIME			
MRP 3		No. 2-38	MRP 3		No. 2-39						
50% Humidity			50% Humidity								MRP 9603
0.04 µg Background			0.05 µg Background								H₂O 0.2538%
0.08031 g		0.08031 g	0.06070 g		0.06070 g						STABWVN 0.0547
157.9 µg	DT	0.00016 g	145.0 µg	DT	0.00014 g						
0.1 µg	Sensibility	0.1966% H₂O	0.1 µg	Sensibility	0.2388% H₂O						MRP 96016
	0:09:11	TIME		0:09:17	TIME						H₂O 0.2617%
											STABWVN 0.0022
MRP 16		No. 2-24	MRP 16		No. 2-25						MRP 96017
50% Humidity			50% Humidity								H₂O 0.1424%
0.05 µg Background			0.06 µg Background								STABWVN 0.0079
0.08333 g		0.08333 g	0.08524 g		0.08524 g						
216.2 µg	DT	0.00022 g	225.0 µg	DT	0.00022 g						
0.1 µg	Sensibility	0.2595% H₂O	0.1 µg	Sensibility	0.2639% H₂O						MRP 96018
	0:07:16	TIME		0:07:16	TIME						H₂O 0.1790%
											STABWVN 0.0168
MRP 17		No. 2-31	MRP 17		No. 2-32	MRP 17		No. 2-34			
50% Humidity			50% Humidity			50% Humidity					
0.04 µg Background	Flowrate	12L/h	0.05 µg Background			0.06 µg Background					
0.06581 g		0.06581 g	0.05891 g		0.05891 g	0.06384 g		0.06384 g			
92.4 µg	DT	0.00009 g	88.6 µg	DT	0.00009 g	83.3 µg	DT	0.00008 g			
0.1 µg	Sensibility	0.1403% H₂O	0.1 µg	Sensibility	0.1603% H₂O	0.1 µg	Sensibility	0.1304% H₂O			
	0:07:28	TIME		0:07:28	TIME		0:06:20	TIME			
MRP 17		No. 2-36	MRP 18		No. 2-43	MRP 18		No. 2-44			
50% Humidity			50% Humidity			50% Humidity					
0.05 µg Background			0.05 µg Background			0.05 µg Background					
0.10756 g		0.10756 g	0.06977 g		0.06977 g	0.08027 g		0.08027 g			
160.0 µg	DT	0.00016 g	113.2 µg	DT	0.00011 g	157.2 µg	DT	0.00016 g			
0.1 µg	Sensibility	0.1487% H₂O	0.1 µg	Sensibility	0.1622% H₂O	0.1 µg	Sensibility	0.1958% H₂O			
	0:08:16	TIME		0:05:13	TIME		0:09:03	TIME			

Tab. 1.: An repräsentativen Andesit Proben des Merapi wurde mittels Karl-Fischer Titration die Wassergehalte als Gesamtgesteinsanalysen bestimmt.

Durch die im Projekt stark begrenzte Arbeitszeit im Gelände konnte keine Dichte-Varianz-Bestimmung durchgeführt werden. Um ein in sich geschlossenes Modell des Domes erstellen zu können, müssen die Mengenverhältnisse der beteiligten Gesteinsvarietäten bekannt sein.

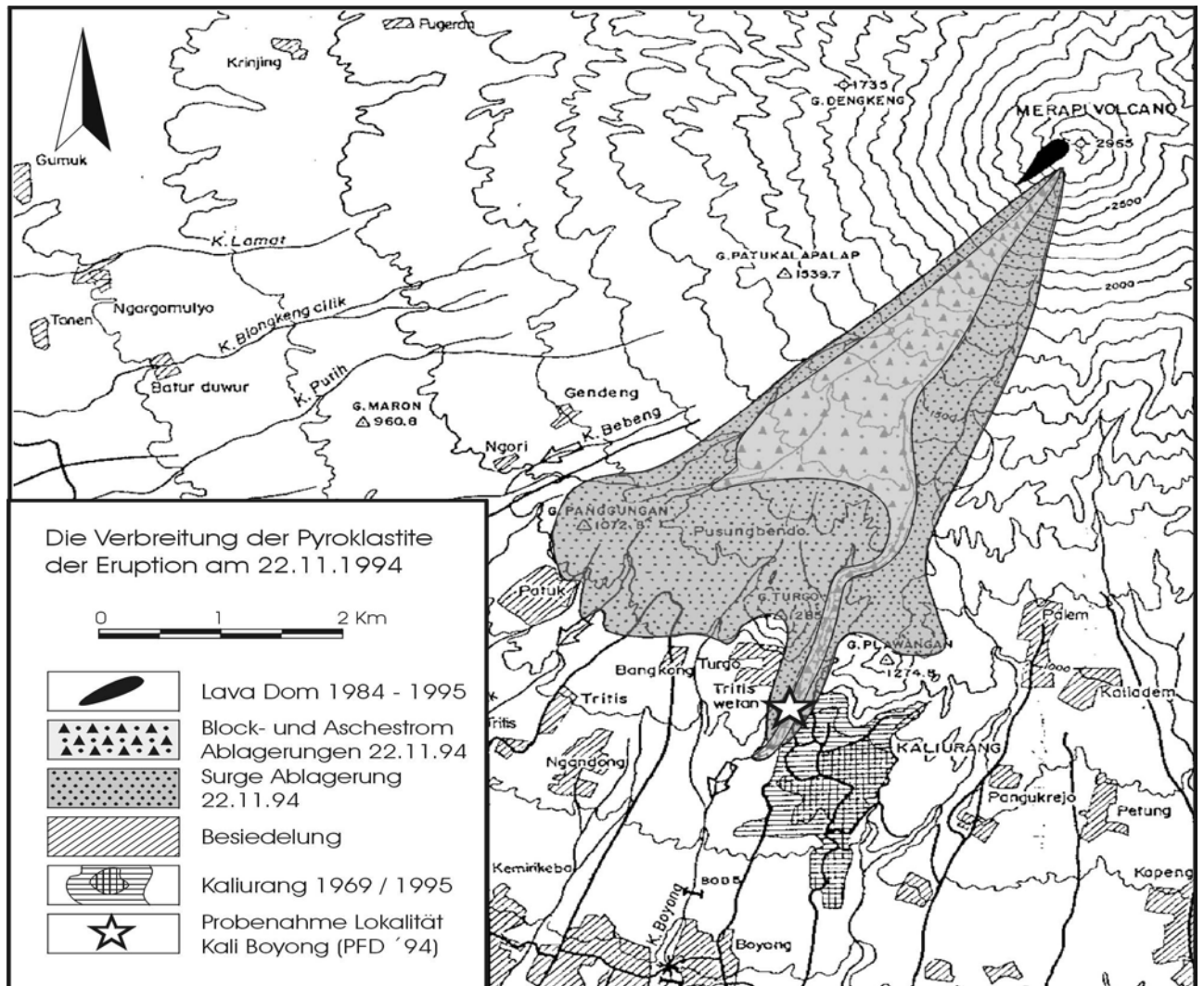


Abb. 1.: Lage der Probenahme-Lokalität. Die Verteilungskarte der pyroklastischen Ablagerungen der Eruption des Merapi am 22.11.1994 (Auszug der Karte des MVO) verdeutlicht, dass die Gefährlichkeit des Merapi zu einem großen Teil auf die dichte Besiedlung der Region zurückzuführen ist. Die Eruption kostete 64 Personen in Turgo und Kaliurang das Leben. Auf Grund der Topographie des Kali Boyong Canyon nordöstlich Turgo entstand lokal eine besondere Dynamik der pyroklastischen Ströme und Surges (Schwarzkopf & Schminke 1994).

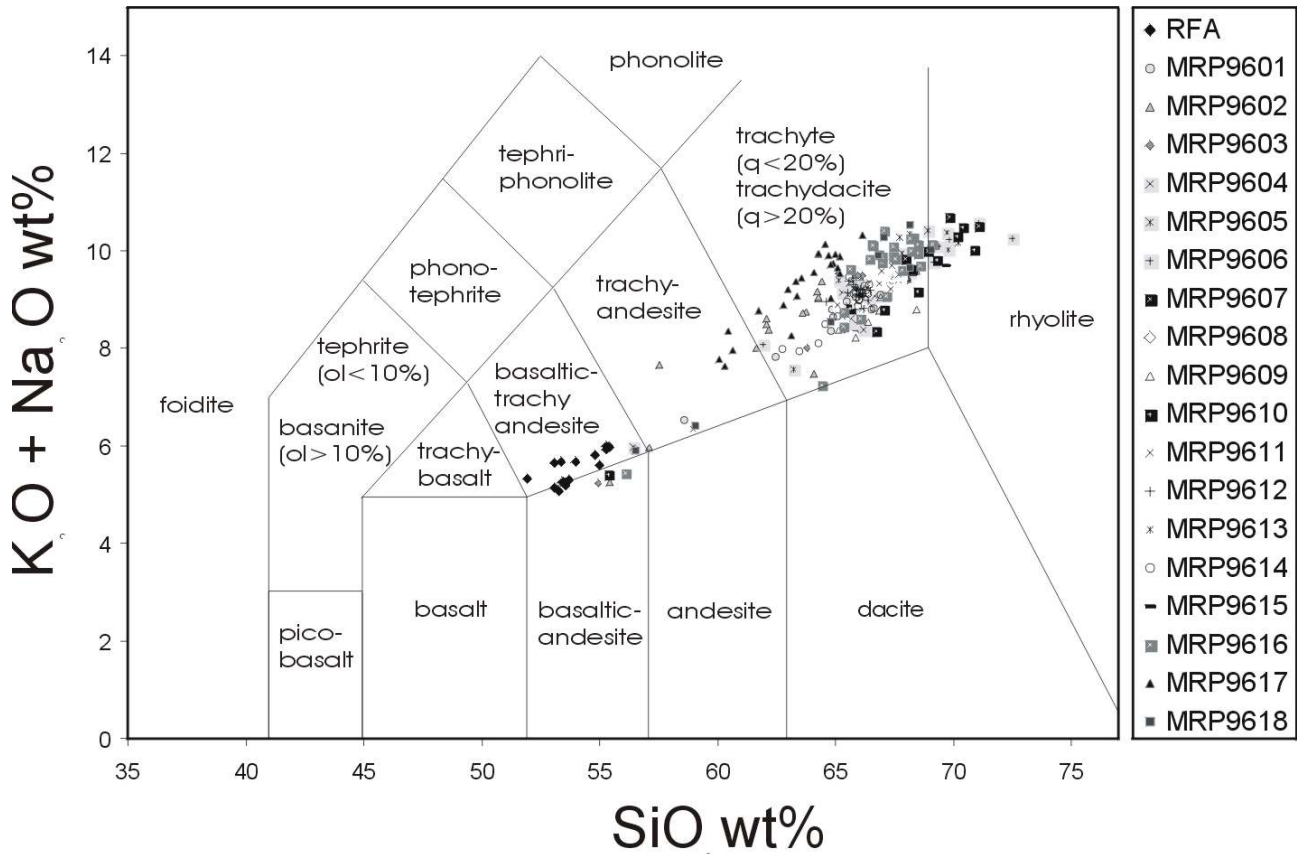


Abb. 2: **Total Alkali Silika-Diagramm** (nach Le Bas et al. 1986) (312 Einzelpunkte). Mikrosondenanalysen der Glasmatrix und RFA-Gesamtgesteinsanalysen der Proben des Ausbruches des Merapi am 22.11.1994 (erweitert nach Spieler & Dingwell 1998). Die dargestellten RFA-Messungen wurden als Gesamtgesteinsanalyse von Ralf Gertiser (IMPG, Universität Freiburg) durchgeführt.

2.1.3 Unzen / Fugendake

Der Komplex des Unzen Vulkan liegt auf der Shimabara Halbinsel (Kyushu, Japan) in einer gleichnamigen, E-W verlaufenden Grabenstruktur. Der Fugendake kündigte durch einen vulkano-tektonischen Erdbebenschwarm am 17.11.1990 und nachfolgende phreatomagmatische Eruptionen eine neue Eruptionsphase des Unzen an. Nach 198 Jahren der Ruhe brach der Fugendake, der jüngste Vulkan des seit 500 ka aktiven Unzen Komplexes, aus (Hoshizumi et al. 1999; Fujii & Nakada 1999). Die Extrusion der dazitischen Magmendome erfolgte nach einer zweiwöchigen

Eruptionspause im Mai 1991 und kam im Februar 1995 zum Erliegen. In den vier Jahren hatten sich neben dem endogenen Domwachstum 13 exogene Dom-Loben gebildet. Das unterschiedliche Extrusionsverhalten wird durch Nakada et al. (1999) auf die Veränderung der Effusionsrate zurückgeführt. Am 24.5.1991 wurden erste PF's in das Mizunashi Tal beobachtet. In Folge eines unerwartet starken PF's am 3.6.1991 starben 43 Personen, unter ihnen die Vulkanologen Dr. H Gilcken, Katia Krafft und Maurice Krafft, sowie zahlreiche Journalisten. Die größte Eruption erfolgte am 15.9.1991. Das Wachstum des Doms war in den ersten Monaten nach Osten gerichtet, und die PF's folgten dem Mizunashi Tal. Mitte August änderte sich die Richtung des Dom-Wachstums nach NE. Am 15.9.1991 löste ein großer Dom-Kollaps, der von dem Abbruch älterer Ablagerungen im Liegenden begleitet wurde, eine explosive Eruption aus. Das Volumen der abgelagerten Pyroklastika wurde mit $4.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ ($2.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ dense rock equivalent (DRE)) berechnet. Selten wurden explosive vulkanische Eruptionen (6.6.1991, 8.6.1991 und 11.6.1991) registriert. Brotkrusten-Bomben aus einer vulkanischen Explosion gingen am 6.6. und 11.6.1991 im Senbongi Tal nieder. Wenige Tage später (17.6.) wurde eine ununterbrochene Asche-Förderung (ash-jet) aus dem Dom beobachtet (Fujii & Nakada 1999, Nakada et al.1999). Experimente an dem ausschließlich am 8.6.1991 geförderten Bims der vulkanischen Bomben lassen einen direkten Zusammenhang zwischen dem Material und dem veränderten Eruptionstyp erkennen. Am 15.9.1991 kollabierte der Dom nach endogenem Aufwölben in nordöstlicher Richtung. Der PF folgte dem Oshigadani Tal bis zu dem Zusammenfluss mit dem Mizunashi Tal. Die Flow-Front, dieses mit $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ (DRE) größten PF der Eruptionsphase von 1991-1995, erreichte eine Distanz von 5,5km, während sich die von ihm ausgehenden Surges bis nach Ohonokoba (2,5-3km SE des Zusammenflusses) ausdehnten (Nakada et al. 1999). Durch das nach NE gerichtete exogene Domwachstum und die damit verbundenen PF's wurde das Oshigadani Tal bis auf Höhe des Taruki Grades verfüllt. In Folge dessen konnten die PF's in das nordöstlich gelegene Senbongi Tal abfließen. Hierbei fielen die BAS über die steilen Flanken des Taruki Grades und wurden durch die Transportenergie fragmentiert. Der Einfluss dieses sekundären Prozesses ist deutlich an der Dichteverteilung (Abb. 20) abzulesen. Auf die Auswirkung der Korngrößenveränderung durch autogene Explosion (self-explosion, Sato et al. 1992) wird in Kap. 3.2. näher eingegangen.

Ab November 1993 verstärkte sich das endogene Wachstum des Domes. Im Oktober 1994 begann die Extrusion einer langgestreckten Magmen-Kuppe (Spine) auf dem endogenen Dom, mit der die Aktivität des Fugendake im Februar 1995 zum Erliegen kam.

Die exakten Aufzeichnungen der Aktivität, sowie die Foto- und Video-Dokumentation der Vulkan-Dom-Entwicklung und PF's geben in Kombination mit den intensiven Studien an den Ablagerungen der BAS eine ideale Basis für die spätere Eingliederung der experimentellen Arbeit. Ui et al. (1999) beschreiben zwei Entstehungsmechanismen für die BAS aus den Lava Domen. Während des exogenen Wachstums wurde die Front der Lava Loben durch Abkühlungsrisse instabil und brach ab. Der abgebrochene Block löste sich von dem Dom und fragmentierte von der Basis ausgehend nach oben. Steinschläge aus der instabilen Abrisskante folgten den BAS. Auch der von Sato et al. 1992 beschriebene Mechanismus der „Self-explosion“ weist auf eine hohe, in den unterkühlten Schmelzen des exogenen Doms, gespeicherte Energie hin. Diese Energie kann durch die geschlossene Porosität und die durch Abkühlung entstandene Spannung im Gestein erklärt werden.

Das endogene Domwachstum zeigte einen zweiten Eruptionstyp. Durch das endogene Wachstum bildete der Dom Aufwölbungen. Instabile Blöcke des Doms lösten sich und explodierten während des Transports.

Aus den Versuchen ergab sich die Theorie zu einem weiteren Ausbruchsverlauf, das in dem lagenartigen Aufbau des Unzen Domes basiert. Die wechselnde Porosität der Lagen führt neben der veränderten Zugfestigkeit der Gesteine auch zu unterschiedlichen Bruchgeschwindigkeiten. Wird eine hoch poröse Lage durch das Domwachstum exponiert, so kann eine einzelne Lage mit steigender Geschwindigkeit aus dem Verbund gesprengt werden. Das Hangende würde eine zusätzliche Zugbelastung erfahren und bei Überschreiten der Zugfestigkeit fragmentieren.

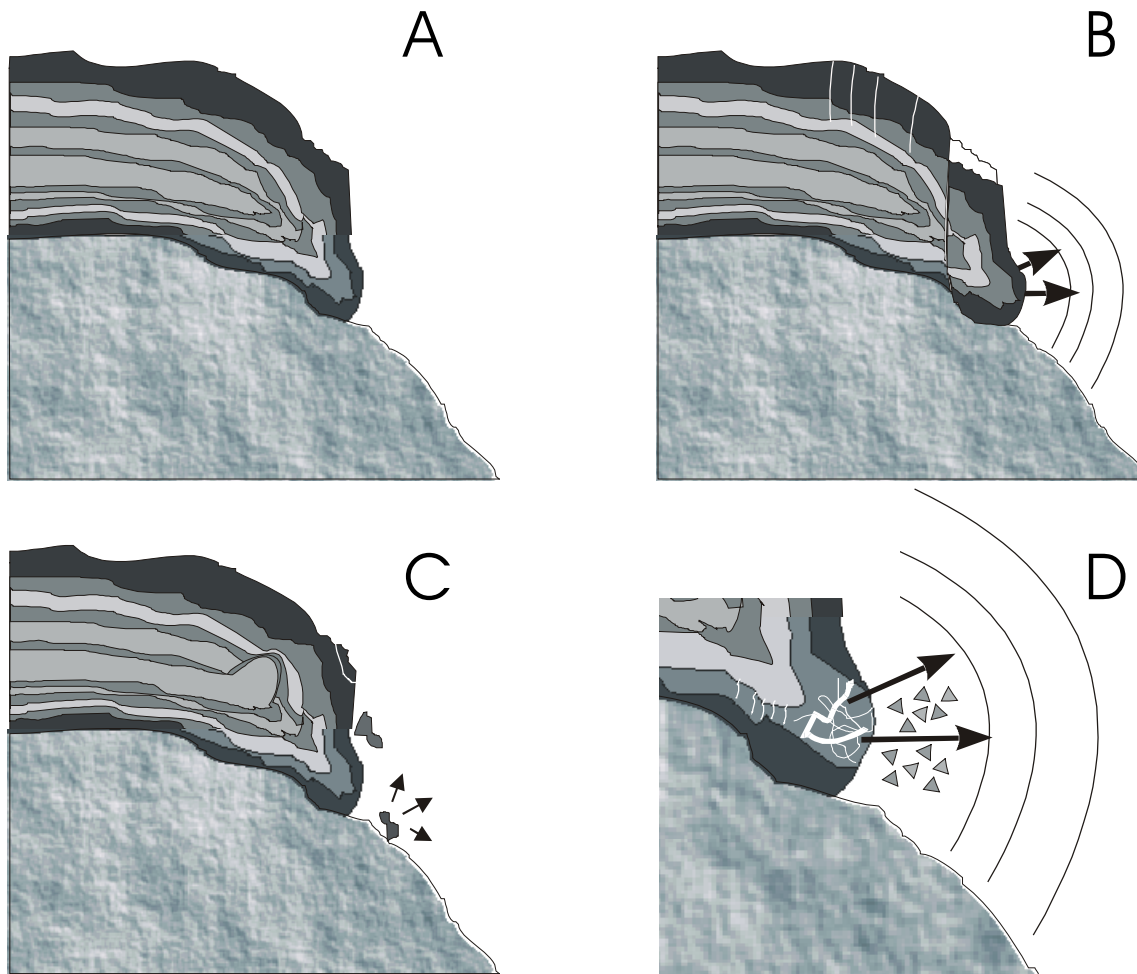


Abb. 3: A Schematische Darstellung eines in Lagen aufgebauten Vulkan-Domes; B,C Darstellung der von Prof. Ui beschriebenen Fragmentationsmechanismen des Unzen. B.: Durch Abkühlungsrisse wird die Stabilität des Domes reduziert und ein Sektor Kollaps ausgelöst. Neben dem Dom Material kann bei diesem Mechanismus auch das Liegende an dem Abbruch beteiligt sein. (Ui et al. 1999). C.: Bei dem endogenen Domwachstum werden durch die gesamte oder lokale Aufwölbung des Dom Blöcke aus der „Kruste“ gelöst. Diese Blöcke „explodieren“, im Fall des Unzen, während des Abbruchs, bzw. im Moment des Aufprallens auf den Talus. Die so ausgelösten BAS wiesen keine Surges auf, es handelte sich um niederenergetische Bruchprozesse. D. Durch die Experimente wurde ein weiterer Mechanismus belegt, der die Destabilisierung des Domes in hochenergetischen Bereichen ermöglicht. Wird eine poröse Lage des Domes exponiert, kann diese Schicht aus dem Verband gesprengt werden. Eine Fragmentationsfront würde mit steigender Geschwindigkeit in den Dom eindringen. Das Hangende würde hierdurch einer höheren Zugbelastung ausgesetzt. Zusätzlich kann dieser Mechanismus im Inneren des Domes Schichten freilegen, die unter stärkerem Druck stehen und somit den Prozess beschleunigen.

Neben den Untersuchungen zur druckabhängigen Korngrößenverteilung war am Unzen die Geschwindigkeit der Bruchprozesse in den unterschiedlichen Materialien von besonderem Interesse.

Material

Die erste Serie von Fragmentationsversuchen an dem Dazit des Unzen wurde an Proben durchgeführt, die Prof. Ui zur Verfügung stellte (MUZD UI). Eine große Anzahl von Proben (65kg) verschiedener pyroklastischer Ströme wurde während eines Feldeinsatzes zu Beginn des Jahres 1998 durch Dingwell und Gottsmann für die Versuche entnommen. Hierdurch war eine große Bandbreite an Materialien für die Experimente sichergestellt. Die Analysen wurden auf die Proben MUZD-UI, FD24693 und ENSP konzentriert.

Der Dazit des Unzen ist durch besonders große Phänokristalle (0,7 - 10mm) geprägt. Die Plagioklas-Kristalle sind mit feinen Rissen durchsetzt. Hierdurch ist ähnlich wie bei dem MSHD die Bruchfestigkeit der Kristalle geschwächt, sie zerfallen leicht in kleine Bruchstücke. Die Grundmasse des dichten Dazites ist von polygonalen Bruchbahnen durchzogen. Einzelne unregelmäßig geformte, große (>10mm) Blasen zeichnen die schwach ausgeprägte Einregelung der Phänokristalle nach. Als Einsprenglinge konnten Plagioklas mit einem An-Anteil von 40 - 50%; teilweise randlich stark zersetzte Hornblende, Biotit mit Reaktionsgefügen (z.T. stark alteriert) sowie Erze, Pyroxen, resorbierter Quarz in einer Glasmatrix mit Sanidin in trachytischer Textur und Mikrolithe bestimmt werden.

Die Wassergehalte in der Grundmasse des 1991 geförderten Dazit werden von Kusakabe et al. mit 0,2 – 0,6%_{ogew.} angegeben, dies entspricht einer Sättigung im Gleichgewicht bei 3 – 20 bar und bestätigt Gesamtgesteinsanalysen von Maeda et al. (1991) mit 0,18 – 0,45%_{ogew.}. Experimentelle Arbeiten an den Paragasiten der Grundmasse zeigten ein Stabilitätsfeld von 880°C ± 30°C bei einem Druck >700 bar (Sato et. al. 1992). Dem gegenüber stehen Ergebnisse von Fe-Ti Oxyd Analysen, die einen Temperaturbereich von 780 – 870°C ergeben. Die Effusionsrate ist direkt an Schwankungen in der Kristallinität und der damit verbundenen chemischen Varianz gekoppelt (Nakada & Motomura 1999). Aufgrund der Größe der Phänokristalle und Blasen waren umfassende Änderungen des Autoklaven und der Gaszufuhr der Fragmentationsbombe notwendig.

Die hohe Materialvarianz spiegelt erneut den inhomogenen Lagenbau der Magmendome wider. Um die Ergebnisse der experimentellen Fragmentation in ein Eruptionsmodell einbringen zu können, musste eine Abschätzung der Massenverhältnisse erstellt werden.

Hierzu wurden, mittels einer neu entwickelten Technik, im Sommer 2000 erste Dichtemessungen an Gesteinen der BAS im Gelände vorgenommen (4.3.1.1. Dichtemessungen) und eine Verteilungskarte erstellt (Abb. 20, Tab. 2).

2.2 Eruptionsmodelle

Die im Folgenden (3.2) beschriebene Methodik kann auf eine Reihe von Eruptionsmodellen angewendet werden. Die vorliegende Arbeit fokussiert sich auf die Dynamik des Dom-Kollaps in seinen unterschiedlichen Varianten. Der Mechanismus, der den Zusammenbruch des Domes oder eines Teils des Domes auslöst, bleibt hierbei weitgehend unberücksichtigt.

Ein Vulkandom besteht aus hochviskoser Lava. Die Morphologie des Domes hängt von der Viskosität des Magmas, der Förderrate, aber auch von der topographischen Position der Extrusion ab (Fink & Griffith 1998). Trotz intensiver Studien konnte bisher nicht geklärt werden welche Faktoren das explosive Verhalten einzelner Extrusionen verursachen bzw. verstärken. Die Eruptionen des Mt. St. Helens, des Mt. Unzen und des Merapi, deren Materialien in die Untersuchungen eingingen unterscheiden sich deutlich in Hinblick auf die morphologische Klassifikation. Der Dazit des Mt. St. Helens stammt aus einem Kryptodom der durch einen Hangrutsch entlastet wurde. Die Dazite des Unzen repräsentieren Material der exogenen Loben und des zentralen endogenen „Spine“ (ENSP). Die Andesite des Merapi entsprechen nach Fink und Griffith (1998) der Kategorie „Platy“. Die Topographie der Dome des Unzen (lobat) und Merapi (platy) wird durch die Rheologie und ihre Überhang-Position mit vorgelagerten Schuttkegeln bestimmt. Bei den Eruptionen des Unzen handelt es sich meist um Block und Asche Ströme (Block and Ash flow) in Kombination mit Surges. Ausgelöst werden sie durch Instabilitäten der Domfront oder der Schichten im Liegenden des Dom (Abb.3). Die Eruptionen des Merapi werden durch den Abbruch der Domfront ausgelöst. Aufgrund der Häufung der Eruptionen in der Regenzeit ist davon auszugehen, dass durch Regenwasser, welches über die Risse der sehr unregelmäßigen Domoberfläche abläuft, eine Veränderung der Hülle des Domes ausgelöst wird. Eine durch das Wasser erhöhte Abkühlungsrate der Oberfläche könnte die Ausbildung der Abkühlungsrisse beschleunigen. Die Zugfestigkeit des Domes würde rapide abnehmen und der (auf Zug) belastete Bereich würde nachgeben. Die häufig im Umfeld des Merapi-

Projektes diskutierte Theorie des phreatomagmatischen Einflusses von Regenwasser greift nicht da ein schlagartiges Überhitzen des Sickerwassers ausgeschlossen ist.

Der experimentelle Ansatz ermöglicht auch Analysen zu Eruptionsverläufen in Vulkanschloten. Die exakte Kenntnis der Geschwindigkeit, mit der sich die Fragmentationsfront in einem Material bewegt, ermöglicht die Berechnung der Eruptionsverläufe. Die Eruption des Pinatubo (1992) förderte zur selben Zeit zwei Bims-Varietäten. Der graue, feinporige Bims (GP) und der weiße Röhrenbims (WP) traten zu unterschiedlichen Anteilen in der selben Eruption auf, was zu einem neuen Modell der Magmenförderung am Pinatubo geführt hat. Für die numerische Modellierung ist hierbei die sehr unterschiedliche Geschwindigkeit der Fragmentationsfront von Interesse. Im GP wurden 44,64 m/s (194,8 bar) gemessen, im WP war die Geschwindigkeit fast 20 m/s höher. Hier wurden 63,77 m/s (192,5 bar) errechnet.

Den Modellen die eine Analyse mit der Fragmentationsbombe ermöglichen ist eines gemeinsam: Die Bruchenergie wird durch den Gasüberdruck in den Poren übertragen. Hierbei ist der zeitliche Ablauf und die damit verbundenen Frage, ob eine Dekompression des Domes zu einem explosiven Verlauf führt oder in einem Hangrutsch bzw. erweiterten Steinschlag endet, besonders wichtig.

3 Untersuchungsmethoden

Die Methodik umfasst zwei Teilbereiche: Die experimentelle Durchführung und die Analyse. Bei einem neuen experimentellen Ansatz stellt die Weiterentwicklung der Methode einen komplexen Aufgabenbereich dar der eng mit den Ergebnissen der Analyse verbunden ist. Einer der Hauptaspekte der vorliegenden Dissertation war die Prüfung verschiedener Methoden zur Charakterisierung der experimentell erzeugten Pyroklastika. Die Untersuchungsmethoden wurden hierbei der vulkanologischen Feldarbeit entliehen und basieren zu einem großen Teil auf den Methoden der Sedimentologie. Die Charakterisierung der Materialien wird in Analysen der Proben vor und nach den Versuchen gegliedert.

3.1 Proben Präparation

• Fragmentationsproben

Für die Fragmentations-Versuche wurden die Proben in 55-65 mm starke Platten zersägt. Hierbei wurde darauf geachtet, dass Proben mit erkennbarer Fließtextur rechtwinklig zu der Kristall- bzw. Blasenauslenkung zerteilt wurden. Hierdurch wurde sichergestellt, dass die mit einem Diamanthohlbohrer aus den Platten geschnittenen zylindrischen Proben parallel zu der Fließrichtung entnommen wurden. In weiteren Arbeitsschritten wurden die Gesteinszylinder auf eine Länge von ca. 50,5 mm gekürzt und auf einer Läppscheibe auf eine Länge $50 \text{ mm} \pm 0,05 \text{ mm}$ geschliffen (Körnung 800-1200). Die Proben wurden bei 80°C mehrere Tage getrocknet und in Schnappdeckelgläsern aufbewahrt oder verblieben bis zu ihrer weiteren Verwendung im Trockenofen. Der Durchmesser der Proben betrug in der ursprünglichen Konfiguration 17 mm (im Rahmen der Genauigkeit der Bohrer) und wurde im Laufe der Arbeit auf 26 mm erweitert (2.2.1. Experimenteller Aufbau und Entwicklung). Die Präparation hochporöser Gesteine (>60% Porosität) erwies sich, durch das Ausbrechen der Kristalle aus der Zylinderwand und der hieraus resultierenden randlichen Abrasion, als besonders diffizil. Bei Bimsen stellt die Blasengröße neben den Kristallen den limitierenden Faktor. Liegt der Durchmesser der Blasen über 5 mm, so ist die Präparation der Zylinder nicht möglich.

Eine einzige Andesitprobe des Merapi konnte aufgrund der Blasentextur und der hohen Phänokristallgehalte bisher nicht bearbeitet werden.

Dünnschliffe

Im Zuge der Präparation der Dünnschliffe für die Bildanalyse ($40 \text{ m} \times 30 \text{ m}$) wurde eine Methode der Vakuumpräparation entwickelt um den offenen Porenraum effektiv in einem Füllzyklus mit Epoxydharz auszufüllen. Die Proben wurden in einem Exsikator auf einer durch Magneten gehaltenen Wippe über einem mit dem Epoxydharz (Epotech) gefüllten Becher fixiert. Der Exsikator wurde evakuiert. Durch das Lösen des außen am Exsikator angelegten Haltemagneten wurden die Proben von der Wippe in das Epoxdbad eingebracht. Durch Öffnen des Einlassventils stieg der Druck im Exsikator und das Epoxydharz wurde in die eingetauchten Proben gesaugt. Ein mehrfaches Befüllen der Proben das störende Ränder erzeugt wurde vermieden. Die verbliebenen Luftblasen in der offenen Porosität waren

vernachlässigbar. Nach dem Anschleifen wurden die geöffneten Blasen der zuvor geschlossenen Porosität durch Bestreichen der Oberflächen mit Epofix oder Sekundenkleber gefüllt und die Proben feingeschliffen und poliert. Die unterschiedlichen Reflektionseigenschaften der Kleber erschwerte hierbei die Bildanalyse.

REM-Proben

Die Analyse der Fragmente sollte durch Raster Elektronen Mikroskop (REM) Aufnahmen ergänzt werden. Proben wurden als Streupräparate der einzelnen Siebfraktionen hergestellt. Aufgrund der Kornform, die zu einem ungenügenden Kontakt der Goldbeschichtung zu dem Al-Träger führten, wurden die Proben zweifach beschichtet. Eine Kohlenstoffschicht wurde mit einer Goldbeschichtung überzogen.

Der Einfluss des Erhaltungsgrades der Phänokristalle auf die Partikelverteilung und die „Sollbruchstellen“ und „Schutznetz“-Funktion von Blasenrändern auf Kristalloberflächen konnte anhand von REM- Aufnahmen geklärt werden (Spieler & Dingwell 1998).

Die Untersuchungen ergaben, dass eine Nutzung der Bruchflächen für Fraktal-Analysen nicht infrage kam, da die Bruchrichtung nicht in einen Zusammenhang mit der Entlastungsrichtung gebracht werden kann.

3.2 Fragmentationsuntersuchungen

Die Fragmentationsuntersuchungen gliedern sich in zwei Blöcke:

- Die Untersuchung des Bruchschwellenwertes beinhaltet die granulometrische Analyse der entstehenden Fragmente im Temperaturbereich um 20°C bis 950°C.
- Die Untersuchung der Bruchgeschwindigkeit dient zur Erstellung von Eruptionsmodellen. Aufgrund technischer Begrenzungen konnten diese Versuche nur bei Niedrigtemperatur durchgeführt werden. Ein neu entwickelter Versuchsaufbau ermöglicht inzwischen Analysen bis 950°C.

3.2.1 Experimenteller Aufbau und Entwicklung

Der Vergleich von explosiven Vulkaneruptionen mit Stoßrohr Versuchen wurde erstmals von Bennett (1974) veröffentlicht. Die Umsetzung dieses Gedankens wurde

erst 1996 realisiert (Alidibirov und Dingwell 1996a,b) und mit natürlichen Proben in einem physikalisch für Vulkaneruptionen relevanten Druck- und Temperaturfeld durchgeführt. Der experimentelle Aufbau und die weitere Entwicklung der Apparatur wird im Folgenden beschrieben.

3.2.1.1 Aufbau

Für die Untersuchungen wurde die von Alidibirov und Dingwell (1996a,b) beschriebene Fragmentationsbombe genutzt. Die Apparatur ist nach dem Prinzip eines Stoßrohrs aufgebaut und besteht aus zwei vertikal angeordneten Segmenten. Eine Hochdruck-Hochtemperatur-Kammer (HPT) ist gegen einen Entlastungskessel (LPT) durch eine Berstscheibe getrennt (Abb. 4).

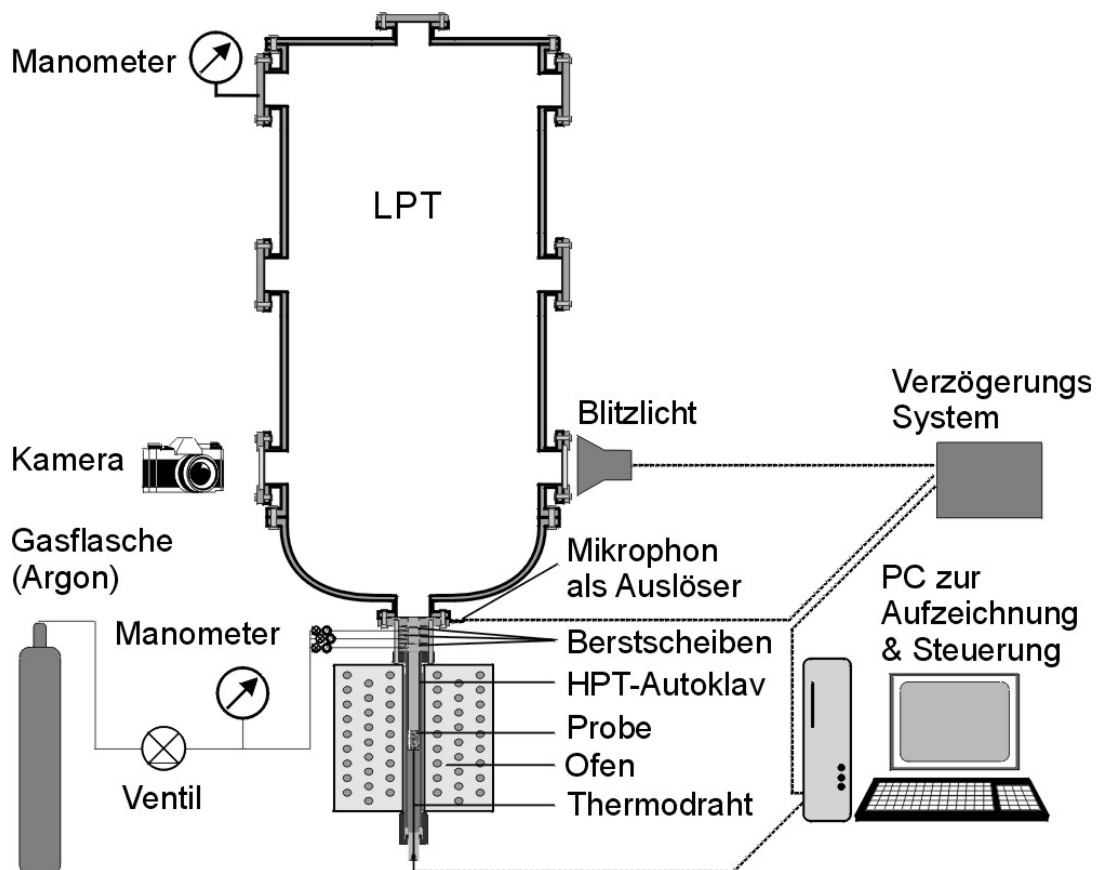


Abb. 4: Schemazeichnung der Fragmentationsbombe. Die nach dem Stoßrohr Prinzip aufgebaute Apparatur besteht aus einem Hochdruck Autoklav (HPT) und einem Entlastungskessel (LPT). Die Tanks sind durch eine Anordnung von bis zu drei Berstscheiben getrennt. Ein Steuerungs-PC zeichnet den Druck im Autoklav und die Temperatur auf. Ein Mikrofon dient als Auslöser für ein über ein Verzögerungssystem angeschlossenes Blitzlicht. Das Mikrofon wird auch bei Versuchen mit dynamischen Druckaufnehmern als Auslöser für die Aufzeichnung verwendet.

Die Hochdruck-, Hochtemperatur-Kammer wurde für Druck bis zu 200 bar (Flaschendruck) und Temperaturen bis zu 950°C konzipiert. Die HPT wurde aus Nimonic 105 gefertigt und ermöglicht die Untersuchung von Proben mit einem Durchmesser von 17 mm und einer Länge von 50 mm. Ein externer Ofen kann um die HPT geklappt werden, so dass die Probe in einer stabilen Temperaturzone zum Liegen kommt. Die Temperatur der Probe wird durch ein Thermoelement (Thermocoax Mantelthermoelemente TKA 15/50/DIN) überwacht das an der Unterseite der Probe anliegt. Mit einem Druckaufnehmer (Kistler 4075A500) wird der angelegte Gasüberdruck in einem Steuerungs-PC aufgezeichnet. Der Druckaufnehmer ist in der Gaszufuhr angebracht und kann durch ein Manometer kontrolliert werden. Das Gassystem mit zwei Magnetventilen, zwei Feindosierventilen (NOVA) und einem Dosierventil ausgestattet um den Druck regulieren zu können. Die Berstscheibe zwischen den Kammern ermöglicht durch Überschreiten ihrer vorgegebenen Druckstabilität (5-10% Genauigkeit), die gezielte schnelle Dekompression der HPT. Über der öffnenden Berstscheibe bildet das expandierende Gas eine Stoßwelle in den LPT aus. Eine Dekompressionsfront läuft mit ~326m/s in den HPT ein und trifft auf die Probe. Die Dekompressionswelle erzeugt eine Überdrucksituation in der Probe gegenüber der Gasphase. Dies kann zu dem Zerschlagen des Gesteinszylinders und dem anschließenden Ausstoß der Fragmente in den Entlastungskessel führen. Der Entlastungskessel (LPT) hat ein Volumen von 0.77m³ (Länge 2000 mm und Durchmesser 700 mm) um das expandierende Gas aufzufangen und einen nahezu konstanten Druck während des Experimentes zu gewährleisten. Die ursprüngliche Planung, den Tank mit einem Fänger auszurüsten, um Fragmente vor sekundärer Fragmentierung zu bewahren, konnte nicht umgesetzt werden. Ein zu hoher Partikelverlust wäre durch weitere Einbauten entstanden. Neun Beobachtungsfenster ermöglichen die Fotoanalyse der Fragmente während des Ausstoßes. Die erzeugten experimentellen Pyroklastika können nach dem Versuch entnommen und auf Korngrößenverteilung, Textur und eventuelle Materialveränderungen hin analysiert werden.

Ein weiterer Versuchsaufbau ermöglicht durch die Aufzeichnung des Druckgeschehens über und unter der Probe die Bestimmung der Bruchgeschwindigkeit. Als Bruchgeschwindigkeit wird die Fortsetzungsgeschwindigkeit der Fragmentationsfront bezeichnet. Der Versuchsaufbau und die Positionierung der dynamischen Druckaufnehmer, wird in Kapitel 3.2.3. beschrieben.

3.2.1.2 Entwicklung

Der in Abb. 4 beschriebene Originalaufbau wies eine Reihe von konstruktiven Problemen auf die eine physikalische Beschreibung der Proben erschwerte. So besteht der LPT aus Norm-Stahl und wurde gegen die Oxidation durch eine Beschichtung ($\sim 0,5 - 1$ mm starken Schiffslack) geschützt. Dieser Schutzanstrich wurde jedoch durch die Einschläge von abgerissenen Berstscheiben-Lamellen und vereinzelt durch große Partikel beschädigt und fand sich in zunehmendem Maße in den Proben wieder.

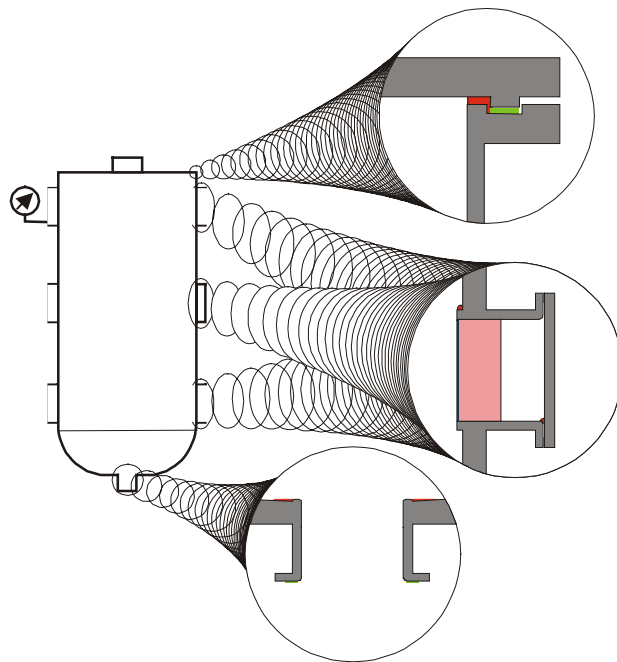


Abb. 5: Die erste Generation des Entlastungskessels wies eine Reihe von Sedimentfallen auf. Insbesondere die 2 mm starke Dichtung vor den Beobachtungsfenstern und die abgesenkte Dichtung gegen den Deckel erwiesen sich als problematisch. Durch eine Schweißnaht auf dem horizontalen Teil des Klepperboden entstand eine Wulst, die das Wasser am Abfließen hinderte. Der Versuch, den Partikelverlust und die daraus resultierende mögliche Kontamination durch zusätzliche Gummidichtungen sowie durch Schaumstoff hinterlagerte Edelstahlscheiben vor den Fensteröffnungen zu vermeiden, brachte nicht den gewünschten Erfolg. Neben diesen Ablagerungs-Problemen kam es zu der Kontamination der Probe durch den Rostschutzanstrich des LPT.

Nachteilig erwies sich auch eine Reihe von Sedimentfallen die durch das Dichtungssystem des LPT entstanden (Abb. 5). Partikel fanden sich noch nach dem Ausspülen mit einem Hochdruckreiniger auf der Dichtung vor den Beobachtungsfenstern. Eine umlaufende Nut zur Aufnahme der Dichtung zwischen Tank und Deckel wurde zur Sedimentfalle. Im Einzelfall wurde nach dem Reinigen mit hohem Zeitaufwand bis zu 2g Material aus dem LPT rückgewonnen. Der Versuch, den Partikelverlust und die daraus resultierende mögliche Kontamination durch zusätzliche Gummidichtungen sowie Edelstahlscheiben vor den Fensteröffnungen zu vermeiden, zeigte geringen Erfolg. Durch die Präzision der Granulometrie und den hohen Verlust bei einem mit $\leq 20\text{g}$ geringen Probengewicht wurde die Neukonstruktion des LPT erforderlich.

- Entlastungskessel (LPT)

Aufgrund der Erfahrungen mit der ersten Generation des LPT konnte der zweite Tank den Erfordernissen besser angepasst werden. Die Dichte der Einschlagsspuren durch Partikel an dem Deckel des LPT war innerhalb eines Radius von 200 mm am höchsten. Hieraus ergab sich der Durchmesser des neuen Tank von 400 mm. Für Partikel die über diesen Radius hinaus streuen ergibt sich ein flacher Impakt-Winkel. Durch den flachen Impakt wird die sekundäre Fragmentation vermindert. Auf die Verwendung eines spitzwinkligen bzw. kegelförmigen Deckels zur Verminderung von sekundären Bruchprozessen wurde aus Reinigungs- und Kostengründen verzichtet. Bei der Konstruktion des neuen, aus Edelstahl gefertigten, gasdichten LPT wurde die Verwendung von Dichtungen vermieden. Das System ist durch polierte Verbindungsflächen gasdicht. Anstelle der großen Fenster wurden sechs 1“ Gewinde als Messpositionen eingesetzt, die durch Messingschrauben verschlossen sind. Der Boden des Tanks ist in einem flachen Winkel zu einer zentralen Bohrung (Durchmesser: 40 mm) eingesenkt. Der Rand der Bohrung ist mit einem Radius versehen, um das Ausspülen der Partikel zu erleichtern (Abb. 58).

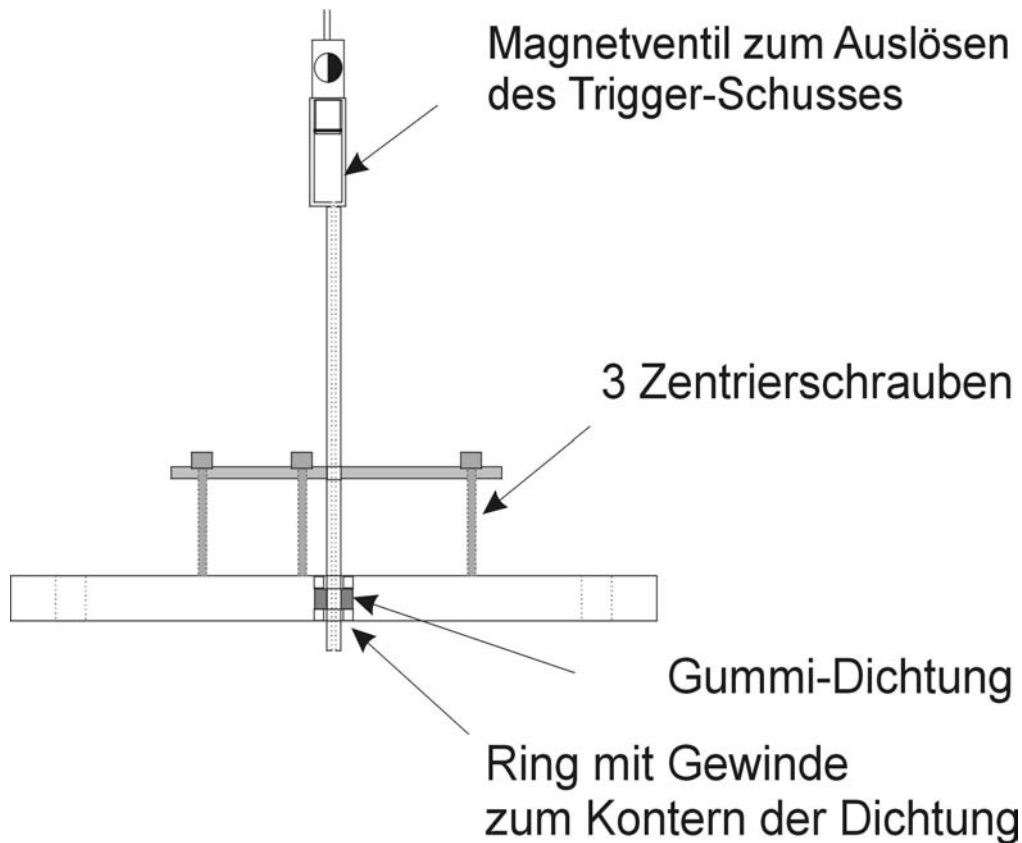


Abb. 6: Durch den Einsatz eines Luftgewehr-Triggers nach dem Vorbild des Würzburger Teehaus-Systems konnte die Präzision des Öffnungsdruckes des Autoklaven verbessert werden. Durch den Einschuss der Luftgewehrprojekteile in die Berstscheibe wurden deren Kanten verbogen und so eine nicht bestimmbare Veränderung des Systems herbeigeführt. Erkennbar war eine Veränderung des Ausstoßverhaltens anhand von Highspeed-Video-Aufnahmen, die während einer Versuchsreihe zur Bestimmung der Auswurfgeschwindigkeiten in Würzburg aufgenommen wurden. Der Luftgewehr Trigger wurde aus dem Versuch entfernt.

- Luftgewehr-Trigger – Gasdruck-Trigger

Da die Berstscheiben eine beträchtliche Varianz in Bezug auf den Öffnungsdruck zeigen, wurde auf Anraten von Dr. B. Zimanowski (Universität Würzburg) ein Luftgewehr als Auslösemechanismus in den Aufbau integriert (Abb. 6). Durch den Einschlag eines Kupfer-Spitz-Projektils sollte die Öffnung der Berstscheibe auf 1 bar genau ermöglicht werden. Der Impakt der Projektile führt zu einem Druckwellen-Signal in den Aufzeichnungen der Versuche mit dynamischen Druckaufnehmern und erschwerte die Analyse der aufgezeichneten Druckentlastung. Desweiteren wurden die Berstscheibenlamellen in den HPT hinein verbogen und standen nach dem Öffnen im Gasfluss. Aufzeichnungen mit einer Hochgeschwindigkeitskamera an der

Universität Würzburg belegten das veränderte Ausströmverhalten des Gases. Der Luftgewehr-Trigger wurde daraufhin aus der Apparatur entfernt.

Durch den Einsatz eines dreifachen Berstscheibensatzes (Abb. 7) soll dieser Veränderung entgegengewirkt werden. Zwei oder drei übereinander gelagerte Berstscheiben, in deren Zwischenraum ein mittlerer Überdruck herrscht, können präziser geöffnet werden als es das modifizierte Luftgewehr erlaubt. Über dem Autoklav liegt die erste Berstscheibe. Sie ist so konstruiert, dass sie bei dem gewünschten Berstdruck P_1 öffnet. Darüber folgt ein Zwischenraum in dem ein Gasdruck von $P_1 \cdot 0,5$ angelegt wird und der gegen den Niederdruck-Tank durch eine weitere Berstscheibe, deren Berstdruck kleiner P_1 und größer $P_1 \cdot 0,5$ ist, abgegrenzt wird.

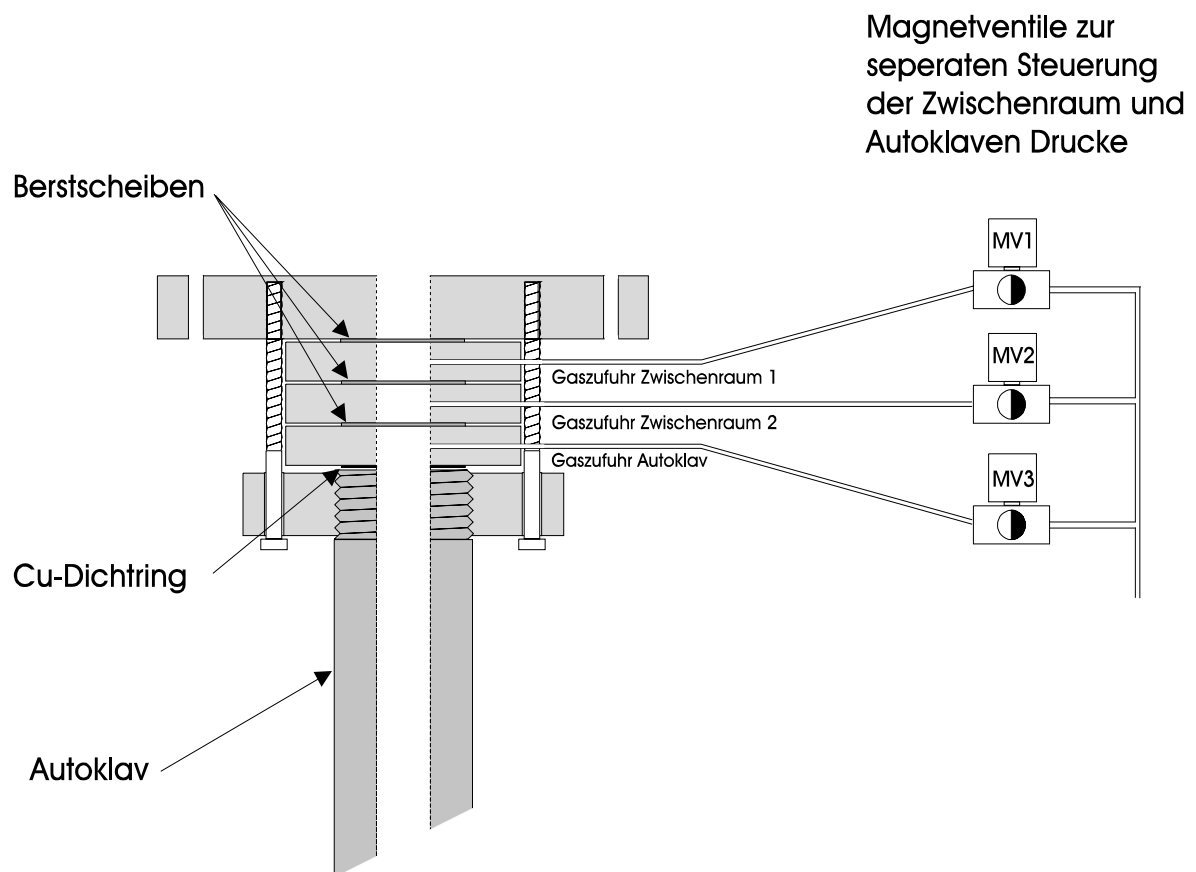


Abb.7: Konstruktionsskizze der Autoklavenhalterung zur Gasdruck-kontrollierten Triggerung der Fragmentations- und Nukleationsdrucke.

Erhöhen wir den Druck in dem Autoklav auf P_1 so hält die Berstscheibe dem Druck solange stand wie die Druckdifferenz zwischen Autoklav und Zwischenraum $< P_1$ ist. Die Scheibe wird durch den Druck im Zwischenraum stabilisiert. Erhöhen wir den Druck im Zwischenraum, so wird die obere Berstscheibe bei einem Druck kleiner P_1

bersten. Als Folge verringert sich der Druck im Zwischenraum schlagartig. Die erste Berstscheibe wird einem Druck P_1 ausgesetzt und birst exakt bei dem gewünschten Autoklav - Innendruck. Durch diese Technik kann der Autoklav auch bei einem Druck > 200 bar präzise mit einer Abweichung von < 2 bar zu dem gewünschten Berstdruck getriggert werden.

Die erste Trigger-Einheit wurde mit 10 mm hohen Zwischenräumen gefertigt. Die Expansionsenergie des Gases war jedoch zu gering, um die Berstscheiben-Lamellen vollständig zu öffnen. Die Verdoppelung des Volumens brachte die gewünschte Öffnungsdynamik. Als Resultat der in 3.2.3.1. beschriebenen Experimente zur Kalibrierung der Versuche wurde die Bohrung der zwei oberen Berstscheibenhalter und des darüber liegenden Widerlagers auf 27 mm erweitert. Die Lamellen von Berstscheiben bis 0,5 mm Stärke werden aus dem Gasstrom herausgeklappt. An den Berstscheiben entstehen somit keine Reflektionskanten (Konstruktionszeichnung im Anhang).

Der Gasdruck-Trigger ermöglichte erstmals einen konstanten Druck im Autoklav während des gesamten Experimentes. Dies war besonders für Versuche an wassergesättigten Schmelzen von Interesse (Martel et al., 2000). Bei der Verwendung einer einzelnen Berstscheibe musste der Druck in dem HPT erhöht werden, um das System zu öffnen. Die Druckerhöhung bewirkt eine unerwünschte textuelle Veränderung durch die Komprimierung der geschlossenen Blasen in der Schmelze.

Da der Prozeß der Magmenfragmentierung und dadurch der Eruptionsverlauf zu einem Großteil durch die Volatilen in der Schmelze gesteuert wird, ist es für die Versuche von größter Wichtigkeit, neben dem initialen Druckunterschied, der Dekompressionsrate und der Temperatur, den Wassergehalt der Schmelzen steuern zu können. Durch die Erweiterung der „Fragmentations-Bombe“ um einen Kompressor (bis 1 kbar) können inzwischen auch wassergesättigte Proben ohne den hohen Wasserverlust, welchem die Proben bisher während der Aufheizphase ausgesetzt sind, den Versuchen unterzogen werden.

- Autoklav (28 mm)

Bedingt durch die Größe der Kristalle in den Daziten des Unzen wurde ein HPT mit größerem Innendurchmesser entworfen. Die Berechnung der Autoklaven erfolgte nach Gleichung 1. Der Kurvenverlauf ist in Abb. 8 dem Stabilitätsfeld des Werkstoff Nimonic 105, aus dem die Autoklaven gefertigt wurden, gegenübergestellt. Bei dem

Design der Autoklaven mit einem Innendurchmesser von 28 mm wurde mit besonderer Sorgfalt auf die Vermeidung von Gasvolumen unter dem Probenhalter geachtet. Hierzu wurde der Durchmesser der Bohrung unter der Probe auf 10 mm reduziert. Für einen verbesserten thermischen Gradienten in der Konfiguration sorgt eine Al_2O_3 -Scheibe, die als Isolator eingefügt wurde (Abb. 61). Eine 5 mm hohe Stahlscheibe ermöglicht es den Probezylinder aus dem Autoklaven herauszupressen und gewährleistet außerdem die Temperaturkonstanz der Probe.

$$\begin{aligned}
 R &:= 18\text{mm} & r &:= 14\text{mm} & r_0 &:= 14\text{mm} \\
 a &:= 10..1100 & P_H &:= 1 \cdot 10^5 \cdot \text{Pa} & C_a &:= a \cdot 10^5 \text{Pa} \\
 \alpha &:= \frac{R}{r} & \alpha_0 &:= \frac{R}{r_0} \\
 \sigma_{r_a} &:= C_a \cdot \frac{\alpha^2 - 1}{\alpha_0^2 - 1} - P_H \cdot \frac{\alpha_0^2 - \alpha^2}{\alpha_0^2 - 1} \\
 \sigma_{t_a} &:= C_a \cdot \frac{\alpha^2 + 1}{\alpha_0^2 - 1} - P_H \cdot \frac{\alpha_0^2 + \alpha^2}{\alpha_0^2 - 1} \\
 \sigma_{z_a} &:= C_a \cdot \frac{1}{\alpha_0^2 - 1}
 \end{aligned}$$

Gleichung 1: Berechnungsschema der Autoklavenstabilität nach Tsiklis (1968). Hier entspricht **a** dem Innendruck in bar. **P_H** dem Atmosphärendruck. **R** = der Aussenradius, **r**= Innenradius, **r₀**= Punkt der Berechnung auf dem Radius. Es ergeben sich die Zugbelastungen in radial-, tangential- und z-Richtung des Autoklaven. Die Kurvenverläufe werden in Abb. 8 dem Temperatur bezogenen Stabilitätsfeld des Werkstoffes Nimonic 105 (Nimonic 1977) gegenübergestellt.

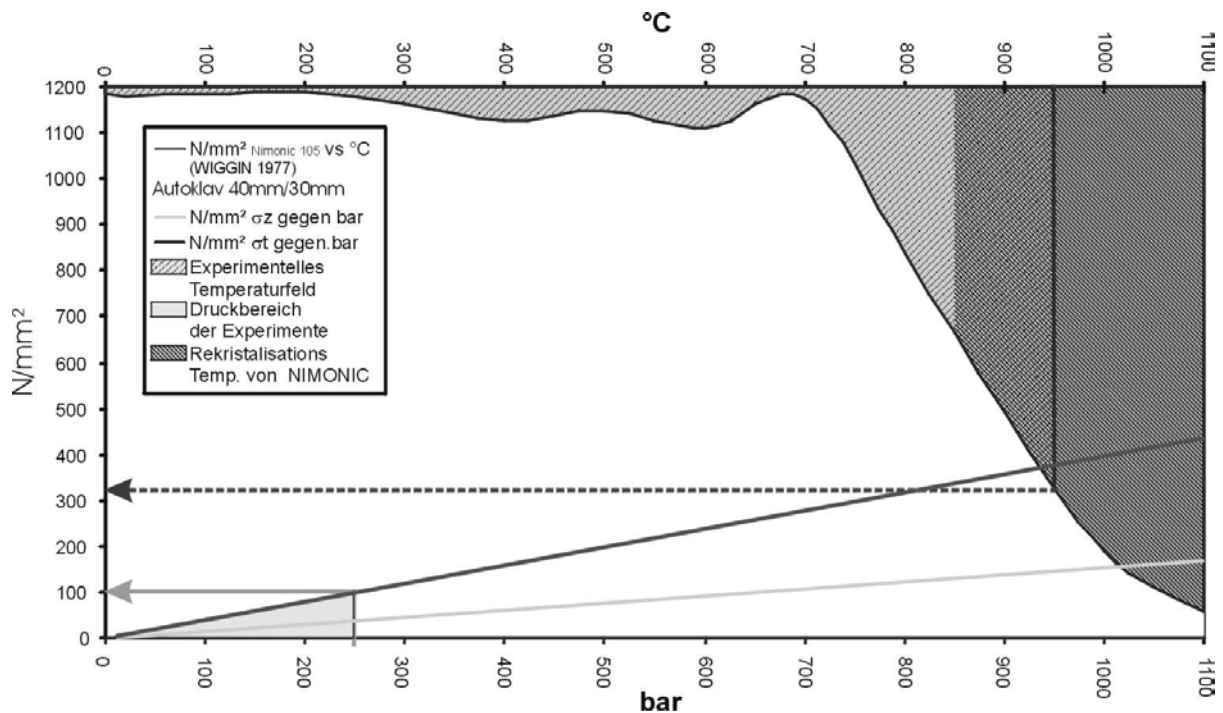


Abb. 8: Dargestellt ist die Zugfestigkeit von Nimonic 105 (nach: Nimonic 1977) in Abhängigkeit von der Temperatur [$^{\circ}C$] (Grenze der weißen Fläche). Ab $700^{\circ}C$ nimmt die Zugfestigkeit schnell ab. Bei $850^{\circ}C$ beginnt die Rekristallisation der Legierung. Die Experimente werden in einem Temperaturfeld bis $950^{\circ}C$ und Drucken bis 250 bar durchgeführt. Die Stabilität des Nimonic 105 beträgt bei $950^{\circ}C$ $320 N/mm^2$ (gestrichelter Pfeil). Dem steht eine berechnete tangentielle Zugbelastung (σ_t) von $101 N/mm^2$, $38 N/mm^2$ in σ_z und $25 N/mm^2$ radial (σ_r) gegenüber. Hieraus ergibt sich eine bedingt ausreichende Stabilität der Autoklaven. Nach einer Reihe von Experimenten bei Temperaturen $>850^{\circ}C$ muss eine thermische Behandlung des Autoklaven durchgeführt werden, um dessen physikalische Eigenschaften erhalten zu können. Die Autoklaven müssen nach jedem Versuch auf mögliche Deformationen untersucht werden.

- Autoklav für dynamische Druckversuche (28 mm)

Ein weiterer Autoklav für 26 mm Proben wurde für die Versuche zur Bruchgeschwindigkeit aus Aluminium gefertigt. Um das Gasvolumen über der Probe zu verkleinern wurde der Abstand zwischen Probe und Berstscheibe auf 150 mm verringert. Die Proben mit einer Länge bis zu 70 mm werden von unten in den Autoklav gebracht. Eine Verjüngung des Bohrdurchmessers auf 26,1 mm über der Probe fixiert den Probenhalter (hierdurch entfällt das Rückhalterohr). In Höhe der Verjüngung ist die Wand des Autoklaven durchbohrt, und ein M10 Gewinde nimmt

einen Druckaufnehmer auf der über eine 1 mm lange und 1 mm starke Bohrung mit dem Autoklav-Innenraum verbunden ist.

- Gaszufuhr

Der vergrößerte Durchmesser des Autoklaven zog die Erstellung von neuen Berstscheiben nach sich. Die Berstscheiben haben einen Durchmesser von 40 mm und werden aus Kupfer oder Stahlblech gestanzt. Die Stärke der Bleche variiert mit der zu erreichenden Belastung. Mit zwei Stempeln werden den Berstscheiben Sollbruchstellen eingestanz. Der exakte Berstdruck der Scheiben richtet sich nach der Reststärke des Bleches in der Sollbruchstelle (Abb. 9 a,b).

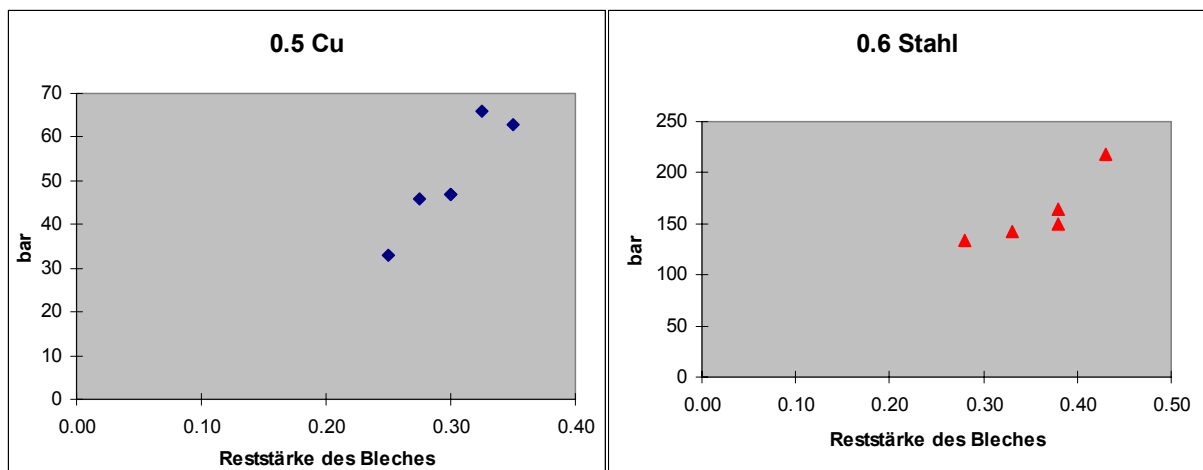


Abb. 9 a,b: Der Bruchpunkt einer Berstscheibe wird, neben den Materialeigenschaften, über die Reststärke des Bleches in der Sollbruchstelle definiert. Theoretisch kann die Gleichung 1 auch für die Berstscheiben herangezogen werden.

Ein umlaufender kreisförmiger Eindruck (29 mm) beeinflusst die Öffnungsdynamik während ein kreuzförmiger Eindruck den Öffnungsdruck festlegen soll (technische Zeichnung im Anhang 63). Die Scheiben öffnen ideal, wenn die kreuzförmige Sollbruchstelle minimal tiefer eingepresst wird als der Ring. Schwankungen in der Blechqualität wirken sich auf die Stabilität der Berstscheiben aus. Die Einpresstiefe wird über zwei Distanzringe festgelegt und kann durch Verstärkung des Stempels oder der Beilegscheiben mit Tesafilm präzisiert werden.

3.2.1.3 Thermischer Gradient / Probengröße

Die Größe der Proben wird durch die Länge der thermisch stabilen Heizzone des Ofens (75 mm) und den thermischen Gradienten beschränkt. Der Durchmesser war durch die Bohrung der Autoklaven und die Wandstärke der Probenhalter auf 17 mm festgelegt. Der im Rahmen der Arbeiten an den Daziten des Unzen gefertigte Autoklav (Abb. 61) ermöglicht Probendurchmesser bis 26 mm. Hiermit können Gesteine mit Blasen und Kristallen bis <10 mm in die Experimente aufgenommen werden. Durch die Isolierung der Proben gegen thermische Ableitung im Versuchsaufbau konnte der thermische Gradient in der Probe soweit gesenkt werden, dass eine Probenlänge von 60 mm ermöglicht wurde. Versuche mit Isolationsscheiben aus Quarzglas und Al_2O_3 unter der Probe zeigten, dass der thermische Gradient von 40°C ohne Isolation auf 12°C mit Quarzglas Schebe gesenkt werden konnte. Das Quarzglas hielt den Belastungen bei den Dekompressionen nicht stand. Scheiben aus Al_2O_3 erwiesen sich als bruchresistent und ergaben eine Senkung des Gradienten auf 15°C. Abb. 10 zeigt den Temperaturverlauf an drei, in der Zentralachse der Probe, eingebrachten Thermodrähten. Die Thermodrähte wurden vor dem Versuch gegen Gold geeicht und zeigten eine Abweichung < 1°C. Neben den Messpositionen in der Probe sind das Thermoelement unter der Probe und das Steuer-Thermoelement des Ofens eingezeichnet. Die Messpositionen in der Probe liegen 1 mm über der Probenunterseite, im Probenzentrum und 1 mm unter der Probenoberfläche. Die durch ein Sechsloch Al_2O_3 Rohr eingebrachten Thermodrähte wurden mit Hochtemperatur-Zement in der Probe fixiert. Die hohe Abweichung (30°C) des Steuer-Elementes wurde durch die Neupositionierung behoben. Das Thermoelement unter der Probe weicht mit 32°C relativ weit von der tatsächlichen Temperatur in dem Probenzentrum ab, da es in der verwendeten Konfiguration durch eine 1 mm starke Stahlscheibe von der Probe getrennt war. Die Stahlscheibe wurde benötigt, um das Gasvolumen im Ringraum neben dem Thermoelement am Durchfluss durch die Probe zu hindern. Die hohe Abweichung der Ofensteuerung könnte in den neu konfigurierten Autoklaven bei einem Druck von 500 ar zu einer kritischen Überhitzung des Systems führen und muss daher regelmäßig kontrolliert werden. Nach der Neupositionierung beträgt der thermische Gradient über die Probe 15°C.

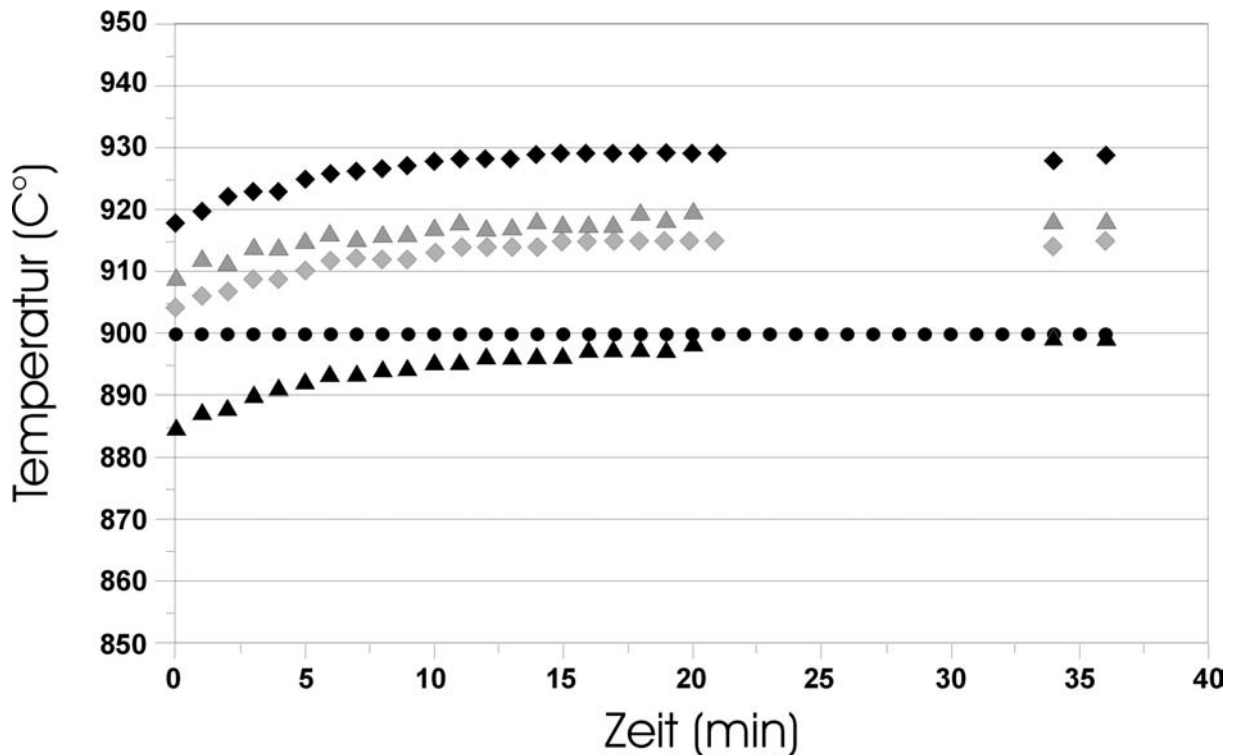


Abb. 10: Temperaturverlauf in der Probe nach dem Erreichen der Endtemperatur von 900°C. Das Steuer-Thermoelement des Ofens (schwarze Kreise) zeigt konstant die eingestellte Temperatur von 900°C. Bei 20 min nach dem Erreichen der Endtemperatur stabilisiert sich die Temperatur in der Probe und an der üblichen Messposition unter der Probe (schwarze Dreiecke). Die Messpunkte in der Probe weichen mit +15°C bis +30°C extrem von der im Ofen gemessenen Temperatur ab, zeigen in sich jedoch das gleiche Verhalten wie die Messposition unter der Probe. Die hohe Abweichung konnte durch die Neupositionierung des Thermoelementes der Ofensteuerung behoben werden. Der thermische Gradient durch die Probe wurde mit einer Abweichung von 15°C gegen die Probenmitte (schwarze Rauten) zur Probenunterseite (graue Dreiecke) und 12°C zur Oberseite (graue Rauten) bestimmt.

3.2.2 Untersuchung des Bruchschwellenwertes

Zu den wichtigsten Ergebnissen der Untersuchung in der Fragmentationsbombe zählt die Bestimmung des Bruchschwellenwertes. Der Bruchschwellenwert (ΔP_{fr}) gibt an bei welchem Druckunterschied (ΔP) eine Probe durch Sprödbruch auf die schlagartige Dekompression reagiert. ΔP_{fr} wird von einer Reihe von Faktoren beeinflusst. Die Porosität, der Kristallgehalt sowie die Textur der Poren stellen hier die wichtigsten Faktoren.

Durch Steigerung von ΔP in Druckschritten, die entsprechend der Erfahrung mit dem Material 10 bar, 20 bar oder 50 bar weise gestaffelt sind, werden die Versuche bis zum Überschreiten des ΔP_{fr} an einer Probe durchgeführt. Nach dem

Überschreiten von ΔP_{fr} wird mit einer neuen Probe in dem Druckintervall mit engeren Schritten ΔP_{fr} bestimmt. Mit dieser Methode kann der Bruchschwellenwert im Rahmen der Materialvariation auf ± 5 bar festgelegt werden.

Der Einfluss der Viskosität auf das Bruchverhalten konnte aufgrund der festgelegten Dekompressionsrate bisher nicht analysiert werden. In einer neuen Versuchsserie soll die Dekompressionsrate variabel gestaltet werden. Hierdurch soll die Grenze zwischen plastischer Deformation, elastischem Verhalten und Sprödbruch quantifiziert werden.

3.2.2.1 Probenauswahl

- Mt. St. Helens

Die Probe des mikrovesikulären Gray Dacite (MSHD) wurde von R. Hoblitt für die Untersuchungen zur Verfügung gestellt und repräsentiert juveniles Material des Kryptodomes der 1980er Eruption. Ein Teil der hier präsentierten Experimente an MSHD wurde in Zusammenarbeit mit Dr. M. Alidibirov durchgeführt. Die Analysen stellen eigene Arbeiten dar, die auf der überarbeiteten Interpretation der Daten basieren. Weitere Materialien des Mt. St. Helens lagen zur Bearbeitung nicht vor. Hierdurch kann der Einfluss der von Eichelberger und Hayes (1982) dokumentierten Dichteviation nicht in die Bearbeitung einfließen.

Der Bruchschwellenwert des MSHD von 90 bar für die Versuche bei Raumtemperatur ($\sim 20^\circ\text{C}$) wird durch eine Erhöhung der Temperatur auf 900°C um 60 bar gesenkt. Die dilatometrisch ermittelte Glas-Übergangstemperatur entspricht 810°C für die wasserfreie Zusammensetzung (Alidibirov et al. submitted).

- Merapi

Aus den in einem Feldeinsatz im November 1996 genommenen 18 Gesteinsproben wurden vier Varietäten in die Versuche aufgenommen. Mit $61\%_{vol.}$ ($\pm 3,3\%$) stellt die Probe MRP9603 die poröseste Andesit-Varietät dar. Nach Auskunft von L. Schwarzkopf stellt diese Varietät nur einen kleinen Anteil an den pyroklastischen Ablagerungen. Die Probe MRP9601 liegt mit $44,4\%_{vol.}$ ($\pm 2\%$) zwischen MRP9603 und MRP 9606 mit $24,2\%_{vol.}$ ($\pm 1,4\%$). Die Probe MRP9618 ($7\%_{vol.}$ $\pm 0,4\%$) konnte in dem verfügbaren Druckbereich bis 200 bar nur partiell fragmentiert werden und fällt somit aus der weiteren Bearbeitung heraus. Bei MRP9501 ($22,9\%_{vol.}$ ($\pm 1\%$)) handelt es sich um eine Probe, die 1995 von Prof.

Dingwell in Zusammenarbeit mit Prof. B. Voight aus dem Bereich des Doms als vorherrschendes Material entnommen wurde. Durch die Abstufung der Porosität sollte der Einfluss der Poren auf den Bruchschwellenwert und die Geschwindigkeit der Fragmentationsfront geklärt werden.

Die ermittelten Bruchschwellenwerte liegen bei:

	20°C	900°C
MRP 9501	~140 bar	>200 bar
MRP 9603	~40 bar	<24 bar
Mrp9603	34 bar	41 bar
MRP 9606	120 bar	-
MRP9607	~130-140 bar	-
MRP9608	~30 bar	<30 bar
MRP9612	~30 bar	~22 bar
MRP9614	>24-<33 bar	-
MRP9615	-	~125 bar
MRP9618	> 200 bar	~100 bar (partiell)

- Mt. Unzen – Fugendake

In einer Probennahmekampagne im Frühjahr 1998 wurden durch Prof. Dingwell und J. Gottsmann 8 Proben verschiedener Block- und Ascheströme (BAS) und eine Probe des endogenen Dombereiches entnommen. In die Untersuchung wurde neben einer Probe, die von Prof. Ui zur Verfügung gestellt wurde (MUZD Ui), die Probe Fd24693 und die Probe des endogenen Spine ENSP aufgenommen. Die Probe ENSP stellt die dichteste Probe dar deren vollständige Fragmentation im Druckbereich bis 200 bar gelang.

Die ermittelten Bruchschwellenwerte liegen bei:

	20°C	900°C
MUZD Ui	~60 bar	~30 bar
FD24693	~80 bar	~90 bar
ENSP	~130 bar	180 bar

3.2.2.2 Auswertung

Nach den Dekompressionsversuchen wurde der Autoklav abgebaut und die Probe entnommen. Die Untersuchung der Probenoberfläche zeigt ob der Bruchschwellenwert überschritten wurde. Wenn die Probe Beschädigungen der Oberfläche aufwies wurde der LPT gereinigt. In der Anfangsphase der Experimente an MSHD wurde der Tank mit einem Pinsel gereinigt. Der Partikelverlust insbesondere an Feinpartikeln war dementsprechend hoch und eine Kontamination der folgenden Experimente vorprogrammiert. Im weiteren Verlauf wurden die Partikel mit Wasser aus dem LPT gespült und nach dem Trocknen der Siebung zugeführt.

Eine Analyse der Partikel $<63 \mu\text{m}$ mittels Laserbeugung war mit dem zur Verfügung stehenden Partikel-Sizer (Malvern) nicht möglich. Eine Versuchsreihe an natürlichen Pyroklastiten ergab, dass mehr als 1 g für eine exakte Analyse benötigt wird. Die Nasssiebungen der Partikel $45 \mu\text{m} - 5 \mu\text{m}$ erzielte im Vergleich zu der Laserbeugung ungenügend genaue Ergebnisse.

Durch die Siebanalysen konnte der Einfluss von Druck und Temperatur auf die Korngröße für die verwendeten Gesteine beschrieben werden. Die experimentell bedingte Größenbeschränkung von 17 mm Durchmesser und 50 mm Länge führt zu einer Verteilung, ähnlich der bei einer Gesteinsfragmentation durch Backenbrecher, wie sie von Rosin und Rammler (1933) diskutiert wurde.

3.2.2.3 Fehlerbetrachtung – Sekundäre Fragmentation im Experiment

Um den Einfluss der sekundären Fragmentation auf die Partikel während der Experimente abschätzen zu können wurde ein Glasschaum als Analogmaterial in die Untersuchungen aufgenommen. Coriglas ist ein geschlossenzelliger Glasschaum, der als Platten in der Gebäudeisolation eingesetzt wird. Der Vorteil von Coriglas besteht darin, dass keine Kristalle in der Grundmasse auftreten und die Blasen gut definiert bimodal verteilt sind. Der Blasendurchmesser beträgt $\sim 0,3 \text{ mm}$ bzw. $0,01 \text{ mm}$. Die kleinere Blasenpopulation liegt in den Blasenwänden und Verbindungspunkten (Caltrope) der großen Blasen (Abb. 11). Abbildung 12a stellt die Verteilungskurven der Partikel (differentiell und kumulativ) eines Experimentes bei 21°C und $40 \text{ bar } \Delta P$ (Initialer Druckunterschied) dar. Entgegen der erwarteten monomodalen Verteilung ergab die Siebung einen bimodalen Kurvenverlauf. Das zweite Maximum geht auf die vierstrahligen Verbindungspunkte zwischen vier Blasen zurück. Diese Bereiche stellen, in Bezug auf das Ausgangsmaterial, einen Sprung in

der Dichte und Bruchfestigkeit des Materials dar. Ein höherer Energieaufwand würde benötigt um diese Struktur zu zerbrechen. Der Versuchsaufbau wurde um eine Stahlplatte erweitert, die 40 cm über der Berstscheibe in die Flugbahn der experimentellen Pyroklastika eingebracht wurde. Die Partikel treffen mit einer Geschwindigkeit von ca. 70 ms^{-1} auf die Stahlplatte und werden hier einem „sekundären“ Bruchprozess unterzogen. Abb. 12b zeigt, dass die forcierte sekundäre Fragmentation den Verlauf der Kurve erheblich beeinflusst. Das Experiment belegt, dass die sekundäre Fragmentation in dem „normalen“ Versuchsaufbau einen untergeordneten Einfluss hat und anhand der Kurvenverläufe gut identifiziert werden kann. Der Aufschlag größerer Partikel auf den Deckel des LPT kann jedoch nur schwer verhindert werden. Durch das Einbringen von Materialverbänden wäre der Verlust an Feinpartikeln durch elektrostatische Bindung immens.

Anhand dieser Experimente wird der Einfluss der Dichteverteilung auf den Bruch natürlicher Materialien deutlich. Kristalle und Schmelze sind dem Druck ebenso ausgesetzt wie die Gasphase, doch aufgrund der hohen Kompressibilität wird die Expansionsenergie weitgehend in der Gasphase gespeichert. Der Übergang der Energie aus dem Gas auf den Festkörper erfolgt im Moment der Expansion und Fragmentation über die Oberfläche der Blasen. Für die Charakterisation der Proben bedeutet dies, dass die bestehende Oberfläche ebenso beschrieben werden muss wie die Porosität.

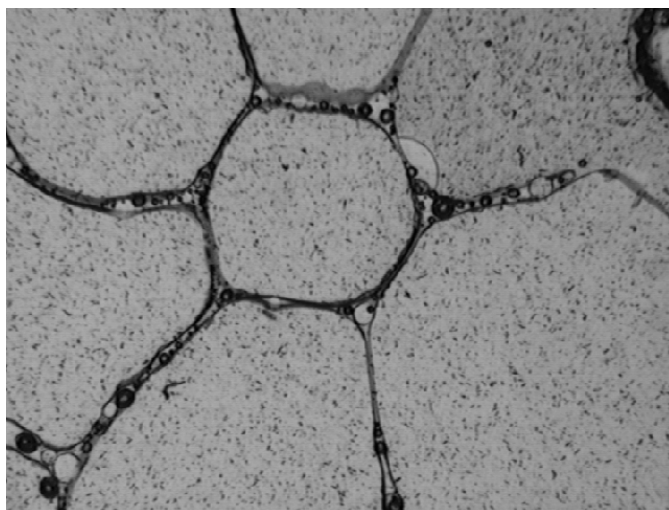


Abb. 11: Coriglas im Dünnschliff (0,6 mm Bildbreite). Die Verbindungspunkte zwischen vier Blasen (Caltrope) stellen eine deutliche Veränderung in der Dichte und Bruchfestigkeit, gegenüber der Dichte und Bruchfestigkeit des Ausgangsmaterials dar. Dies zeigt sich auch in den Siebanalysen nach den Versuchen.

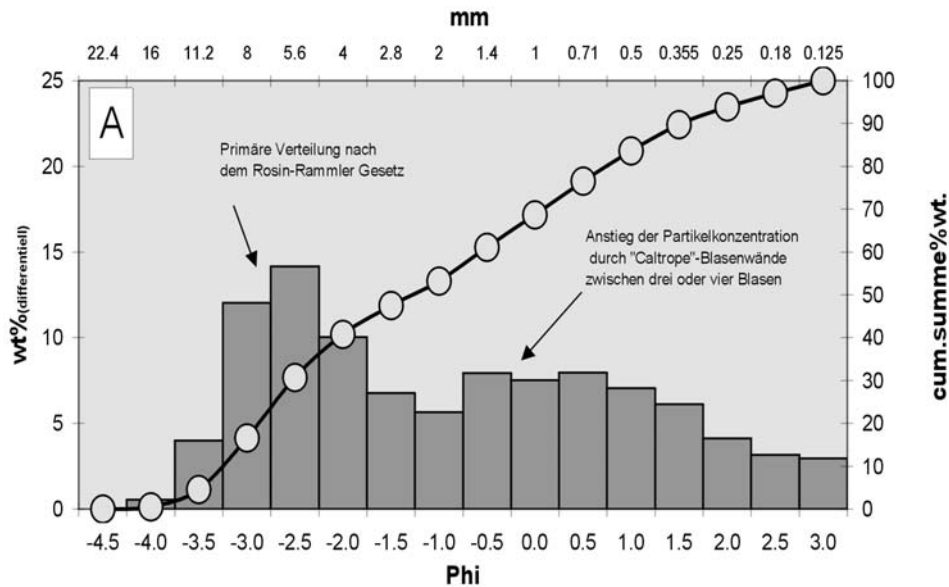


Abb. 12a: Die Partikelverteilung nach einem Experiment an Coriglas in der Ursprungskonfiguration des Tankes. Die Versuche bei 40 bar und 21°C sollten zur Quantifizierung der sekundären Fragmentation genutzt werden. Die Ergebnisse wiesen jedoch ein bisher unbeachtetes Phänomen auf. Die Partikel haben in der Originalkonfiguration ca. 2,40 m Expansionsstrecke. Die Siebkurve des Experiments stellt eine charakteristische Weibullverteilung dar, die durch ein weiteres Maximum in den Korngrößen $-0,5$ bis $0,5\Phi$ verändert ist. Dieses zweite Maximum geht auf die, in ihrer Dichte deutlich über der Gesamtdichte von Coriglas liegenden Caltropen, den Verbindungspunktender Blasen, zurück.

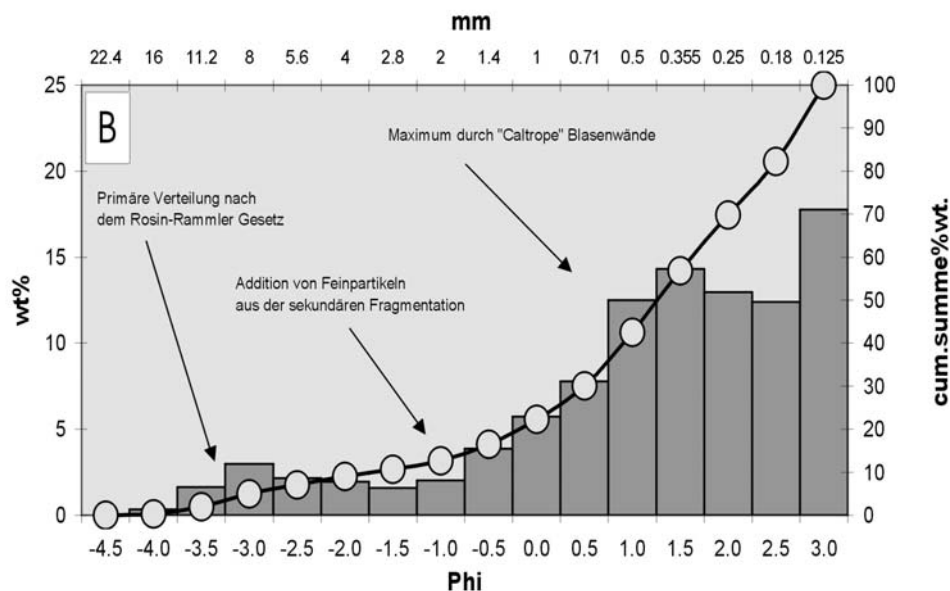


Abb. 12b: Bei einem Versuch mit forcierter sekundärer Fragmentation wurde eine Stahlplatte 0,4 m über der Mündung des Autoklaven in der Flugbahn der Partikel angebracht. Die Siebkurve zeigt deutlich den Einfluss der sekundären Fragmentation. Durch die hohe Energie des Aufpralls werden die großen Partikel zerbrochen und ein hoher Feinanteil gebildet. Erstaunlich war, dass die Caltropen noch immer als Maximum in den Analysen hervortraten. In einer in ihrem Umfang stark reduzierten Form (3Φ) traten die dichten Strukturelemente hervor. Das Experiment wurde ebenso wie das vorhergehende bei 40 bar und 21°C durchgeführt.

3.2.3 Untersuchung der Bruchgeschwindigkeit

Zur Berechnung des Ausbruchsgeschehens ist insbesondere die Geschwindigkeit der Bruchfortsetzung von großem Interesse. Hierzu wurde eine Reihe von Untersuchungen in drei Konfigurationen durchgeführt (Abb. 13, 14, 15). Der erste Versuchsaufbau ermöglicht durch die Verwendung von zwei dynamischen Druckaufnehmern Aussagen über das Druckgeschehen über und unter der Probe. Die Versuche werden an Proben mit 17 mm und 26 mm Durchmesser und einer Länge von 50 mm bzw. 60 mm durchgeführt. Das unterschiedliche Design der Autoklaven wird in Abb. 61 dargestellt.

Beobachtet wird der durch das Öffnen der Berstscheiben ausgelöste Druckabbau. In der Gasphase über der Probe erreicht die Dekompressionswelle eine Geschwindigkeit von $\sim 326,3$ m/s und entspricht somit der Schallgeschwindigkeit in einem gasförmigen Medium (s.a. Abb. 13).

Ein Druckaufnehmer registriert den Druckabfall auf der Höhe der Probenoberfläche. Ein zweiter Druckaufnehmer ist unter dem gasdicht in einem Probenhalter verklebten Gesteinszylinder angebracht. Die Membran des zweiten Druckaufnehmers reagiert dementsprechend auf den durch Filtration oder durch Rissbildung veränderten Druckabbau. Hierbei kann die Zeitspanne, die zwischen dem Eintreffen der Dekompressionswelle auf der Höhe der Probenoberfläche und dem Bruch bedingten Druckabbau unter der Probe gemessen wird, für die Berechnung der Bruchgeschwindigkeit genutzt werden. Die gemessenen Geschwindigkeiten sind stark von dem initialen Druckunterschied und der Dichte abhängig. Um die Relevanz der gemessenen Geschwindigkeiten auch für den Hochtemperatur-Bereich der Magmendome nachzuweisen, mußte zunächst ein Hochtemperatur-Versuchsaufbau entworfen werden. Die bei niedrigen Temperaturen eingesetzten Druckaufnehmer arbeiten nur in einem Temperaturfeld bis 340°C und können in dem Versuchsaufbau nicht gekühlt werden, da sonst auch der Probe die thermische Energie entzogen würde. Mit dem neu entwickelten Hochtemperatur-Design sind Geschwindigkeitsmessungen bis 950°C möglich, hierbei wird jedoch auf die Aufzeichnung der Druckinformation verzichtet.

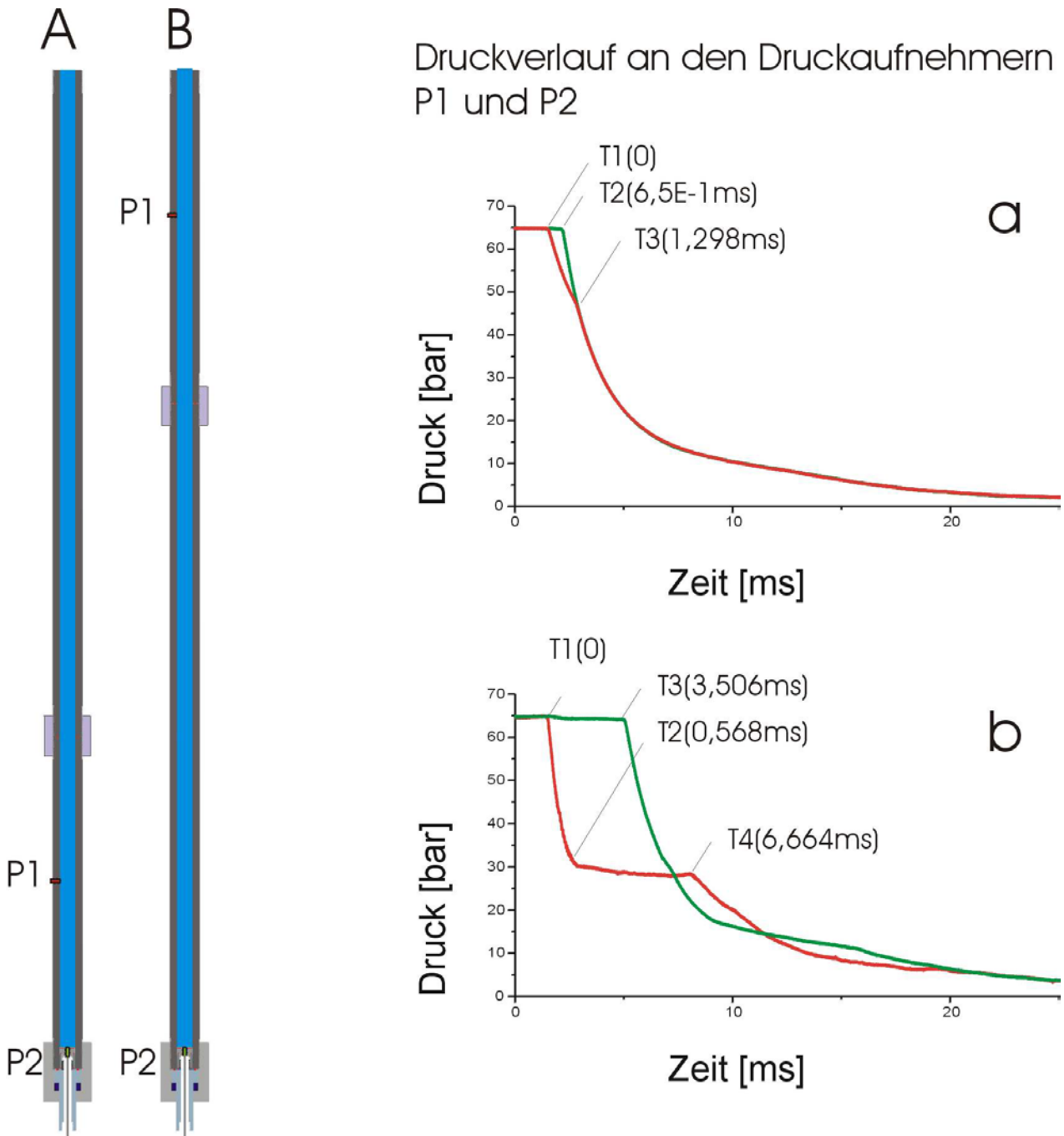


Abb. 13: In zwei verlängerten Konfigurationen wurde die Geschwindigkeit der Dekompressionsfront gemessen. A: Der erste Aufbau ermöglichte der Front eine lange Laufzeit bis zu den Druckaufnehmern. P1, der obere Drucksensor, liegt 1 mm zurückgesetzt in der Wand des Autoklaven. P2 wurde am unteren Ende des Autoklaven verankert. Der aufgezeichnete Dekompressionsverlauf (a) zeigt bei T0 den Druckabfall durch die Dekompressionsfront (DF) (rote Linie). Bei T2 (6.5E-1 ms) wird das Eintreffen der DF bei dem unteren Drucksensor registriert (grüne Linie). Der abgeflachte Kurvenverlauf von P1, zwischen T1 und T3, spiegelt die stetige Gasemission über der DF, bis zu deren Eintreffen an P2 wieder. B: Ein zweiter Versuchsaufbau sollte durch eine lange Laufzeit der DF zwischen P1 und P2 die exakte Bestimmung der Geschwindigkeit ermöglichen. Der Dekompressionsverlauf (b) zeigt bei T0 das Passieren der DF an P1 (rote Linie). Bei T2 (0,57 ms) hat sich ein stabiler Druck des expandierenden Gases über der DF aufgebaut (rote Linie), der bis T4 (6,6 ms) aufrecht erhalten wird. T3 (3,5 ms): Die DF hat den unteren Drucksensor P2 erreicht (grüne Linie) und wird „reflektiert“, bei T4 (6,6 ms) bricht die stabile Druckstufe des expandierenden Gases zusammen. Der Druck sinkt auf den Atmosphärendruck. Die berechnete Geschwindigkeit beträgt 326,3 m/s

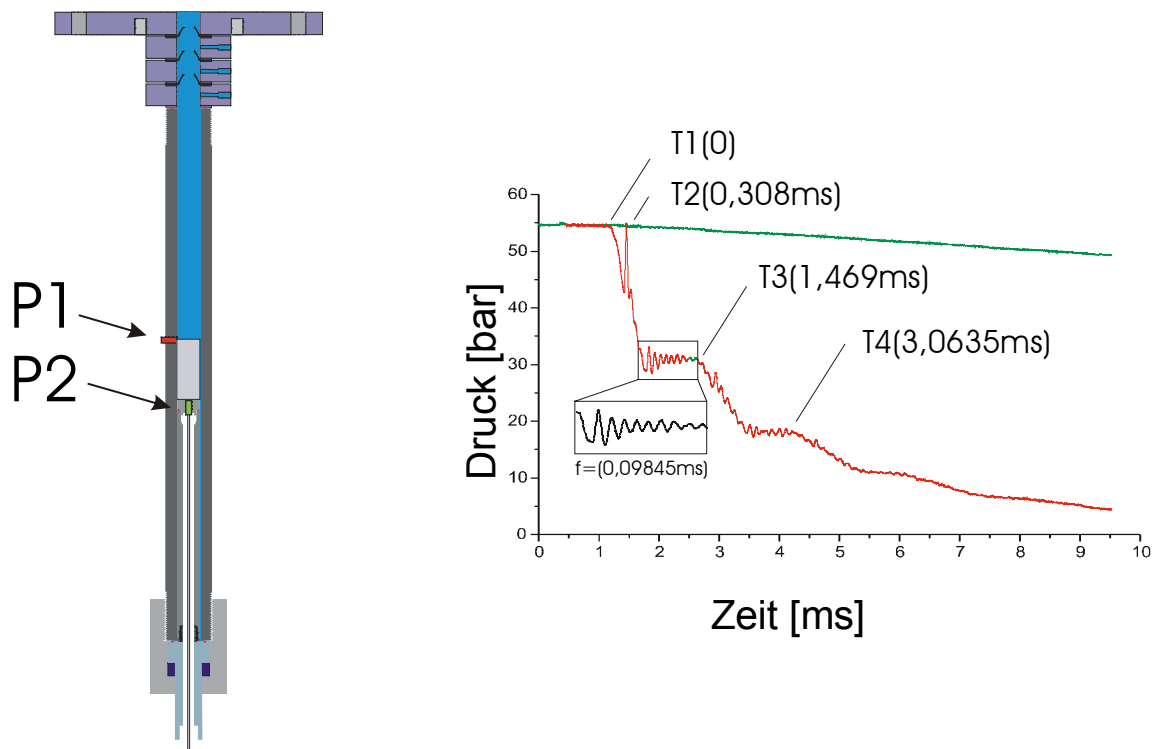


Abb. 14: Zur Kalibrierung der Versuche wurden Experimente mit schlecht öffnenden Berstscheiben durchgeführt. Der Kurvenverlauf des Graphen demonstriert den Druckabfall an P1 (rot) über einer Probe und P2 (grün) unter einer Probe. Das Drucksignal an P1 (rot) wird durch die Vibration ($f=0,098$ ms) der im Gasfluss stehenden Berstscheiben-Lamellen beeinträchtigt. Das Signal wird zusätzlich durch die Reflektionen der Dekompressionswelle ($T3=1,47$ ms und $T4=3,06$ ms) überlagert. An T2 wird deutlich, dass die zweite Berstscheibe erst mit einer zeitlichen Verzögerung von 0,308 ms nach der Oberen öffnete, die bei T1 brach.

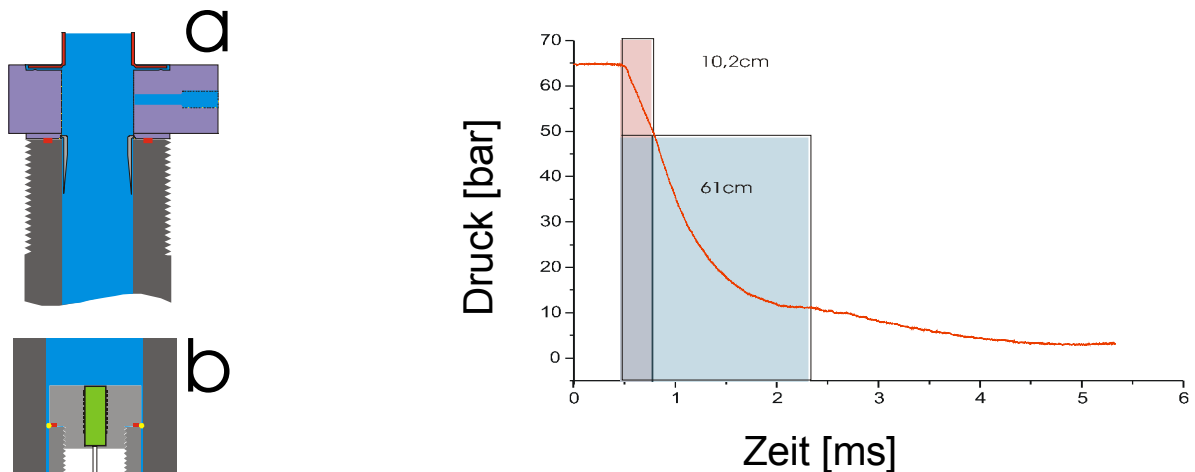


Abb. 15: Nach den Experimenten zur Identifizierung der Störsignale wurde eine Konfiguration entwickelt, in der die bekannten Störquellen gedämmt bzw. minimiert wurden.

Abb. a. zeigt einen Einsatz unter der Gaszufuhr, der durch eine konisch zulaufende Bohrung die Reflektion der Druckwelle an der geöffneten Berstscheibe verhindern sollte, indem er den Gasfluss im Durchmesser reduzierte. Abb. b. skizziert den unteren Druckaufnehmer (grün). Neben der Halterung des Druckaufnehmers besteht ein Ringraum von 0,1 mm Breite. Das in diesem Ringraum enthaltene Gas entweicht durch die schlagartige Druckentlastung und erzeugt ein weiteres Störsignal. Nach dem Einsatz einer Teflon Dichtung wurde der Fluss dieses Gasvolumens verlangsamt und das Signal reduziert. Das Diagramm zeigt den Druckverlauf an P2 (ohne Probe) mit der in a und b beschriebenen Konfiguration. Die Laufzeit der Signale wurde hier in cm umgerechnet, um das Auffinden der Störsignal-Quellen zu vereinfachen.

3.2.3.1 Untersuchungen mit dynamischen Druckaufnehmern

Der von Dr. Alidibirov entworfene Aufbau zur druckabhängigen Bestimmung der Bruchgeschwindigkeit wurde in einer Versuchsreihe auf Signal-Reflexionen und Störsignale untersucht. Hierzu wurde in einem ersten Schritt mit zwei verlängerten Versuchskonfigurationen die Geschwindigkeit der Dekompressionsfront gemessen (Abb. 13a,b). Die Verlängerung (90 cm) wurde eingesetzt, um eine möglichst präzise Messung zu ermöglichen. Die aus den Versuchen auf einer Strecke von 1144,3 mm (Abb. 13b) berechnete Geschwindigkeit der Front beträgt 326,3 m/s. Hieraus lässt sich die von einem Störsignal zurückgelegte Distanz berechnen, und der ursächliche Reflektor kann aus der Versuchsanordnung entfernt werden. Eine typische Reflexion bei $\sim 1,283$ ms entspricht somit einer Strecke von ~ 419 mm. Die Distanz der Berstscheibe zu der Probenoberfläche beträgt 209 mm. Eine reflektierte Druckwelle müsste 418 mm zurücklegen. Die Abweichung resultiert aus dem schlecht ablesbaren Signalbeginn auf der Dekompressionskurve (Abb. 16). Das Signal wird in der Folge mehrfach reflektiert. Mit einem Einsatz unter der Gaszufuhr, der durch eine konisch zulaufende Bohrung die Reflexion der Druckwelle an der geöffneten Berstscheibe verhindern sollte, wurde das Reflektions-Signal bei 1.28 ms deutlich reduziert. Der Einsatz reduziert den Gasfluss im Durchmesser und verhindert die Aufzeichnung der Reflexion durch die Streuung der Druckwelle. Weitere Störungen resultieren aus dem 25 cm langen Ringraum, der zwischen Probenhalter und Autoklav liegt (Abb. 15). Der Ringraum unter dem Probenhalter wurde in einem Versuch durch einen O-Ring verschlossen Abb. 15b. Durch den O-Ring wird der Gasfluss aus dem Ringraum verlangsamt. Abb. 15 a, b zeigt die Lage des Konus unter der Gaszufuhr und des O-Ringes. Neben den Skizzen a und b ist der Druckverlauf des oberen Druckaufnehmers in dem modifizierten Aufbau dargestellt. Ein Vergleich mit Abb. 16, aus einem Versuch in der herkömmlichen Konfiguration, zeigt ein deutlich abgeschwächtes Störsignal.

MUZD UI

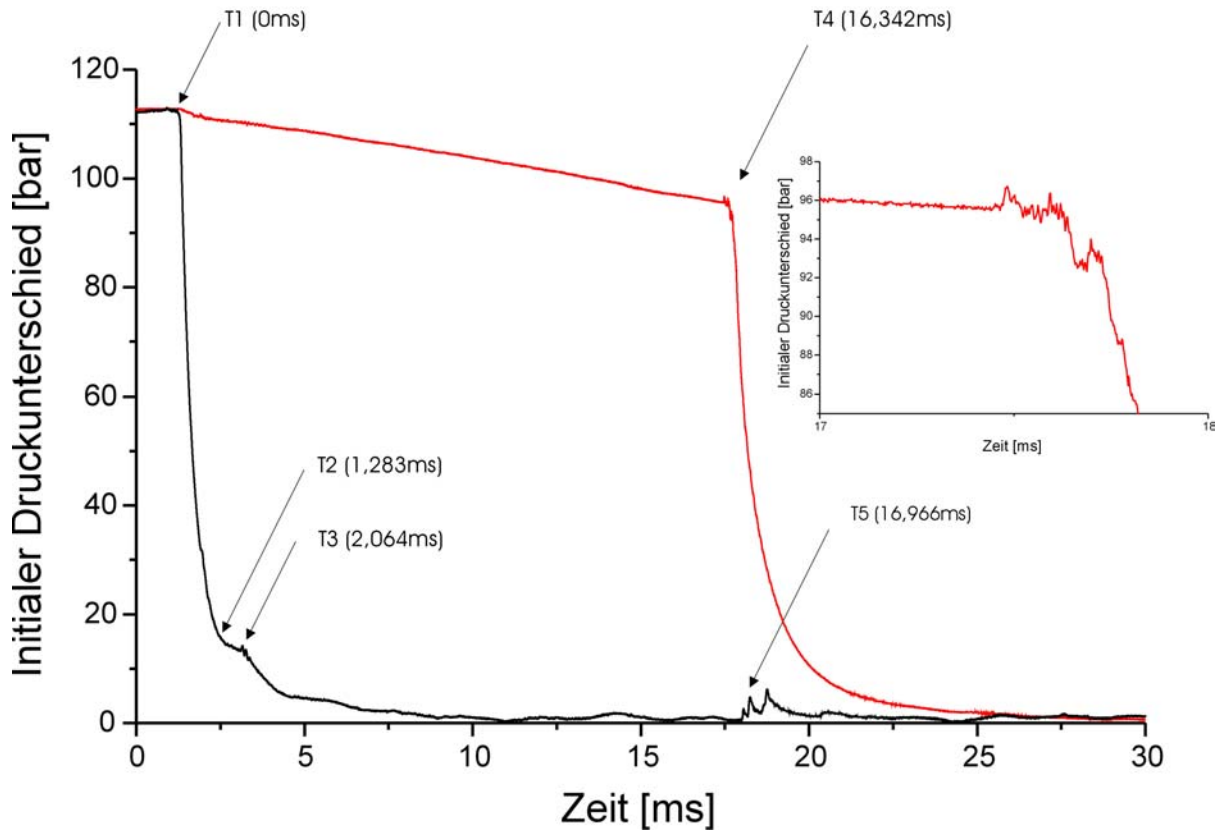


Abb. 16: Anhand der Aufzeichnung der dynamischen Druckaufnehmer kann die Geschwindigkeit des Bruchprozesses berechnet werden. Bei T1 (0 ms) wird der Druckabfall an dem oberen Druckaufnehmer in Höhe der Probenoberfläche registriert (schwarze Linie). Der Druckverlauf zeigt zwischen T2 und T3 einen Druckanstieg, der durch die Reflexion der Druckwelle an der Berstscheibe erklärt wird. Vor T4 wird ein Rauschen in dem Signal des Druckaufnehmers unter der Probe (rote Linie) registriert (Vergrößerung rechts), das auf Partikel zurückzuführen ist, die auf dem Druckaufnehmer vibrieren. Bei T4 (16,34 ms) beginnt der plötzliche Druckabfall unter der Probe. Die Geschwindigkeit (3,06 m/s) des Bruchgeschehens berechnet sich aus der Länge der Probe (50 mm) und der Zeit zwischen T1 und T4. T5 (16,97 ms), repräsentiert einen weiteren Druckanstieg am oberen Druckaufnehmer, der durch rotierende oder im Autoklav verkeilte Partikel erklärt werden kann.

Neben den Störsignalen kann in einer Reihe von Aufzeichnungen unter der Probe auch die Beschleunigung des Autoklaven durch das ausströmende Gas abgelesen werden. Während der Beschleunigungsphase erzeugt der Druckaufnehmer unter der Probe ein rauscharmes Signal. Nachdem die Dekompressionsfront die Probenoberfläche erreicht hat, endet der Schub und der Autoklav beginnt zu vibrieren. Der Druckaufnehmer erzeugt ein stark verrauschtes Signal. Der Beginn des Rauschens wurde während der ersten Versuche als Bruchbeginn (T_1) in den Proben interpretiert (Dingwell 1998).


Die Ergebnisse dieser Versuchsreihe zogen Veränderungen in dem Versuchsaufbau der dynamischen Bruchtests und der Versuche bei hohen Temperaturen nach sich. Bei dem Design der 28 mm Autoklaven wurden diese Erkenntnisse berücksichtigt.

3.2.3.2 Auswertung

Zur Aufzeichnung der Versuchsparameter (Druck, Temperatur, Zeit) wird ein unter Labview programmiertes Applet verwendet. Die Daten werden in einem Labview eigenen Format als Rohdaten gespeichert und müssen in einem zweiten Schritt in ASCII Dateien konvertiert werden. Die ASCII Dateien werden mit einem Mathcad Arbeitsblatt (Abb. 17) in Temperatur- ($^{\circ}\text{C}$) und Druckwerte (bar) umgewandelt. Die Berechnung wird anhand eines Diagramms direkt kontrolliert. Abweichungen können aufgrund von Störsignalen auftreten und müssen durch Datenabgleich korrigiert werden.

Die Auswertung der Bruchgeschwindigkeitsversuche beinhaltet verschiedene Fehlerquellen. Das Eintreffen der Dekompressionsfront an der Probe stellt sich in der Messkurve nicht durch einen klar definierten Punkt dar. Der aufgezeichnete Kurvenverlauf erfordert eine manuelle Auswertung, die in Abhängigkeit der Druckstufe einen Fehler bis 10% hervorruft.

Versuche mit unvollständiger Fragmentation des Probenzylinders führen zu höheren Fehlern und werden, da sie in der natürlichen Situation zu einem Erliegen des Bruchprozesses führen würden, als Fragmentation am Bruch-Schwellenwert angesehen.

Daten :=  Datei des Datenursprungs (ASCII)

UP := Daten^{<1>} z1 := letzte(UP) z2 := max(UP) z3 := min(UP) P1 := 29.29

LP := Daten^{<0>} j := 1..z1 z5 := max(LP) z6 := min(LP) P2 := 29.29

t_j := j·0.000002
$$UPN_j := \frac{UP_j - z2}{\left[\frac{(z3 - z2)}{P1} \right]}$$

$$LPN_j := \frac{LP_j - z5}{\left[\frac{(z6 - z5)}{P2} \right]}$$

DatenN^{<0>} := UPN

DatenN^{<1>} := LPN

DatenN^{<2>} := t

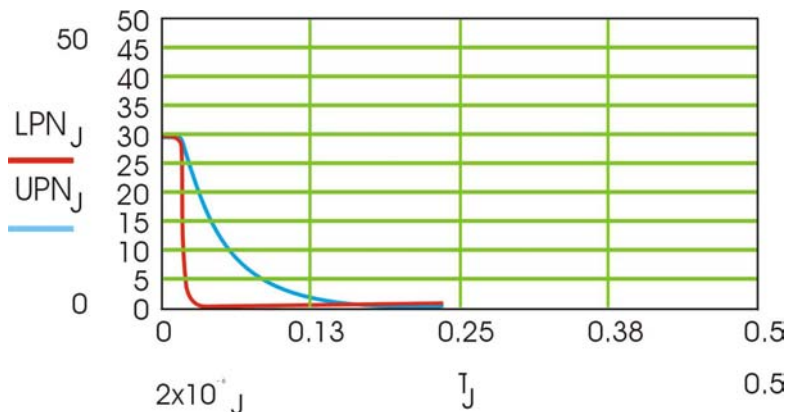


Abb. 17: Die Daten der Druckaufnehmer und des Thermoelementes werden, in einem Labview eigenen Format, als Rohdaten gespeichert. Sie müssen in einem zweiten Schritt in ASCII Dateien konvertiert werden. Die ASCII Dateien werden mit einem Mathcad Arbeitsblatt in Temperatur- (°C) und Druckwerte (bar) umgewandelt. Die Berechnung wird anhand eines Diagramms direkt kontrolliert. Abweichungen können aufgrund von Störsignalen auftreten und müssen durch manuellen Datenabgleich korrigiert werden.

Die Versuche belegen die Abhängigkeit der Fragmentationsgeschwindigkeit von dem angelegten Druckunterschied zwischen LPT und Autoklav sowie der Dichte bzw. Porosität der Probe (Abb. 18). Es zeigt aber, wie stark der lokale Einfluss der unregelmäßig verteilten Porosität in den natürlichen Proben die Versuche beeinflusst. Eine hohe Probenanzahl ist nötig, um Inhomogenitäten statistisch zu erfassen.

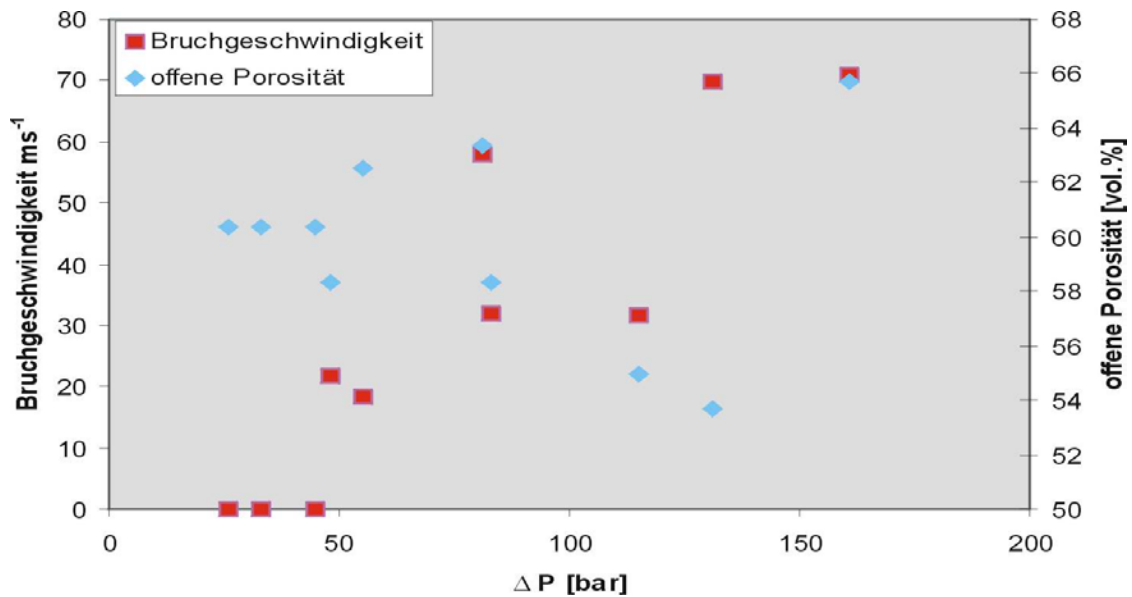


Abb. 18: In der Abbildung ist der Druck [ΔP] gegen die gemessene Bruchgeschwindigkeit einer Probe und deren offene Porosität [vol%] aufgetragen. Bei einer Fragmentation nahe dem Bruchschwellenwert ~ 50 bar ist eine starke Abweichung zwischen Bruchgeschwindigkeit und Porosität zu erkennen. Möglicherweise ist bei diesen Versuchen der Randeffect zu hoch. Bei höheren Druckunterschieden ~ 80 bar ist eine Übereinstimmung der Porosität und der Geschwindigkeit der Fragmentationsfront zu erkennen, die in einem Versuch bei ~ 120 bar bestätigt wurde. Ein Versuch bei ~ 130 bar entspricht nicht dem vermuteten Trend. Bei ~ 160 bar wird der Trend jedoch fortgesetzt. Der lokale Einfluss der unregelmäßig verteilten Porosität in den natürlichen Proben beeinflusst die Versuche extrem.

3.2.3.3 Entwicklung des Messaufbaues für Hochtemperaturen

Um den Einfluss der Temperatur und damit der Viskosität auf die Bruchgeschwindigkeit zu analysieren wurde ein Hochtemperatur Versuchsaufbau entwickelt. Graphitstäbe bzw. Platindraht werden in Bohrungen mit definierter Distanz durch die Gesteinsproben eingebracht und über einen 5V Signal mit der Aufnehmerkarte des Computers verbunden (Abb. 19). Im Zuge der Dekompression wird die Probe von oben abgetragen und die Graphitstäbe zerbrochen. Aus Zeit und Distanz berechnet sich die Bruchgeschwindigkeit (Spieler und Dingwell 2000). Erste Untersuchungen der Bruchgeschwindigkeit bei hohen Temperaturen (900°C) haben Geschwindigkeiten um 1450 ms^{-1} ergeben. Dies entspricht der Schallgeschwindigkeit in porösen Medien und kann als Nachweis dafür stehen, dass mehr als ein Prozess für Bruchbildung zur Verfügung steht. Kurze hochenergetische Schall/Schockwellen könnten auch für den Bruch der Phänokristalle verantwortlich sein. Die Anpassung

des Messaufbaues an die thermischen Bedingungen der Versuche und die Aufzeichnung des Schall- sowie des Bruchgeschehens wurde durch den Umzug der Arbeitsgruppe nach München verzögert. Eine Messung mit verändertem Versuchsaufbau ergab Bruchgeschwindigkeiten von 40 ms^{-1} , die denen der Raumtemperatur Versuche an identischem Material und Druckstufe gleichen.

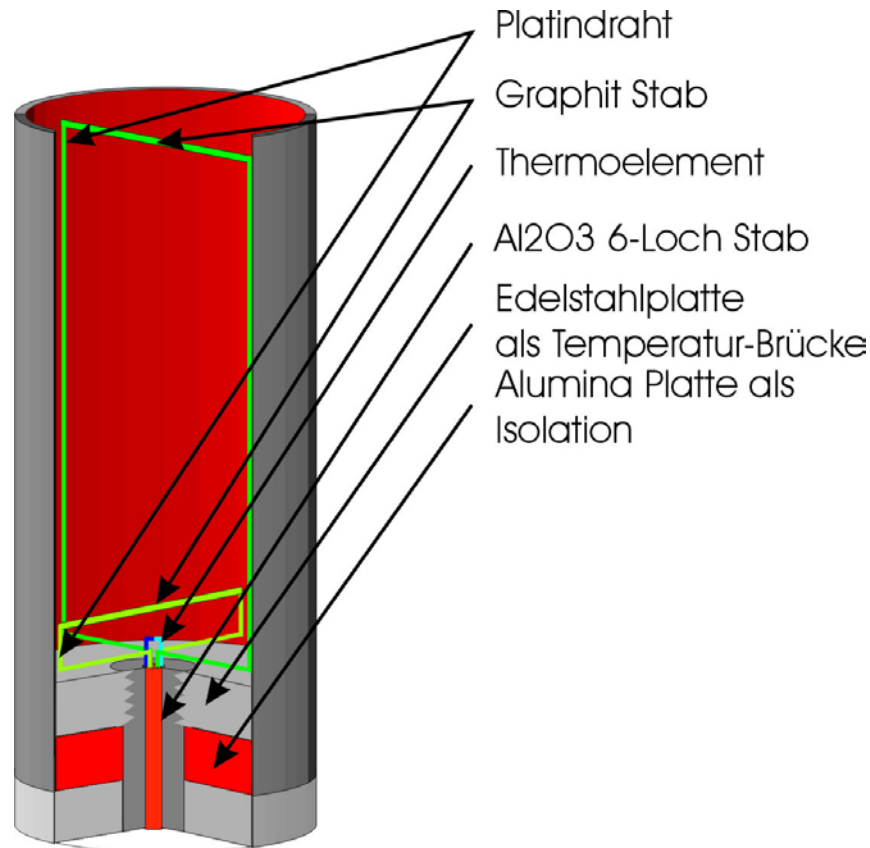


Abb. 19: Schematischer Aufbau der Probenkammer mit dem Aufbau für Bruchgeschwindigkeitsmessungen. Die Schallwelle, die durch die Einkopplung der Gas - Dekompressionswelle in die Probe entsteht, kann zum Bruch der Graphitstäbe führen. Dieses Signal soll zur Analyse der Schallgeschwindigkeit in einer Versuchserie genutzt werden. Für die Messung der Bruchgeschwindigkeit werden Platindrähte eingesetzt. Die Länge der dargestellten Zelle beträgt 75 mm (für 60 mm lange Proben). Der Aussendurchmesser ist auf die Bohrung des Autoklaven abgestimmt, zur Zeit wird ein 28/1er Edelstahlrohr zur Fertigung der Zelle verwendet.

3.3 Charakterisierung der Gesteinsproben

Sparks forderte 1978 die Nutzung physikalischer Beschreibungsmethoden für Pyroklastika, da die phänomenologische Beschreibung der Partikelcharakteristika (Heiken und Wohletz 1985, 1991; Heiken 1972, 1974; Sheridan 1971) durch einzelne Wissenschaftler stark von der subjektiven Empfindung bzw. der Erfahrung im Umgang mit den zu beschreibenden Phänomenen abhängt. Ob eine physikalische Methode die Erfahrung ersetzen kann ist fraglich. Für eine Einbindung von

experimentellen Daten an die entstandenen numerischen Modelle ist eine exakte physikalische Charakterisierung der verwendeten Materialien notwendig. Hierzu zählen Dichte, Kristallgehalt, Blasenverteilung und Blasenformparameter.

3.3.1 Charakterisierung der Ausgangsmaterialien

Die Charakterisierung der Ausgangsmaterialien sollte grob bei der Probennahme im Gelände erfolgen. Hierzu können Faktoren wie der Rundungsgrad der Klaster herangezogen werden, da sie einen Einblick in die Porosität geben. Daneben sollte eine Abschätzung des Kristallgehaltes erfolgen. Genaue Messungen der Gesteinsdichte über die gesamten Ablagerungen sind langwierig aber, in Bezug auf die Fragmentationsanalyse, sehr aufschlussreich. Von den aufgefundenen Gesteinsvarietäten sollten die häufigste, sowie repräsentative End-Varietäten beprobt werden, um exakte Labormessungen durchzuführen.

3.3.1.1 Dichtemessungen

Die Dichte bzw. der Blasengehalt scheint einer der wesentlichen Faktoren der durch Überdruck initiierten Fragmentation zu sein (Alidibirov und Dingwell, 2000). Eine genaue Kenntnis der Dichtevariation in den Ablagerungen explosiver Eruptionen bietet zudem den einzigen Zugang zu dem internen Aufbau des Domes.

Im Labor wird die Dichte der Proben durch He-Pyknometrie (Accupyc, Fa. Micromeritics) gemessen. Hierbei wird in einer geeichten Probenkammer die Volumenverdrängung der Probe durch Druckabgleich gegen eine Ausgleichskammer gemessen. Die Methode erfasst den für Helium zugänglichen Raum. Aus dem eingegebenen Probengewicht und dem Verdrängungsvolumen errechnet sich die Dichte der Probe. Hierbei bleibt die geschlossene Porosität unberücksichtigt. Die Reindichte wird an aufgemahlten Proben ($<10\ \mu\text{m}$) bestimmt, um die geschlossene Porosität zu errechnen. Die Rohdichte der Proben ergibt sich aus dem Gewicht und der Abmessung der zylindrischen Proben.

Für die Geländearbeit ist diese Methode nur bedingt geeignet. Hier wurden nach der Probennahme aufwendige Verfahren durch Trocknung und Immersion mit Wasser angewandt (Cas & Wright 1992), um die Porosität zu bestimmen. Proben können auch mit Lackfilmen überzogen, und durch Wasserverdrängung das Volumen analysiert werden. Auch diese Methode ist sehr aufwendig.

Um einen möglichst genauen Überblick über die Dichte-Varietäten am Unzen zu erhalten, wurde eine neue Methode für die Dichtemessungen entwickelt und während eines Geländeaufenthalts am Unzen in Zusammenarbeit mit B. Scheu, U. Küppers und J. Gottsmann (Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der LMU-München) im Juli 2000 getestet. Die Messung basiert auf der Tauchmethode nach Archimedes und nutzt Plastiktüten, die durch ein moderates Vakuum an die Proben angesaugt werden. Die vorläufige Untersuchung an den pyroklastischen Ablagerungen des Unzen zeigte ein breiteres Dichtespektrum als durch die erste Probenahme bekannt war. Zudem konnte der Einfluss der Dichte auf die transportbedingte sekundäre Fragmentation der Materialien belegt werden (Abb. 20). Die porösen Gesteinsvarietäten werden bei einem hochenergetischen Transport leichter zerbrochen und abtransportiert. Durch diesen Prozess sind die dichten Gesteine in den Ablagerungen überproportional repräsentiert und können zu einer Fehlabschätzung der benötigten Eruptionsenergie führen.

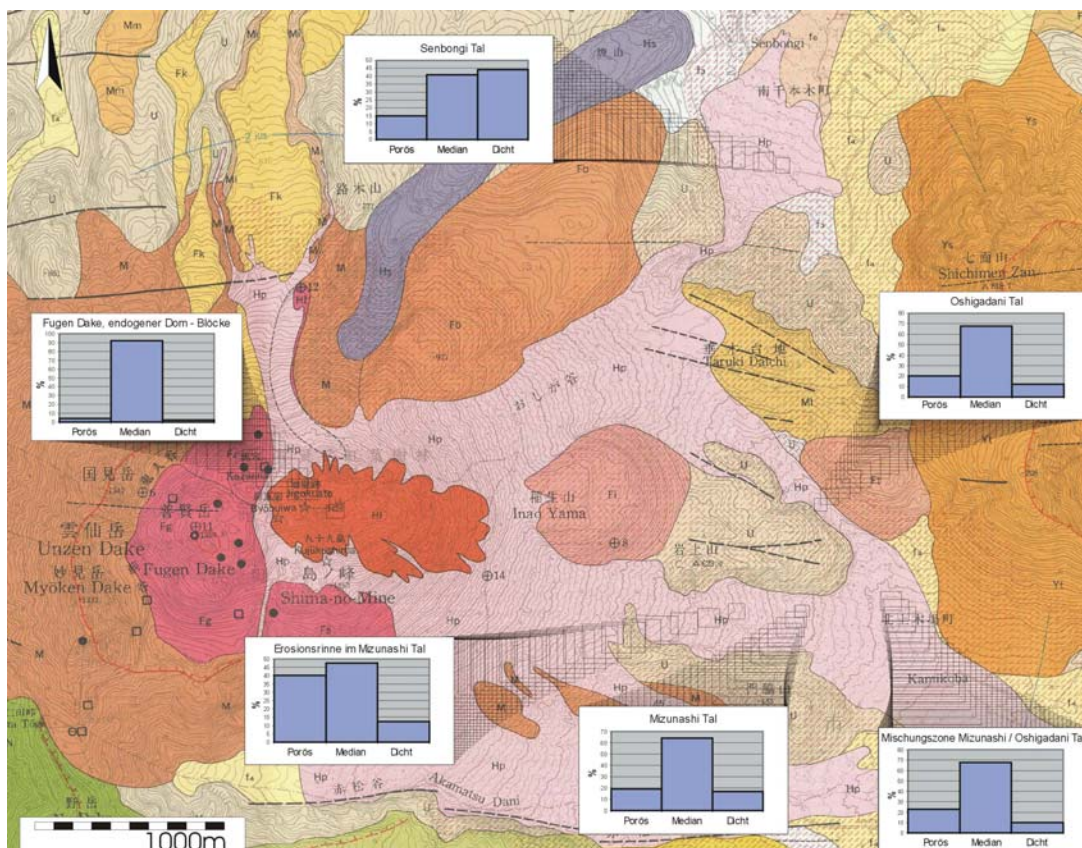


Abb. 20: Dichteverteilung der pyroklastischen Ablagerungen am Unzen. Nachdem das Oshigadani Tal mit den Ablagerungen der PFs gefüllt war, konnten BAS auch nach Norden in das Senbongi Tal eindringen. Den Übergang in das Senbongi Tal bildet eine steil abfallende Geländestufe, die einen starken sekundären Bruchprozess in den BAS verursachte. Durch diesen Transportprozess werden die dichten Gesteine in den Ablagerungen überproportional erhalten. Die porösen Varietäten werden leichter zerbrochen und als Feinaschen abtransportiert. Hierdurch kann schnell eine Überbewertung der dichten Anteile entstehen.

Dichtemessung an Unzen Dazit Accupyc 1330 Micromeritics						
Probe	Masse [g]	Roh-Dichte [g/cm³]	Dichte [g/cm³]	Std (g/cm³)	Volumen [%]	Porosität [%]
15.9.91a1	117,46	1,68	2,55	0,001	46,09	33,92
15.9.91a1	8,74	1,24	2,55	0,002	3,43	51,20
15.9.91a1	11,40	1,59	2,53	0,001	4,50	37,34
15.9.91a2	118,43	1,86	2,55	0,002	46,44	27,01
15.9.91a2	14,80	1,94	2,55	0,001	5,80	23,95
15.9.91a2	14,52	1,86	2,55	0,001	5,70	26,82
15.9.91a3	123,16	1,77	2,56	0,001	48,18	30,70
15.9.91a3	11,15	1,65	2,54	0,003	4,39	35,01
15.9.91a3	11,16	1,48	2,56	0,001	4,35	42,08
15.9.91b	113,08	1,93	2,50	0,002	45,26	22,66
15.9.91b	10,00	1,98	2,48	0,001	4,04	20,00
15.9.91b	9,99	1,95	2,47	0,003	4,05	20,87
15.9.91.b	15,70	2,35	2,62	0,001	6,00	10,31
15.9.91.b	13,11	2,36	2,61	0,001	5,03	9,54
15.9.91c1	119,33	2,08	2,57	0,002	46,43	19,25
15.9.91c1	13,77	2,11	2,56	0,001	5,38	17,46
15.9.91c1	14,28	2,14	2,57	0,001	5,56	16,77
15.9.91c2	82,21	2,10	2,56	0,001	32,12	17,90
15.9.91c2	15,48	2,14	2,56	0,002	6,05	16,21
15.9.91c2	10,13	2,10	2,55	0,002	3,97	17,76
24.6.93b1	123,97	2,16	2,56	0,002	48,42	15,45
24.6.93b1	13,19	2,13	2,54	0,002	5,19	16,20
24.6.93b1	13,66	2,17	2,56	0,001	5,34	14,96
24.6.93.b2	131,36	2,17	2,55	0,001	51,49	14,83
24.6.93.b2	16,61	2,14	2,57	0,001	6,47	16,61
24.6.93.b2	14,41	2,14	2,57	0,001	5,61	16,65
24.6.93.b2	120,22	2,16	2,56	0,001	47,00	15,42
24.6.93.c2	13,43	2,04	2,58	0,001	5,21	20,75
24.6.93.c2	14,34	2,23	2,57	0,002	5,57	13,44
ENSPB1	130,19	2,41	2,60	0,001	49,98	7,42
ENSPB1	122,91	2,41	2,60	0,002	47,19	7,54
enspb2	15,18	2,36	2,60	0,001	5,83	9,45
enspb2	14,30	2,38	2,61	0,001	5,47	9,04
VuID2	55,44	1,14	2,25	0,003	24,68	49,40
VuID2	7,89	1,17	2,23	0,001	3,54	47,36
VuID2	5,62	1,17	1,96	0,001	0,57	40,09
MUZD-UI	9,65	1,79	2,33	0,001	4,15	22,99
MUZD-UI	10,98	1,88	2,36	0,002	4,66	20,17
braun	85,81	1,27	2,58	0,003	33,25	50,97

Tab. 2: Dichtemessungen an den Gesteinen der ersten Probenahmekampagne am Unzen. Die mittels He-Pyknometrie bestimmte Dichte wurde gegen die aus zylindrischen Probekörpern ermittelte Rohdichte in offene Porosität umgerechnet.

Messfehler der neuen Methode ergeben sich aus folgenden Faktoren:

1. Der Auftrieb der Tüten und der Dichtungsmasse wird vernachlässigt.
2. Bei hochporösen Proben wird die Plastiktüte minimal in die Poren eingesaugt. Die fehlenden Volumina werden vernachlässigt.
3. Der Einfluss des Vakuums (Auftrieb) auf die Masse der getauchten Probe wird vernachlässigt.
4. Mögliche Restfeuchte der Probe wird vernachlässigt, die Proben werden nicht ausgeheizt.
5. Der schwankende Luftdruck wird vernachlässigt.

Um den Messfehler entsprechend klein zu halten, wurden Proben (~2 kg) gewählt und der Arbeitsbereich der Waage voll ausgenutzt. Der Fehler wurde auf < 5% geschätzt und durch Referenzmessungen im Labor bestätigt.

Die Methodik eignet sich ausschließlich für Gesteine, die annähernd trocken vorliegen. Die verwendete Pumpe (Fa. Metzger, Typ.: MGV 70B2) erreicht ein Endvakuum von 300 mbar. Bei der vorliegenden Bearbeitung wurde der Wert der dichtesten Probe mit älteren Laborwerten verglichen und als Referenz für Relativmessungen der Porosität herangezogen. Abb. 21 zeigt die Dichte der bei dem Geländeeinsatz 7.2000 gemessenen Proben.

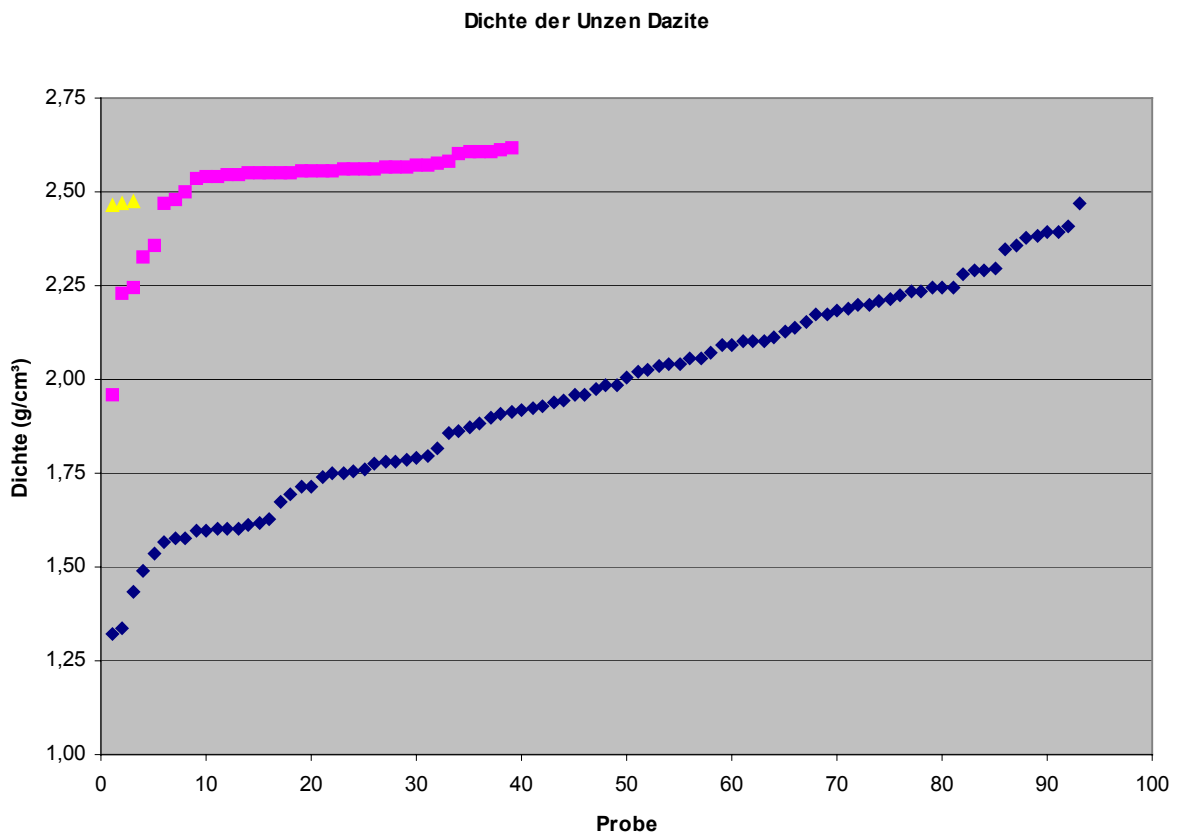


Abb. 21: Das Spektrum der gemessenen Dichte in den Ablagerungen der Ausbruches 1991-1994 zeigt ein breites Spektrum an Porositäten (blaue Rauten). Die dichteste Probe mit einer Dichte von 2,47 g/cm³ unterschreitet die Dichte einer mittels He-Pyknometrie vermessenen Probe (Dichte von 2,61 g/cm³) einer älteren Beprobung (rote Quadrate). Der Wert entspricht jedoch der Dichte von aufgeschmolzenen Dazitproben (gelbe Dreiecke). Die Verteilung weist keine Lücken auf, die auf Ausgangsmaterialien mit sehr unterschiedlicher Blasen-Genese hinweisen.

Die Dichte in den Proben des Merapi wurde aus den Probenzylindern berechnet. Einzelne Proben zeigen hohe Abweichungen, die auf das Größenverhältnis der Proben zu den Blasen zurückzuführen sind.

Probe	Masse des Zylinders		Dichte [g/cm ³] (berechnet)	Porosität % (berechnet)	Mittelwert %	Abweichung %
	[g]	höchst/niedrigst				
Mrp9501		24.3	2.1	24.1		
		25.2	2.2	21.3	22.9	1.0
Mrp9601		16.7	1.5	47.8		
		19.0	1.7	40.7	44.4	2.0
Mrp9603		10.8	1.0	66.3		
		15.0	1.3	53.1	61.0	3.3
Mrp9606		23,84	2,1	25,5		
		25,38	2,2	20,7	24,2	1.4
Mrp9607		22.8	2.0	28.7		
		23.7	2.1	25.8	27.5	0.7
Mrp9608		16.2	1.4	49.3		
		18.0	1.6	43.6	46.4	1.3
mrp9611		19,8	1,7	38,1		
		20,9	1,8	34,6	36,1	0,8
mrp9612		13.1	1.2	59.2		
		18.4	1.6	42.4	51.0	4.6
mrp9614		17.4	1.5	45.6		
mrp9615		28.6	2.5	10.7		
		29.3	2.6	8.3	9.4	0.7
mrp9618		29.5	2.6	7.9		
		30.0	2.6	6.2	7.0	0.4

Tab. 3: Tabelle der berechneten Dichte und offenen Porosität der Andesite des Merapi

3.3.1.2 Bildanalyse

Bildanalytische Arbeiten zur Charakterisierung von Vulkaniklastika werden zu unterschiedlichen Zwecken eingesetzt. Hierbei werden digitale Grauwert- (256) oder Farbbilder in binäre Sequenzen aufgeteilt. Das Programm nutzt einen ausgewählten Grauwert bzw. Farbübergang zur Berechnung der Schwarz/Weißgrenze. Die Programme bieten die Möglichkeit verschiedene Filterfunktionen zur Verstärkung der Grenzen einzusetzen. Hierbei kann es je nach Filterberechnung zu sehr unterschiedlichen Ergebnissen kommen. Fließende Übergänge bilden hier die größte Fehlerquelle. Die erfolgreichste Anwendung liegt in der semiautomatischen Bestimmung von Kristallgehalten. Zu den Filterfunktionen können Bilder unterschiedlicher Polarisationsrichtungen addiert bzw. subtrahiert werden um

ausschließlich die Kristalle für die weitere Bearbeitung als Binärbild zu separieren. Als ideal erwies sich die Bearbeitung von mikroskopischen Auflichtbildern (Abb. 22).

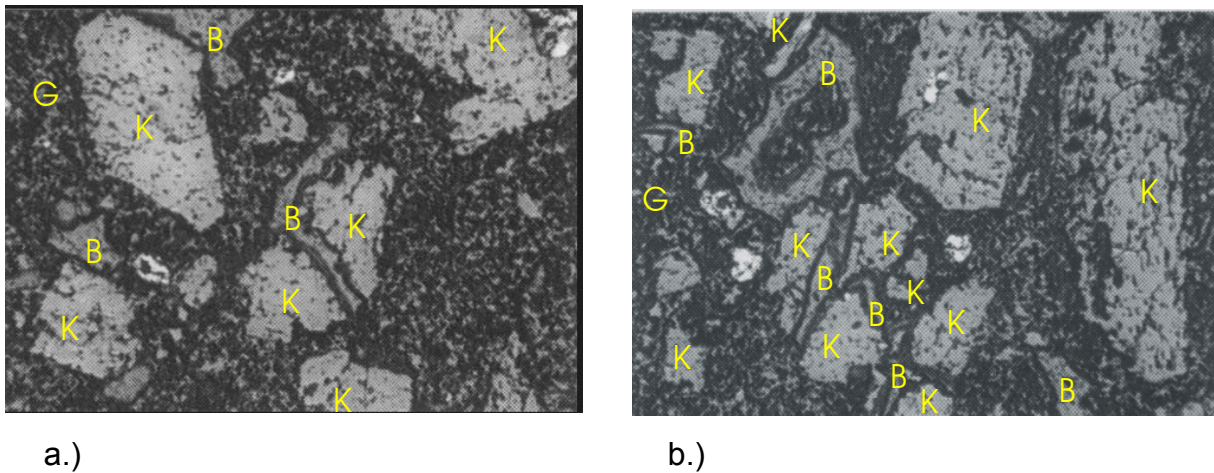


Abb. 22: a, b.: Mikroskopische Auflichtbilder der Probe MSHD. Die Bildbreite beträgt jeweils 1,2 mm. Die Kristalle (K) sind zerbrochen, ihre Bruchflächen durch Blasenlagerung (B) getrennt (a). Eine Untersuchung ergab ein gerichtetes Bruchgeschehen. Die Blasenlagerung könnte auf den Wassergehalt der Schmelzeinschlüsse in den Kristallen zurückzuführen sein. Eine hochenergetische Schockwelle, die durch das Magma läuft, könnte den Bruchprozess der Kristalle verursacht haben. Der Innendruck der unter hohem Druck entstandenen Schmelzeinschlüsse würde die Zugfestigkeit der Kristalle reduzieren. In einen Teil der Brüche ist im weiteren Verlauf die Grundmasse (G) eingedrungen (b). Die Mikroporosität weist keine verstärkte Blasenlagerung an den Kristallen auf.

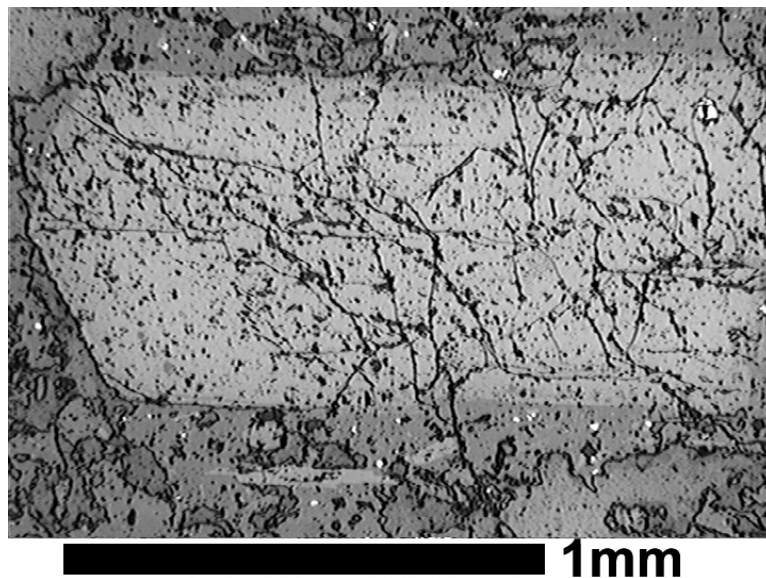


Abb. 23: Plagioklaskristall in poröser Grundmasse des Unzen Dazits (MUZD UI). Orientierte Risse können im Auflichtbild leicht semiautomatisch in Länge und Orientierung gemessen werden. Im Druckschatten der Kristalle lagern sich große Blasen an (linker, oberer Bildrand). Auf der Längsseite scheint die Blasendichte geringer. Der Bruch der Kristalle erfolgte, ohne dass ein Scherprozess die Kristallsplitter aus ihrem Verbund verlagert hat.

Um einen Überblick über ein gesamtes Größenspektrum von Kristallen in einer Probe zu erhalten, müssen Bildausschnitte verschiedener Vergrößerungen bearbeitet werden. Die Ergebnisse der separaten Bearbeitungen werden zusammengeführt und liefern einen ausreichenden Überblick.

Die Probleme der Bearbeitung liegen jedoch in den Proben. Gesteine mit deutlichem Fließgefüge müssen aus drei Richtungen bearbeitet werden (Abb. 24). Der Habitus der Kristalle kann zu weiteren Umrechnungen zwingen. Insbesondere bei nadelförmigen Kristallen tritt dieses Problem auf, da sie in einem anderen Prozentsatz im zweidimensionalen Schnitt erscheinen als kubische (Cruz Orive 1978). Der Fehler wird im Bereich der Mikrolite besonders hoch. Sie sind auch im Auflichtbild in sehr unterschiedlichen Höhenlagen im Schliff noch deutlich erkennbar. Hier müssen REM-Bilder in die Analysen einberechnet werden. Wenn der Kontrast der Kristalle gegen die Grundmasse schwach ist, kann eine manuelle Bearbeitung der Bilder mit den hohen hierbei auftretenden Fehlern notwendig werden.

Wenn die digitale Erfassung der Kristalle abgeschlossen ist, kann eine Berechnung verschiedener Parameter erfolgen.

Hierzu zählen:

L = die maximale Projektionslänge,

F_D = der maximale Feret's Durchmesser eines Partikels,

d = der kürzeste Vektor bzw. die engste Stelle.

Verschiedene Umfang-Berechnungen (Die konvexe Hülle, die äquivalente Ellipse, der innere Kreis, sowie der äußeren Kreis. Weiterhin besteht die Möglichkeit, aus der Anzahl der Randpixel eines digitalisierten Objektes den Umfang direkt zu berechnen (Kaye 1989)).

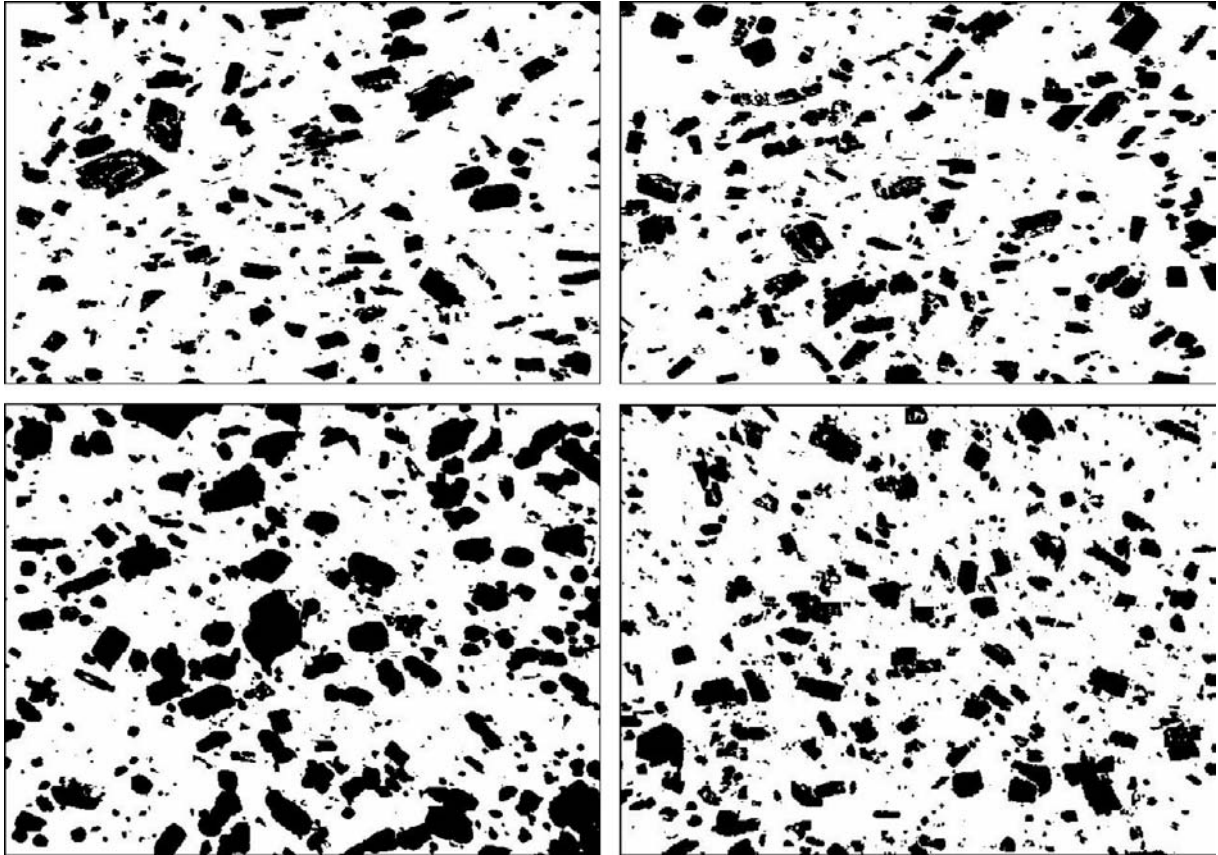


Abb. 24: Digitalisierte „Kristalle“ des Gray Dacite (MSHD). Die größten Kristalle haben eine Länge von $\sim 1500 \mu\text{m}$. Die abgebildeten Ausschnitte wurden mit vier weiteren Aufnahmen zu einer Kristall-Größenverteilung umgerechnet. Hierbei wurden ~ 3450 Objekte erkannt. Die beiden oberen Bilder zeigen die Schnittlage der Fließtextur. Unten links ist die Ebene parallel zu den Lagen der Fließtextur und rechts senkrecht zur Fließrichtung dargestellt. (Die dargestellte Bildbreite entspricht jeweils 9 mm).

Die Berechnung der Fläche aus der Anzahl der Pixel ergibt, in Kombination mit dem kürzesten Vektor, ein mathematisches Bild das dem optischen Eindruck am nächsten kommt. Um einen statistisch relevanten Überblick zu erhalten sind ca. 1500 bis 3000 Objekte für die Berechnung erforderlich. Diese hohe Anzahl schließt eine manuelle Bearbeitung aus (Abb 25, Abb. 26).

Die Verwendung des längsten Vektor ist nicht möglich, da sie die höchste Abweichung von den in den kristallographischen Achsen gemessenen Größen ergibt.

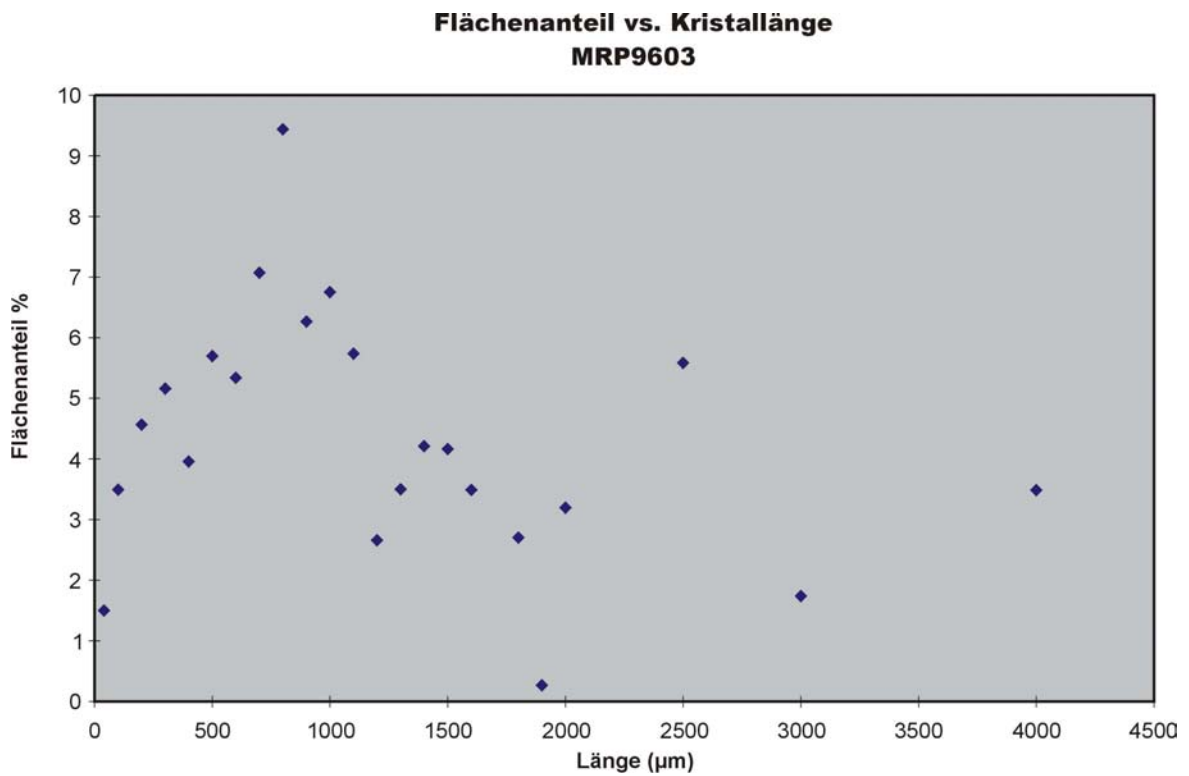


Abb. 25: Je breiter die Kristallgrößen streuen, desto höher ist die Anzahl der zu vermessenden Partikel. Die dargestellte Verteilung entspricht dem optischen Eindruck. Im Gegensatz zu der Anzahl der Kristalle einer Größe entspricht die hier gefundene Verteilung auch dem Einfluss der Kristalle auf die Ergebnisse der Siebanalysen.

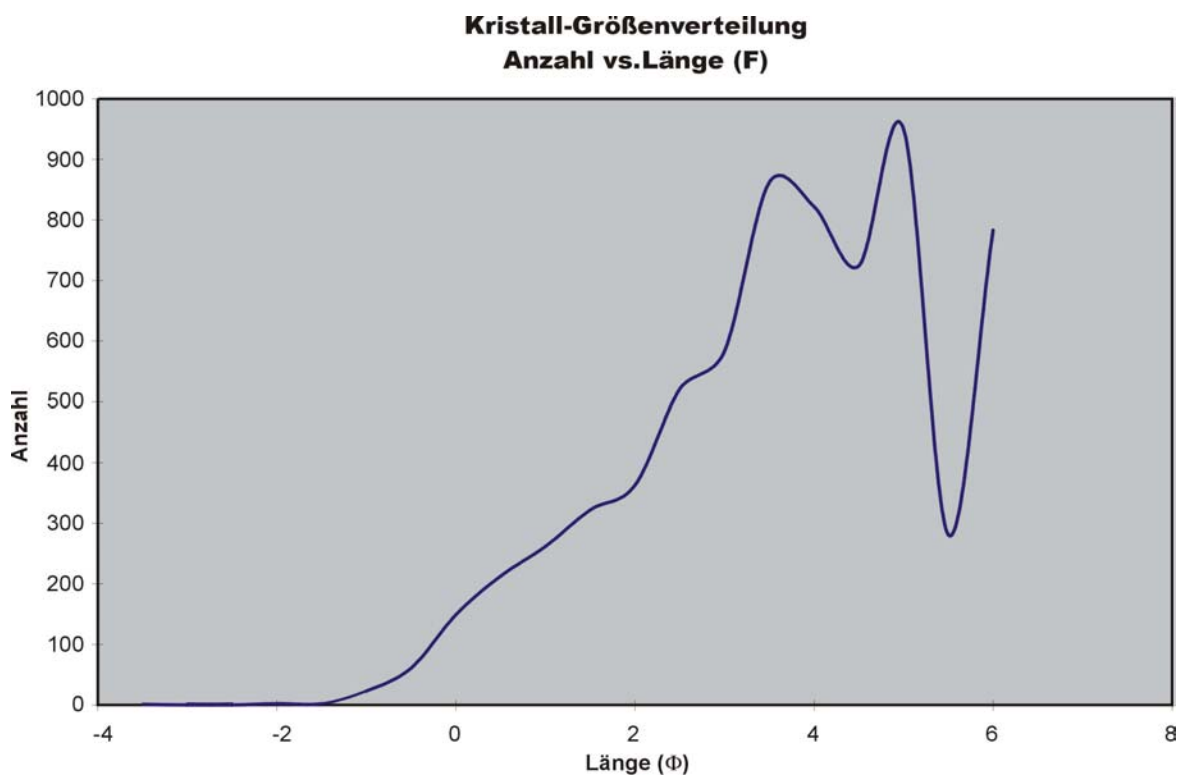


Abb. 26: Die Verteilung der Kristallgrößen berechnet sich hierbei nach dem längsten Vektor. Hierdurch treten zusätzliche Fehler von 10 - 20% auf.

Ein deutliches Manko der Methode lag an der schlechten Auflösung von Brüchen in den Kristallen des „Gray Dacite“. Die Phänokristalle der Probe sind durch ein gerichtetes Ereignis zerbrochen (Abb. 22). Ein Teil der Bruchstücke ist aus der ursprünglichen Lage verschoben. Diese Fragmente werden in der Bildanalyse als Kristalle erkannt. Liegen die Partikel noch im Verbund so wird der Bruch nicht erfasst und ein einzelner großer Kristall vermessen. Dies entspricht jedoch nicht dem physikalischen Einfluss der Bruchstücke. Die manuelle Bearbeitung der abgebildeten Riss-Längen an digitalisierten Fotos von Kristallen des MSHD ergab das Bild einer gerichteten Fragmentation, bei der ein Teil der Kristalle vollständig zersplittert war. (Abb. 23, Plagioklas im Dazit des Unzen)

Ähnliche Probleme ergeben sich bei der Erfassung von Blasengrößen und Blasen-Formparametern. Die von Klug und Cashman (1994) beschriebene Methode, bei der manuell Blasen nach dem Gefühl an möglichen ehemaligen Verbindungspunkten geschlossen werden, um eine Blasen-Größen-Verteilung zu berechnen ist mit einem hohen Fehler behaftet. Bei mikroporösen Materialien ist diese Methode nicht durchführbar. Eine REM Aufnahme der Grundmasse des Gray Dacite gibt einen Eindruck von der zu 85% offenporösen, mikrovesikulären Struktur der Glasmatrix. Der engvernetzte Glasschaum weist Bereiche mit großen Blasen von 5 – >30 mm auf, deren unregelmäßige Ränder durch Glasfäden miteinander verbunden sind.

Derartige Strukturen können nur durch Sorptionsmessungen und Hg-Intrusionsmessungen adäquat beschrieben werden, um den Einfluss des subjektiven Eindruckes des Bearbeiters auf die Messungen auszuschließen (Lowell and Shields 1991).

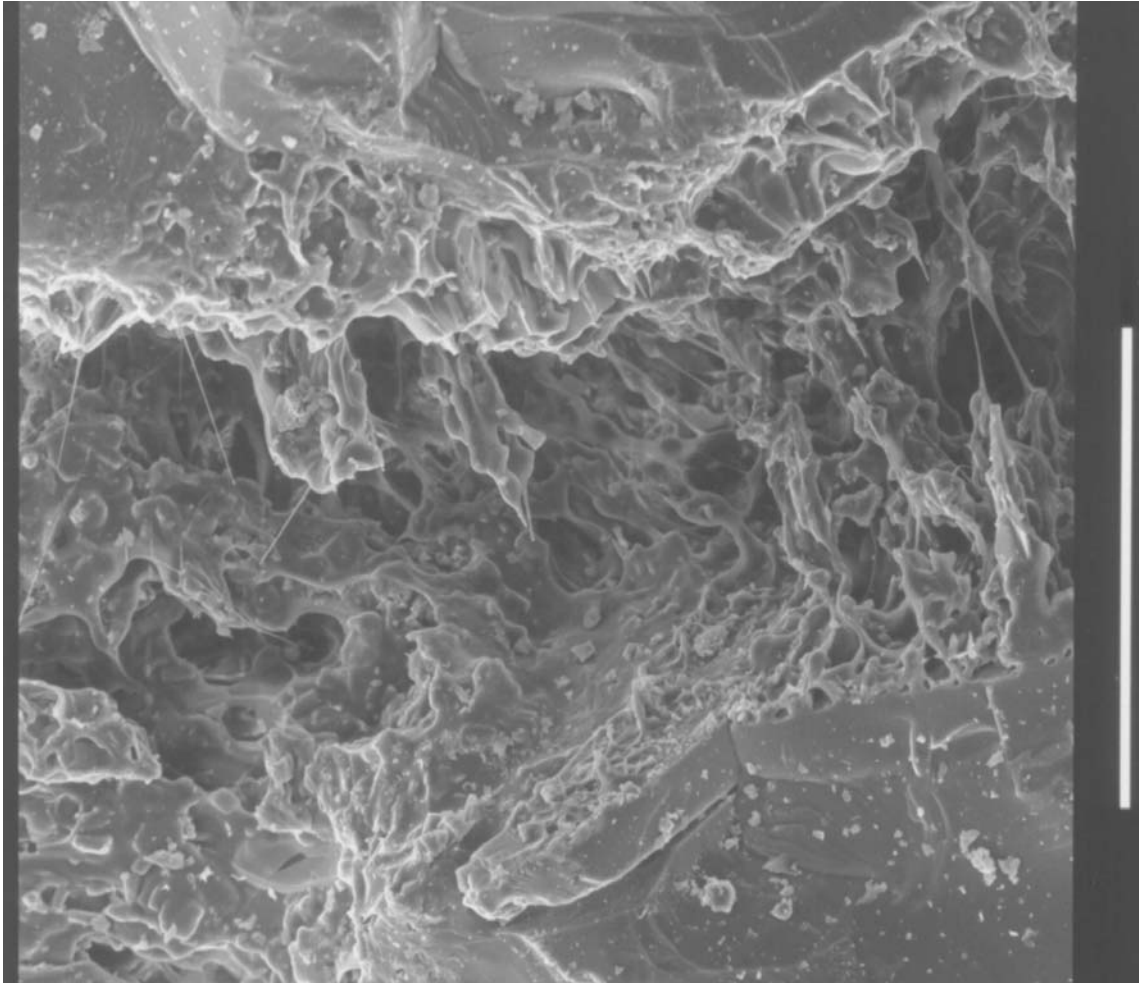


Abb. 27: Mikrovesikuläre Grundmasse des MSHD. Glasfäden durchspannen eine zwischen zwei Kristallen aufgerissene Blase. Der weiße Balken am rechten Bildrand entspricht 100 μm .

In Zusammenarbeit mit J. Blower (Geol. Dept. University of Bristol) wurde versucht, die Fraktalität der großen Blasenzüge in den Andesiten des Merapi zu analysieren. Hierzu wurden, aus Dünnschliffen von 9 Gesteinsvarietäten, je 20 für das Material typische Blasen mit einem Digitalisierbrett als binäre Umrisslinien eingegeben. Die Messungen ergaben, dass die Auflösung der Grenzlinie zwischen Blase und Schmelze nicht präzise genug aufgenommen werden kann. Die Strukturfraktale δ_s der Blasenzüge erwies sich als stark variabel und ging bei $\lambda < 0,05$ ($\lambda =$ der auf den größten Durchmesser des zu untersuchenden Objektes normierte dimensionslose Abstand des Analysegitters) in eine euklidische Geometrie über. Die fraktale Geometrie wurde hier genutzt, um die Oberflächenbeschreibung der Blasen in einen Zusammenhang zu den Bruchbedingungen zu bringen.



a.

b.

Abb. 28a, b.: Digitalisierte Umrisse von zwei unterschiedlichen Proben. A.: MRP 9601 zeigt eine Probe die durch Blasenverschmelzung, aber auch den Einfluss der Plagioklaskristalle beeinflusst wird. B: Mpr9617 zeigt eine Blase, deren Ausdehnung durch Plagioklasleisten beeinflusst wird. Beide Blasen haben durch die Digitalisierung die Feinstruktur der Blasenränder verloren (Abb. 29). Hierdurch wird ein glatter Rand gebildet, der einen textuellen Übergang der fraktalen zu euklidischer Geometrie hervorruft. Ein Vergleich der Abbildungen mit REM – Aufnahmen (Abb. 29) zeigt die Diskrepanz. Eine Rückführung der Blasen in eine „Original-Verteilung“ (Klug und Cashman 1994) ist bei den gegebenen Strukturen nicht möglich.

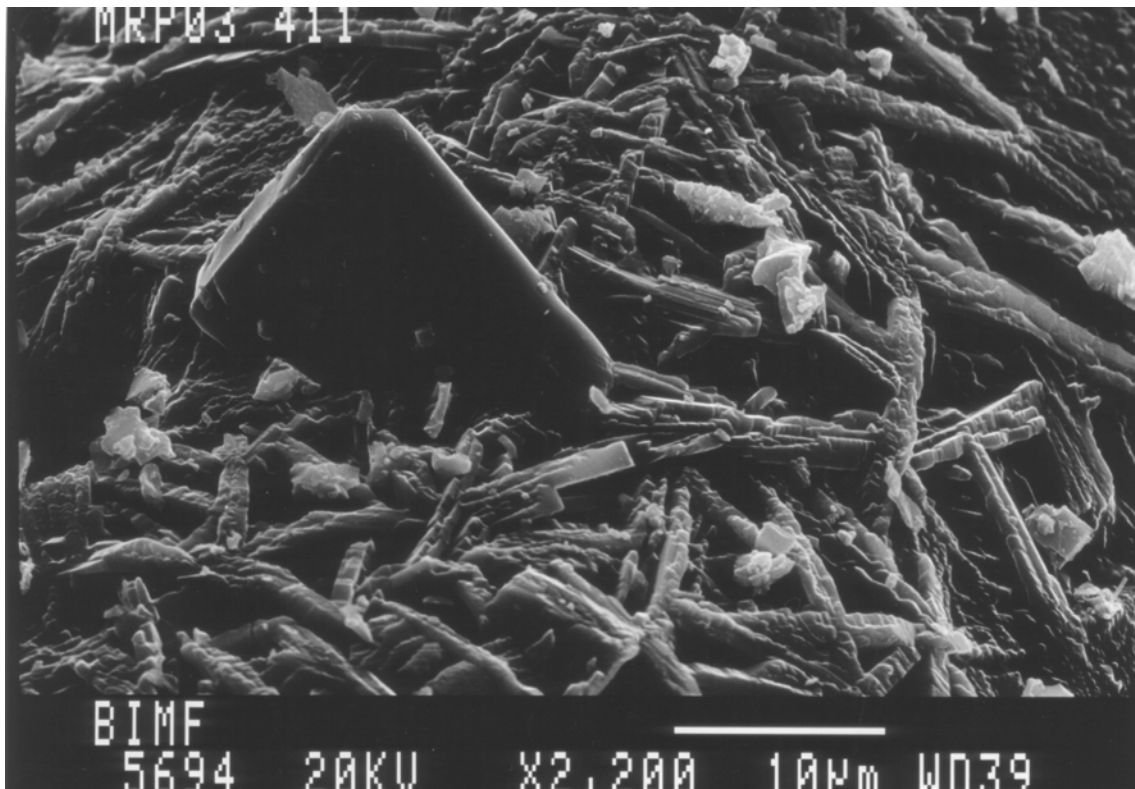


Abb. 29: Oberfläche der Probe MRP9603. Durch die Digitalisierung der Blasenumrisse geht die Feinstruktur der durch Mikrolitwachstum und Sekundärmineralisierung geprägten Blasenoberfläche verloren. Ein „Hochrechnen“ der Fraktale aus Bildabschnitten ist durch die Theorie nicht abgedeckt (Kaye 1989).

Ein für die Geowissenschaften neues Verfahren, die Computer Tomographie (CT), bietet hier einen neuen Ansatz. 1998 stellten Prousevitch & Sahagian auf der AGU ihre Erfahrungen mit dieser Technik vor. Die CT ermöglicht die dreidimensionale Darstellung und die zerstörungsfreie Analyse der Gesteine (Sahagian & Prousevitch 1998). Bezogen auf die experimentelle Arbeit, bei der die Proben vor dem Versuch charakterisiert werden sollen, stellt diese Methode die ideale Ergänzung zu BET und Permeabilitäts-Messungen dar. Kurzdistanzbeziehungen von Blasen können ebenso geortet werden wie geschlossene Porosität. Im Gegensatz zu den Ergebnissen der Hg-Porosimetrie können bei dieser Methode die Proben zu weiteren Untersuchungen verwendet werden. Für den serienmäßigen Einsatz ist diese Technik ungeeignet, da zu teuer. Auch die begrenzte Auflösung der Systeme bildet zur Zeit eine Barriere. Feine Strukturen können nur an kleinen Proben aufgelöst werden. Proben mit bimodal verteilten Blasen der einzelnen großen Blasenzyklen können nur in mehreren Schritten vollständig vermessen werden.

Bildanalytische Arbeiten zur automatischen Beschreibung der Kornformparameter (Straub und Zimanowsky 1989, 1990) verliefen ohne statistische Relevanz der Resultate. Das unerwartete Ergebnis wird auf die hohen Kontrast-Unterschiede und die blockige Form der Partikel, die als Streupräparat verwendet wurden, zurückgeführt.

3.3.1.3 Kristallgehalt – Kristallerhaltung

Der Kristallgehalt wird durch Bildanalyse als Flächenanteil bestimmt. Da von einer statistischen Verteilung der Kristalle in den Gesteinen ausgegangen wird ist keine Umrechnung, wie im Falle der Kristallgrößenverteilung, erforderlich. Die Kristalle stellen Verschiebungen in der Dichte und Kompressibilität gegenüber der Gesamtprobe dar. Dass Kristalle einen Einfluss auf die Fragmentation einer Probe haben ist unstrittig. Anhand der Versuche an den natürlichen Proben konnte der Einfluss der Kristalle jedoch nicht eindeutig geklärt werden. Die physikalischen Eigenschaften der Kristalle unterscheiden sich ebenso wie die Größe der vertretenen Kristallgruppen und erschweren so die Zuordnung der Phänomene. Auch eine Überlagerung der Einflüsse kann gegeben sein.

Die Siebanalysen und die mikroskopische Untersuchung der Gesteine haben den Einfluss der Kristallerhaltung aufgedeckt. Während in den Proben des Mt. St. Helens die Phänokristalle keinen Einfluss auf die Siebergebnisse und damit auf das Bruchgeschehen zeigten, wiesen die Analysen der Andesite des Merapi einen starken Einfluss der Kristalle auf. Der Unterschied liegt in verschiedenen Charakteristika:

1. Die Größe der Blasen. Während MSHD mikroporös ist haben die Proben MRP96xx meist große Blasen, welche an die Kristalle angelagert sind. Hierdurch entsteht eine doppelte Schutzfunktion für die Kristalle (3.3.2.3.).

2. Die Kristallerhaltung. Während die Kristalle des „Gray Dacite“ (MSHD) und Unzen Dazit unter einem gerichteten Ereignis zersplittert sind, liegt ein Grossteil der Kristalle in den Proben des Merapi unzerstört vor. In den Andesiten bestimmen ~1 mm große Plagioklase die Kristallverteilung und das Bruchgeschehen.

3.3.1.4 Blasencharakteristika

Die Charakterisierung von Blasengrößenverteilung wird häufig durch Methoden der Bildanalyse vollzogen. Im Falle eines eng verzweigten Netzwerkes ist diese Methode ungeeignet. Ein Beispiel hierfür gibt folgende Berechnung für die offene Porosität der Grundmasse des Mt. St. Helens:

Durch optische Analysen wurden zwei Blasensysteme in der Probe MSHD festgestellt. Ein System besteht aus wenigen, unregelmäßig geformten, einige Millimeter große Blasen, die wie aufgerissen wirken. Das zweite System bildet ein Netzwerk kleiner Bläschen, die zu Röhren verkettet und mit Glasfäden durchspannt sind (Abb. 27).

Eine 2-D Bildanalyse der Grundmasse zeigt, dass ~34% der MSHD-Matrix aus Bläschen mit ~3 µm Durchmesser bestehen (vgl. Hg Porosimetrie, 3.3.2.5). BET- (multi-point gas sorption) Oberflächenanalysen (Lowell und Shields 1991) ergaben einen Wert von 0.1347 m²/g (±0,025) für MSHD, bzw. 2.36 m² bezogen auf 17.5 g für einen Probezylinder (siehe Gleichung 2).

$$0.1347 \frac{\text{m}^2}{\text{g}} \cdot 17.5 \text{g} = 2.357 \text{m}^2$$

$$2\pi \cdot 1.5 \times 10^{-6} \text{m} = 9.425 \times 10^{-6} \text{m}$$

$$\frac{2.357 \text{m}^2}{9.425 \cdot 10^{-6} \cdot \text{m}} = 2.501 \times 10^5 \text{m}$$

$$2.504 \times 10^5 \text{m} = 250.4 \text{km}$$

Gleichung 2: Berechnung der „Porenlänge“ als Funktion der mittels Stickstoffsorption (BET-Verfahren) gemessenen Oberfläche (0,1347 m²/g) dem Probengewicht (17,5 g) und einem, entsprechend den Ergebnissen der Hg-Porosimetrie, idealisiertem Porendurchmesser (3x10⁻⁶ m).

Dieses System auf 2D-Basis zu beschreiben ist unmöglich. Die Hg-Porosimetrie Analyse des MSHD hat zudem ein weiteres Blasensystem aus Kurzdistanz-Vernetzungen aufgezeigt. Diese in sich geschlossenen Vernetzungen wurden auch bei Probenklötzchen beobachtet die mit Epoxydharzen gefüllt werden sollten.

Die Charakterisierung von Blasen und Blasen-Populationen anhand von Dünnschliffen und REM-Bildern kann wichtige Informationen über die Lage der Blasen in Bezug auf die Kristalle liefern. Physikalische Analysemethoden ergeben reproduzierbare Werte, sie können aber die relative Lage der Blasen nicht erfassen. Anlagerungen oder Wachstumsbeschränkungen durch Kristalle oder Mikrolithe stellen wichtige Informationen über den Zustand des Magmas vor der Eruption dar. Die Nukleationspunkte der Blasen werden von dem Chemismus der Schmelze, bzw. der relativen Oberflächenspannung der Schmelze gegenüber den Kristallen gesteuert. Die Expansion der komprimierten Gasphase stellt in unseren Versuchen ebenso wie in der Natur die Energie eines Ausbruches dar. Sind Blasen an die Kristalle angelagert so schützen sie die Kristalle vor dem Bruchprozess. Eine Bruchbahn, die auf eine Blase trifft, wird leichter durch die dünnen, unter Druck stehenden, Blasenwände laufen als durch ein Kristall („Sollbruchstelle“ Spieler und Dingwell, 1998). Zusätzlich wird das Kristall durch die auf der Oberfläche liegenden Blasenränder geschützt (Abb. 34)(„Schutznetz“, Spieler und Dingwell 1998).

In der Probe MRP9603 wurden unter dem Mikroskop Bereiche mit erhöhter Mikrolith-Führung erfasst. Diese Mikrolithnester weisen für die Andesite untypische sphärische Blasen reduzierter Größe auf. Die mikrolithreichen Flächen machen bis zu 10 % der analysierten Schliifffläche aus. Ein direkter Einfluss dieser Bereiche auf

die Fragmentation konnte nicht nachgewiesen werden. Martel et al. (subm.) analysierten an synthetisierten Proben systematisch den Einfluss von Mikrolithen auf die Fragmentation.

Ein Blasenwachstum konnte einzig in der Probe MRP9603 bei Hochtemperaturexperimenten nachgewiesen werden. Ein typisches Merkmal dieses Materials sind Poren mit 1-1,5 μm Durchmesser, welche an die Mikrolithe angelagert sind (Abb. 30). Diese geschlossenen Poren waren nach den $> 800^\circ\text{C}$ Versuchen aufgeweitet. Ein Aufweiten dieser Bläschen konnte auch nach der K.F.-Titration und der damit verbundenen Erhitzung des Materials auf 1300°C festgestellt werden.

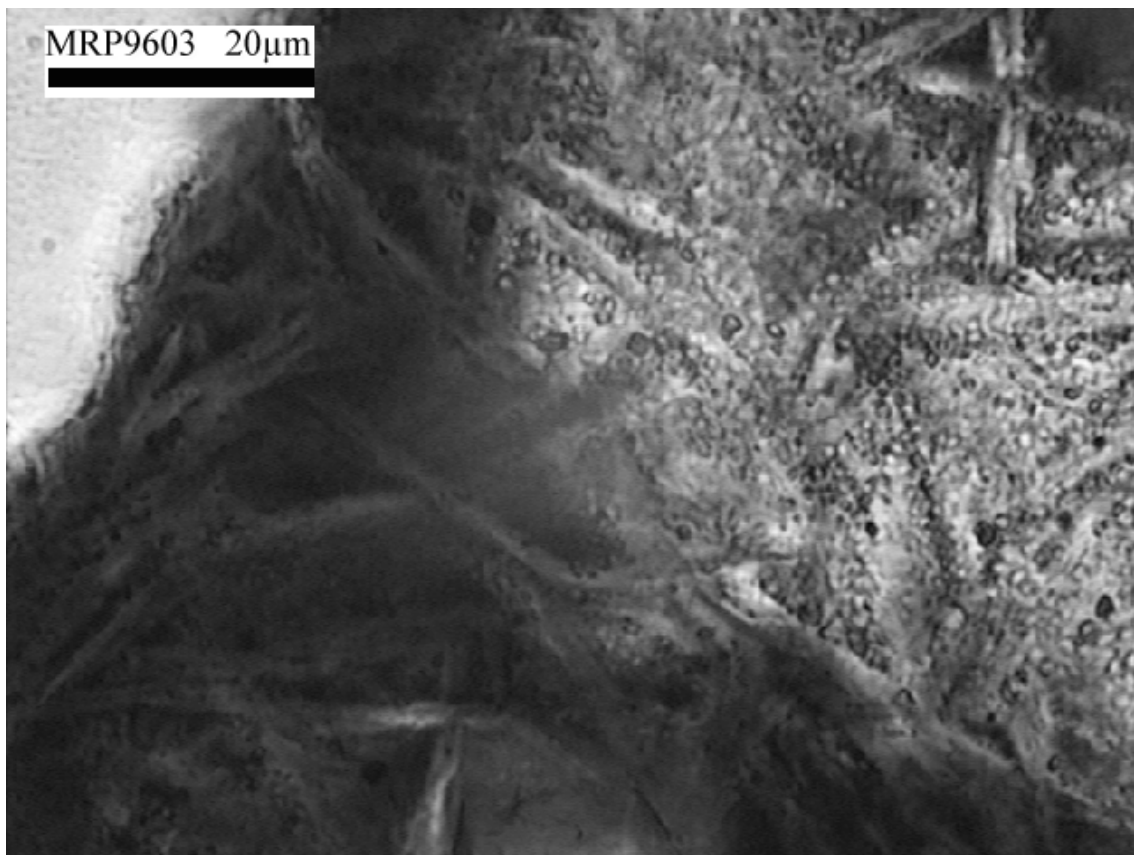


Abb. 30: Grundmasse der Probe MRP9603. Deutlich 15 – 20 μm große nadelförmige Mikrolithe und daran angelagerte Poren. Die kleinen Poren stellen eine späte Blasengeneration dar, die nur in juvenilen Magmen zu erwarten sind. Die Probe MRP9603 repräsentiert tiefere Schichten des Domes, deren höherer Wassergehalt zur Blasennukleation geführt hat.

Eine schwer fassbare Größe stellt die Blasen-Orts-Verteilung dar. Die Blasen in den Vulkaniten sind häufig an die Phänokristalle angelagert und bilden so die beschriebenen Sollbruchstellen.

Eine Blasenwachstumsbeschränkung konnte durch die unregelmäßige Mikrolithführung der Grundmassegläser festgestellt werden. In einigen der MRP Proben sind die Mikrolithe (MI) nestartig über den Schliff verteilt. In den mikrolithreichen Schutzwesten ähnlichen Nestern sind die Blasen bis zu 70% kleiner als in der MI-freien Fläche. Die Blasen haben hierdurch eine geringere Anbindung an die offene Porosität. Bedingt durch die unregelmäßige Verteilung konnte der Einfluß dieses Phänomens auf die Fragmentation bisher nicht geklärt werden.

3.3.1.5 Stickstoffadsorption nach BET

Die Stickstoffadsorption beruht auf der temperatur- und druckabhängigen Anlagerung von Stickstoff Molekülen an Oberflächen. Bei der Mehrpunkt Methode nach BET wird eine Reihe von Druckpunkten angesteuert und der adsorbierte Stickstoff gemessen. Aus der Messung sollte ein, über einen gewissen Bereich, linearer Trend ausgebildet sein. Die Steigung der Kurve kann nach unterschiedlichen Verfahren in die Fläche umgerechnet werden, welche die angelagerten Moleküle besetzt haben. Ein von Brunauer, Emmett und Teller (Lowell und Shields 1991) entwickeltes Verfahren wurde in den Messungen angewandt.

Es war im Rahmen der technischen Möglichkeiten an der Universität Bayreuth nicht möglich Probenzylinder mit 17 mm Durchmesser und 50 mm Länge in die vorhandenen Stickstoff Sorptionsanlagen einzubauen. Die vorhandenen Geräte der Fa. Mikromeritics am IMA (Gemini) und FAN (ASAP) sind für die Bestimmung von Oberflächen in Feinpartikeln vorgesehen. Die Messungen an dem Dazit des Mt. St. Helens wurden an einem kleinen Bohrkern (~5 mm Durchmesser) am IMA durchgeführt und ergaben Messergebnisse an der Analysegrenze mit hohen Abweichungen. Dieser Dazit weist eine Mikroporosität auf, die in den Gesteinen des Unzen und Merapi fehlte. Um größere Gesteinszylinder (17*50 mm) messen zu können, wurde ein zweiteiliges Probengefäß entworfen und in der Glasbläserei erstellt. Die Messungen an den Gesteinszylindern hätten genaue Vergleiche der Probe vor und nach den Versuchen ermöglicht. Die Analysen am FAN schlugen jedoch aus bisher ungeklärten Gründen fehl. Der Untersuchungsansatz wird im Rahmen des Unzen Drilling Projektes am IMPG der LMU München weiter verfolgt.

3.3.2 Charakterisierung der fragmentierten Proben

Die vulkanologischen Methoden zur Partikelbeschreibung sind der Sedimentologie entliehen und eignen sich nur bedingt zur Analyse der durch Bruchprozesse entstandenen Pyroklastika und deren physikalischen Hintergrund. Die Charakterisierung der geborstenen Proben begann durch Siebung der trocken aus dem LPT gebürsteten Probe. Der hierdurch entstandene Informationsverlust basierte hauptsächlich auf dem Verlust der Feinpartikel. Inzwischen wurde die Partikelbeschreibung um eine Reihe von Techniken erweitert. Neben der Siebung erfasst die Laserbeugung die Feinfraktion und vermittelt ein Bild von der kleinsten, durch den Bruchprozess entstandenen Fraktion. Einzelne Fraktionen werden mit dem Raster-Elektronen-Mikroskop untersucht um Abweichungen von den Standardverteilungen zu analysieren. Die Verwendung von komplexen Materialien, wie es natürliche Gesteine darstellen erschwert hierbei das Auffinden der beeinflussenden Faktoren. Messungen der Partikeloberfläche an den experimentellen Pyroklastika können auf die natürlichen Ablagerungen übertragen werden und ermöglichen genaue Aussagen über die bei dem Bruchprozess umgesetzte Energie (Büttner et al. 1997).

3.3.2.1 Granulometrie

Ein wesentlicher Bestandteil der Charakterisation ist die statistische Auswertung der Siebung. Die Siebdauer wurde den jeweiligen Materialien angepasst um die sekundäre Fragmentation gering zu halten. Durch getrennte Bearbeitung der Grobfraktionen wurde die Siebabrasion überprüft. Bei einer maximalen Siebdauer von 2 x 13 Minuten der bei 1 mm getrennten Siebkolumnen beträgt die Abrasion unter 0.3% des Probengewichtes. Die Masse der Einzelfraktionen wurde in ein Excel-Datenblatt eingegeben und die statistischen Parameter berechnet.

Für die Berechnung der statistischen Parameter gibt es unterschiedliche Verfahren, die sich in der Gewichtung der Grob-, sowie Feinfraktion der Verteilungskurven unterscheiden.

Hervorzuheben ist, dass natürliche pyroklastische Ablagerungen durch Transportvorgänge bedingte, veränderte Korngrößenverteilung widerspiegeln. Die granulometrische Bearbeitung der experimentellen Pyroklastika ermöglicht erstmals Aussagen zu der Verteilung von dekompressionsgenerierten Partikeln ohne

transportbedingte Veränderungen. Der Mechanismus, der die Fragmentation auslöst, entspricht dem der natürlichen Abläufe.

Anhand der Experimente an MSHD wurde belegt, dass Partikel, die durch schlagartige Dekompression von porösen Schmelzen gebildet werden, der Rosin – Rammler - Verteilung folgen. Hierbei zeigten die Partikelverteilungen der Experimente bei hohen Temperaturen den schlechteren Fit (Abb. 31).

- Kornformanalyse

Der Versuch mit einem Bildanalyseprogramm die Produkte der Fragmentation von Daziten des Mt. Unzen zu beschreiben zeigt, dass die Körner keine systematische Formänderung in den messbaren zwei Dimensionen aufweisen. Unter dem Mikroskop schienen die Körner eine Veränderung in der dritten Dimension aufzuweisen. Der Versuch durch Auszählen der Körner der größeren Fraktionen (11 mm-0,335 mm) die Unterschiede durch das Einzelkorngewicht zu fassen schlug fehl. Ein Grund hierfür könnte in der Form der Löcher in den zur Siebung verwendeten Siebböden (DIN ISO 3310) liegen. Die Sieböffnungen werden durch verwobene Drähte gebildet. Sie stellen eine komplexe, in den Ecken höhenverschobene, quadratische Figur dar. Diese Figur erscheint, nur bezogen auf die Flächennormale d.h. zweidimensional, quadratisch, und ergibt ausschließlich für annähernd kugelförmige Körper isometrische Siebungen. Das hierdurch gegebene Problem entspricht der Abweichung plattiger Körner in Bezug auf das Stoke Gesetz in der Sedimentationsanalyse und tritt auch bei den Streulichtmessungen auf.

- Statistik

Die Korngrößen werden entsprechend der sedimentologischen Untersuchungen in Phi-Einheiten [Φ] umgerechnet

$$\begin{aligned} \Phi &= -\log_2(d_{\text{mm}}) && \left| \begin{array}{l} (\Phi) \text{ Skalierung (Wentworth 1922; Füchtbauer 1988)} \\ (\Phi) \text{ Skalierung} \\ d_0 = \text{Einheitsdurchmesser} = 1\text{mm (Füchtbauer 1988)} \end{array} \right. \\ \Phi &= -\log_2(d/d_0) \\ &=> \end{aligned}$$

Gleichung 3

Durch die Umrechnung von Millimeter in Φ wird die Masse einer Fraktion gegen die Korngröße in Φ als Gauss'sche Funktion dargestellt.

$$\frac{d_m}{d\phi} = \frac{K_s}{\sigma_d(2\pi)} \exp\left\{-\frac{1}{2}\left[\frac{\log_2(d/d_m)}{\sigma_d}\right]^2\right\} \quad | \text{(Krumbein 1934, 1938; Heiken \& Wohletz 1991)}$$

| $d_m/d\phi$ = Masse pro Intervall von Φ ;
 | K_s = Konstante zur Normierung der Verteilung ($K_s = 1$);
 | σ_d = Standardabweichung in log Einheiten;
 | d = Partikeldurchmesser ;
 | d_m = Modalwert einer Verteilung;

Gleichung 4

Ein neues mathematischen Verteilungsmodell, das Sequential - Fragmentation / Transport - Modell wurde durch Wohletz entwickelt (Wohletz et al. 1989). Durch das Verfahren wird die Verteilungsform mit der Physik der Fragmentation und der Sortierung durch Transport verknüpft.

$$\frac{d_m}{d\phi} = K_s \left(\frac{d}{d_m}\right)^{3g_f} \exp\left[-\frac{x}{\zeta_0} \frac{(d/d_m)^{3(\gamma_f+1)}}{\gamma_f}\right] \quad | \text{(Wohletz 1989; Heiken \& Wohletz, 1991)}$$

| K_s = Konstante zur Normierung
 | x/ζ_0 = Faktor der Transport Entfernung
 | K_s und x/ζ_0 werden, zur Normierung auf 100%, gleich gesetzt
 | γ_f = ein der Standardabweichung ähnelnder Parameter
 | $g_f = \gamma_f + 2$ bei Fragmentationsprozessen
 | $g_f = 2$ bei Transport Vorgängen
 | (für die meisten Tephra Proben $g_f = 2$)

Gleichung 5

Schleyer (1987) präsentiert einen Test in dem Partikelverteilungen in ihrer Zugehörigkeit zu Gauss- und Rosinverteilungen geprüft werden. In dieser Arbeit belegt Schleyer die Beziehung der Transportdistanz eines Sedimentes zu der Übereinstimmung mit den Verteilungsfunktionen nach Gauss bzw. Rosin. Ein wichtiger Bestandteil seiner Forschung ist die Auswirkung von Verteilungs-Beschneidungen (natürlich oder technisch) auf kumulative Verteilungskurven in Wahrscheinlichkeitssystemen.

Durch die Nutzung, entsprechend der verkürzten Originalverteilungen, veränderter Gauss'scher- und Rosin-Verteilungen wird nach Schleyer (1987) das Problem des Abgleichens der Kurven umgangen.

$$f(x) = \frac{1}{\sigma * \sqrt{2\pi}} * \exp\left(-\frac{(x - \mu)^2}{2 * \sigma^2}\right) \quad | \text{Gauss-Verteilung (Schleyer, 1987)}$$

| σ = Abweichung von der korrespondierenden Gauss-Verteilung
 | f_n = relative Häufigkeit
 | μ = Fixierung der korrespondierenden Gauss Verteilung

Gleichung 6

$$f(x) = 100 * \exp\left(-\left(\frac{x}{k}\right)^s\right)$$

| Rosin – Rammler-Verteilung (Schleyer 1987)

| f_n = relative Häufigkeit

| k = Fixierung der korrespondierenden Rosin-Verteilung

Gleichung 7

Schleyer leitet eine theoretische Fit-Funktion für ideal nach Gauss verteilte Korngrößenanalysen ab und berücksichtigt hierbei die Problematik, dass ein bestimmter X-Wert eine gesamte Größenklasse beschreibt.

$$Gw_n(xc_{pn}) = \frac{1}{\sigma * \sqrt{2\pi}} * \exp\left(-\left(\frac{xc_{pn} - \mu}{2 * \sigma^2}\right)^2\right)$$

| (ideale Gauss-Verteilung für Siebanalysen)

| w_n = absolute Wertigkeit einer Siebklasse

| Gw_n = berechnete Werte der korrespondierenden Gauss-Funktion

| μ = Fixierung der korrespondierenden Gauss-Verteilung

| σ = Abweichung der korrespondierenden Gauss-Verteilung

| xc_{pn} = Mitte einer Klasse Φ Wert

Gleichung 8

und

$$Gw_n(xc_{pn}) = \exp\left(-\left(\frac{xu_{mm}}{k}\right)^s\right) - \exp\left(-\left(\frac{xl_{mm}}{k}\right)^s\right)$$

| (ideale Rosin Verteilung für Siebanalysen)

| xu_{mm} = Obergrenze einer Siebklasse in mm

| xl_{mm} = Untergrenze einer Siebklasse in mm

Gleichung 9

Die Gleichungen enthalten zwei Unbekannte die aus der Korngrößenverteilung berechnet werden müssen. Den Fixierungspunkt der Verteilung auf der Abszisse (μ , Gauss; k, Rosin); und den Parameter der Streuung (σ , Gauss; s, Rosin).

Die Fit-Funktionen zur Berechnung lauten (Schleyer 1987):

$$100\% = -\frac{1}{n-1} * \sum_1^{n-1} |(Scf_n - Gcf)|$$

| Gauss fit (Schleyer (1987))

Gleichung 10

und

$$100\% = -\frac{1}{n-1} * \sum_1^{n-1} |(Scf_n - Rcf)|$$

| Rosin fit (Schleyer (1987))

Gleichung 11

Nach Schleyer zeigen die Kurtosis und Schiefe keine enge Korrelation zu Gauss-, bzw. Rosin-Verteilung. Diese statistischen Parameter werden daher nicht in die Vergleiche aufgenommen.

Autor	a. mittlere Korngröße	b. Sortierung
TRASK (1932) INMAN (1952) FOLK & WARD (1957) FRIEDMAN & SANDERS (1978)	median = $\Phi 50$ mean $\sim (\Phi 16 + \Phi 84) / 2$ } mean \sim $(\Phi 16 + \Phi 50 + \Phi 84) / 3$	$(\Phi 75 - \Phi 25) / 2$ $(\Phi 84 - \Phi 16) / 2$ $(\Phi 84 - \Phi 16) / 4 + (\Phi 95 - \Phi 5) / 6,6$ $(\Phi 95 - \Phi 5) / 2$
Autor	c. Schiefe	d. Kurtosis
TRASK (1932) INMAN (1952) FOLK & WARD (1957) umgeformt nach WARREN (1974) FRIEDMAN & SANDERS (1978)	$\Phi 75 + \Phi 25 - 2 \Phi 50$ $\frac{\Phi 84 + \Phi 16 - 2 \Phi 50}{\Phi 84 - \Phi 16}$ $\frac{\Phi 84 - \Phi 50}{\Phi 84 - \Phi 16} - \frac{\Phi 50 - \Phi 5}{\Phi 95 - \Phi 5}$ $\Phi 95 + \Phi 5 - 2 \Phi 50$	- $\frac{(\Phi 95 - \Phi 5) - (\Phi 84 - \Phi 16)}{\Phi 84 - \Phi 16}$ $\frac{\Phi 95 - \Phi 5}{2,44(\Phi 75 - \Phi 25)}$

Tab 4: Verschiedene Korngrößenparameter auf Phi-Basis (Nach Füchtbauer 1988: Tab.: 4-7). Die unterschiedliche Bewertung der Verteilungs-Enden d.h. der größten und kleinsten Partikel spiegelt bis zu einem gewissen Grad die Entstehungsbedingungen der Sedimente wider. Die Bearbeiter sind von unterschiedlichen Bedingungen an die Beschreibung herangegangen, ohne eine allgemeine Lösung zu suchen. Die Beschneidung der Daten ist auch in der Auswertung der Experimente von Bedeutung. Die 5% und 95% Fraktion einer Probe unterliegt Über- bzw. Unterbewertungen.

	Median	Mean	Dispersion	Schiefe	Kurtosis
Metrisch	$Md = P_{50}$	$M = \frac{P_{75} + P_{25}}{2}$	$Qda = \frac{P_{75} - P_{25}}{2}$	$Ska = \frac{P_{75} + P_{25} - 2Md}{2}$	$Kqa = \frac{P_{75} - P_{25}}{2(P_{90} - P_{10})}$
Phi	$Md = \Phi_{50}$	$M\Phi = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84}}{2}$	$S_o = (P_{75} / P_{25})^{\frac{1}{2}}$	$Sk = \frac{P_{75} * P_{25}}{Md^2}$	$\beta\phi = \frac{\frac{1}{2}(\phi_{95} - \phi_5) - \sigma\phi}{\sigma\phi}$
		$Mz = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}$	$\sigma\phi = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{2}$	$\alpha\phi = \frac{M\phi - Md\phi}{\sigma\phi}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})}$
			$\sigma^1 = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6,6}$	$SK_1 = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	

Tab. 5: In einer erweiterten Tabelle gibt McManus (1991) die Berechnungen der metrischen und Phi basierten Korngrößenstatistik an.

•Laserdiffraktometrie

Nach der Umstellung der Partikelentnahme von Trocken- auf Nassentnahme wurde an einer Reihe von Proben die Analyse der Feinpartikel < 63 µm mittels Laserdiffraktometrie (LD) getestet. Die ersten Untersuchungen mit einem Malvern Mastersizer ergaben, dass eine zu geringe Probenmenge dieser Größenklasse vorlagen. Nach dem Einbringen der Fraktion < 250µm, 180µm, 125µm und 90µm konnten erste Ergebnisse erzeugt werden. Ein analytisches Detail dieser Methode ist die Auswertung der Beugungsbilder. Für die Analyse können zwei Theorien genutzt werden. Im Falle der Fragmentmischung aus Glas und Kristallsplintern, mit einer Reihe von unterschiedlichen Brechungsindizes, muss eine Auswertung nach der Fraunhofer Theorie erfolgen. Für die im Submikronbereich nutzbare Mie Theorie ist eine genaue Kenntnis des Brechungsindex der Partikel notwendig (Müller und Schuhmann 1996). Die polymorphe Form der Partikel die einen hohen Einfluss auf die Analysen zeigen dürfte, wird ebenso wie bei der Siebung vernachlässigt. Die Analysen ergaben, dass keine Partikel kleiner 3 µm in den Analysen nachgewiesen werden konnten. Dies entspricht weitgehend den Ergebnissen der REM-Analysen. Ein Einfluss von Mikrolithen auf die Verteilungskurven konnte nicht erkannt werden. Als problematisch erweist sich die exakte Positionierung der LD-Analysen zu den Siebkurven, da die LD Daten in Abhängigkeit von der Lage der Detektoren in

metrischen Schritten berechnet wird. Ein Abgleich der Kurven sollte durch die Überlappung von 3 Phi - Einheiten ermöglicht werden.

3.3.2.2 Verteilungsfunktionen

Für die Modellierung von Eruptionen ist es von großer Bedeutung die primäre Verteilungsfunktion der Partikel über der Fragmentationsfront zu kennen. Sehr unterschiedliche experimentelle Ansätze wurden hierzu in der Vergangenheit herangezogen. Ein grundlegendes Problem ist all diesen Ansätzen gemein: Die zur Fragmentation der Gesteine benötigte Energie wurde von außen in das System eingebracht. Hierdurch gleichen die Versuche eher dem transportbedingten Ablauf als der durch Überdruck ausgelösten Primärsituation in dem einem Dom oder einem Schlot.

Die Versuche an dem Dazit des Mt. St. Helens gaben erstmals die Voraussetzung zu klären, welche Verteilungsfunktion, Gauss oder Weibull, die überdruckbedingte Fragmentation beschreibt (Alidibirov et al., submitted).

Brown & Wohletz (1995) beschreiben die physikalisch basierte Ableitung der Weibull-Verteilung in Abhängigkeit von Fragmentationsprozessen. Hierzu benutzen sie einen "single-event"- Fragmentationsprozess, der zu baumartigen Bruchstrukturen mit fraktalem Verhalten (Mandelbrot, 1983) führt. Ihr Ansatz gibt eine physikalische Basis für die Rosin-Rammler-Sperling Verteilung, da diese der integrierten Form der Weibull-Funktion entspricht. Durch diese Versuche trat die Frage auf, ob der erfolgreiche Fit nach Gauss/Log nicht nur einem Zufall in der Fragmentverteilung zuzuschreiben ist (vgl. Schleyer 1987). Hierbei muß darauf hingewiesen werden, dass durch einen Versuchsaufbau immer ein Beschneidungs-Effekt der Kurven auftritt. Die erste Beschneidung tritt im Bereich der maximalen Korngröße auf welche der der Probengröße entspricht. Diese Einschränkung gibt jeder Korngrößenverteilung eines unvollständigen Bruches das einseitig verschobene Bild einer Rosin-Rammler Verteilung. Dieses Zusammentreffen von einseitigem Versuchsfehler und entsprechend verzerrter statistischer Aussage wurde bei Brown & Wohletz (1995) übersehen. Schleyer (1987) veröffentlichte in einer wenig beachteten Arbeit ein Programm, das der möglichen Beschneidung der Kurven gerecht wird. Dieses Programm wurde zur Analyse der Siebkurven von Versuchen mit Gray Dacite genutzt.

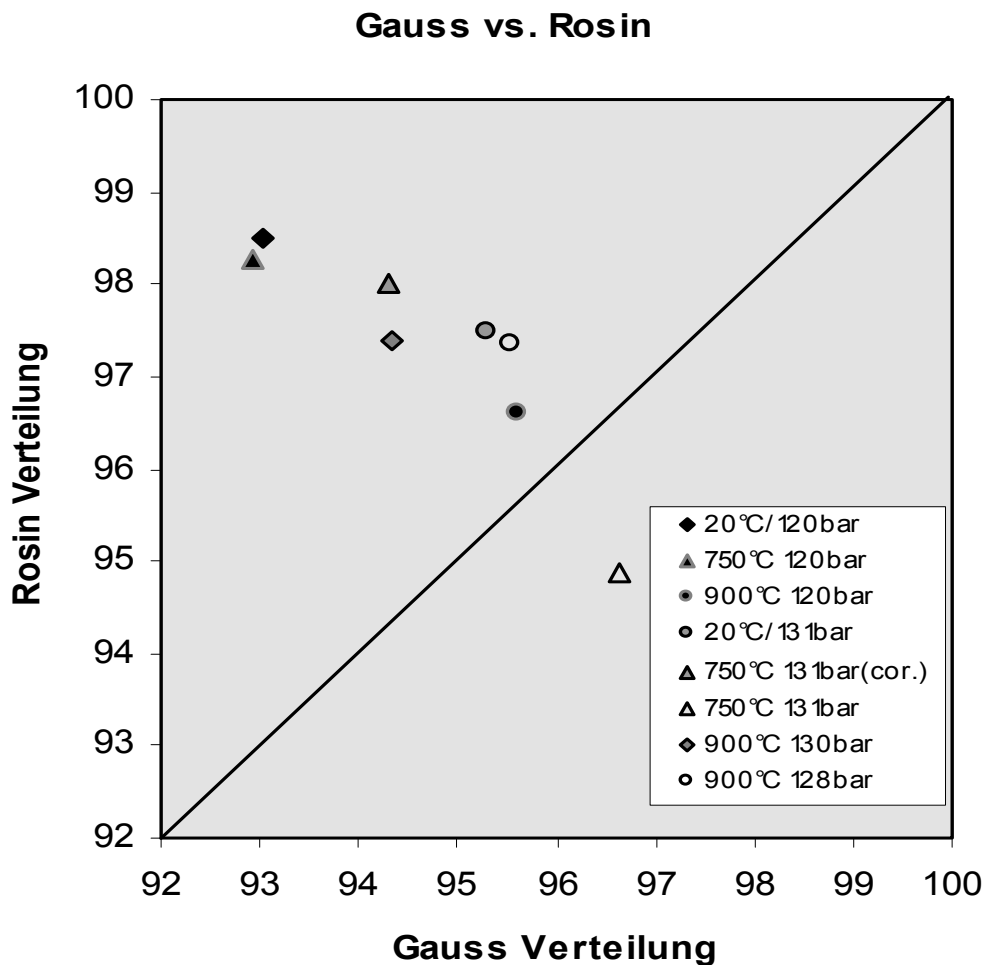


Abb. 31: Durch die Berechnung der Siebkurven der MSHD Versuche nach Schleyer (1987) wurde belegt, dass die durch Dekompression initiierte Fragmentation Partikelverteilungen entsprechend der Weibull - Funktion generiert (aus Alidibirov et al. Subm.). Die Temperaturabhängigkeit der Genauigkeit des Fit entspricht dem verzögerten Überschreiten des Bruchschwellenwertes bei 900°C. Ein Zusammenhang des veränderten Bruchverhaltens mit der temperaturabhängigen Gasdichte muss in weiteren Versuchen untersucht werden. Die Analyse des Bruchschwellenwertes an MUZD spricht gegen diese These, da eine Schwellenwerterhöhung bei einer Druckabhängigkeit zu erwarten wäre, aber eine Schwellenwertabsenkung beobachtet wird. Die Abweichung des Wertes 750°C 131 bar ist auf ein einzelnes großes Fragment einer unvollständigen Fragmentation zurückzuführen. Der Wert 750°C 131 bar(cor) gibt den um dieses Partikel korrigierten Wert wieder.

3.3.2.3 REM Untersuchungen

Einzelne Siebfractionen der Versuche wurden unter dem Raster-Elektronen-Mikroskop (REM) abgelichtet, um Informationen über die Bruchvorgänge zu erhalten. Die Untersuchung der Feinfraktion ($< 63 \mu\text{m}$) sollte zeigen, ob eine prozentuale Verschiebung der Kristallanteile gegen die Glasmatrix durch den Bruchprozess ausgelöst wurde. Die Analyse von 10 Proben ergab für MSHD, MRP9603, MRP9606, MRP9618 und MUZD Ui, dass keine statistisch nachweisbare Verschiebung aufgezeigt werden konnte. Die Analyse der Experimente bei Raumtemperatur zeigte, dass der zur Fixierung der Probe verwendete Kleber (Crystalbond) kleine Tröpfchen gebildet hat. Diese Pisoliten ähnelnden Kügelchen hatten auf der Oberfläche Feinpartikel angelagert (Abb. 32). Die Kügelchen zerfielen nach kurzer Zeit im Fokus des Elektronenstrahls. Hierdurch wurde deutlich, dass Proben für Stickstoff-sorptionsmessungen nicht aus Versuchen mit Kleber oder Hochtemperatur-Zement stammen durften.

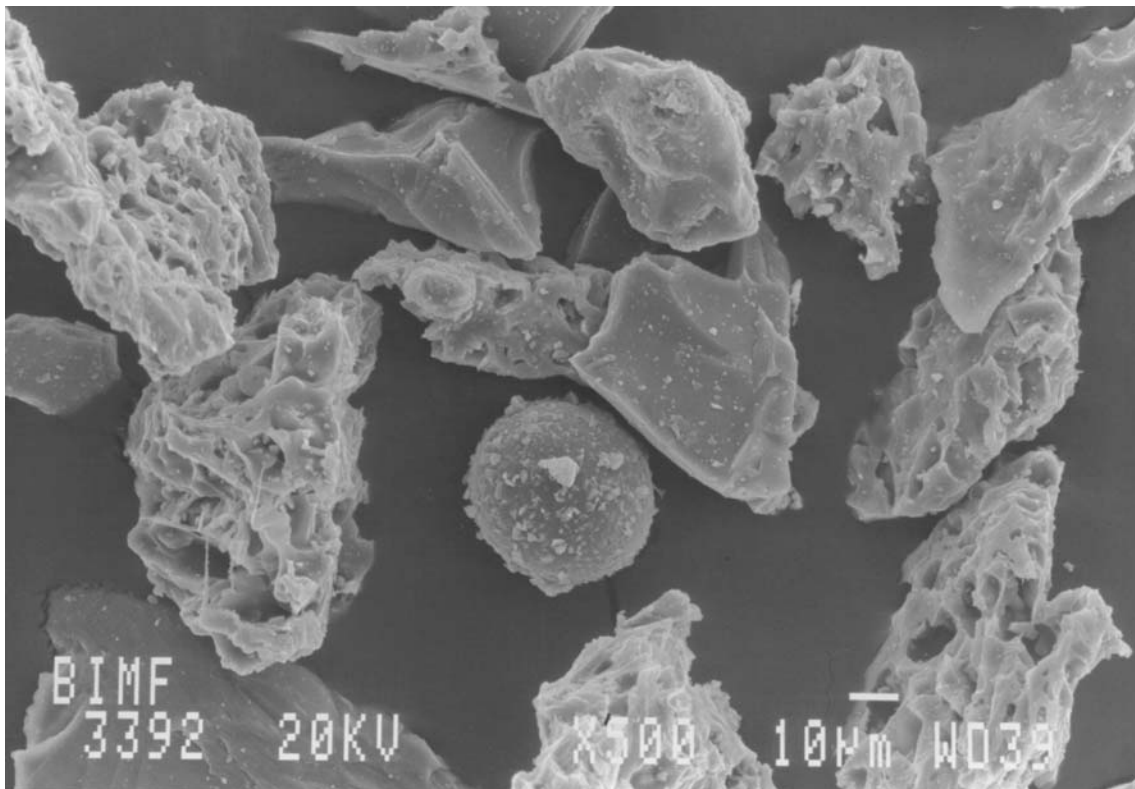


Abb. 32: Partikel der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$. Fragmente der mikrovesikulären Grundmasse des MSHD neben Kristallsplintern. Ein Teil der Glasfäden in der Grundmasse übersteht den Bruchprozess (linker Bildrand mittleres Partikel unterer Rand). Sphärische Partikel in der Feinfraktion von Experimenten bei Raumtemperatur bestehen aus Crystalbond. Sie zerfallen unter dem fokussierten Elektronenstrahl.

In der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ eines Versuches bei 180 bar wurden keine Partikel unter $3 \mu\text{m}$ gefunden. Es ist davon auszugehen, dass feinere Körner sich auf den Oberflächen der gröberen Fraktion elektrostatisch anlagern.

Analysen der Bruchoberflächen nach der Fraktalanalyse (Mandelbrot, B.B. 1983, Mecholsky und Freiman 1991), bei der die Oberflächenstruktur der Brüche der eingegebenen Energie zugeordnet werden, versagen in den Pyroklastika. Hier kann die Bruchrichtung nicht der Entlastungsrichtung zugeordnet werden. Das relative Druckgeschehen in der komplexen Struktur ist zur Zeit nicht auflösbar.

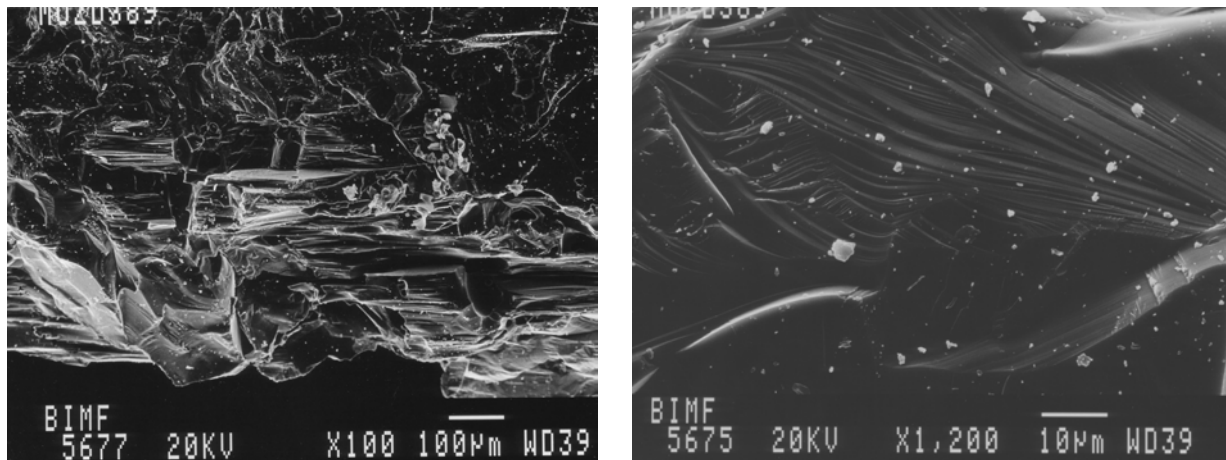


Abb. 33 a, b.: Bruchflächen unterschiedlicher Bereiche in der Probe des Versuches 389 an MUZD Ui. Die Bruchflächen in verschiedenen Auflösungen verdeutlichen die Problematik der Richtungszuordnung. In Abb 33 a (100fache Vergrößerung) sind lokal starke Abweichungen im Bruchbild auszumachen, die auf Materialunterschiede oder die Nähe der Bruchbahn zu Blasen zurückzuführen ist. Abb. 33 b (1200fach) zeigt die lokalen Verschiebungen in der Bruchoberfläche.

- Schutznetz / Sollbruchstelle

Der Erhaltungsgrad der Kristalle ist einer der Faktoren, die einen Einfluss auf die Siebkurven zeigen. In den Andesiten des Merapi lagern sich die Blasen an die Kristalle an. Hierdurch werden die Kristalle vor dem Zerschlagen geschützt. Zum einen stellen die dünnen Blasenwände über der Oberfläche der Kristalle „Sollbruchstellen“ dar, welche die Bruchbahn von dem dichten Kristall ablenken (Abb. 34). Zum anderen stellt die auf der Oberfläche verbleibende netzartige Struktur der Blasenwände einen stabilisierenden Verbund. Diese „Schutznetze“ können bei hohen Temperaturen auf geringe Verformung elastisch reagieren, während der Kristall bricht (Spieler und Dingwell 1998).

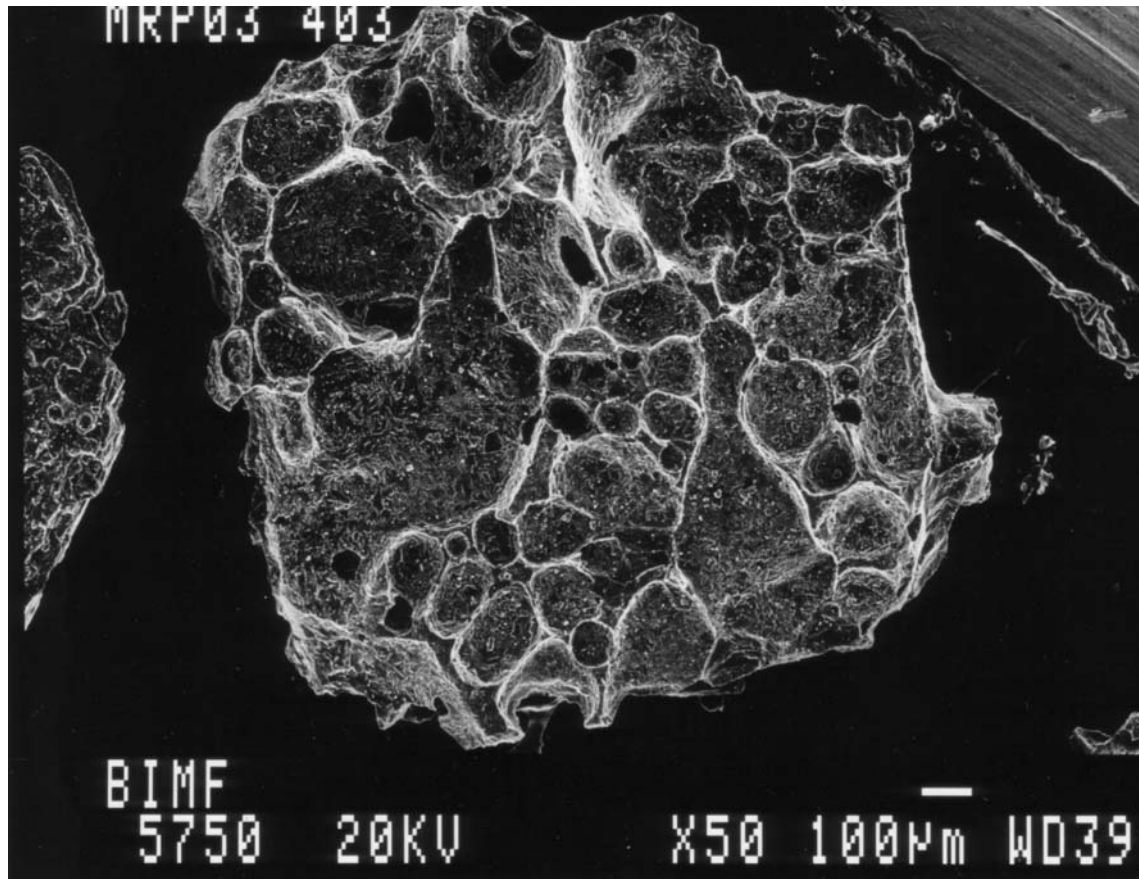


Abb. 34: „Schutznetz“ aus Blasenwänden auf einem Plagioklaskristall. Die vor der Fragmentation geschützten Plagioklase bilden in den Siebkurven ein deutliches Maximum. Bei einem $\Delta P_{fr} < 120$ bar verlagert sich dieses Maximum um $0,5 \Phi$. Es kann daraus geschlossen werden, dass bei $\Delta P_{fr} = 120$ bar eine strukturelle Bruchschwelle überschritten wird, die auf der Zerstörung der Plagioklase beruht. Das deutliche, durch die Plagioklase hervorgerufene Maximum wird auch in der Matrix der BAS am Merapi nachgewiesen (Schwarzkopf et al. 2000).

3.3.2.4 Stickstoffsorption nach BET

Oberflächen Sorptions-Messungen an den Produkten der Fragmentationsversuche erfordern höchste Präzision bei der Entnahme der Proben aus dem Niederdrucktank. Insbesondere der Feinanteil der Proben, der den höchsten Anteil an neugebildeter Oberfläche repräsentiert, bereitet Probleme bei der Partikel-Rückgewinnung. Die Proben werden aus dem Niederdrucktank mit gefiltertem Wasser ausgespült. Unter Verwendung eines mit gefiltertem Wasser gespeisten Hochdruckreinigers wird der Tank anschließend von anhaftenden Feinpartikeln gereinigt. Das Wasser wird über ein 0,5 mm (1Phi) Sieb in ein Sedimentationsgefäß geleitet. Das trichterförmige Sedimentationsgefäß (ca. 10 Liter)

endet in einem 500 ml Zweihals-Rundkolben. Nach einer Absetzzeit von 48 h bis 96 h wird das Wasser über eine Kapillare die 10 mm über dem Sediment justiert wird abgelassen. Das Sedimentationsgefäß wird ausgespritzt und der Kolben vor der erneuten Sedimentation abgeschraubt. Nach weiteren 48 h wird der Überstand abgesaugt. Die Probe wird entsprechend der weiteren Nutzung nass für die Laserbeugungsmessung aufbewahrt oder direkt für die BET-Messung getrocknet. Bei den Versuchen für die Sorptionsmessungen sollte kein Kleber oder Hochtemperaturzement eingesetzt werden, da diese die Analysen beeinflussen können. Der von Büttner (Büttner et al. 1997) vorgestellte Ansatz zur Nutzung des elektrischen Effektes zur Bestimmung der generierten Oberfläche stellt eine weitere Beschreibungsmöglichkeit dar, die in den fortlaufenden Projekten verwirklicht werden soll.

Die Ergebnisse der Sorptionsanalysen an den Partikeln $< 0,5$ mm spiegeln die Energieumsetzung von der Gasphase auf die in der Probe vorhandene Blasenoberfläche wider. Bei $\Delta P_{fr} \sim 100$ bar wurde $\sim 0,3$ m²/g Oberfläche erzeugt. Eine Erhöhung des ΔP_{fr} auf ~ 150 bar ergab eine um $0,5$ m²/g größere Oberfläche. Bei $\Delta P_{fr} \sim 200$ bar wurde kein erhöhter Oberflächenzuwachs pro Gramm festgestellt. Die höhere Oberfläche geht auf die um $\sim 0,78$ g erhöhte, gesamte Einwaage der Partikel $< 0,5$ mm zurück. Hieraus lässt sich ableiten, dass eine physikalische Grenze der Feinpartikelgenese erreicht wurde. Der erhöhte Initialdruck wird in der effizienteren Fragmentation der Grobfraction widerspiegelt. Eine weitere Druckerhöhung könnte die Bruchschwelle einer weiteren Struktur überschreiten und so zu einem erneuten Anstieg der relativen Oberfläche führen. Die Schwellenwerte sind sowohl strukturell als auch materialbedingt.

FD24693c1	BET			Korrelationskoeffizient	Einwaage [g]
	Bar	m ² /g	m ² + - m ² /g		
100	0.298	0.37	0.0123	9,97312e-01	1.2322
150	0.351	0.75	0.0038	9,998210e-01	2.1331
200	0.347	1.01	0.0008	9,999925e-01	2.9109

Tab. 6: Oberflächenzuwachs in Abhängigkeit zu ΔP_{fr} . Der gasdichte Edelstahltank ermöglichte erstmals die vollständige Entnahme der Feinpartikel und die anschließende Analyse der entstandenen Oberfläche durch BET-Messungen. Aufgrund der geringen spezifischen Oberfläche in dem Ausgangsmaterial FD24693 konnte die „Ausgangsfläche“ nicht ermittelt werden. Die Analysen wurden an den Partikeln < 1mm durchgeführt.

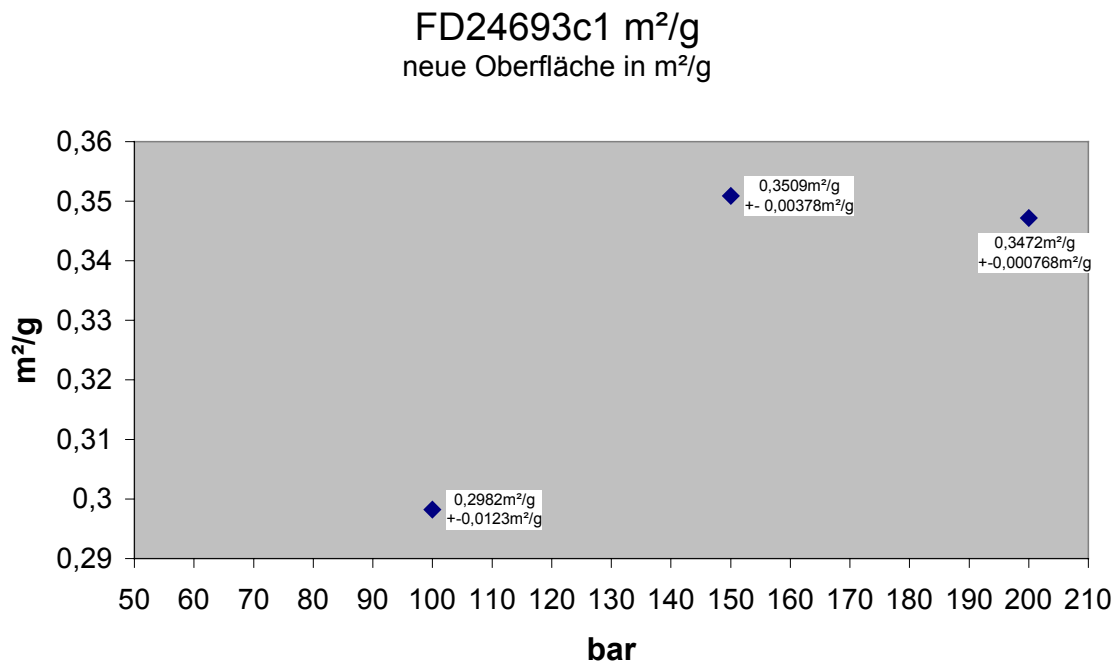


Abb. 35: In dem Diagramm wird der relative Oberflächengewinn in m²/g in Abhängigkeit der Entlastungs-Druckstufe dargestellt. Aus der Darstellung kann abgeleitet werden, dass durch die Erhöhung des Entlastungsdruckes von 150 bar auf 200 bar keine Verringerung der Korngröße entstanden ist. Geht man davon aus, dass kein höher energetisches Ereignis eine sekundäre Fragmentation auslöst, so kann die untere Korngröße, d.h. das „Feinstkorn“, bedingt als Maß für die Abschätzung des natürlichen ΔP_{fr} genutzt werden. Hierzu ist die genaue Materialkenntnis unabdingbar.

FD24693c1 BET-Messung
durch die Fragmentation gewonnene Oberfläche
Messung an Partikeln <0,5mm

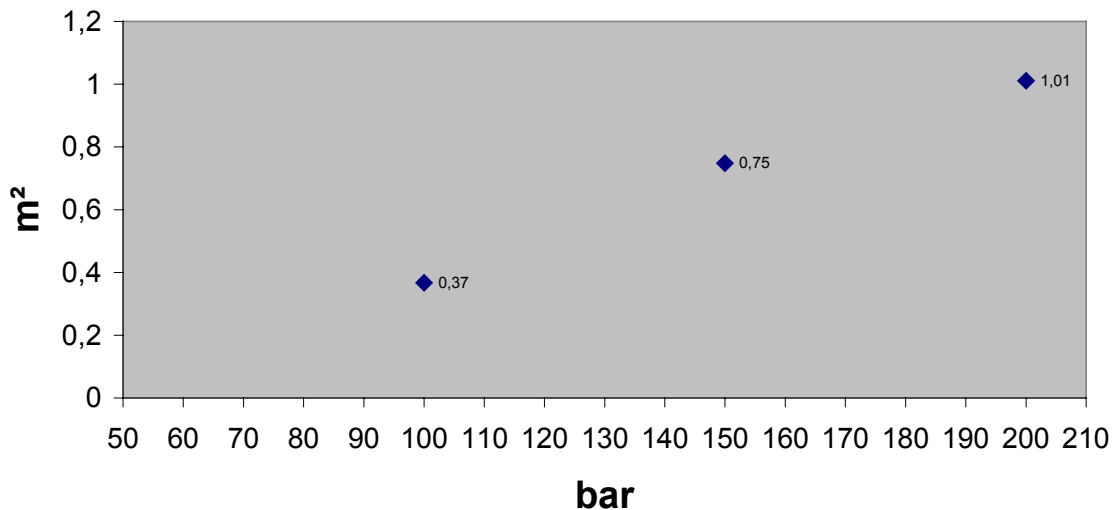


Abb. 36: In dem Diagramm wird der Zugewinn an Oberfläche für die gesamte Partikelfraktion < 0,5 mm einer Probe dargestellt. Im Gegensatz zu dem relativen Oberflächengewinn weist diese Darstellung einen um 0,26 m² erhöhten Oberflächengewinn für den 200 bar Versuch auf. Dieses Ergebnis ist auf den stark gestiegenen Feinpartikelanteil <0,5 mm der Probe zurückzuführen.

Die BET-Messungen wurden im Fachbereich für Angewandte Naturwissenschaften (FAN) der Universität Bayreuth durchgeführt. Aufgrund der hohen Auslastung des Gerätes konnte keine größere Probenserie bearbeitet werden.

Als physikalische Methode eignet sich die BET-Messung weit besser für die Analyse poröser Gesteine und Pyroklastika als die Bildanalyse da subjektive Entscheidungen entfallen. Die Umsetzung der Methode auf pyroklastische Ablagerungen im Gelände gestaltet sich jedoch weit schwieriger. Im Gelände müssen transportbedingte Sortierung und Materialveränderungen berücksichtigt werden.

3.3.2.5 Hg-Porosimetrie

Analysen der Blasengrößenverteilung mittels Hg-Porosität geben einen genauen, reproduzierbaren Wert für die Öffnungsweiten der Blasenverbindungen. Bei den Hg-Porosimetrie - Analysen ist zu beachten, dass der Durchmesser der Porenverbindungen dem Volumen zugerechnet wird und nicht die tatsächliche Größe der Blasen gemessen wird (Lowell und Shields 1991). Die Blasengrößen-Charakteristika beziehen sich daher auf die Permeabilität der mikroporösen Gesteine. Kritisch muß eingewendet werden, dass durch die hohe Oberflächenspannung des Quecksilbers ein Ausbrechen der feinen Glasränder bei der Intrusionsmessung möglich ist. Die Messungen werden als Intrusions- und Extrusionsmessungen durchgeführt, so dass dieser Einfluß bedingt messbar ist. Da die Proben als Sondermüll entsorgt werden müssen und nicht zu weiteren Analysen genutzt werden können ist diese Untersuchungsmethode nur auf wenige Proben anwendbar.

Auftragsmessungen (Fa. Quantachrome) an Gesteinszylindern und Partikeln aus vier Experimenten (MSHD195 [18°C/120 bar], MSHD183 [18°C/137 bar], MSHD193 [901°C/117 bar], MSHD198 [900°C/120 bar]) ergaben ein Maximum bei 0,5 µm für die unfragmentierten Proben und 1-2 µm für Partikel aus den Fragmentations Experimenten (Abb. 37). Die Messungen an den Gesteinszylindern zeigen ein zweites Maximum das in den Fragmentationsprodukten nur in einer Messung nachgewiesen werden konnte. Dies deutet auf die Existenz lokaler Blasennetzwerke hin. Durch den steigenden Druck kollabiert dieses als ~7% geschlossene Porosität registrierte, lokale Netzwerk. Würden vorwiegend sphärische Blasen in der Grundmasse des Dazitites vorliegen, so müssten diese auch in den größeren Fragmenten (> 0,5 mm) enthalten und in sämtlichen Analysen vertreten sein.

Die Analysen sollten klären, welchen Einfluss ΔP_{fr} auf die Porengrößenverteilung in den experimentellen Pyroklastika hat und ob in den Versuchen bei 900°C eine Veränderung der Porosität gegenüber den Versuchen bei 20°C auftritt (Abb. 37).

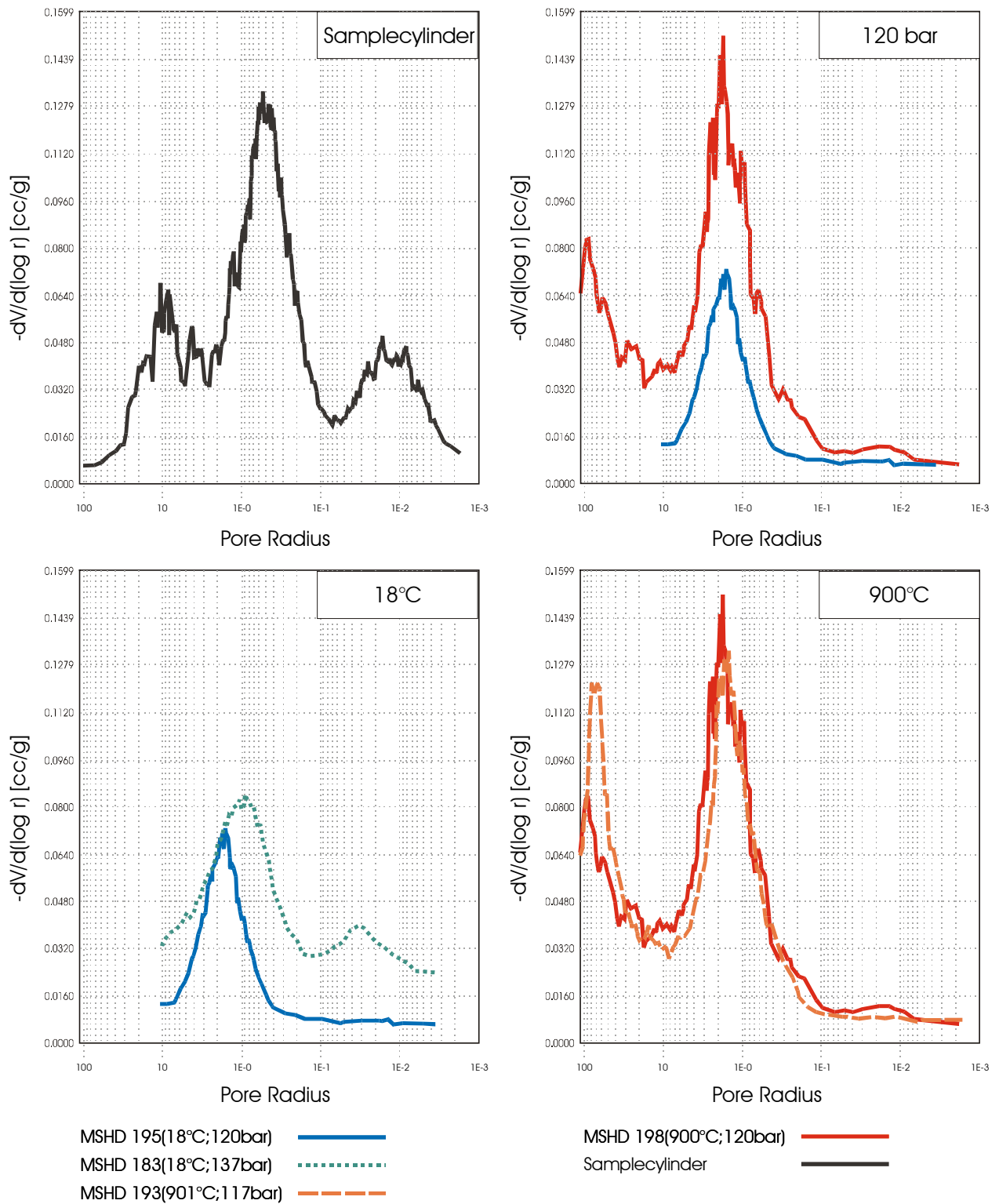


Abb. 37: Ergebnisse der Hg-Pososimetrie (Fa. Quantachrome) Porendurchmesser vs. $-dV/d(\log r)$ [cm^3/g]. Die Verschiebung des Porendurchmessers von $0,5 \mu\text{m}$ nach $1 - 2 \mu\text{m}$ resultiert aus dem Zerbrechen schlauchartiger Porenverbindungen und der dadurch entstandenen besseren Wegsamkeit der offenen Porosität. Hierdurch wird auch ein Teil der geschlossenen Poren ($1\text{E}-2 \mu\text{m}$) erschlossen. Der Nachweis von geschlossenen Poren in der Analyse des Experimentes MSHD 183 wird auf dichteres Ausgangsmaterial zurückgeführt.

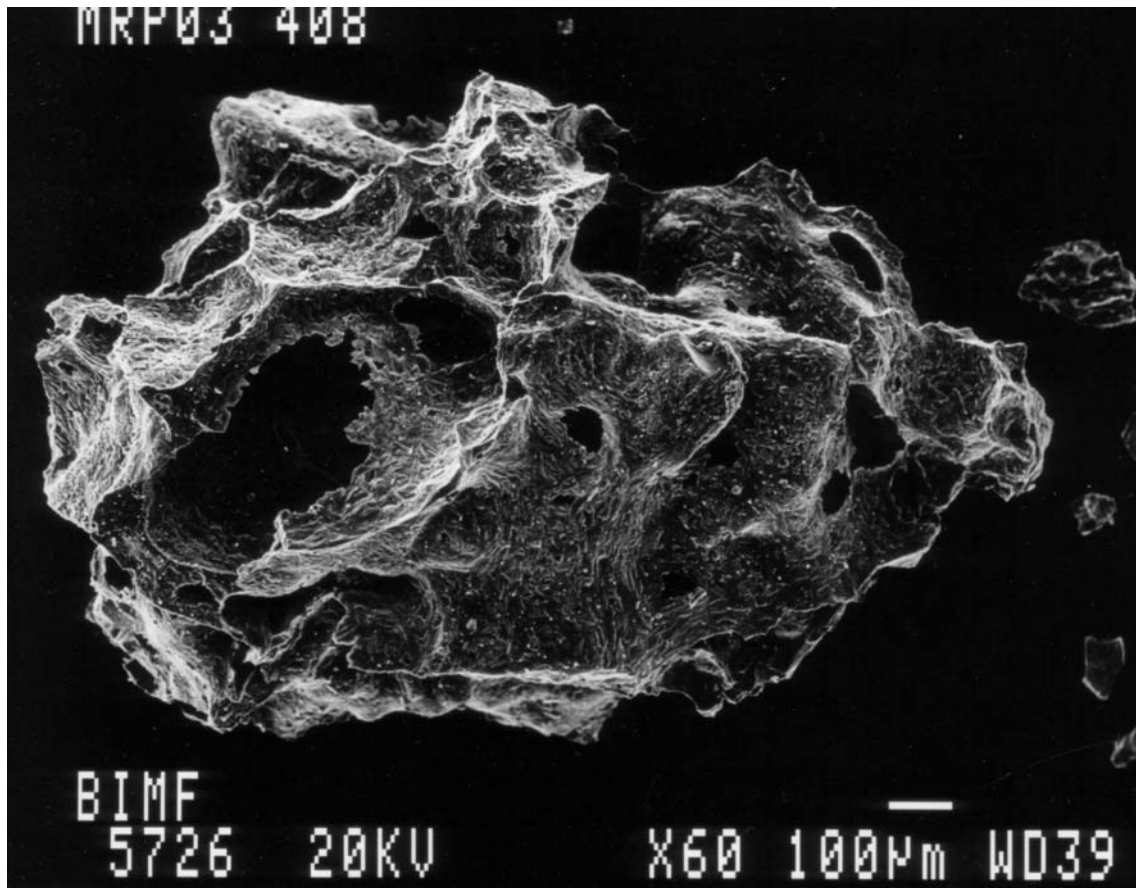


Abb. 38: Poren auf einem experimentellen Pyroklastit. Auffällig sind die intakten Öffnungsränder der Poren, in denen deutlich Mikrolithe einen stabilisierenden Einfluss zeigen. Die Fragmentation hat entgegen den Erwartungen (Rapid Filtration) die Blasenränder „übersehen“. Der relative Druckunterschied zwischen Blaseninnerem und -äußerem erfolgte unter der kritischen Dekompressionsrate. Hierdurch kann erklärt werden, warum keine Verschiebung der Porengrößenverteilung zwischen Ausgangsmaterial und Fragmenten stattfindet.

Die mittels Hg- porosimetrie gemessene Porengrößenverteilung bezieht sich auf die Öffnungsweite der Porenverbindungen. Dies führt zu dem Inkbottle-Problem, da das Volumen einer Pore mit großem Volumen und Durchmesser einem schmalen Porenöffnungsradius zugeordnet wird. Die Porengrößenverteilung wird messtechnisch verkleinert.

Die Messungen ergeben, dass die Fragmentation entgegen den Erwartungen (Rapid Filtration) die Blasenränder „übersehen“ hat. Der relative Druckunterschied zwischen Blaseninnerem und -äußerem erfolgte unterhalb der kritischen Dekompressionsrate. Hierdurch kann erklärt werden, warum keine Verschiebung der Porengrößenverteilung zwischen Ausgangsmaterial und Fragmenten stattfindet.

4 Untersuchungsergebnisse

Die Untersuchungsergebnisse der Bruchgeschwindigkeit und der Siebanalysen sollen in zwei Abschnitten betrachtet werden, um eine bessere Vergleichbarkeit der unterschiedlichen Materialien zu ermöglichen.

4.1 Bruchgeschwindigkeitsanalysen

Die Bruchgeschwindigkeitsanalysen wurden mit einzelnen Ausnahmen an Zylindern mit 50 mm Länge und 17mm Durchmesser durchgeführt. Durch Analysen an Bims des Mt. Pinatubo, bei dem geringere Probendurchmesser eingesetzt werden mussten, wurde deutlich, dass ein Durchmesser von 15 mm für die Proben nicht unterschritten werden sollte. Bei Proben < 15 mm überwiegen die Randeffekte.

4.1.1 Mt. St. Helens

Der Bruch-Schwellenwert der Probe liegt bei 90 bar. Eine vollständige Fragmentation im Rahmen der Untersuchungen zur Bruchgeschwindigkeit wurde erst bei ~110 bar erreicht. Hieraus resultierte eine Bruchgeschwindigkeit von 6,5 – 8,6 m/s. Eine Steigerung des ΔP_{fr} auf 180 bar ergab eine Beschleunigung der Fragmentationsfront auf 46-54 m/s. Die hohen Unterschiede verdeutlichen, wie wichtig die Analyse der Bruchfortsetzungsgeschwindigkeit für die numerische Modellierung ist. Die Interpretation der Kurvenverläufe erfordert eine genaue Kenntnis der gerätebedingten Signallaufzeiten.

Da keine weiteren Varietäten des an der Eruption 1980 beteiligten Dazits vorlagen, kann kein interner Vergleich vorgenommen werden.

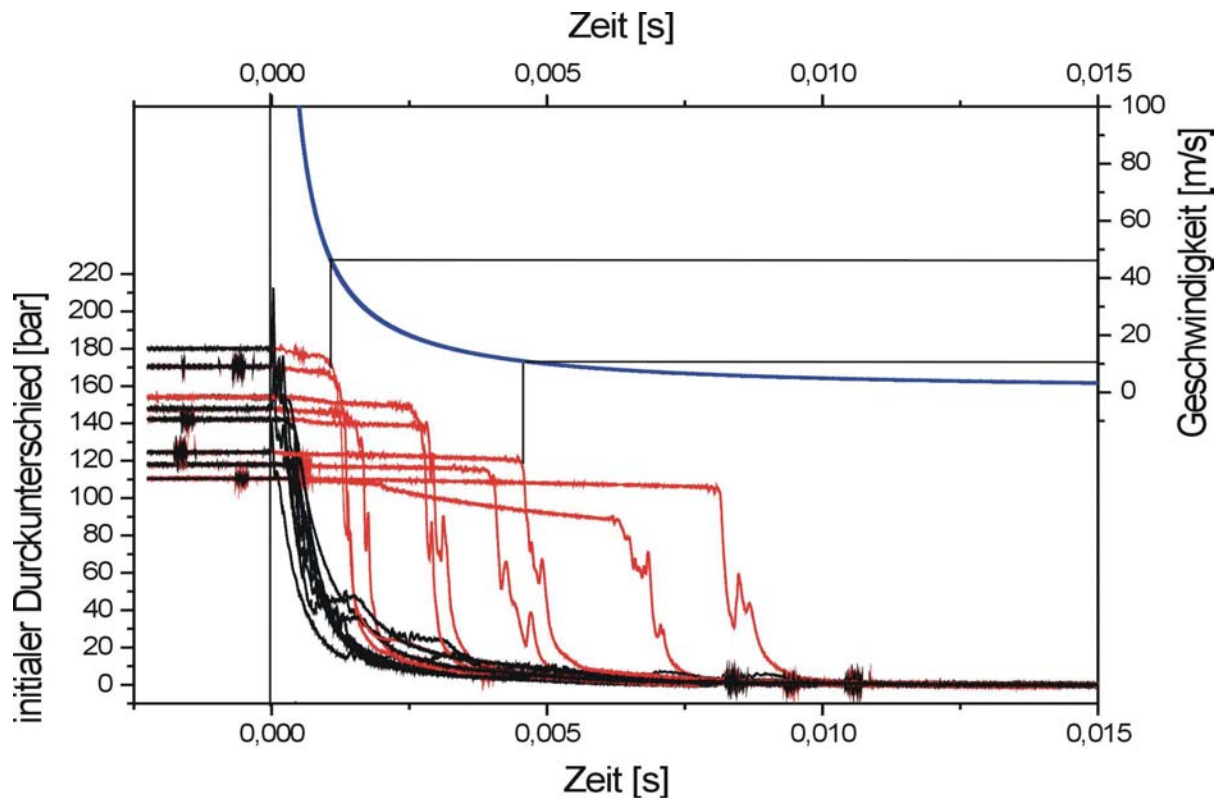


Abb. 39: Die an den dynamischen Druckaufnehmern aufgezeichneten Dekompressionspfade aus 8 Fragmentationsversuchen. In jedem Experiment werden zwei Druckaufnehmer eingesetzt. Der Druckaufnehmer an der Probenoberfläche zeichnet das Eintreffen der Dekompressionsfront auf (schwarze Linien). In der Abbildung ist der Druckabfall an diesem Aufnehmer auf der Zeitachse auf Null gesetzt. Der zweite Druckaufnehmer verzeichnet den rapiden Druckabfall unter der Probe nach dem Eintreffen der Fragmentationsfront (rote Linien). Auch die Veränderung der durch Filtration gesteuerten Permeabilität wird verzeichnet. In einem Versuch bei 110 bar zeigt die Probe nach 0,0018 ms durch einen Knick in dem Pfad des unteren Druckaufnehmers eine beschleunigte Dekompression durch erhöhte Permeabilität. Die Fragmentationsfront trifft bei 0,007 ms auf den unteren Aufnehmer. In dem Experiment bei 170 bar ist eine 40 bar hohe Druckspitze verzeichnet. Sie geht auf einen Versuch mit dem Luftgewehr als Auslösemechanismus zurück. Starke Störsignale in der Aufzeichnung (blockartige Verbreiterung) der Druckpfade gehen auf ein 100 Hz Signal zurück, das durch schadhafte Verbindungen in Kombination mit defekten Neonröhren aufgefangen wurde. Im oberen Teil der Darstellung wurde die von der Probenlänge abhängige Geschwindigkeit vs. Zeit eingefügt (dicke blaue Kurve).

Probe	Dichte*	Dichte gemessen*	Porosität*	Porosität*	Init. Druck (DR) (bar)	Fragmentations- geschwindigkeit (m/s)
	berechnet	AccuPyc	offen (%)	geschlossen (%)		
MSHD	1.51	2.34	35.76	6.4	110	6.5 - 8.6
	1.51	2.34	35.76	6.4	118	14.2
	1.51	2.34	35.76	6.4	124	11.2
	1.51	2.34	35.76	6.4	142	19.5
	1.51	2.34	35.76	6.4	148	36.3
	1.51	2.34	35.76	6.4	154	22.2
	1.51	2.34	35.76	6.4	170	48
	1.51	2.34	35.76	6.4	180	46 - 54
MSHD(900°C)	1.51	2.34	35.76	6.4	120	~40

Tab. 7: Die Bruchgeschwindigkeiten des MSHD = Mt. St. Helens, grauer Dazit des Kryptodoms der Eruption am 18. Mai 1980. Die Bruchgeschwindigkeit oberhalb des Schwellenwertes bei 110 bar (vollständiger Bruch) setzt mit $6,6 - 8,6 \text{ ms}^{-1}$ ein und steigert sich auf $\sim 50 \text{ ms}^{-1}$ bei 180 bar. Eine Messung bei 900°C ergab eine Geschwindigkeit von 40 ms^{-1} . Die im Vergleich zu der Messung bei Raumtemperatur erhöhte Geschwindigkeit steht in Übereinstimmung zu der beobachteten geringeren Korngröße der Hochtemperaturversuche. (*Bei den dargestellten berechneten und gemessenen Dichten und Porositäten handelt es sich um den Mittelwert von 10 Referenzproben. Die Werte entsprechen nur in der Größenordnung den in Versuchen verwendeten Gesteinszylindern).

4.1.2 Mt. Unzen – Fugendake

Von den Proben des Unzen wurden drei in die Bruchgeschwindigkeitsanalysen aufgenommen. Der vollständige Druckbereich der Technik wurde für die Probe MUZD Ui verwirklicht. Die Proben ENSP und FD24693 wurden bezüglich der Bruchgeschwindigkeit an dem Bruchschwellenwert analysiert. Die Proben weisen eine geringe Permeabilität auf, die durch eine langsame Dekompression unter den Proben wiedergegeben wird. Mit 2 ms^{-1} (MUZD Ui) bis 12 ms^{-1} (ENSP) weichen die Bruchgeschwindigkeiten am Schwellenwert deutlich von einander ab.

- MUZD Ui

Die Probe MUZD Ui überschreitet den Bruchschwellenwert bei ~ 100 bar und weist eine mit 2 ms^{-1} extrem niedrige Geschwindigkeit der Bruchfortsetzung auf. Mit der Erhöhung von ΔP_{fr} um 100 bar ist eine Beschleunigung der Bruchgeschwindigkeit auf 40 m/s verbunden.

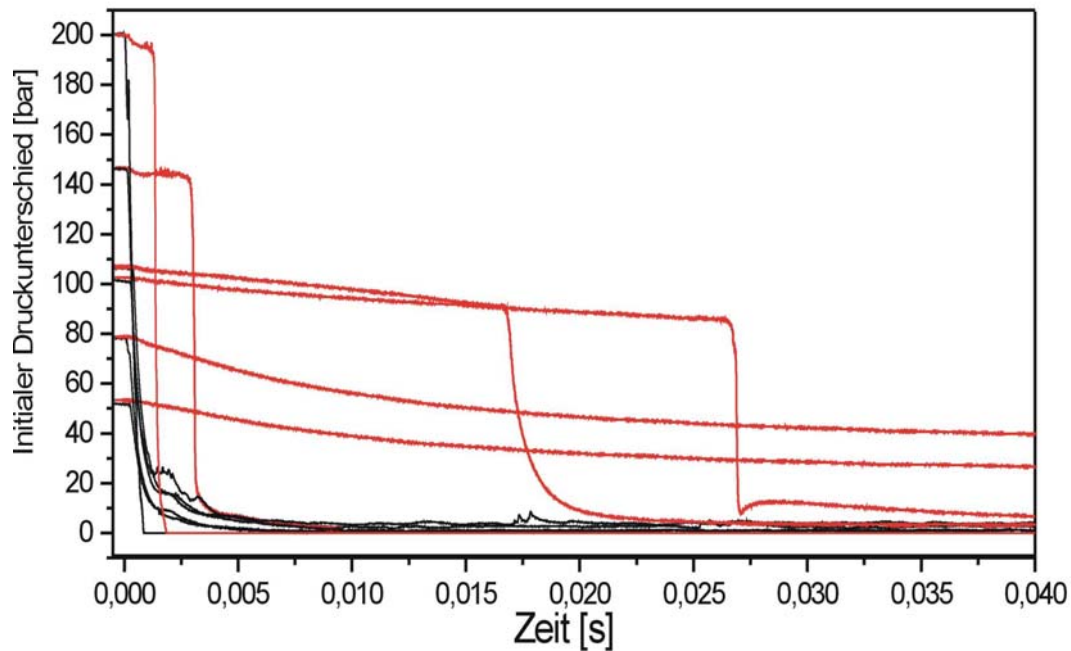


Abb. 40: In der Abbildung sind die Druckpfade von sechs Versuchen an MUZD Ui repräsentiert. Das Material MUZD Ui überrascht aufgrund der mit $\sim 2 \text{ ms}^{-1}$ sehr niedrigen Fortsetzungsgeschwindigkeit nahe dem Bruchschwellenwert. Der flache Druckverlauf unter der Probe in den Versuchen mit 54 bar und 79 bar belegt, dass die Poren der Probe einen niedrigen Verbindungsgrad aufweisen. Im oberen Teil der Darstellung wurde die von der Probenlänge abhängige Geschwindigkeit vs. Zeit eingefügt (blaue Kurve).

Probe	Dichte	Dichte gemessen		Porosität		Init. Druck (ΔP) (bar)	Fragmentations- geschwindigkeit (ms^{-1})
	berechnet	AccuPyc	offen (%)	geschlossen (%)			
MUZD Ui	1.79	2.33	23.17	5.6	44	no frag.	
	1.84	2.33	21.03	5.6	46	no frag.	
	1.84	2.33	21.03	5.6	53.71	no frag.	
	1.79	2.33	23.17	5.6	79.2	partial frag.	
	1.76	2.33	24.66	5.6	97.06	dyn-File fehlt	
	1.80	2.33	22.57	5.6	101.5 / 103	1.9 - 2.3	
	1.72	2.33	26.03	5.6	105.75	3.48	
	1.72	2.33	26.03	5.6	108 / 113	3.04	
	1.72	2.33	26.03	5.6	143	18.0	
	1.81	2.33	22.32	5.6	146.2	18.1	
	1.75	2.31	24.44	5.6	201	dyn-File defekt	
	1.85	2.31	19.91	5.6	200	40.8	
	1.77	2.33	23.88	5.6	200	38.9	

Tab. 8: Die Probe MUZD Ui stellt eine der Hauptvarietäten der Eruption in 6.1991 dar. Die mit 6% hohe Varianz der Dichte resultiert aus dem geringen Probenvolumen (h:50 mm, d:17 mm). Die geschlossene Porosität ist als Mittelwert angegeben. Bei der Bruchgeschwindigkeit von $\sim 2 \text{ ms}^{-1}$ bei ~ 102 bar handelt es sich um die bisher niedrigste gemessene. Sie wurde dicht an dem Bruchschwellenwert ermittelt. Die Dichte wurde an den Probenzylindern der Fragmentationsversuche gemessen.

- FD24693

Die Probe FD24693 weist mit 16 % vol. eine geringere Porosität als MUZD Ui auf. Der niedrigere Bruchschwellenwert und die höhere Bruchgeschwindigkeit werden auf eine enge Rissdichte in dem Ausgangsmaterial zurückgeführt. Die niedrige Porosität der Probe bedingt die schlechte Permeabilität. Diese kann an der horizontalen Lage der Dekompressionspfade abgelesen werden.

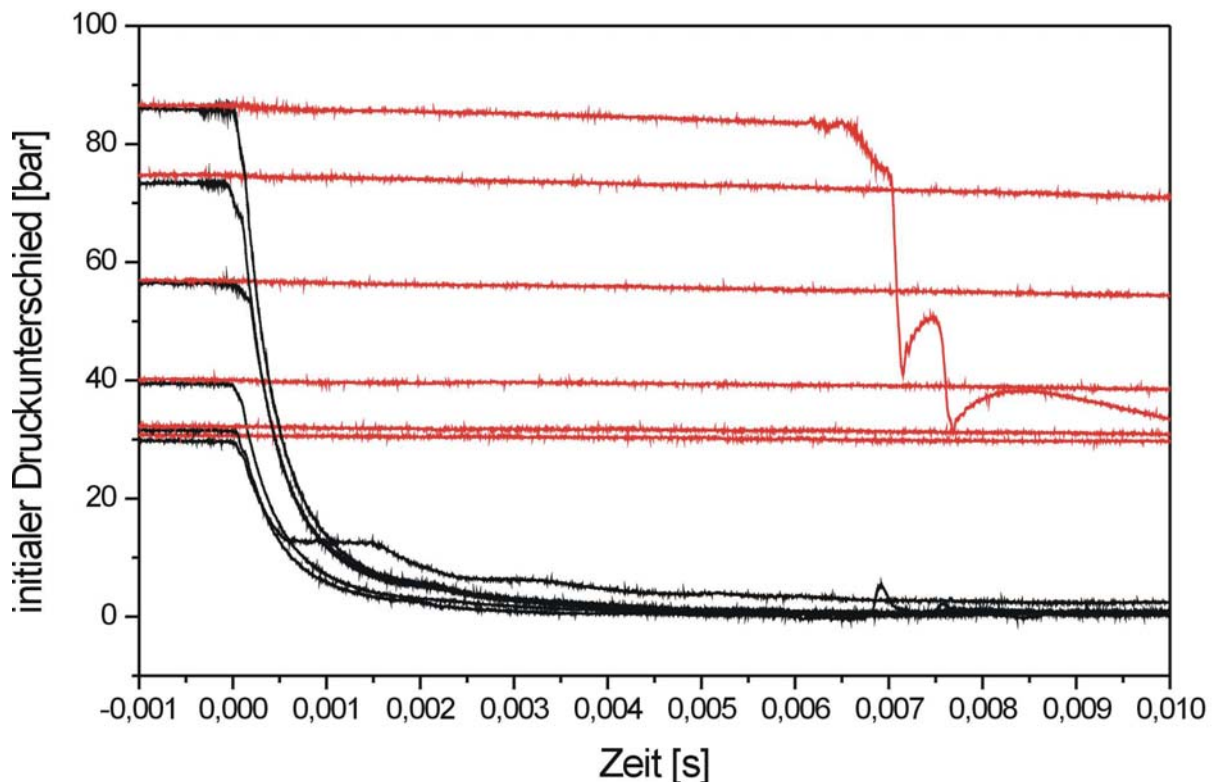


Abb. 41: Die Dekompressionspfade von sechs Versuchen an FD24693 sind dargestellt. Der Versuch bei 86,6 bar weist einen, von wiederholten Druckanstiegen (0,0065 – 0,01 s) unterbrochenen Druckabfall unter der Probe auf. Diese Störung geht auf Partikel zurück, die beim Abriss eine Rotationsbewegung ausführen und verkanten. Unter der Probe steigt der Druck durch die expandierende Gasphase an. Der dritte Druckanstieg bei 0,0075 s ist von einem durch Filtration gesteuerten Druckabfall gefolgt. Der geringe Druckabbau durch Filtration in den unfragmentierten Proben < 80 bar spiegelt die schlechte Permeabilität wider. Bei dem Versuch mit 30 bar wird durch den stufenartigen Druckabbau über der Probe die schlechte Öffnung der Berstscheiben angezeigt.

Probe	Dichte berechnet	Dichte AccuPyc	Porosität offen (%)	Porosität geschlossen (%)	Init. Druck (DR) (bar)	Fragmentations- geschwindigkeit (ms ⁻¹)
FD24693	2.15	2.56	16.1	<4	25.14	no frag.
	2.15	2.56	16.1	<4	27.9	no frag.
	2.15	2.56	16.1	<4	32.1	no frag.
	2.15	2.56	16.1	<4	37.96	no frag.
	2.15	2.56	16.1	<4	40	no frag.
	2.15	2.56	16.1	<4	50	no frag.
	2.15	2.56	16.1	<4	57	no frag.
	2.15	2.56	16.1	<4	74.09	no frag.
	2.15	2.56	16.1	<4	86.6	4.9 - 8.1
	2.15	2.56	16.1	<4	113.4	19.6
	2.04	2.56	20.4	<4	200	dyn-File fehlt

Tab. 9: Die Probe FD24693 weist eine geringere Porosität als MUZD Ui auf. Die im Vergleich zu MUZD Ui höhere Bruchgeschwindigkeit und der niedrigere Bruchschwellenwert gehen auf eine höhere Rissdichte in dem Ausgangsmaterial zurück. Die gemessene Dichte (AccuPyc) wurde an Referenzproben bestimmt.

- ENSP (Endogener Spine)

Die Probe des edogenen Spine repräsentiert die Endphase der Tätigkeit des Fugendake. Die Kurve des dynamischen Druckaufnehmers unter der Probe weist in einem Versuch mit ΔP_{fr} 115 bar ein starkes Störsignal auf (Abb. 42). Diese Störung setzt sich aus einem klaren 3×10^{-5} Signal und einer überlagerten $4,1 \times 10^{-4}$ Schwingung, die auf 6×10^{-4} verlangsamt wird, zusammen. Durch eine defekte Beschichtung des unteren Druckaufnehmers wurde dieses Signal empfangen: Ob es sich um das Sendesignal von einem Handy handelt, konnte nicht geklärt werden. Die Eigenverstärkung des Sensors verursacht, dass das Signal erst mit dem beginnenden Druckabfall unter der Probe verstärkt aufgezeichnet wird. Die Zeit bis zu dem Eintreffen des filtrationsbedingten Druckabfalls beträgt $3,14 \times 10^{-4}$ s und entspricht einer Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Signals von 159 ms^{-1} . Auch eine Vibration der Probe oder eines Partikels auf dem Sensor kann das Signal verursacht haben.

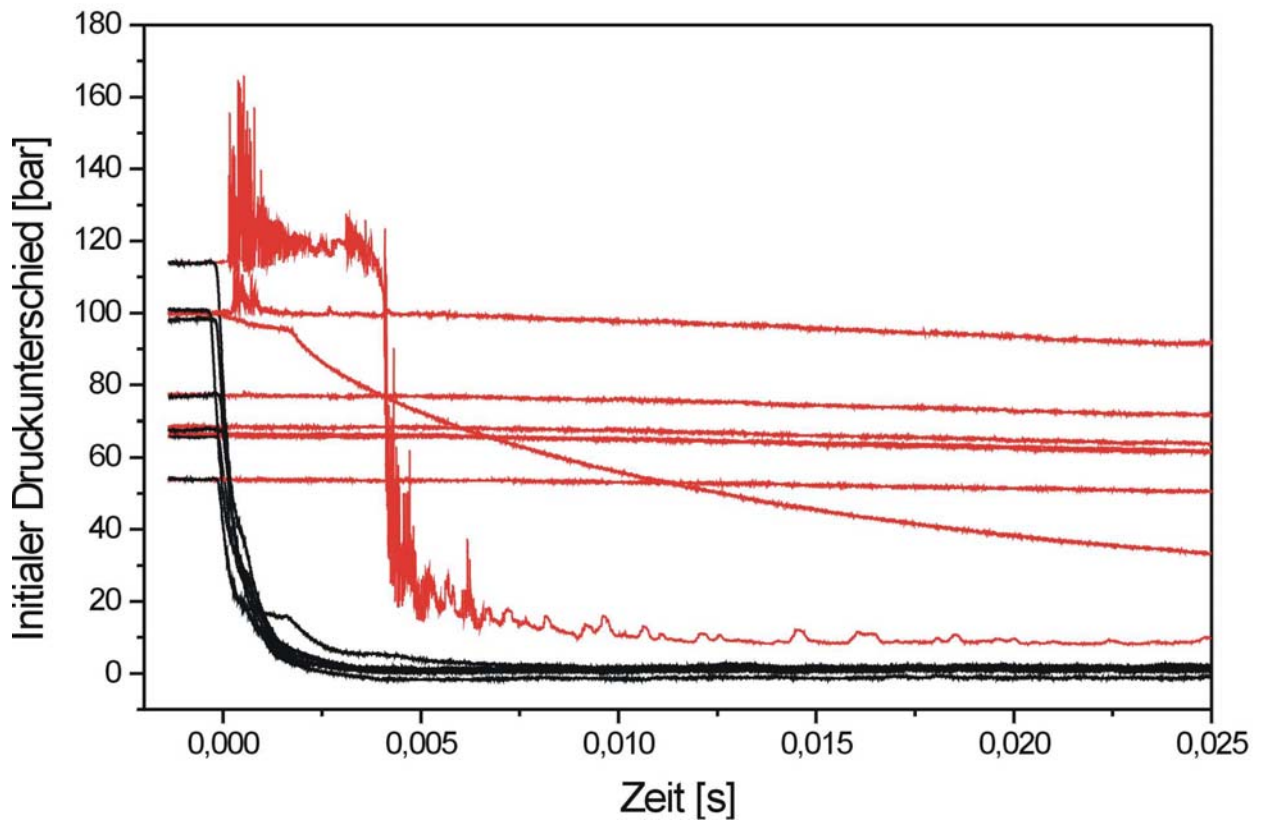


Abb. 42: Dekompressionsversuche an Proben des endogenen Spine. Bei einem Versuch mit ΔP_{fr} 115 bar weist die Kurve des dynamischen Druckaufnehmers unter der Probe (rote Linie) ein extremes Störsignal (rauschen) auf (siehe Text). Der Bruchschwellenwert wurde bei 100 bar überschritten und führte zu einer unvollständigen Fragmentation einer Probe.

ENSP: Material vom edogenen „Spine“. Die dichte Dazit-Varietät konnte nur in einem Versuch erfolgreich fragmentiert werden. An der Probe wurde der mögliche Einfluss des erhöhten Probendurchmessers auf den Bruchschwellenwert untersucht. Der bei einer Probe mit 17 mm Durchmesser bei 100 – 110 bar registrierte Bruchschwellenwert wurde bei den Proben mit 26 mm bestätigt. Ein starker Einfluss des Probendurchmessers > 17 mm kann somit ausgeschlossen werden.

Eine vollständige Fragmentation der Probe bei 114 bar ergab eine Bruchgeschwindigkeit von 12 ms^{-1} .

Probe	Dichte berechnet	Dichte AccuPyc	Porosität offen (%)	Porosität geschlossen (%)	Init. Druck (DR) (bar)	Fragmentations- geschwindigkeit (ms ⁻¹)
ENSP						
26mm	2.38	2.60	8.48	<1	47	no frag.
17mm	2.37	2.60	8.99	<1	50	no frag.
17mm	2.37	2.60	8.99	<1	50.78	no frag.
17mm	2.37	2.60	8.99	<1	50.9	no frag.
17mm	2.37	2.60	8.99	<1	51	no frag.
26mm	2.37	2.60	8.99	<1	51.6	no frag.
26mm	2.37	2.60	8.99	<1	54	no frag.
26mm	2.37	2.60	8.99	<1	66.2	no frag.
26mm	2.37	2.60	8.99	<1	66.4	no frag.
26mm	2.37	2.60	8.99	<1	68.48	no frag.
26mm	2.37	2.60	8.99	<1	77.27	no frag.
26mm	2.38	2.60	8.62	<1	79.2	no frag.
26mm	2.39	2.60	8.30	<1	81	no frag.
26mm	2.38	2.60	8.62	<1	85.2	no frag.
17mm	2.36	2.60	9.38	<1	88.98	no frag.
26mm	2.38	2.60	8.62	<1	88.98	no frag.
26mm	2.38	2.60	8.62	<1	97.77	no frag.
26mm	2.38	2.60	8.62	<1	98.3	no frag.
17mm	2.36	2.60	9.38	<1	99.98	25.42 (Frag. mit Abriss)
17mm	2.36	2.60	9.38	<1	110	einzel Bruchstück
26mm	2.38	2.60	8.62	<1	110.35	einzel Bruchstücke
26mm	2.38	2.60	8.62	<1	114	12.189
26mm	2.38	2.60	8.62	<1	120.36	Frag.Beginn
ENSP						
High-temp.						
	<i>undeutliche Daten könnten als ~36 ms⁻¹ interpretiert werden</i>					
900°C	2.38	2.60	8.57	<1	150	nicht auswertbar
852.5°C						
C	2.38	2.60	8.62	<1	120.23	f.a.(~35.9)

Tab. 10: Die Probe ENSP konnte nur in einem Versuch bei 114 bar erfolgreich fragmentiert werden. Die Probe wurde für den Vergleich der Versuche mit verändertem Zylinderdurchmesser genutzt.

4.1.3 Merapi

Die Bruchgeschwindigkeit der Materialien des Merapi variieren stark. Die Abhängigkeit der Porosität wird hierbei deutlich. Durch die Untersuchungen wird hervorgehoben, welche Bedeutung der Analyse der Dichteverteilung in den Ablagerungen zukommt. Während der Probenahme fiel auf, dass der Erhaltungsgrad der Andesite im Gelände an die Porosität und die hiervon abhängige transportbedingte Rundung gekoppelt ist. Eine Abschätzung der Ausgangsbedingungen im abbrechenden Dom ist ein komplexes Thema. Die im Folgenden beschriebenen Analysen konnten nicht auf das gesamte Spektrum der Gesteinsvarietäten ausgeweitet werden. Die Präparation von Gesteinszylindern der porösesten Proben des Merapi gelang bisher nicht. Bei der dichtesten Varietät konnte mit dem zum Zeitpunkt der Versuche erreichbaren Druck von 200 bar nur 0,5 mm der Probenoberfläche fragmentiert werden.

Die Probe MRP9501 liegt mit einer Porosität von 22% in einem vergleichbaren Bereich zu MUZD Ui (~24%). Die Bruchgeschwindigkeit von MUZD Ui bei 146 bar liegt mit 18 ms^{-1} etwa 2 ms^{-1} über der (bei 149bar) in dem Andesit gemessenen. Hier kann ein Zusammenhang mit der Porengröße und der daraus resultierenden höheren Permeabilität in den Andesiten bestehen. Die Abweichung liegt aber im Bereich des materialbedingten statistischen Fehlers.

Probe	Dichte berechnet	Dichte AccuPyc	Porosität offen (%)	Porosität geschlossen (%)	Init. Druck (DR) (bar)	Fragmentations- geschwindigkeit (ms^{-1})
MRP 9501	2.21	2.82	21.81	0.25	33	no frag.
	2.21	2.82	21.81	0.25	42	no frag.
	2.21	2.82	21.81	0.25	58.2	no frag.
	2.21	2.82	21.81	0.25	95.6	no frag.
	2.21	2.82	21.81	0.25	102.4	no frag.
	2.21	2.82	21.81	0.25	102.8	no frag.
	2.16	2.82	23.48	0.25	148.9	15.8
	2.21	2.82	21.81	0.25	150	17.56

Tab. 11: Die Probe MRP9501 bietet mit einer Porosität von ~22% einen Vergleich zu MUZD Ui.

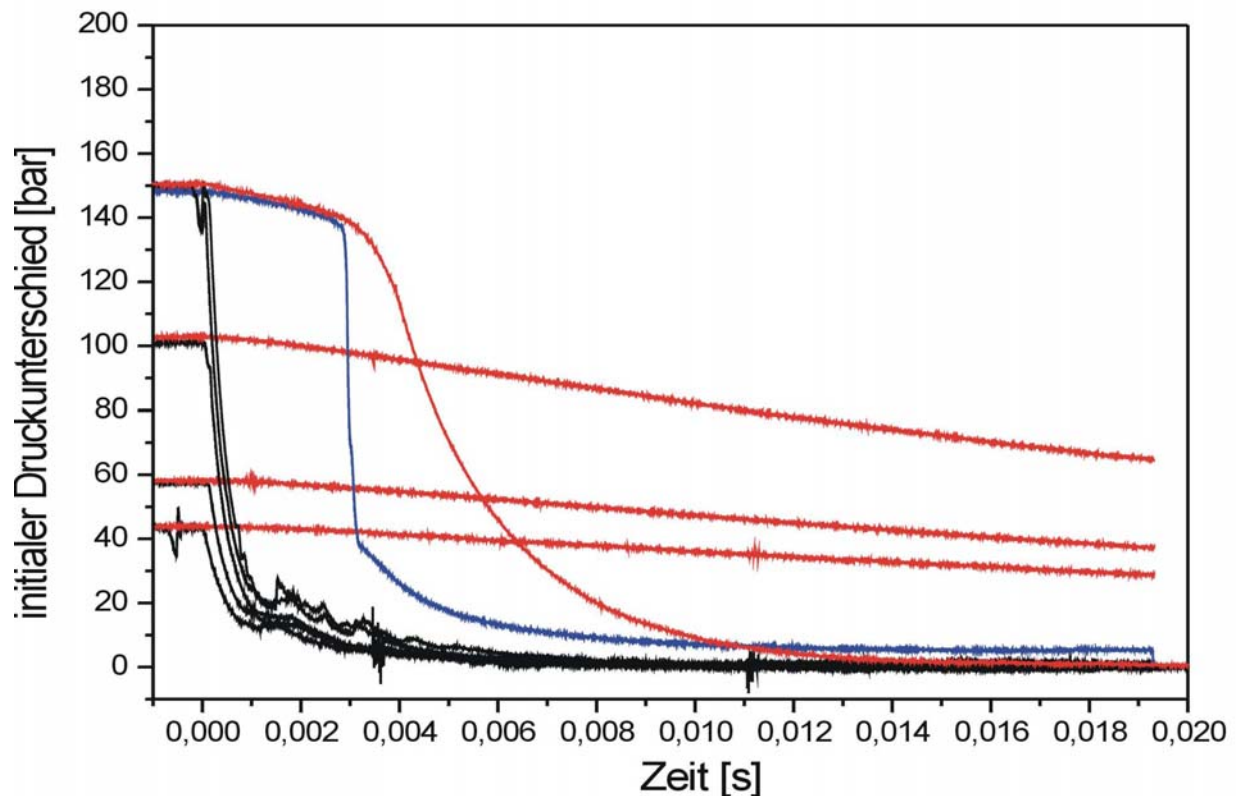


Abb. 43: An den in Abb. 43 dargestellten Druckverläufen von fünf Versuchen mit MRP9501 kann die Reproduzierbarkeit der Daten abgelesen werden. Die abgeflachten Druck-Signale der Experimente bei 150 bar gehen auf die unvollständige Fragmentation (flachere Kurve, rechts) bzw. das Verkeilen der Proben im Autoklav zurück (steiler Druckabfall mit scharfem Knick (40 bar), blaue Linie).

Probe	Dichte	Dichte	Porosität	Porosität	Init. Druck (DR) (bar)	Fragmentations- geschwindigkeit. (ms ⁻¹)
	berechnet	AccuPyc	offen (%)	geschlossen (%)		
MRP 9601	1.61	2.82	42.92	0.51	12.93	no frag.
	1.52	2.82	46.25	0.51	13.43	no frag.
	1.61	2.82	42.92	0.51	15.38	no frag.
	1.61	2.82	42.92	0.51	16.7	no frag.
	1.61	2.82	42.92	0.51	21.48	no frag.
	1.61	2.82	42.92	0.51	23.55	no frag.
	1.61	2.82	42.92	0.51	36	no frag.
	1.61	2.82	42.92	0.51	41.17	no frag.
	1.61	2.82	42.92	0.51	52.7	no frag.
	1.61	2.82	42.92	0.51	55.29	no frag.
	1.52	2.82	46.25	0.51	91	no frag. dyn-File fehlt
	1.61	2.82	42.92	0.51	100	10.22
	1.52	2.82	46.25	0.51	100	dyn-File Aufz. fehlt
	1.52	2.82	46.25	0.51	171	38.05
	1.52	2.82	46.25	0.51	196	dyn-File fehlt
	1.51	2.77	45.34	2.32	200	102 - 110

Tab. 12: Tabelle der Bruchgeschwindigkeiten von MRP9601. In den dynamischen Bruchtests ergab sich für die Probe MRP9601 ein mit > 91 bar extrem hoher Bruchschwellenwert.

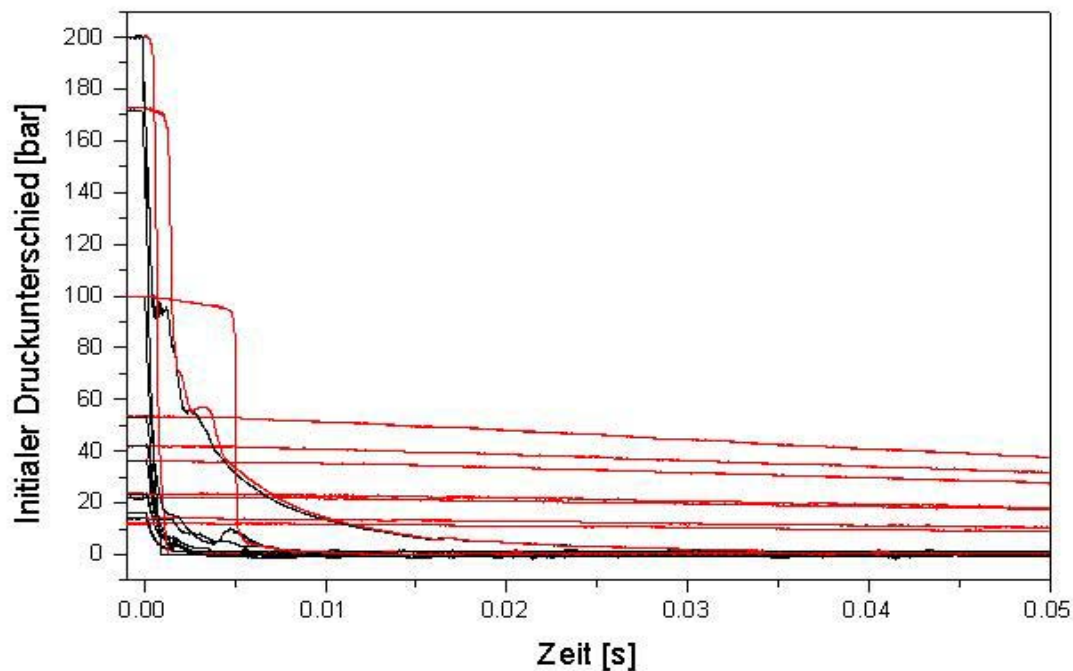


Abb. 44: Druckverläufe von 10 Versuchen mit Mrp9601. In einer Versuchsserie wurde geprüft, ob eine „Rapid filtration flow“-Fragmentation (RFF) in den Proben nachgewiesen werden kann. Hierzu wurden die Proben bei 52 bar ($< \Delta P_{fr}$) schlagartig dekomprimiert. Der Versuch wurde aufgezeichnet, und die Probe bei ~ 25 bar erneut dekomprimiert. Die Kurven der permeabilitätsgebundenen Gasfiltration wurden übereinander gelegt. An der Reproduzierbarkeit der Kurvenverläufe von vorhergegangenen Experimenten kann kein Einfluss einer RFF abgelesen werden. Die Druck-Signale zeigen eine klare Parallelität und dementsprechend keine Veränderung der Permeabilität.

Die Probe MRP9601 ($\sim 44\%$ offene Porosität) weist mit in den dynamischen Bruchtests einen extrem hohen Bruchschwellenwert von 100 bar auf. Die nicht verklebte Probe in den Versuchen zur Bruchhärte fragmentiert bei 33,8 bar, weit unter den hier als nicht fragmentiert verzeichneten 91 bar. Die hohe Stabilität konnte nicht auf eine verstärkte Kontamination der Probe durch Crystalbond zurückgeführt werden. Dennoch soll auch hier darauf hingewiesen werden, dass die dynamischen Dekompressionsuntersuchungen in der Fragmentationsbombe eher der Stabilität eines Materials im Verbund entsprechen und somit einen Oberwert liefern. Dem entgegen wird bei den nicht verklebten Proben der untere Schwellenwert ermittelt.

Mit $102 - 110 \text{ ms}^{-1}$ bei 200 bar bewegt sich die Fragmentationsfront in dem hochporösen Material deutlich schneller als in MUZD Ui (40 ms^{-1}).

Probe	Dichte berechnet	Dichte AccuPyc	Porosität offen (%)	Porosität geschlossen (%)	Init. Druck (DR) (bar)	Fragmentations- geschwindigkeit (ms ⁻¹)
MRP 9603	1.12	2.82	60.43	0.51	26	no frag.
	1.12	2.82	60.43	0.51	33	no frag.
	1.12	2.82	60.43	0.51	45	no frag.
	1.17	2.82	58.39	0.51	48	21.88
	1.06	2.82	62.54	0.51	55	18.7 - 19.2
	1.03	2.82	63.40	0.51	81.5	58
	1.17	2.82	58.39	0.51	83	31.85
	1.27	2.82	54.98	0.51	115	31.58
	1.31	2.82	53.72	0.51	131	69.88
0.97	2.82	65.73	0.51	161	71	

Tab. 13: Tabelle der Bruchgeschwindigkeiten von MRP9603. Die Probe stellt die poröseste Andesit - Varietät dar, die zu Probezylindern verarbeitet werden konnte.

Bei der Probe MRP9603 handelt es sich um die poröseste Andesit-Varietät, die für die Versuche präpariert werden konnte. Der Bruchschwellenwert der unverklebten Probe wird bei 33 bar überschritten. Mit 22 ms⁻¹ weist die Probe die höchste Geschwindigkeit nahe am Schwellenwert auf. Das Material zeigt ähnlich hohe Geschwindigkeiten wie sie bei Bimsen von Montserrat gemessen wurden.

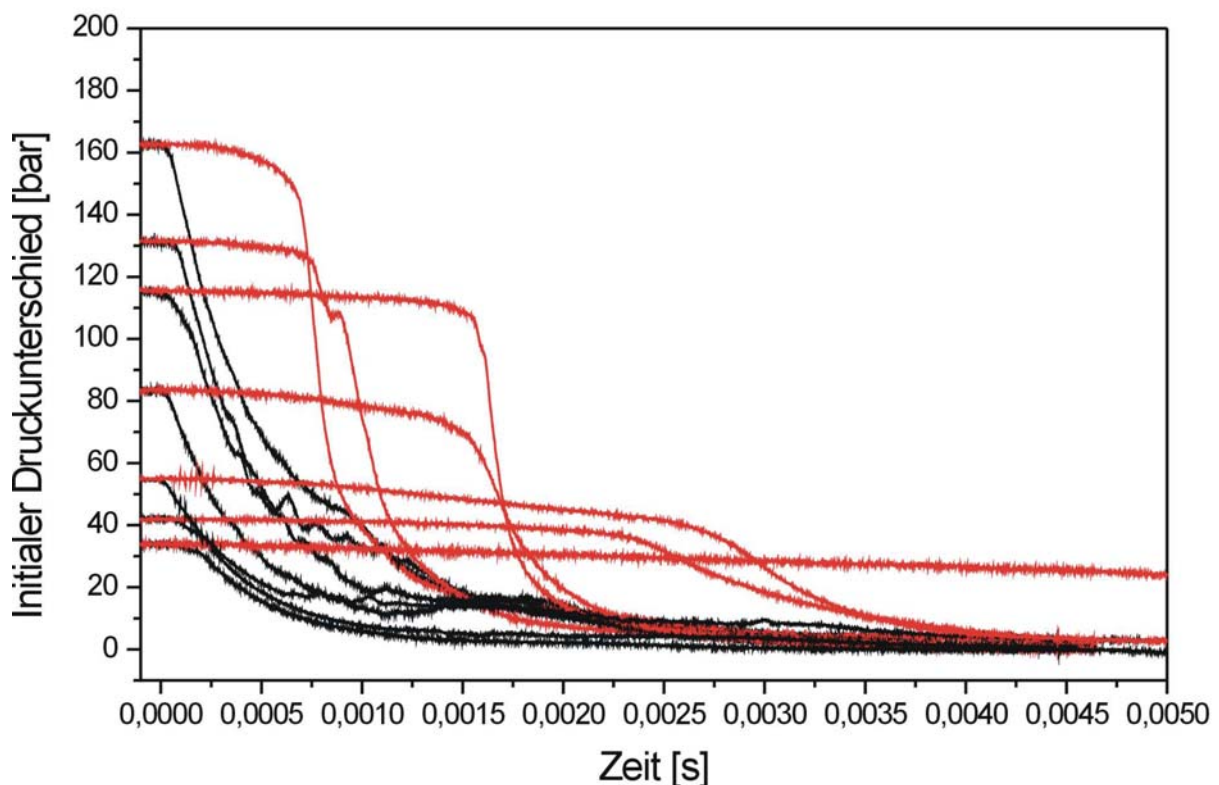


Abb. 45: Druckverläufe von 7 Versuchen mit MRP9603. Durch die sehr unterschiedliche Dichte der Probekörper wird die Bruchgeschwindigkeit stark beeinflusst.

Probe	Dichte berechnet	Dichte AccuPyc	Porosität offen (%)	Porosität geschlossen (%)	Init. Druck (DR) (bar)	Fragmentations- geschwindigkeit. (ms ⁻¹)
MRP 9606	2.1	2.76	23.91	0.66	16.7	no frag.
	2.1	2.77	24.0	0.30	27	no frag.
	2.07	2.77	25.38	0.30	27.5	no frag.
	2.07	2.77	25.38	0.30	33.7	no frag.
	2.07	2.77	25.38	0.30	46.5	no frag.
	2.07	2.77	25.38	0.30	46.6	no frag.
	2.07	2.77	25.38	0.30	56.4	no frag.
	2.07	2.77	25.38	0.30	84.4	no frag.
	2.07	2.77	25.38	0.30	93.6	no frag.
	2.07	2.77	25.38	0.30	100	no frag.
	2.1	2.77	24.19	0.30	108	<5.2 (partial frag.)
	2.07	2.77	25.38	0.30	115	1mm abgesprengt
	2.07	2.77	25.38	0.30	125	7.4 - 11.2
	verändert!	2.07	2.77	25.38	0.30	129.9
	2.1	2.77	24.0	0.30	171	38.05
	2.1	2.77	24.0	0.30	250	18.97 - 37.2

Tab. 15: Tabelle der druckabhängigen Bruchgeschwindigkeiten der Probe MPR9606.

Das Material MRP9606 ist mit einer Porosität von ~25% direkt mit dem Dazit MUZD Ui vergleichbar. In der Größe der Blasen unterscheiden sich die Materialien deutlich. In MRP9606 definiert sich die Porosität durch große, an den Kristallen angelagerte Blasen. Der Bruchschwellenwert von MRP9606 liegt ~25 bar über dem des Dazit, der eine Mikroporosität aufweist. Hieraus kann gefolgert werden, dass die gleichmäßigere Verteilung des Gases und damit der Expansionsenergie in MUZD Ui einen starken Einfluss auf die Bruchhärte der Probe hat.

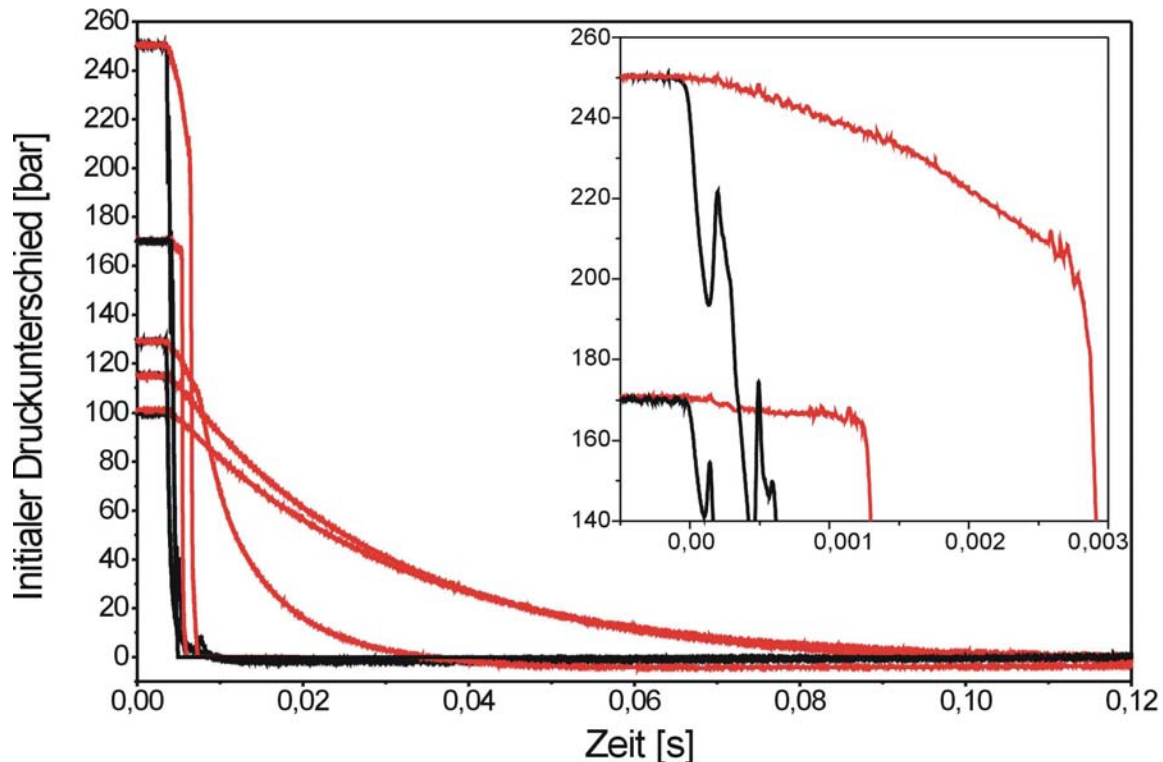


Abb. 46: Druckverläufe von 5 Versuchen an Mrp9606. Die Steigerung von ΔP_{fr} von 125 bar auf 170 bar beschleunigt die Fragmentationsfront von 12 ms^{-1} auf 38 ms^{-1} . Bei ΔP_{fr} von 250 bar hängt das Ergebnis von der Interpretation der Kurve des unteren Druckaufnehmers ab. In der Vergrößerung des Druckbereiches 140 – 260 bar kann in der Druckkurve des Experimentes bei 250 bar am unteren Druckaufnehmer ein Knick bei 0,0015 s erkannt werden. Der Knick kann auf eine Veränderung der Permeabilität, bzw. einen Bruch zurückgeführt werden. Je nach Interpretation ergibt sich eine Geschwindigkeit von $\sim 19 \text{ ms}^{-1}$ oder 37 ms^{-1} . Die Überschneidung der Druckverläufe von den Experimenten bei 100 und 115 bar deuten auf eine Veränderung des Materials hin. Hier könnte eine Fragmentation durch Rapid Filtration Flow (RFF) belegt sein. Bei dem RFF würde ein Teil der Blasenwände ausgeblasen, und eine erhöhte Permeabilität und herabgesetzte Stabilität der Probe wären die Folge.

Da keine Analysen der spezifischen Oberfläche an den Proben durchgeführt werden konnten, kann nur diskutiert werden, inwieweit die, aufgrund der Mikroporosität der Grundmasse höhere Oberfläche des Dazit hier zum Tragen kommt. Die Bruchgeschwindigkeiten des Dazit bei 200 bar mit $39 - 41 \text{ ms}^{-1}$ liegen in einem vergleichbaren Bereich zu MRP9606, der bei $171 - 250 \text{ bar}$, $38 - 37 \text{ ms}^{-1}$ erreicht. Besonders interessant ist, dass die Bruchfront bei 171 bar 38 ms^{-1} erreicht, und eine Erhöhung des initialen Druckunterschiedes auf 250 bar keine Beschleunigung der Bruchgeschwindigkeit ergab.

Die Versuche an MRP 9603 wurden in Bezug auf das Verhältnis Porosität zu Bruchgeschwindigkeit analysiert. Die Versuche im mittleren Druckbereich bei 81 bar und 83 bar zeigen den Einfluss der Porosität auf die Bruchgeschwindigkeit. Am Bruchschwellenwert findet sich keine Übereinstimmung, hier ist der Einfluss der Randeffekte überwiegend. Auch der Versuch bei 131 bar weicht von dem Schema ab.

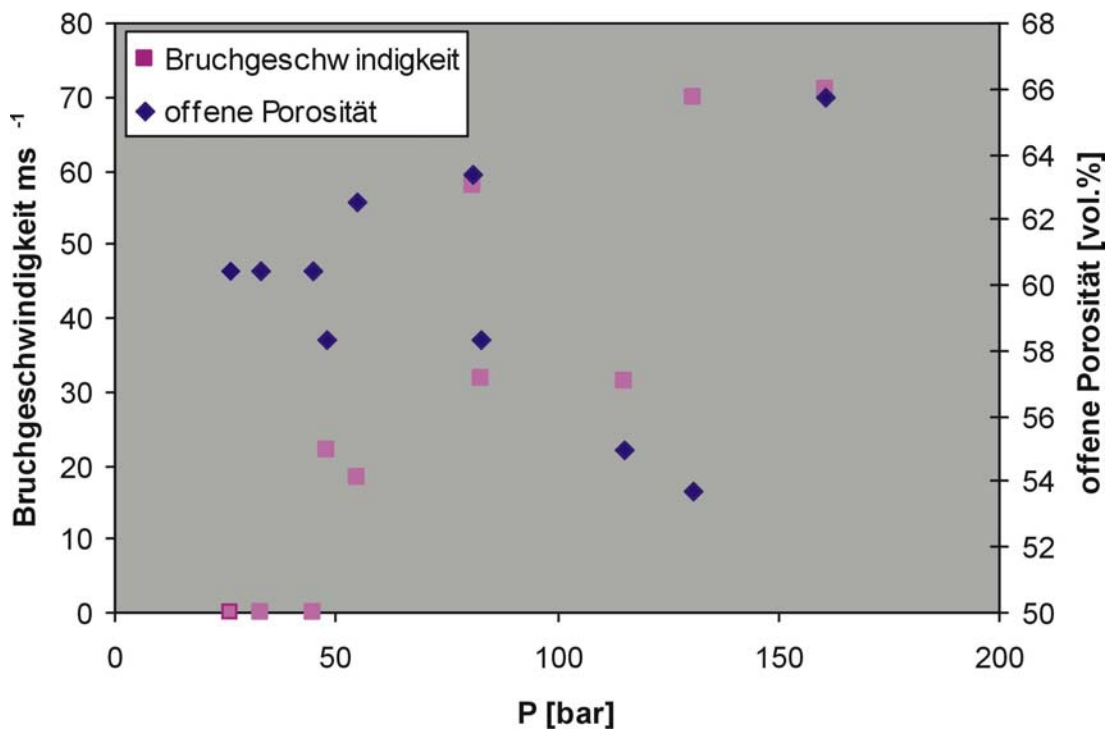


Abb. 47: Merapi Andesit Probe 9603 Bruchgeschwindigkeit / Porosität. Die Initialisierung der ersten vollständigen Fragmentation der Probe in den Druckaufnehmer-Versuchen erfolgt bei 48 bar. Die berechnete Geschwindigkeit liegt bei $21,88 \text{ ms}^{-1}$. Bei dem Material MRP9603 handelt es sich um die Probe mit der höchsten Porosität (Tab. 3). Die Versuche im mittleren Druckbereich bei 81 bar und 83 bar zeigen den Einfluss der Porosität auf die Bruchgeschwindigkeit. Ab 120 bar scheint eine maximale Geschwindigkeit von $\sim 71 \text{ ms}^{-1}$ der „Fragmentationswelle“ erreicht zu sein.

Zur Ergänzung soll hier ein Bims (Montserrat), an dem ausschließlich Geschwindigkeitsuntersuchungen durchgeführt wurden, als Vergleich angesprochen werden. Da Eruptionen, die Bims fördern, zu den hochenergetischen Ausbrüchen zählen diente diese Untersuchung, die für Dr. O. Melnik durchgeführt wurde, dem Verständnis und der Skalierung der zuvor analysierten Gesteine. Die Phänokristalle des Bims sind vollständig zerbrochen. Die Lage der Splitter schließt eine starke Scherung des Magmaschaumes aus, da die Splitter noch eine Zusammengehörigkeit erkennen lassen. Die Identifizierung des Mechanismus, der die Kristalle zerbrochen

hat, und der zeitliche Ablauf tritt für die Dynamik der Eruption immer mehr in den Mittelpunkt.

Probe	Dichte	Dichte	Porosität	Porosität	Init. Druck (ΔP) (bar)	Fragmentations- geschw. (ms^{-1})
	berechnet	AccuPyc	offen (%)	geschlossen (%)		
Montserrat Bims	0.91	2.8	67.60		3	no frag.
	0.85	2.8	69.73		7.5	no frag.
	0.85	2.8	69.73		10	no frag.
	0.91	2.8	67.60		12	no frag.
	0.85	2.8	69.73		12.8	no frag.
	0.91	2.8	67.60		20.1	no frag.
	0.85	2.8	69.73		20.1	no frag.
	0.85	2.8	69.73		20.8	no frag.
	0.85	2.8	69.73		21	no frag.
	0.85	2.8	69.73		23.5	no frag.
	0.91	2.8	67.60		25.2	no frag.
	0.85	2.8	69.73		30.15	no frag.
	0.85	2.8	69.73		34.4	partial frag.
	0.85	2.8	69.73		35	partial Frag. Aufz.fehlt
	0.91	2.8	67.60		35.4	partial Frag. O. Einfl. dekompr.
	0.85	2.8	69.73		45.7	± nicht Frag.
0.85	2.8	69.73		100	55.25	
0.85	2.8	69.73		150	86.5	
Montserrat	0.88	2.8	68.74		50	f.a.(~45.3)
hochtemp	0.78	2.8	72.13		100	Bruch der Verbindung
850°C	0.85	2.8	69.64		100	1457

Tab. 16: Die Ergebnisse der Bruchgeschwindigkeitsanalysen an 11 Bimsproben von Montserrat.

Der Bims von Montserrat gibt vergleichbare Daten zu den Ergebnissen der Versuche an MRP9603. Die Versuche bei 850°C konnten nur bedingt ausgewertet werden, sie stellen die ersten Daten der im Aufbau befindlichen Hochtemperaturversuche dar. Ein bei 100 bar gemessener Wert von 1457 ms^{-1} wird als Geschwindigkeit der eingekoppelten Schallwelle in der Probe interpretiert. Dieser Wert führte dazu, dass die im Aufbau eingesetzten 0,3 mm starken Grafit-Minen zuerst durch 0,5 mm ersetzt wurden. Aufgrund der hohen Ausfälle durch die Grafit-Stäbchen ist in der Weiterführung des Projektes die Verwendung von feinen Platindrähten vorgesehen.

4.2 Siebergebnisse

Die Ergebnisse der Siebung lassen sich nicht direkt auf die natürlichen Pyroklastika übertragen. Während im Experiment eine Größenbeschränkung stattfindet, ist diese im Gelände nicht gegeben. Texturelle Einflüsse lassen sich ideal

auf die Geländebefunde übertragen, solange sie statistisch in die Probe einfließen. Als Vergleich können distale Feinaschen oder die Matrix der BAS herangezogen werden.

4.2.1 Mt. St. Helens

Versuche an MSHD haben die Reduzierung des Bruchschwellenwertes durch die Erhöhung der experimentellen Temperatur nachgewiesen (Alidibirov et al. submitted). Es ist bisher jedoch nicht gelungen die Erniedrigung von ΔP_{fr} eindeutig an rheologische Eigenschaften zu koppeln. Die Ergebnisse der Siebung weisen eine geringere Effizienz der Fragmentation für Experimente bei hohen Temperaturen auf. Ein Zusammenhang mit dem experimentellen Aufbau kann bisher nicht erkannt werden. Theoretisch kann dieser Einfluss auf die geringere Dichte der Gasphase zurückgeführt werden. Experimentell muss dieser mögliche Zusammenhang an synthetischen Proben noch belegt werden. Strukturelle Veränderungen der Probe durch das Aufheizen konnten nicht belegt werden.

Die Siebergebnisse der Proben des Mt. St. Helens weisen keinen Einfluss der Kristalle auf die Fragmentverteilung auf. Dies ist auf den Erhaltungsgrad der Kristalle zurückzuführen. Zu den wichtigsten Erkenntnissen, die aus den Experimenten an MSHD gewonnen wurden, zählt, dass anhand der Siebkurven die Verteilung der Partikel nach der Rosin/Rammler, bzw. der Weibullverteilung nachgewiesen werden konnte. Hieraus ergibt sich die notwendige Veränderung der statistischen Berechnungen (Schleyer 1987).

Trägt man den prozentualen Anteil der Fraktion, die 36,79 % der Siebklassen repräsentieren (identisch zu dem Median der Gaussverteilung), gegen den ΔP_{fr} auf, so zeigt sich eine Stufung der Datenpunkte. Die Verteilung wird als Beweis dafür angesehen, dass die Textur der Probe einen druckabhängigen Einfluss auf die Fragmentation hat. Die megaskopische Textur der Probe kontrolliert bis 110 bar den Bruchprozess, dann folgt die makroskopische Textur (Kristalle und Blasen). Ab 140 bar wird der Bruchprozess von der mikroskopischen (Dichte bestimmten) Textur abgelöst (Abb. 48). Die Entwicklung der Kurve im megaskopen Bereich wird für den Beginn einer Eruption ausschlaggebend sein.

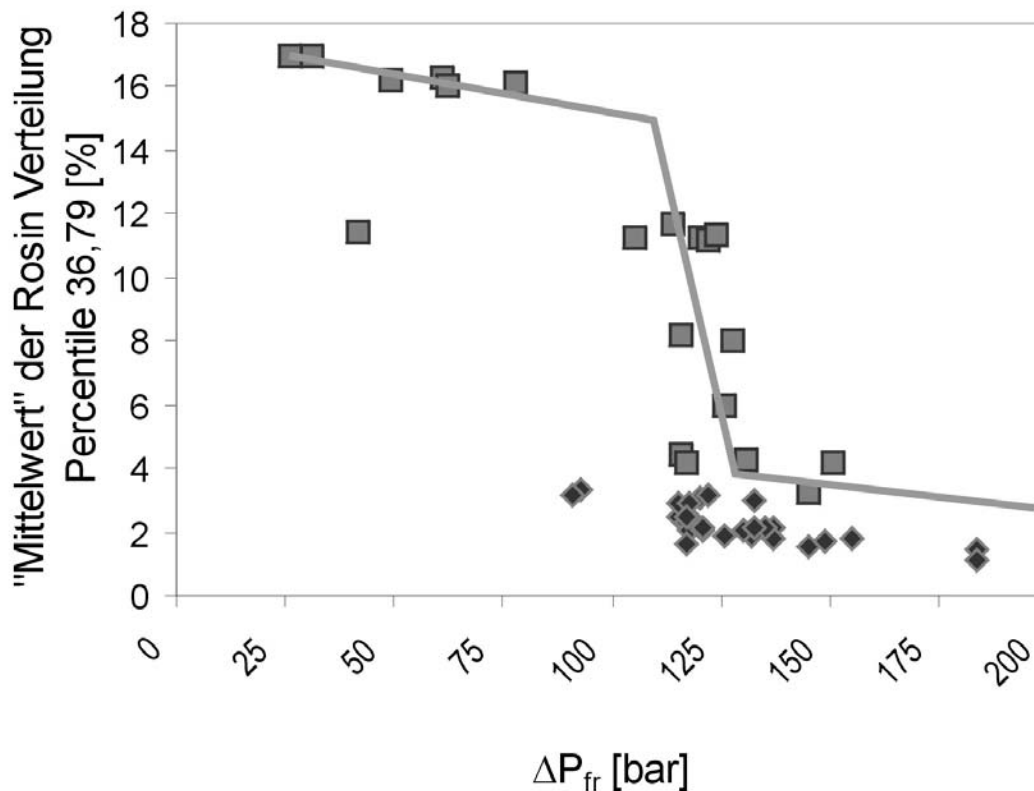


Abb. 48: In der Berechnung der Daten wurde ermittelt, dass die Partikelverteilung der MSHD Proben einer Rosinverteilung entspricht. Hieraus leitet sich ab, dass anstelle des Median, der auf 36,79 % der Siebklassen berechnete, prozentuale Anteil der Siebfraktion aufgetragen wird. Dargestellt sind Versuche bei 900°C (graue Quadrate) und 20°C (schwarze Rauten). Anhand der Datenpunkte wird auf den Einfluss der Probenstruktur geschlossen (siehe Text). Der Einfluss der makroskopischen Textur verschiebt sich bei den 900°C Versuchen geringfügig zu höheren Drucken (Alidibierov et al. subm.).

Ein Vergleich der Siebkurven aus Experimenten bei 18°C und $\Delta P_{fr} = 90$ bar, 145 bar und 184 bar zeigt die systematische Verschiebung der Partikelgrößen zu kleineren Korngrößen (Abb. 49 a, b, c). Sieht man von der unvollständigen Fragmentation bei $\Delta P_{fr} = 90$ bar ab, so ergibt sich eine Verschiebung des Modalwertes von -1Φ bei 90 bar über $-0,5\Phi$ bei 145 bar nach 0Φ bei 180 bar. Der Bereich der Feinfraktion ($<45\ \mu\text{m}$) ist nicht repräsentativ, da die Proben trocken aus dem Tank entnommen wurden.

Ein Vergleich zu Experimenten bei 900°C zeigt die geringere Brucheffizienz bei hohen Temperaturen (Abb. 50). Die Probe weist ein großes Fragment auf, das auf die Masse kontrollierten Siebanalysen einen starken Einfluss ausübt.

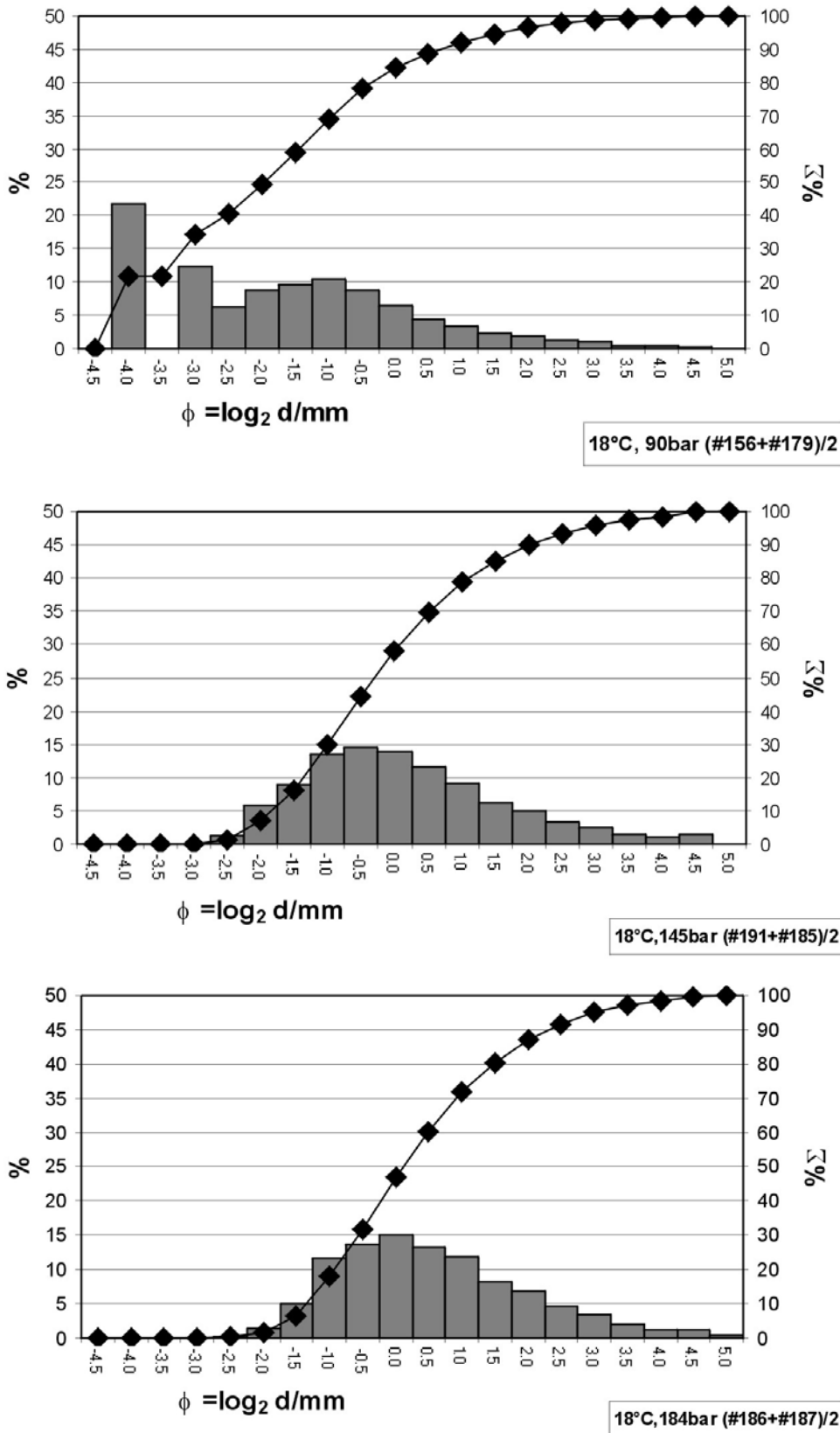


Abb. 49 a, b, c: Differentielle und kumulative Siebkurven von Experimenten an MSHD. Die Daten sind gemittelte Werte aus zwei Experimenten. A: Experimente nahe dem Schwellenwert geben häufig einen unvollständigen Bruch der Probe wieder. B: In den Siebkurven ist kein Einfluss der Kristalle auf die Partikelverteilung festzustellen. C: Durch die Erhöhung von ΔP_{fr} um 40 bar veränderte sich die

Partikelverteilung minimal. Der Kurvenverlauf zwischen -2Φ und $-0,5 \Phi$ wurde steiler, der Modalwert um $0,5 \Phi$ verlagert.

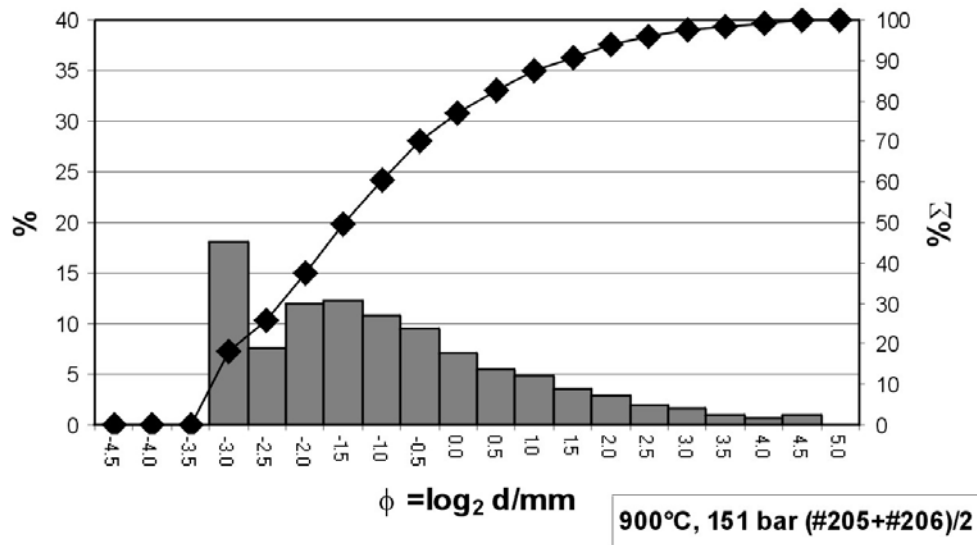


Abb. 50: Die Siebkurve der Versuche bei 900°C belegt, im Vergleich gegen Abb. 49b, die geringere Effizienz der Energieumsetzung bei hohen Temperaturen. Ob dieses Phänomen auf die geringere Dichte der Gasphase bei 900°C zurückzuführen ist, muss in Experimenten an Analog-Materialien analysiert werden.

4.2.2 Mt. Unzen – Fugendake

Die Ergebnisse der Experimente an MUZD Ui bestätigen die Absenkung des Bruchschwellenwertes bei hohen Temperaturen, die bei MSHD beobachtet wurde. Die Siebanalysen bestätigten auch die effizientere Fragmentation der Proben in den Experimenten bei $\sim 20^\circ\text{C}$. Entgegen den Beobachtungen an MSHD tritt ein schwacher Einfluss der Kristalle in den Siebkurven auf. In der Fraktion 1Φ (Abb. 51) tritt ein sekundäres Maximum auf, das den Kristallsplittern der zerbrochenen Phänokristalle zugeordnet wird (Abb. 23). Der Prozess, der die Kristall - Fragmentation am Unzen ausgelöst hat, unterscheidet sich deutlich von dem des Mt. St. Helens. Während es sich bei den Domen des Unzen um extrusive Körper handelt, lag bei Mt. St. Helens ein Kryptodrom vor. Die Vermutung liegt nahe, dass der Unterschied in der Viskosität der Magmen zu finden ist.

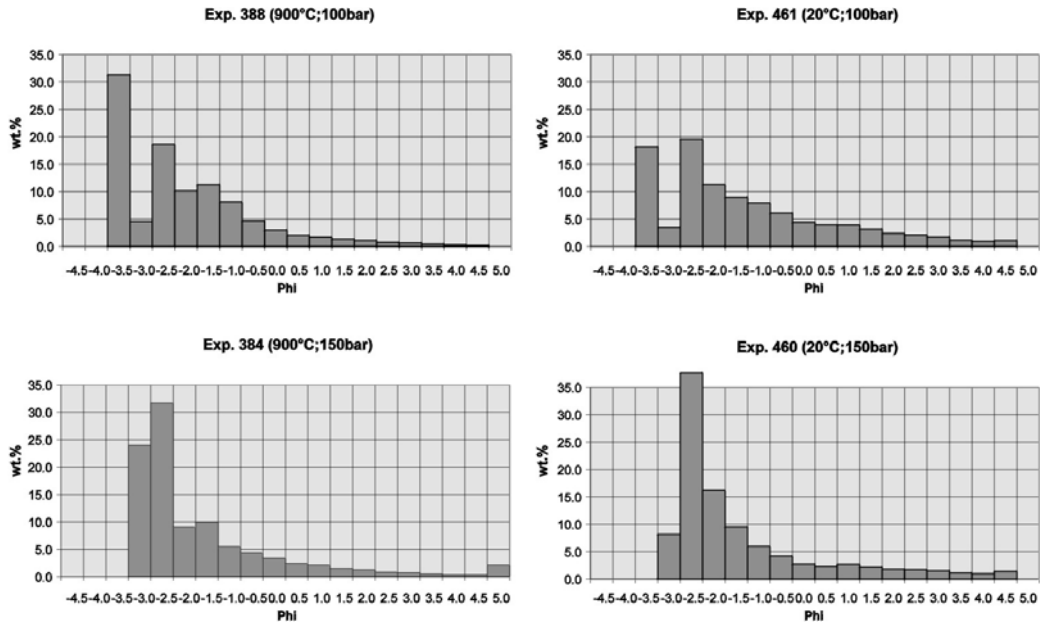


Abb. 51: Differentielle Siebkurven von Experimenten an MUZD Ui. Ein Vergleich der Diagramme bestätigt die, bei MSHD gefundene, höhere Effizienz der Fragmentation bei niedrigeren Temperaturen. Ein schwacher Einfluss von Kristallsplittern auf die Fragmentverteilung kann aufgrund eines schwachen Maximums bei 1Phi in den Experimenten 460 und 461 (20°C) abgeleitet werden.

Mt. Unzen Dazit Fragmentationsergebnisse

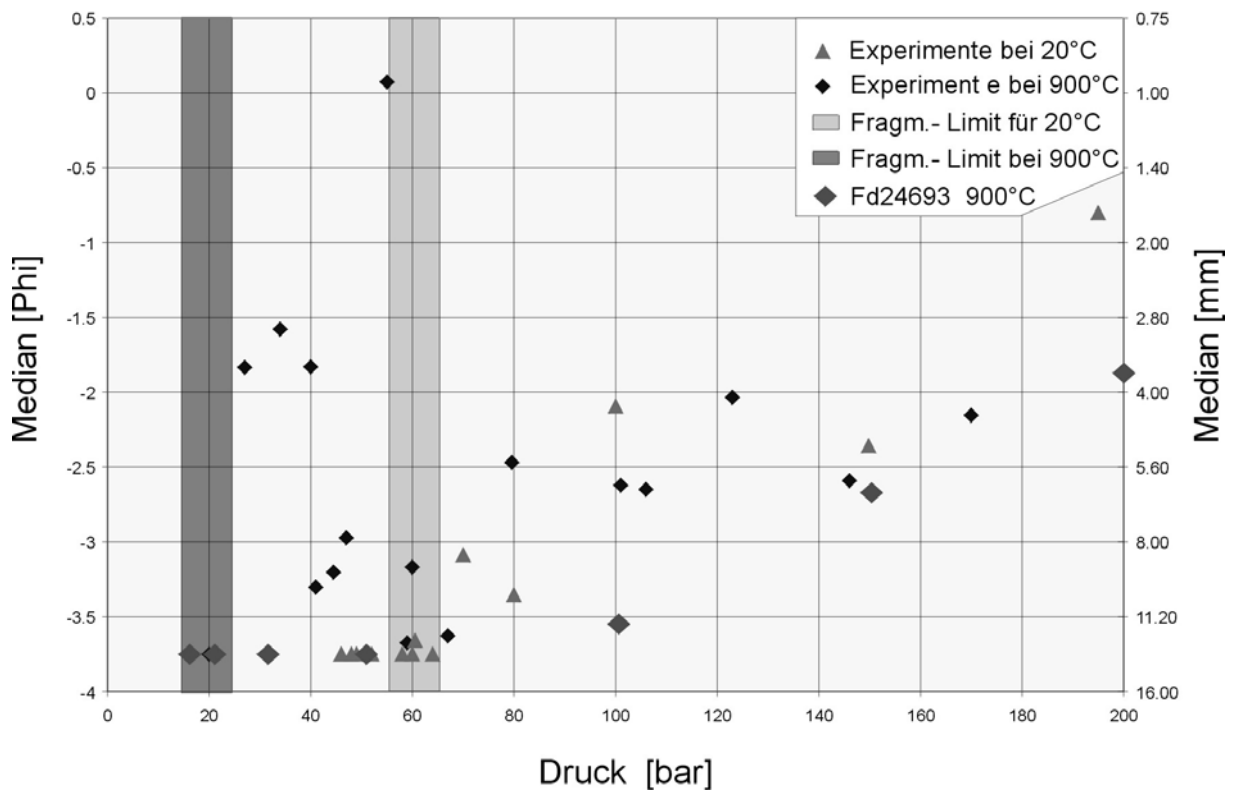


Abb. 52: Median vs. ΔP_{fr} . Die Verteilung weist einen direkten Zusammenhang zwischen ΔP_{fr} und Median auf. Vier vom linearen Trend abweichende Rauten gehen auf Partikel aus unvollständigen Fragmentationen am Fragmentationslimit zurück.

Die Korngrößenabhängigkeit von ΔP_{fr} kann in einem Diagramm ΔP_{fr} vs. Median der Fragmentverteilung dargestellt werden (Abb. 52). Die breite Streuung der Median Werte für die Experimente bei 20°C und 900°C an der Proben MUZD Ui wird auf das geringe Volumen der Probenzylinder zurückgeführt. Die Versuche an MUDZ Ui wurden z.T. in der ursprünglichen Fragmentationsbombe durchgeführt. Die Versuche an der Probe FD24693 wurden mit einem Probendurchmesser von 17 mm an dem aus Edelstahl gefertigten LPT vollzogen. Das Ausspülen der Probe und der geringere Materialverlust bei der Probenentnahme führen zu einer engeren Streuung.

Mt. Unzen Dazit (Fd24693) - Ergebnisse der Fragmentations Experimente

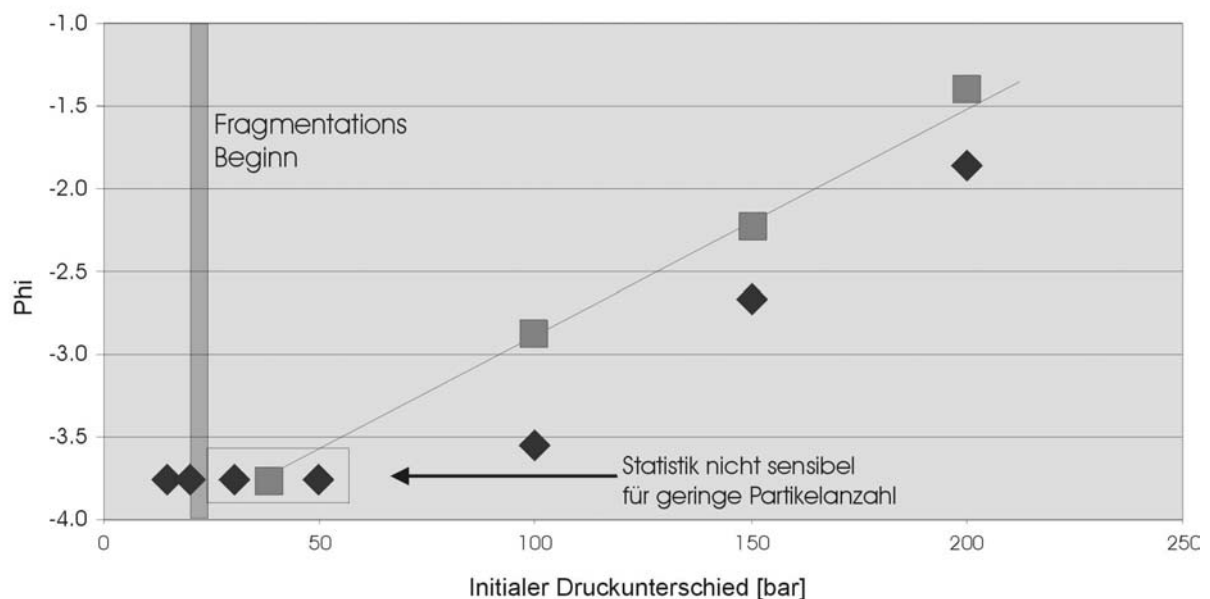


Abb. 54: Anhand der für die BET-Messungen ohne Kleber vollzogenen Experimente kann die Relevanz der Median Werte (schwarze Rauten) gegenüber der dreifach gewerteten Mean Werte (graue Quadrate) (s.a. Tab. 4: Friedman & Sanders 1978) geprüft werden. Nahe dem Fragmentationsbeginn versagen beide Methoden, da einzelne große Körner den Kurvenverlauf zu stark beeinflussen.

4.2.3 Merapi

In den Siebanalysen der Experimente an den Andesiten des Merapi trat ein Maximum bei $\sim 0\Phi$ hervor, dass von der Erhöhung des ΔP_{fr} weitgehend unbeeinflusst blieb. Dieses Maximum tritt auch in der Matrix der BAS auf (Schwarzkopf et al. 2000) und kann auf die Phänokristalle zurückgeführt werden. Die Kristalle, die eine Dichteverchiebung gegenüber der Gesamtdichte der Andesite darstellen, werden wie zuvor beschrieben (3.3.2.3.) durch die Lage der Blasen in Bezug auf die Kristalloberfläche geschützt. Ein Vergleich der differentiellen Siebkurven natürlicher

gegenüber experimenteller Pyroklastika zeigt die Übereinstimmung der Kurvenverläufe.

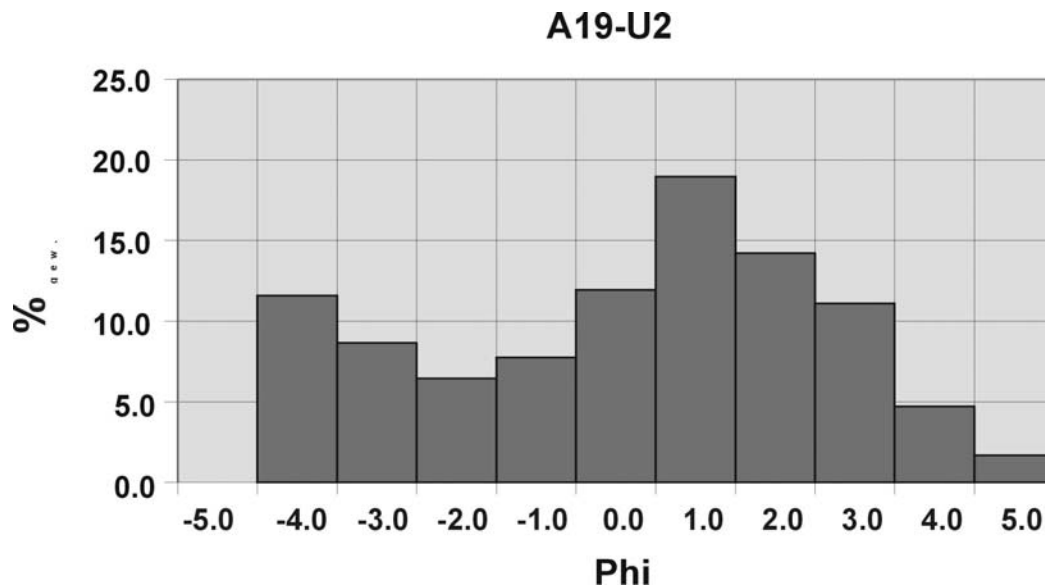


Abb. 55: Differentielle Siebkurve der BAS-Matrix nach Schwarzkopf et al. (2000). Die in 1Φ -Schritten wiedergegebene Siebkurve lässt keinen exakteren Vergleich der Lage des Maximums bei 1Φ zu.

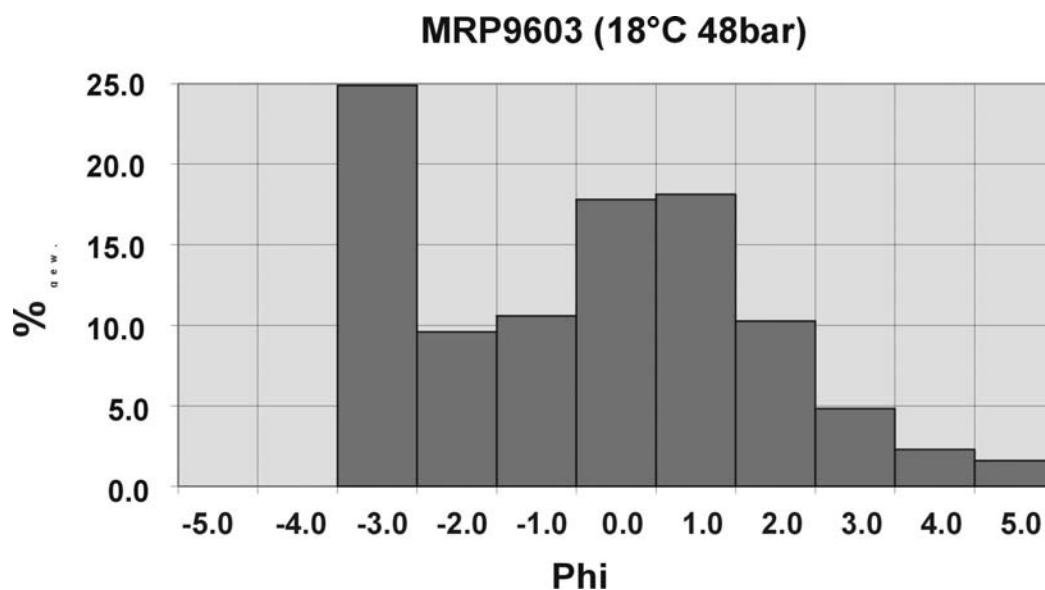


Abb. 56: Differentielle Siebkurve eines bei 48 bar an MRP9603 durchgeführten Experimentes. Die in $0,5\Phi$ -Schritten vollzogene Siebung wurde zur besseren Vergleichbarkeit der Diagramme auf 1Φ -Schritte umberechnet.

Der Vergleich der differentiellen Siebkurven der BAS-Matrix nach Schwarzkopf et al. (2000) und eines Experimentes zeigen den starken strukturellen Einfluss der Kristalle auf die Fragmentation. Die in 1Φ -Schritten wiedergegebene Siebkurve lässt keinen exakteren Abgleich der Lage des Maximums bei 1Φ zu. In den Experimenten konnte der strukturelle Einfluss der Kristalle auf die Partikelverteilung einem Druck ΔP_{fr} zugeordnet werden. Erst eine Erhöhung von ΔP_{fr} über 120 bar führte zur

Verschiebung des kristallbedingten Maximums nach $0,5 \Phi$, d.h. die Bruchschwelle der Struktur war überschritten.

Der strukturelle Einfluss der Kristalle ist von der Textur der Proben abhängig. Der bei MRP9603 beobachtete ausgeprägte Einfluss der Kristalle konnte für MRP9618 nicht bestätigt werden. Hieraus wird geschlossen, dass ein hoher Anteil an Gesteinsvarietäten mit ausgeprägtem strukturellen Einfluss der Kristalle an der Entstehung der BAS beteiligt war. In den Ablagerungen überwiegen jedoch Blöcke aus dichten Varietäten, die diesen Effekt nicht aufweisen. Der interne Aufbau des kollabierten Domes ist in den Ablagerungen daher nur bedingt wiedergegeben.

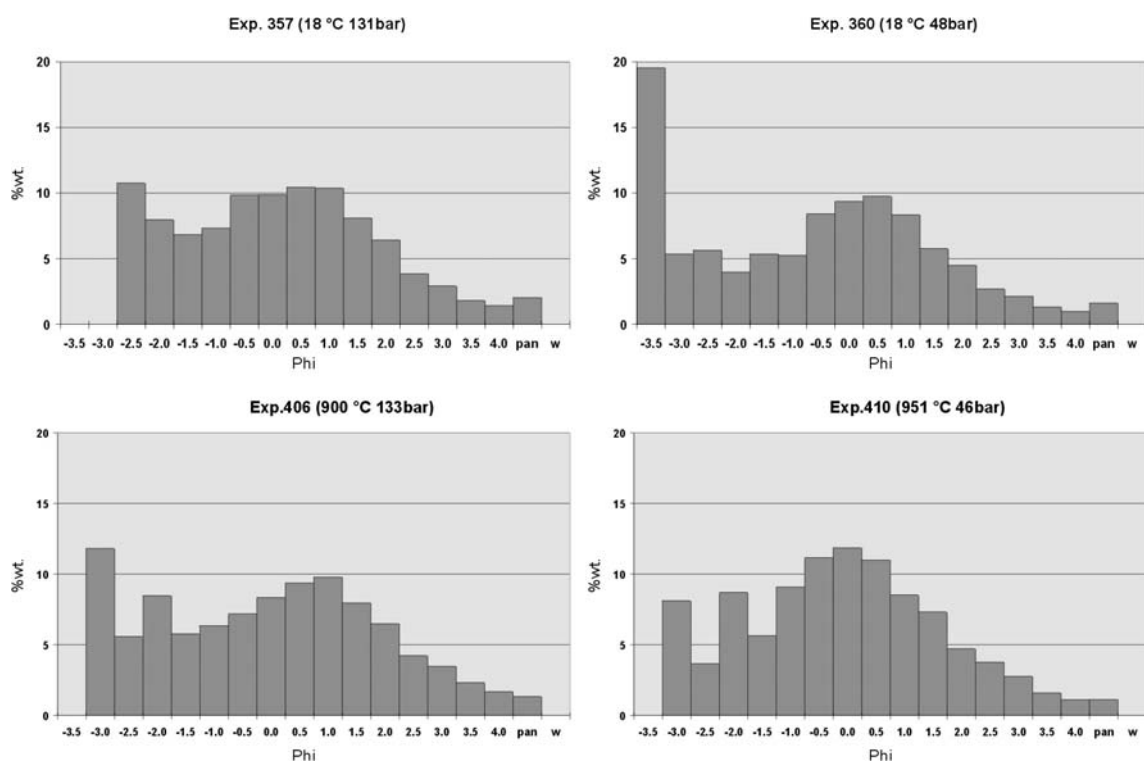


Abb. 57: Differentielle Siebkurven von Experimenten an Andesiten des Merapi. Die Verschiebung des, von Kristallgrößen bestimmten Maximums findet sich in Versuchen bei 20°C und 900°C. Eine Berechnung, ob die Andesite des Merapi einer Gausschen oder Rosinverteilung folgen, wird auf Grund des zu geringen Probenvolumens sowie des starken Einflusses der Kristalle unsinnig.

Eine Charakteristik der Andesit Proben sollte Erwähnung finden. In einer Reihe von Experimenten bei hohem Druck (>100 bar) entstanden Stapel von Gesteinsscheiben. Die Höhe der Scheiben hing von ΔP , aber auch von der Textur der Probe ab. Die Scheiben sind im Zentrum gegen die Expansionsrichtung eingetieft und ähneln einem Stapel tiefer Teller. Die Druckverteilung am Rand der Probenzylinder ist durch mit Kleber verfüllte randliche Blasen verändert.

5 Diskussion

Die Apparatur ermöglicht die Untersuchung des Bruchschwellenwertes durch Dekompression in einer weltweit einzigartigen Konfiguration. Die Methode ist in ihrem Druck- und Temperaturfeld sehr nahe an dem natürlichen Szenario. Die Anknüpfung der Partikelcharakterisation an Geländebefunde konnte durch den Einsatz physikalischer Messmethoden weiterentwickelt werden. Anhand der Siebanalysen konnte erstmals bewiesen werden, dass die Partikel über der Fragmentationsfront einer Rosin-Rammler, bzw. Weibullverteilung folgen. Diese Erkenntnis wird insbesondere in der numerischen Analyse von Eruptionen Anwendung finden, da hierdurch der Grobanteil der Fragmente eine neue Wertung findet.

Die zeitlichen Abläufe in einem Eruptionsgeschehen liefern den kritischsten Ansatz zur Diskussion des experimentellen Aufbaus. Die Dekompression eines Kryptodomes, wie sie im Fall des Mt. St. Helens stattfand, wurde durch einen Hangrutsch ausgelöst und war zeitlich ein langsamer Prozess (Voight, 1981). Die Geschwindigkeit, in der die Rutschmasse den unterlagernden Dom entlastete, ergibt die Dekompressionsrate. Im natürlichen Ablauf können Sekunden vergehen bis zum Einsetzen der Eruption. In den Versuchen wird eine Dekompressionszeit von wenigen Millisekunden gemessen. Die Problematik des Ansatzes besteht indes nur für die initiale Überschreitung des Bruchschwellenwertes, da im Falle $\Delta P \gg \Delta P_{fr}$ eine stabile Fragmentationsfront aufgebaut wird. Die Fragmentationsfront ist in ihrer Dynamik von der Textur der Schmelze abhängig. In den Versuchen werden schon randliche Verfüllungen der Blasen im Stressfeld registriert. Die bisher nicht erwähnten Kornformen orientieren sich an der Textur der Gesteine. In den meisten Fällen liegen blockige Körner vor. Abweichungen entstehen, wenn Kristalle und Kristallsplinter die Kornform bestimmen.

Die Bezeichnung „Explosiver Vulkanismus“ ist in Hinblick auf die Versuche zu hinterfragen. Für ein explosives Ereignis sind Stoßwellen ein typisches Phänomen. In den Versuchen tritt eine Stoßwelle bei der Öffnung der Berstscheiben auf. Ob über der Probe bei der Entlastung eine Stoßwelle entsteht, ist eher fraglich. In den Messungen über der Probenoberfläche treten keine Stoßwellen in Erscheinung.

Akustische Beobachtungen am Usu (Ripepe et al. 2000), sowie Unzen (Yamasato 1997) zeigten Wellenformen die von den erwarteten Stoßwellen abwichen. Hier muß der Frage nachgegangen werden ob Stoßwellen nur in Kombination mit phreatomagmatischen Eruptionsverläufen auftreten. Der physikalische Mechanismus, der die Fragmentationsfront verursacht, gleicht dem, der eine Berstscheibe öffnet. In der dreidimensionalen Struktur des mehrphasigen, aufgeschäumten Magmas wird hierbei das schwächste Strukturelement zuerst zerstört. Eine Stoßwelle muß hierbei nicht zwingend entstehen.

Die im Rahmen der Arbeit beschriebene Verbesserung der Methode hat eine Reihe von neuen Möglichkeiten eröffnet und einen physikalisch bisher nicht zugänglichen Bereich der Vulkanologie erschlossen. Insbesondere die Entwicklung des Bruchgeschwindigkeitstests für Temperaturen bis 950°C ermöglicht genauere Aussagen über die dynamische Entwicklung in einem Vulkanschlot. Neben der experimentellen Arbeit wurden analytische Techniken erprobt und ihre Nutzbarkeit für einen Vergleich mit Geländebefunden untersucht.

Aus den Experimenten kann geschlossen werden, dass die Heftigkeit der Eruption direkt von dem freigesetzten Druckgradient der Rutschkörper bzw. Blöcke abhängt. Neben dem Druckgradienten sind das Porenvolumen und die Permeabilität ausschlaggebend für die Energiefreisetzung und die Entwicklung der Eruptionssäule.

Da der Druckgradient in einem inhomogenen Dom nicht gradlinig verläuft, ist auch bei einer vorhersehbaren Abrisskante der Eruptionsverlauf nur dann genau vorherzusagen, wenn der interne Aufbau des Domes bekannt ist.

Die Form der entstehenden Partikel geht auf die Textur der Schmelze zurück. Der Kristallgehalt, die Kristallerhaltung und die Form und Lage der Blasen haben den stärksten Einfluss. In den Materialien konnten mehrere Bruchschwellenwerte nachgewiesen werden. Diese gilt es in natürlichen Ablagerungen zu lokalisieren, da sie Auskunft über den tatsächlich überschrittenen ΔP_{fr} geben.

5.1 Der Einfluss des Bruchschwellenwertes auf das Eruptionsgeschehen

Die unterschiedlichen Materialien, die einen Dom aufbauen, reagieren auf die Dekompression durch den Abbruch der Domfront oder einen Sektorkollaps entsprechend ihrer physikalischen Eigenschaften. Eine stabile Fragmentationsfront kann in den Dom einwandern wenn durch den Abbruch der Domfront eine poröse Schicht freigelegt wird die einen Druckgradienten $\Delta P > \Delta P_{fr}$ aufweist. Die Fragmentationsfront wandert solange in den Dom ein bis sich die Materialeigenschaften der Schicht ändern und $\Delta P < \Delta P_{fr}$ wird. Kommt es in den umgebenden Schichten zu einer Überschreitung des Bruchschwellenwertes, so weitet sich die Fragmentationsfront aus. Bleibt in den umgebenden Schichten $\Delta P < \Delta P_{fr}$, endet die Eruption. Hierbei muß berücksichtigt werden, dass die Porosität neben der Stabilität eines Materials auch das Expansionsvolumen des Gases bestimmt, das die Partikel-Suspension ausbläst. Nimmt die Porosität mit der Eindringtiefe der Fragmentationsfront ab, so erhöht sich nicht nur ΔP_{fr} sondern das Expansionsvolumen kann das zur Förderung benötigte Volumen unterschreiten. Im weiteren Verlauf würde die Dekompressionsrate abfallen und ein Unterschreiten der für der Bruch benötigten Strain Rate ($d\varepsilon/dt = (d\sigma/dt)/E$) würde zur elastischen und plastischen Verformung der Schichten führen (Webb und Dingwell 1990; Dingwell 1998). Um derartige Szenarien berechnen zu können, sind die Kenntnis der Materialien sowie der internen Domstruktur immens wichtig.

5.2 Die Auswirkungen der Bruchgeschwindigkeiten auf einen komplex aufgebauten Vulkan-Dom

Unterschiedliche Bruchgeschwindigkeiten in einem Dom würden ähnlich wie bei wechselnden Bruchschwellenwerten zu einem beschleunigten Eindringen der Fragmentationsfront in einer Schicht führen. Hohe Geschwindigkeiten setzen ein hoch poröses Material voraus. Wechselnde Porositäten führen dem entsprechend zur unterschiedlichen Eruptionsbeteiligung der Materialien. Während hochporöse Schichten schnell und effizient fragmentieren, verbleiben große Blöcke dichter Materialien in den entstehenden BAS.

Bei Schloteruptionen könnte ein Pulsieren der Magmensäule durch unterschiedliche Laufzeiten der Fragmentationsfront entstehen. Hochporöses Magma würde schneller fragmentieren als es im Schlot aufsteigen und aufschäumen kann. Durch die sinkende Porosität würde die Fragmentationsfront in der Säule verlangsamt. Solange ΔP_{fr} überschritten wird, hält der Bruchprozess an. Unterschreitet dabei das freigesetzte Gasvolumen das benötigte Fördervolumen, so lagern sich Fragmente auf der aufschäumenden Magmensäule an. Das Blockieren des Magmenaufstieges könnte zu einem erneuten Überschreiten von ΔP_{fr} führen. Ein weiterer Puls würde folgen.

Für diesen Prozess müssen Magmenaufstiegsrate (M_r) und die Geschwindigkeit der Fragmentationsfront (G_{Fr}) in ein Geschwindigkeitsverhältnis gesetzt und G_{Fr} mit der im dynamischen Prozess veränderlichen Porosität (v_p) der Magmenkolumne abgestimmt werden.

$M_r > G_{Fr} \Rightarrow$ Effusion,

$G_{Fr} (\Delta P) > M_r (\Delta P_{fr}) =$ Fragmentation und Abteufen der Fragmentationsfront, bis ein kleiner werden des v_p G_{Fr} verlangsamt und $M_r > G_{Fr}$ oder v_p ein Fördern der Fragmente verhindert.

Hieraus lassen sich eine Reihe weiterer Szenarien entwickeln.

5.3 Transport-Fluidisierung

Als Transport-Fluidisierung kann ein Mechanismus beschrieben werden, der nach Schwarzkopf (2000) zu den Surges geführt hat, die 1994 in Turgo mehr als 60 Menschenleben kosteten. Die Geländebefunde gaben Hinweise darauf, dass die heißen Aschewolken und Surges in nächster Nähe zu dem 80 m über dem Boyong gelegenen Ort gebildet wurden. Oberhalb Turgo liegt in einer der größten Kehren des Boyong-Canyon eine Reihe von Stufen mit einer gesamten Höhendifferenz von 150 m. An dieser Lokation konnte durch Bruchprozesse Gas freigesetzt werden oder durch Verwirbelung Gas in den BA aufgenommen werden, und ein Teil der Masse wurde in die Tod bringende Surge umgesetzt.

Ein weiteres Szenario zur Entstehung von Surges konnte aus den Experimenten zur Bruchgeschwindigkeit an den Andesiten und den Untersuchungen an Corriglas, in denen der Einfluss der sekundären Fragmentation analysiert wurde, entwickelt werden.

Die hohe Permeabilität und die damit gegebene schnelle Entgasung (vgl. 4.1.3.) der Proben macht es unwahrscheinlich, dass im Falle des Zerbrechens der Pyroklastit-Blöcke eine größere Menge an vulkanischen Gasen freigesetzt wird. Die Effizienz des Bruchgeschehens kann das Gasvolumen im BAS auch ohne die Zufuhr von juvenilem Gas beeinflussen. Die Blöcke stammen aus unterschiedlichen Bereichen des Domes und weisen dementsprechend wachsende, interne Temperaturen auf. Es ist jedoch davon auszugehen, dass das Zentrum der Blöcke höhere Temperaturen aufweist als die umgebende expandierte Gasphase. Die Fragmentation der Blöcke produziert eine große Menge neuer Oberfläche und Feinpartikel. Diese Oberfläche überträgt schlagartig die thermische Energie an die umgebende Gasphase. Entsprechend dem Gasgesetz wird die Gasphase expandieren und kann so ohne geschlossene Porosität eine Druckwelle erzeugen.

Die Feinpartikel geben aufgrund des Oberfläche-Volumen-Verhältnisses die gesamte Energie sehr schnell frei. Der hierdurch generierte Fluidisierungsprozess könnte als Bruch-Fluidisierung bezeichnet werden.

Ähnliche sekundäre BAS Expansionen sind vom Unzen bekannt geworden. (Yamamoto et al. 1993; Nakada und Fujii 1993).

6 Weiterführende Untersuchungsansätze / Ausblick

In der vorliegenden Arbeit stand die technische Weiterentwicklung der Methode, sowie die Verwendung charakterisierender Analysetechniken im Vordergrund. Die Reihenanzahl der aufgezeigten analytischen Methoden stand hierbei im Hintergrund. Durch den Aufbau des Fragmentationslabors an der LMU-München, in dem die aufgezeigten Analyseverfahren zur Verfügung stehen, können breite Lücken in den Datensätzen geschlossen werden.

In weiterführenden Untersuchungen soll der Einfluss von veränderten Dekompressionsraten auf die Fragmentation geklärt werden. Da der Domkollaps (2.2) durch den Abbruch von Rutschmassen ausgelöst wird, ist die Frage nach der kritischen Dekompressionsgeschwindigkeit einer der wichtigsten zu analysierenden Punkte. Die Dekompressionsrate trennt das Bruchregime von dem plastischen und elastischen Deformationsregime, wird sie unterschritten so ist mit Blasenwachstum und Erhöhung der Permeabilität zu rechnen. Die Veränderung der Dekompressionsrate kann nur durch Ventile, bzw. eine Verengung der

Autoklavöffnung erreicht werden. Hierdurch kann eine Analyse der Partikel nur bedingt erfolgen.

Durch Fragmentations-Analysen mit flüssigen Druckmedien soll der Einfluss der Kompressibilität des Druckmediums getestet werden.

Ein weiteres Untersuchungsfeld stellt die Hochtemperatur-Gas-Permeabilität dar. Hierbei liegen die größten analytischen Probleme in der Probengröße. Da die Permeabilität von dem Grad der Blasenverbindung und der Blasengröße abhängig ist, können nur Proben mit einer Blasengröße bis 2,8 mm (1/10 des Probendurchmessers) analysiert werden.

7 Literaturverzeichnis

- AGU Spec. Rep., **1992**: Volcanism & Climate change. AGU Spec. Rep. May.1992.
- Alidibirov, M., **1994**: A model for viscous magma fragmentation during volcanic blasts. Bull. Volc. 56, 459-465.
- Alidibirov, M. und Dingwell, D.B., **1996a**: Magma fragmentation by rapid decompression. Nature, 380, 46-148.
- Alidibirov, M. und Dingwell, D.B., **1996b**: An experimental facility for investigation of magma fragmentation by rapid decompression. Bull. Volcanol., 58, 411-416.
- Alidibirov, M. und Dingwell, D.B., **2000**: Three fragmentation mechanisms for highly viscous magma under rapid decompression. J. Volcanol. Geotherm. Res., 100, 413-421.
- Alidibirov, M., Spieler, O. und Dingwell, D.B., Grain-Size Characteristics of experimental Pyroclasts of 1980 mount st. Helens cryptodome Dacite: Effects of pressure drop and temperature. (submitted)
- Barclay, J., Riley, D., Sparks, R.S.J., **1995**: Analytical models for bubble growth during decompression of high viscosity magmas. Bull. Volcanol., 57, 422-431
- Bardintzeff, J.M., **1984**: Merapi Volcano (Java, Indonesia) and Merapi-Type Nuée Ardente. Bull. Volcanol., 47(3), 433-446.
- Barker, S.E., Malone, S.D., **1991**: Magmatic system geometry at Mount St. Helens modeled from the stress field associated with posteruptive earthquakes. J. Geophys. Res., 96, 11883-11894
- BBC Web **2001**: Archiv Thema :“Supervulcanoes“ - www.bbc.co.uk.
- Behrens, H., **1995**: Determination of Water Solubilities in High-Viscosity Melts - an Experimental Study on NaAlSi3O8 and KAlSi3O8 Melts. *European Journal of Mineralogy*. 7,4, 905-920.
- Bennett, F.D., **1974**: On volcanic ash formation. Am.J.Sci., 274, 648-661
- Blake, S., **1990**: Viscoplastic Models of Lava Domes. In: J.H. Fink (Ed.) Lava Flows and Domes. IAVCE Proceedings in Volcanology 2. Springer-Verlag, Berlin, 88-125.
- Bogoyavlenskaya, G.E., Braitseva, O.A., Melekestsev, I.V., Kiriyanov, V.Yu. und Miller, C.D., **1985**: Catastrophic eruptions of the directed-blast type at Mount St. Helens, Bezmyannyi and Shiveluch volcanoes. J. Geodynamics., 3, 189-218.

- Brown, W.K. und Wohletz, K.H., **1995**: Derivation of the Weibull distribution based on physical principles and its connection to the Rosin-Rammler and lognormal distributions. *J. Appl. Phys.*, 78(4), 2758-2763
- Büttner, R., Röder, H. und Zimanowski, B., **1997**: Electrical effects generated by experimental volcanic explosions. *Appl. Phys. Lett.*, 70, 1903-1905.
- Cas, R.A.F. und Wright, J.V., **1992**: *Volcanic Successions*. Chapman & Hall
- Cashmann, K.V. und Mangan, M.T., **1994**: Physical aspects of magma degassing, II. Constraints on vesiculation processes from textural studies of eruptive products. In *Volatiles in Magmas*, edited by Carroll M.R. und Holloway, pp. 446-478, Mineral. Soc. of Am., Washington, D.C.
- CruzOrive, L.-M. **1978**: Particle size-shape Distributions: the general spheroid problem. II Stochastic model and practical guide. *J. Microsc.*, 112, 153-167.
- Dingwell, D.B., **1996a**: Volcanic Dilemma: Flow or Blow? *Science*, 273, 1054-1055.
- Dingwell, D.B., **1996b**: The brittle-ductile transition in high-level granitic Magmas: Material constraints. *Journal of Petrology*, 38, 1635-1644.
- Dingwell, D.B., **1998**: Recent experimental progress in the physical description of silicic magma relevant to explosive volcanism. In: Gilbert, J.S. & Sparks, R.S.J. (eds) *The physics of explosive volcanic eruptions*. Geological soc. London Spec. Publ., 145, 9-26.
- Dingwell, D.B. und Webb, S.L., **1990**: Relaxation in silicate melts. *European J. of Mineralogy*, 2, 427-449.
- Eichelberger, J.C. und Hayes, D.B., **1982**: Magmatic model for the Mount St. Helens blast of May 18, 1980. *J. Geophys. Res.*, 87, 7727-7738.
- Fink, J.H., (Ed.), **1990**: *Lava Flows and Domes. Emplacement Mechanisms and Hazard Implications*. IAVCEI Proceedings in Volcanology 2. Springer-Verlag, Berlin., 88-125.
- Fink, J.H. und Kieffer, S.W., **1993**: Estimate of pyroclastic flow velocities resulting from explosive decompression of lava domes. *Nature*, 363, 612-615.
- Fink, J.H., und Griffiths, R.W., **1998**: Morphology, eruption rates, and rheology of lava domes: Insights from laboratory models. *J. GEOPHYS. RES.*, 103 B1, 527-545.
- Fisher, R.V. und Schmincke, H.-U., **1984**: *Pyroclastic Rocks*, 472p., Springer-Verlag, Berlin.
- Folk, R.L., und Ward, W.C., **1957**: Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters: *J. Sed. Petrol.* 27: 3-26.

- Freund, A. und Bursik, M.I., **1998**: Pyroclastic flow transport mechanisms In: Freund, A. and Rosi, M.,(eds), From magma to tephra: modelling physical processes of explosive volcanic eruptions. Developments in volcanology. Elsevier, Amsterdam, 173-246.
- Freund, A. und Rosi, M., (eds), **1998**: From magma to tephra: modelling physical processes of explosive volcanic eruptions. Developments in volcanology. Elsevier, Amsterdam.
- Friedman, G.S. und Sanders, J.E., **1978**: Principles of Sedimentology. 792 p., Willey & Sons New York.
- Fröhlich, G., Zimanowski, B. und Lorenz, V., **1993**: Explosive thermal interactions with molten lava and water. Proc.3rd World Conference on Fluid Mechanics and Thermodynamics, Honolulu, USA, Nov.1993, Elsevier Amsterdam, ISBN 0-444-816194, 1459-1468.
- Fröhlich, G., Zimanowski, B., und Lorenz, V., Bayer, V., v. Berg, E., Khan, M. und Schindler, M., **1992**: Experimente zur Simulation phreatomagmatischer Explosionen und vergleichende Untersuchungen, 258 p., IKE, 2-97, Stuttgart, ISSN 0173-6892.
- Füchtbauer, H., (Hrsg.), **1988**: Sedimente und Sedimentgesteine. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart
- Fujii, T., & Nakada,S., **1999**: The September 1991 pyroclastic flows at Unzen Volcano (Japan): a flow model for associated ash-cloud surges. J. Volcanol. Geotherm. Res., 89, 159-172.
- Gardner, J.E., Rutherford, M., Carey, S., Sigurdsson, H., **1995**: Experimental constraints o pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St. Helens volcano. Bull. Volcanol., 57, 1-17.
- Gertisser, R. und Keller, J., **1998**: The Holocene volcanic activity and magmatic evolution of Merapi volcano, Central Java: constraints from stratigraphic, chronologic and geochemical data. DGG–Mitteilungen, Sonderband III, 15-19.
- Gertisser, R. und Keller, J., **1999**: Distribution, Thickness, Volume and Age of Pumiceous Tephrafall Deposites from Major Explosive Eruptions of Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. DGG–Mitteilungen, Sonderband IV, 1-6.
- Hammer, J.E., Cashman, K.V., Voight, B., **1999**: Magmatic processes revealed by textural and compositional trends in Merapi dome lava. J. Volcanol. Geotherm. Res., 100, 165-192.
- Harpending, H.C., Sherry, S.T., Rogers, A.R. und Stoneking, M., **1993**: The genetic structure of ancient human populations. Current Anthropol., 34(4), 483- 496.
- Harpending, H. C., Batzer, M. A., Gurven, M., Jorde, L.B., Rogers, A. R., und Sherry, S. T., **1998**: Genetic traces of ancient demography, Proceedings of the National Academy of Science, USA, 95, 1961-1967.

- Heiken, G.H. und Wohletz, K.H., **1985**: Volcanic Ash. Univ.Cal.Press., Berkeley, Cal., 246p.
- Heiken, G.H. und Wohletz, K.H., **1991**: Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. In: Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Special Publication, 45, 19-26.
- Heiken, G.H., **1972**: Morphology and petrography of volcanic ashes. Geol.Soc.Amer.Bull., 83, 1961-1988.
- Heiken, G.H., **1974**: An atlas of volcanic ash. Smithsonian Contr. Earth Sci., 12, 1-101.
- Hill, I.G. und Sturtevant, B., **1990**: An experimental study of evaporation waves in superheated liquid, in Adiabatic Waves in Liquid-Vapor Systems. IUTAM Symposium Göttingen, Germany, 1989, by Meier, G.E.A., und Thompson, P.A.,(eds.), 25–37.
- Hoblitt, R.P., und Harmon, R.S., **1993**: Bimodal Density Distribution of the Cryptodme Dacite from the 1980 Eruption of Mount St. Helens, Washington. Bull. Volcanol., 55, 421-437.
- Hoblitt, R.P., Miller, D.C. und Vallance, J.W., **1981**: Origin and stratigraphy of the deposits produced by the May 18 directed blast. In Lippman & Mullineaux, 401-419.
- Hoshizumi H., Uto K., Watanabe K., 1999: Geology and eruptive history of Unzen Volcano, Shimabara Peninsula, Kyushu, SW Japan, in: Nakada, S., Eichelberger, J.-C., Shimizu, H., Unzen eruption; magma ascent and dome growth, J. Volcanol. Geotherm. Res. 89, 1-4, 81-94.
- Hurwiz, S., Navon, O., 1994: Bubble nucleation in rhyolitic melts: experiments at high pressure, temperature, and water content. Earth. Planet. Sci. Lett., 122, 267-280.
- Inman, D.L., **1952**: Measures of describing the size distribution of sediments. J.Sed.Petrol., 22, 125-145.
- Izett, G.A., **1981**: Volcanic ash beds: recorders of Upper Cenozoic silicic volcanism in the western United States. J.Geophys. Res., 86, 10200 - 10223.
- Jorde, L. B., Watkins, W. S., Bamshad, M. J., Dixon, M. E., Ricker, C. E., Seielstad, M. T. und Batzer, M. A., **2000**: The distribution of human genetic diversity:a comparison of mitochondrial, autosomal, and Y chromosome data.American Journal of Human Genetics, 66, 979-988.
- Kaminski, E. und Jaupart, C.,**1998**: The size distribution of pyroclasts and the fragmentation sequence in explosive volcanic eruptions. J. Geophys. Res., 103, 29759-29779.
- Kaye, B.H., **1989**: A random walk through fractal dimensions. VCH Weinheim, 421 p..
- Kieffer, S.W., und Sturtevant, B.J. **1984**: Laboratory studies of volcanic jets. J. Geophys. Res., 89, 8253-8268.
- Kieffer, S.W., **1981**: Fluid dynamics of the May 18 blast at Mount St. Helens. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1250, 379-400.

- Klug, C. und Cashman, K.V., **1994**: Vesiculaton of May 18.1980, Mt. St. Helens magma. *Geology*, 22, 468-472.
- Krumbein, W.C., **1934**: Size frequency of sediments and the normal phi curve. *J. sedim. Petrol.*, 8, 89-90.
- Krumbein, W.C., **1938**: Size frequency distributions of sediments. *J. sedim. Petrol.*, 4, 65-77.
- Lamb, H. H., **1970**: Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser., A*, 266, 425-533.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., **1986**: A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrol.*, 27,3, 745-750.
- Lewin, R., **1995**: Die Herkunft des Menschen. Spektrum Akad. Verl., 216 p..
- Lorenz, V., **1987**: Phreatomagmatism and its relevance, *Chem.Geol.*, 62, 149-156.
- Lowell, S., und Shields, J.E., **1991**: Powder Surface Area and Porosity. *Chapman & Hall Ltd*, 3ed.
- Mader, H.M., Phillips, J.C., Sparks, R.S.J., Sturtevant B., **1996**: Dynamics of explosive degassing of magma: Observations of fragmenting two-phase flow. *J. Geophys. Res.*, 101, 5547-5560.
- Mader, H.M., Zhang, Y., Phillips, J.C., Sparks, R.S.J., Sturtevant, B., Stolper, E., **1994**: Experimental simulations of explosive degassing of magma. *Nature*, 372, 85-88.
- Mandelbrot, B.B., **1983**: The fractal geometry of nature. W.H.Freeman and Co., New York.
- Martel, C., Dingwell, D.B., Spieler, O., Pichavant, M., Wilke, M., **2000**: Fragmentation of foamed silicic melts: an experimental study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78(1-2), 47-58.
- Martel, C., Dingwell, D.B., Spieler, O., Pichavant, M., Wilke, M., **2001**: Experimental fragmentation of crystall- and vesicle-bearing silicic melts. *Bull. Volcanol.*, 63, 5, 345-359.
- McBirney, A.R. und Murase, T., **1970**: Factors governing the formation of pyroclastic rocks. *Bull. Volcanol.*, 34, 372-384.
- McManus, J., **1991**: Grainsize determination and interpretation. In Tucker (Edit.), M., *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Sci. Publications, London, 63-85.
- Mecholsky, J.J. Jr, Freiman, S.W., **1991**: Relationship between Fractal Geometry and Fractography. *J.Am.Ceram.Soc.*, 74(12), 3136-3138.
- Melnik, O., **2000** Dynamics of two-phase conduit flow of high-viscosity gas-saturated magma: large variations of sustained explosive eruption intensity. *Bull. Volcanol.*, 62, 153-170.
- Melnik, O. und Sparks, R.S.J., **1999**: Nonlinear dynamics of lava dome extrusion. *Nature*, 402, 37-41.

- Murase, T., McBirney, A.R. und Melson, W.G., **1985**: Viscosity of the dome of Mount St. Helens. J. Volcanol. Geotherm. Res., 24, 193-204.
- Nakada, S., Fujii, T., **1993**: Preliminary report on the activity at Unzen Volcano (Japan), November 1990 - November 1991: dacitelavadomes and pyrocalstic flows. J. Volcanol. Geotherm. Res., 54, 319-333.
- Nakada, S., Motomura, Y., **1999**: Petrology of the 1991-1995 eruption at Unzen: effuion pulsation and groungmass crystallization J. Volcanol. Geotherm. Res., 89, 173-196.
- Nakada, S., Shimizu, H., and Ohta, K., **1999**: Overview of the 1990-1995 eruption oat Unzen volcano. J. Volcanol. Geotherm. Res., 89, 1-22.
- Neri, A., Macedonio, G., **1996**: Numerical simulation of collapsing volcanic columns with particles of two sizes. J. Geophys. Res., 101, 8153-8174.
- Neri, A., Pappale, P., Macedonio, G., **1998**: The role of magma composition and water content in explosive eruptions, 2. Pyroclastic dispersion dynamics. J. Volcanol. Geotherm. Res., 87, 95-115.
- Neumann, Van, Padang, M., **1951**: Catalogue of the Active Volcanoes of the World. Part 1 Indonesie. Intl. Volcanol. Assoc. Italy.
- Nimonic Alloy 105, Henry Wiggin & Company Limited Publication 3491, **1977**
- Ninkovich, D., Sparks, R.S.J. und Ledbetter, M.J., **1978**: The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumatra: an example of the use of deep-sea tephra layers as a geological tool. Bull. Volcanol., 41, 286-98.
- Pappale, P., Neri, A., Macedonio, G., **1998**: The role of magma composition and water content in explosiveeruptions, 1. Conduit ascent dynamics. J.Volcanol. Geotherm.Res., 87, 75-93.
- Pappale, P., **1998**: Volcanic conduit dynamics. In: A. Freundt und M. Rosi (Edit.) From Magma to Tephra. Elsevier, Amsterdam, pp. 55-89.
- Papale, P., **1999**: Strain-induced magma fragmentation in explosive eruptions, Nature, 397, 425-428.
- Philips, J.C., Mader, H.M., Sparks, R.S.J., und Sturtevant, B., **1993**: Laboratory simulation of high-speed volcanic eruptions. Abstracts, Gen. Assemb. IAVCEI, Canberra, Australia, p. 86.
- Phillips, J.C., Lane, S.J., Lejeune, A.-M., and Hilton, M., **1995**: Gum-rosin-aceton ystem as an analogue to the degassing behaviour of hydrated magmas,. Bull. Volcanol., 57, 263-268.
- Proussevitch, A.A., Sahagian, D.L., **1998**: Dynamics and energetics of bubble growth in magmas: Analytical formulation and numerical modelling. J. Geophys. Res., 103, 18223-18251.
- Proussevitch, A.A., Sahagian, D.L., Anderson, A.T., **1993**: Dynamics of diffusive bubble growth in magmas: Isothermal case. J. Geophys. Res., 98, 22283-22308.

- Rampino, N.I. R., Self, S., und Stothers, R. B., **1988**: Volcanic Winters. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16, 73 – 99.
- Rampino, N.I. R., Stothers, R. B., und Self, S., **1985**: Climatic effects of volcanic eruptions. *Nature*, 313; 272.
- Reed, J.W., **1980**: Air pressure waves from Mount St. Helens eruption. *EOS Trans. AGU*, 61(46), 1136 (Abstracts).
- Ripepe, M., Okayama, M., Takada, M., Kasahara, M., **2000**: Characteristics of infra sonic signals generated by small explosions at Kon'pira Crater, Usu volcano. *Abstr. Volcanol. Soc. Japan*, 2, 158.
- Rosi, M., **1998**: Plinian Eruption columns: Particle Transport and Fallout. In: A. Freundt und M. Rosi (Edit.) *From Magma to Tephra*. Elsevier, Amsterdam, 139 -172.
- Rosin, P., Rammler, E., und Sperling, K., **1933**: Korngrößenprobleme des Kohlenstaubes und ihre Bedeutung für die Vermahlung. *Berichte der Technisch-Wirtschaftlichen Sachverständigenausschüsse des Reichskohlenrats*. C52, 1-25.
- Rosin, P., Rammler, E., **1933**: Laws governing the fineness of powdered coal; *Jour. Inst. Fuel.*, 7, 29-36.
- Rutherford, M.J. und Devine, J.D., **1988**: The May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens, 3. Stability and chemistry of amphibole in the magma chamber. *J. Geophys. Res.*, 93, 11949-11959.
- Sahagian, D.L., **1999**: Magma fragmentation in eruptions. *Nature*, 402, 589-591.
- Sahagian, D.L., und Proussevitch, A.A., **1998**: 3Dparticle size distribution from 2D observations: stereology for natural applications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 84, 173-196.
- Sato, H., Fujii, T., Nakada, S., **1992**: Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen volcano. *Nature*, 360, 664-666.
- Schleyer, R., **1987**: The Goodness-of Fit to Ideal Gauss and Rosin Distributions: a new Grain-Size Parameter. *J. Sedimentary Petrol.*, 57, 5, 871-880
- Schwarzkopf, L., Schminke, H.-U., Freundt, A., **1998**: eruptive mechanisms of Merapi volcano during the 20th century with emphasis on structure and transport of the block-and-ash flow of 1994. *DGG Sonderband III*, 21-24.
- Self, S., und Sparks, R.S.J., **1978**: Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, 41, 196-212.
- Sheridan, M.F., und Barberi, F., (Edit.), **1983**: *Developments in volcanology 3: Explosive Volcanism*, 481p..

- Sheridan, M.F., **1971**: Particle-size characteristics of pyroclastic tuffs. *J.Geophys.Res.*, 76, 5627-5634.
- Simkin, T., und Siebert, L., **1994**: *Volcanoes of the world*, Geoscience Press., Tuscon. 349p..
- Sparks, R.S.J., **1978**: The dynamics of bubble formation and growth in magmas:a review and analysis. *J. Volcanol.Geotherm. Res.*, 28, 257-274.
- Sparks, R.S.J., **1997**: Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150, 177-189.
- Sparks, R.S.J., Barclaz, J., Jaupart, C., Mader, H.M. und Phillips, J.C., **1994**: Physical aspects of magma degassing. I. Experimental and theoretical constraints on vesiculation. *Rev. Mineral.*, 30, 414-445.
- Spieler, O., Dingwell, D.B., **1998**: Experimental Fragmentation of Merapi Andesite. *DGG– Mitteilungen, Sonderband III*, 25-30.
- Spieler, O., Dingwell, D.B., **2000**: Experimental determination of fragmentation Speed. *DGG– Mitteilungen, Sonderband IV*, 11-12.
- Straub, S. und Zimanowski, B., **1989**: Granulometric measurements by digital picture analysis, *Terra Abstr.*, 1, 1, 411-412.
- Straub, S. und Zimanowski, B., **1990**: Automatische Partikelvermessung und Merkmalsanalyse mit computergestützter Bildverarbeitung. *Forschungsmagazin Uni-Mainz, Sonderausgabe 5/90*, 54-63.
- Sugioka, I. und Bursik, M., **1995**: Explosive fragmentation of erupting magma. *Nature*, 373, 689-692.
- Thomas, N. , Jaupart, C., Vergnolle, S., **1994**: On the vesicularity of pumice. *J. Geophys. Res.*, 99, B.8, 15,633-15,644.
- Trask, P.D., **1932**: *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Gulf Publishing Co., Houston.
- Tsiklis, D.S., **1968**: *Handbook of Techniques in High-Pressure Research and Engineering*. Plenum Press New York.
- Ui, T., Mattsuwo, N., Sumita, M., Fujianawa, A., **1999**: Generation of block-and-ash flows during the 1990-1995 eruption of Unzen Volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 89, 123-137.
- Valentine, G.A., **1998**: Eruption column physics. In: A. Freundt und M. Rosi (Edit.) *From Magma to Tephra*. Elsevier, Amsterdam, pp.91-138.
- Van Bemmeln, R.W., **1949**: *The Geology of Indonesia*. Vol. IA: *General Geology of Indonesia and adjacent Archipelagoes*. Gov. Print. Offic, The Hague, 732pp.

- Veitch, G. und Woods, A. W., **2000**: Particle recycling and oscillations of volcanic eruption columns. *Journal of Geophysical Research*, 105 B, 2829-2842.
- Voight, B. und Elsworth, D., **2000**: Instability and collapse of hazardous gas-pressurized lava domes. *Geophys. Res. Letters.*, 27, 1, 1-4.
- Voight, B., **1981**: Time scale for the first moments of the May 18, eruption. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1250, 69-86.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J. und Douglass, P.M., **1981**: Catastrophic rockslide avalanche of May 18, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1250, 347-377.
- Voight, B., Janda, R.J., Glicken, H. und Douglass, P.M., **1983**: Nature and mechanics of the Mount St. Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Geotechnique*, 33, 243-273.
- Walker, G.P.L., **1987**: Explosive volcanic eruptions – A new classification scheme. *Geol. Rundsch.*, 62, 431 – 446.
- Walker, G.P.L., **1980**: The Taupo pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 69-94.
- Warren, G., **1974**: Simplified form of the Folk-Ward skewness parameter. *J. Sediment. Petrol.* 44, 259.
- Webb, S.L. und Dingwell, D.B., **1990**: Non-Newtonian rheology of igneous melts at high stresses and strain rates: experimental results for rhyolite, andesite, basalt and nephelinite. *J. Geophys. Res.*, B10, 15,695-15,701.
- Wentworth, C.K., **1922**: A scale of grade and class terms of clastic sediments. *J. Geol.*, 30, 377-392.
- Westrich, H.R., **1987**: Determination of water in volcanic glasses by Karl-Fischer Titration. *Chem. Geol.*, 63, 335-340.
- Westrich, H.R., Stockmann, H.W., Eichelberger, J.C., **1988**: Degassing of rhyolitic magma during ascent and emplacement. *J. Geophys. Res.*, 93,B6, 6503-6511.
- Willson, L. und Walker, G.P.L., **1987**: Explosive volcanic eruptions VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 657-679.
- Wohletz, K.H., **1983**: Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 31-63.
- Wohletz, K.H. und McQueen, R.G., **1984**: Experimental studies of hydro-magmatic volcanism, In: *Studies in Geophysics: Explosive Volcanism: Inception, evolution, and hazards*, N.Acad.Press, Washington, 158-169.

- Wohletz, K.H., Sheridan, M.F., Brown, W.K., **1989**: Particle size distributions and the sequential fragmentation / transport theory applied to volcanic ash. *J. Geophys. Res.*, 94, B.11, 15,703-15,721.
- Yamamoto, T., Takarada, S. & Suto, S., **1997**: Pyroclastic flows from the 1991 eruption of Unzen volcano, Japan. *Bull. Volcanol.*, 55,166-175.
- Yamasato, H., **1997**: Quantitative analysis of pyroclastic flows using infrasonic and seismic data at Unzen Volcano, Japan. *J. Phys. Earth* 45, 397-416.
- Zhang, Y., **1999**: A criterion for the fragmentation of bubbly magma based on brittle failure theory. *Nature*, 402, 648 – 650.
- Zhang, Y., Sturtevant, B., Stolper, E.M., **1997**: Dynamics of gas-driven eruptions: experimental simulations using CO₂-H₂O-polymer system. *J. Geophys. Res.*, 102, 3077-3096.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V., und Häfele, H.-G. **1997a**: Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism, *J. Geophys. Res.*, 102, 803-814.
- Zimanowski, B., Büttner, R., and Lorenz, V., **1997b**: Premixing of magma and water in MFCI experiments. *Bull. Volcanol.*, 58, 491-495.
- Zimanowski, B., Fröhlich, G., and Lorenz, V., **1995**: Experiments on steam explosions by interaction of water with silicate melts, *Nucl.Engng. Des.*, 155, 335-343.
- Zimanowski, B., Fröhlich, G., and Lorenz, V., **1991**: Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 48, 341-358.

8 Anhang

8.1 Technische Zeichnungen

Entlastungskessel - Niederdrucktank

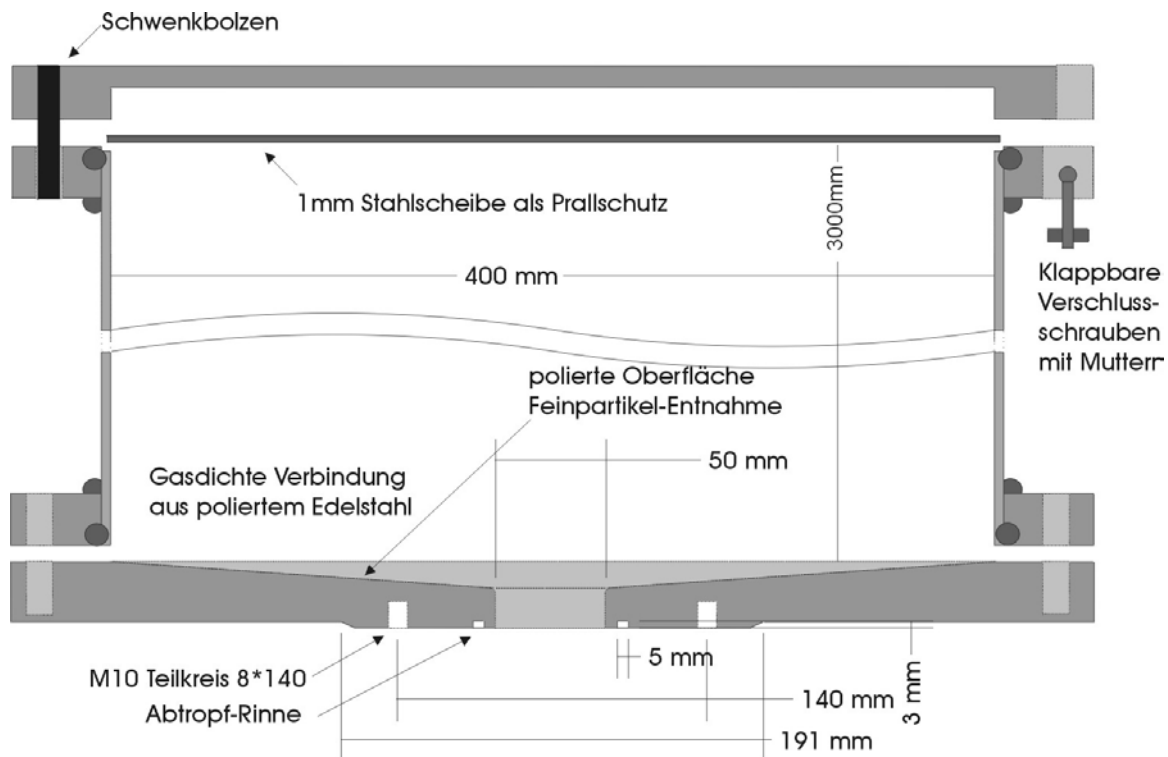


Abb.58: Konstruktionsskizze des neuen, aus Edelstahl gefertigten LPT. Mit einem Volumen von $0,377\text{m}^3$ (Länge = 3000mm, Durchmesser = 400mm) ist der Tank wesentlich kleiner als die ursprüngliche Konstruktion ($0,77\text{m}^3$). Der erlaubte maximale Überdruck wurde von 10bar auf 2bar reduziert. Ein Druck von 1000 bar, bezogen auf ein Gasvolumen von 0,155Liter (leerer Autoklav), würde einen Druckanstieg auf $\sim 1,46\text{bar}$ im LPT verursachen. Der LPT ist zusätzlich mit einem Überdruckventil ausgestattet.

Die Bodenplatte ist in einem flachen Winkel nach innen abgesenkt, und der Rand der Bohrung mit einem 5mm Radius versehen, um das Ausspülen der Partikel zu erleichtern. Eine Rinne verhindert das seitliche Abwandern von Wasser beim Ausspülen. Die Prallscheibe unter dem Deckel soll den Deckel vor dem Einschlag großer Partikel und Berstscheiben-Lamellen schützen. Die Schweißnähte liegen bis auf die Längsnaht außen am Tank. Der LPT wird an zwei 25cm tiefen U-Profilen 1373mm über dem Boden gegen die Wand geschraubt. In einer Höhe von 500mm, 1500mm und 2500mm sind in den LPT paarweise 1" Gewindebohrungen eingesetzt. Sie ermöglichen Analysen im Innenraum. Für Kurzzeitfotografie wird der originale LPT genutzt.

Gaszufuhr

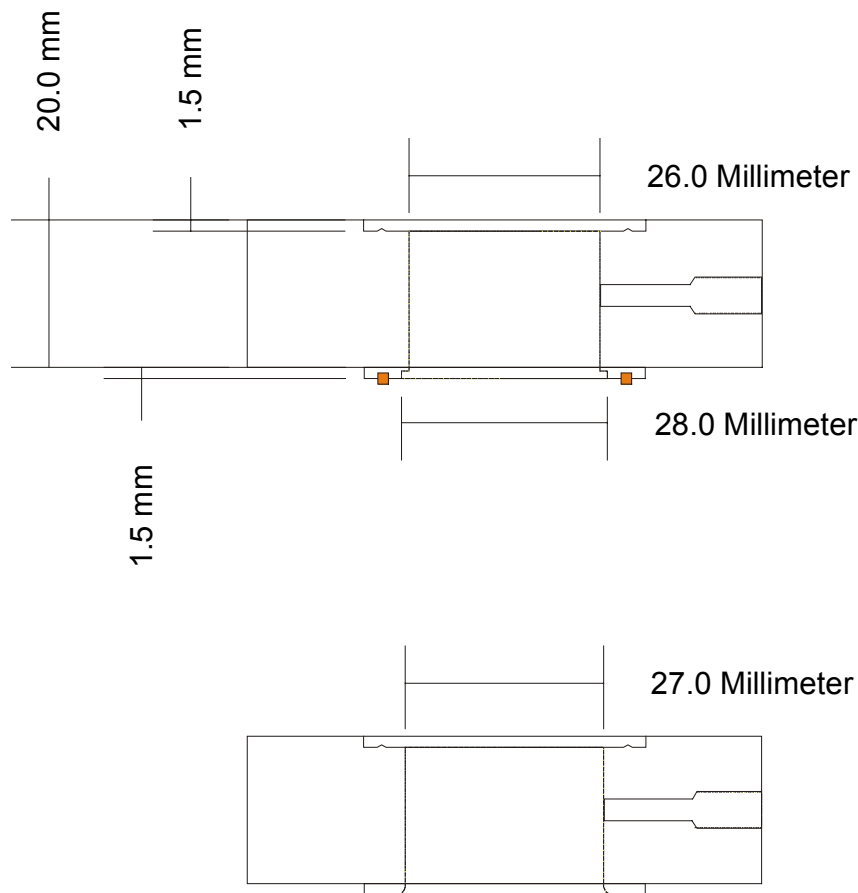


Abb.59: Die obere Darstellung gibt die einmal benötigte Gaszufuhr über dem Autoklav wieder. Die zentrale Bohrung von 26mm Durchmesser ist im unteren Millimeter auf 28mm aufgeweitet, hier setzt das „Standrohr“ (28/1 Edelstahlröhre) an, mit dem der Probenhalter in der Heizzone fixiert wird. Eine Reflexion der Dekompressionswelle wird somit ausgeschlossen. Die untere Gaszufuhr dichtet gegen den Autoklav mit einer Cu-Dichtung. Die Bohrung in der oberen Gaszufuhr (untere Darstellung) hat einen Durchmesser von 27mm. Der erweiterte Bohrungsdurchmesser ermöglicht es, Berstscheiben mit einer Stärke $<0,5\text{mm}$ aus dem Gasstrom herauszuklappen.

Ein 0,3mm hoher, umlaufender Wulst auf der um 1,5mm abgesetzten Oberfläche dient zur Abdichtung der Gaszufuhr. Hier wird die Berstscheibe gegen die obere Gaszufuhr, bzw. das Widerlager verpresst. Eine weitere Dichtung entfällt. Die Bohrung schließt nach unten mit einem 1mm-Radius, um ein einwandfreies Öffnen der Berstscheiben zu gewährleisten. Die Präzision des Radius beeinflusst die Stabilität der Berstscheiben erheblich, da sie den „Aufwölbe – Radius“ der belasteten Berstscheibe bestimmt.

Abschlussplatte mit Widerlager

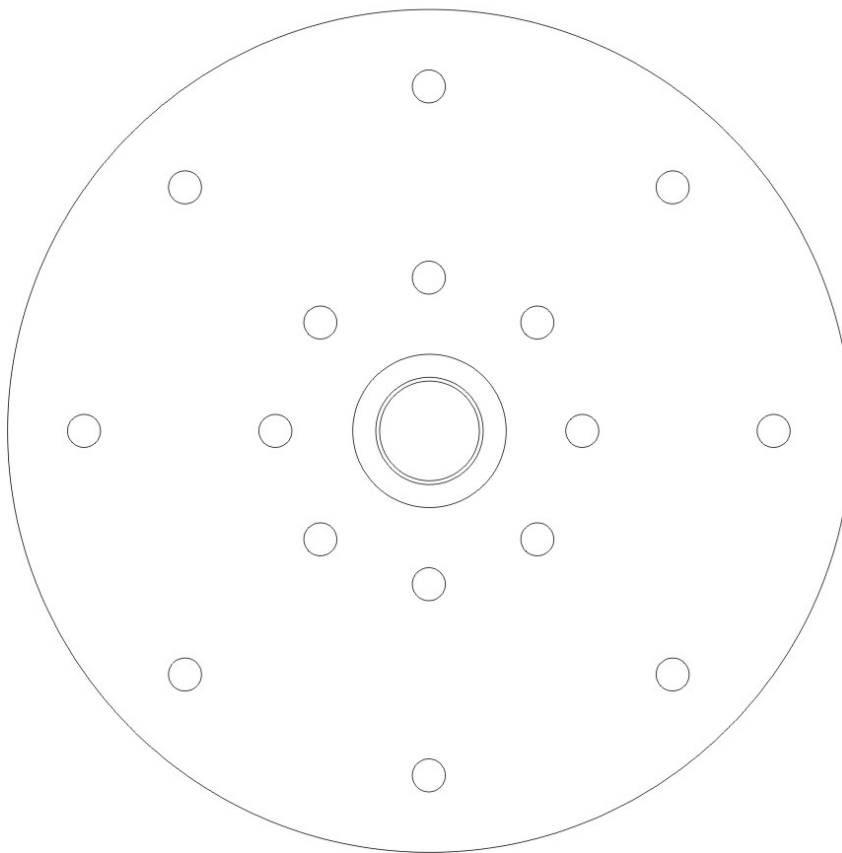
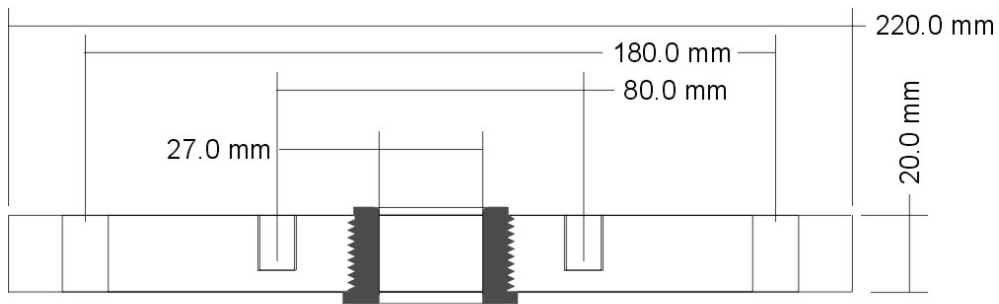


Abb.60: Konstruktionsskizze der Abschlussplatte mit eingeschraubtem Widerlager.

Die Verschlussplatte wurde in die Konstruktion aufgenommen, da das Widerlager entsprechend der Probendurchmesser ausgewechselt werden muss. Ein vorzeitiger Verschleiß der Bodenplatte kann somit verhindert werden. Mit 8 M12 Schrauben wird die Platte an den Boden des LPT geflanscht. Das Widerlager wird von oben eingeschraubt und steht 1.2mm unter der Platte über. Hierdurch wird die Zentrierung der Gaszufuhr bewerkstelligt. In einem 8/80mm Teilkreis werden Gewindebohrungen angeordnet. Sie bilden den Flanschanschluss für den Autoklav. Die Bohrungen und der Durchmesser der Gaszufuhr bilden eine Grobzentrierung für den Gastrigger.

Autoklaven

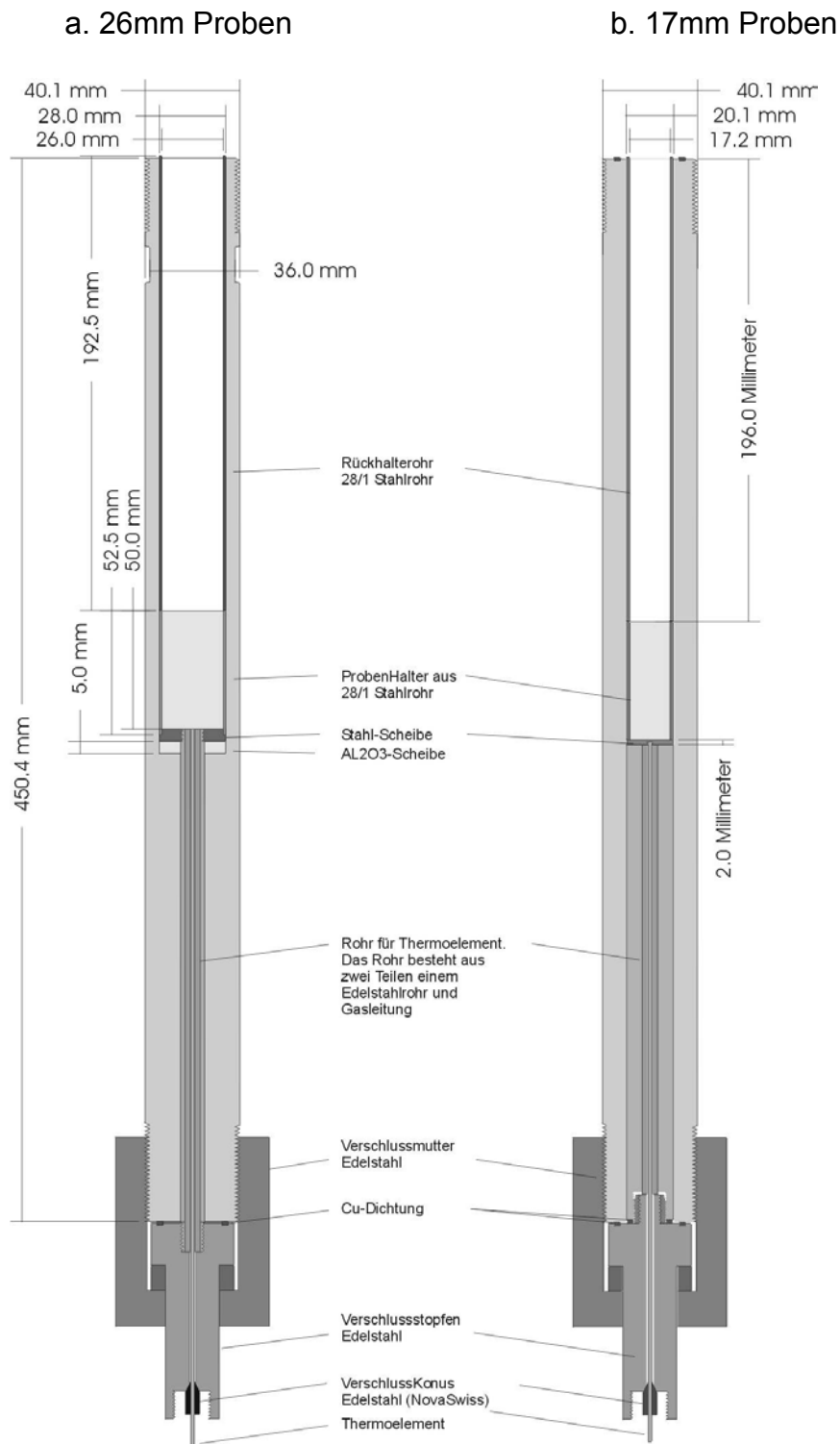


Abb.61: Konstruktionszeichnung der Autoklaven.

Die Autoklaven wurden aus NIMONIC 105 gefertigt. Die Dichtungssysteme beider Autoklaven basieren auf Kupfer-Dichtungen. Die Bohrungen, 10mm und 19mm, wurden durch Stoßbohrung eingebracht. Der 28mm-Durchmesser des Autoklav a wurden erodiert.

Autoklav für Dynamische Druckversuche 26mm

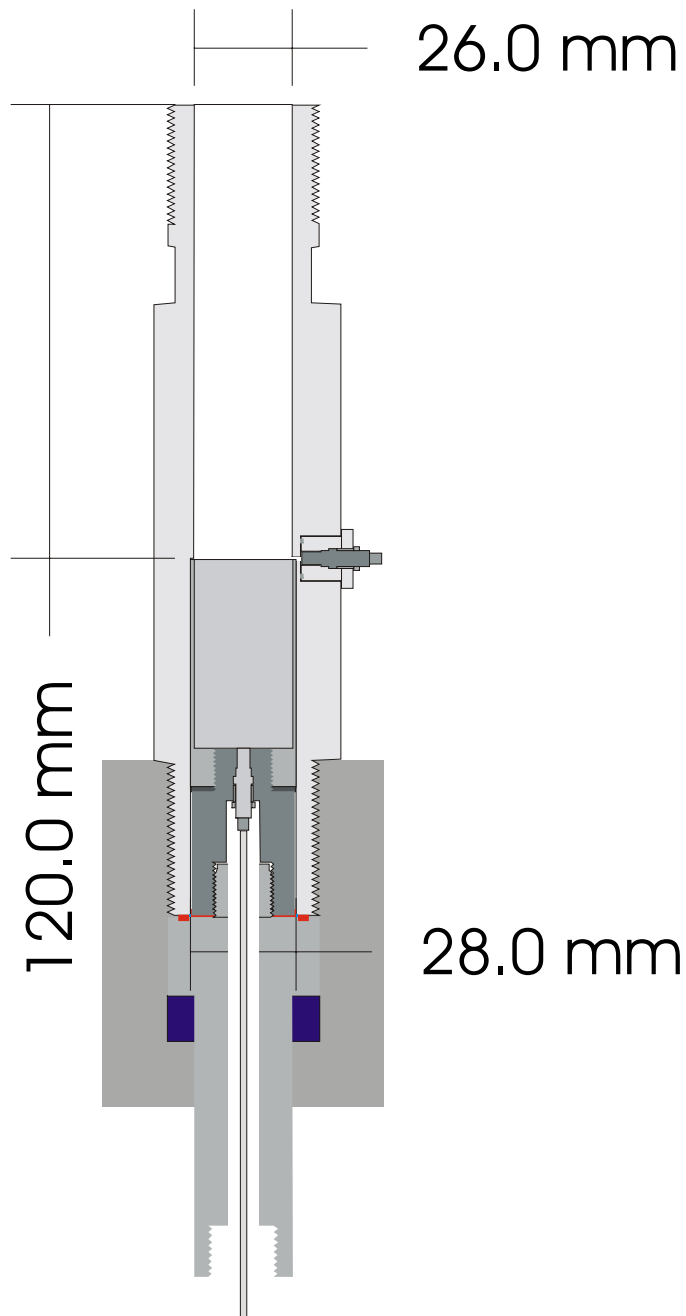


Abb. 62: Der Autoklav (26/28) für Versuche mit dynamischen Druckaufnehmern wurde aus Aluminium gefertigt. Eine Reduzierung der Zentralbohrung von 28mm auf 26 mm ermöglicht den präzisesten Einbau der Proben. In den Autoklav ist auf Höhe der Proben Oberkante ein Druckaufnehmer montiert. Eine Bohrung von 1mm Länge und 1mm Durchmesser schützt den Aufnehmer vor dem direkten Kontakt mit der berstenden Probe.

Der 17mm Autoklav für Versuche mit dynamischen Druckaufnehmern ist baugleich zu dem Autoklav für 17mm Proben und wurde aus VA - Stahlrohr gefertigt. Die Lage der Druckaufnehmer zur Probe entspricht dem Einbau in dem 28/26 Aluminium Autoklav (vgl. Abb.14).

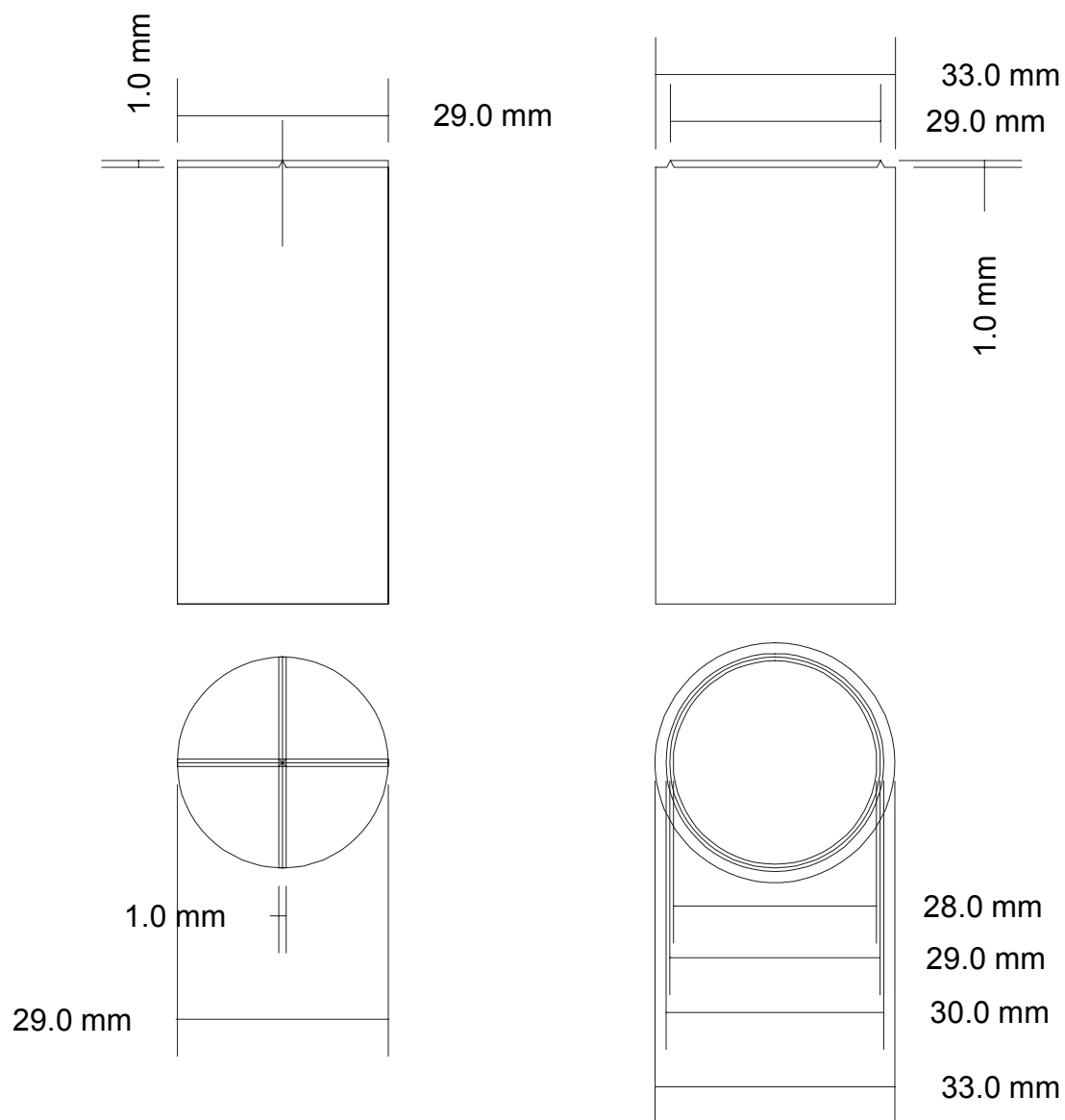


Abb.63: Technische Zeichnung der Prägestempels zur Fertigung der Berstscheiben. Die abgebildeten Prägwerkzeuge werden in eine zweiteilige Hülse eingesetzt. Die untere Hülse dient zur Zentrierung der Berstscheiben, während die obere als Distanzscheibe zur Einstellung der Prägetiefe verwendet wird. Die präzise Parallelität der Schneidekanten und der Führung der Stempel ist für die Öffnung der Berstscheiben von größter Bedeutung.

8.2 Versuchsparemeter / Siebergebnisse

Tab.17: Munzen Dazit

MUZD	T(°C):	DR(bar):	Mean *1	Mean *2	Median *3	Dispersion *4	Dispersion *5	Skewness *6	Skewness *7	Kurtosis *8
157	20	64	-	-	-	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment
158	20	46	-	-	-	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment
163	20	46	-	-	-	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment
164	20	46	-	-	-	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment
165	20	48	-	-	-	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment
166	20	52	-	-	-	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment
167	20	49	-	-	-	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment
168	20	58	-	-	-	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment
169	20	60	-	-	-	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment
376	901	20	-	-	-	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment	no Fragment
377	902	41	-2.93	-3.05	-3.30	0.88	1.05	0.43	0.55	1.27
378	901	47	-2.91	-2.93	-2.97	0.41	0.75	0.15	0.45	3.49
379	902	59	-3.05	-3.26	-3.67	0.85	1.12	0.74	0.81	1.71
382	900	123	-1.59	-1.74	-2.03	1.37	1.43	0.32	0.40	0.80
384	899	146	-1.86	-2.10	-2.59	1.29	1.45	0.57	0.63	1.05
387	899	170	-1.63	-1.81	-2.15	1.33	1.41	0.39	0.46	0.84
388	900	101	-2.37	-2.45	-2.62	1.37	1.42	0.18	0.32	0.75
389	901	45	-2.58	-2.79	-3.20	1.22	1.29	0.51	0.59	0.84
390	900	40	-1.41	-1.55	-1.83	1.51	1.57	0.28	0.30	0.78
391	903	27	-1.40	-1.54	-1.83	1.54	1.59	0.29	0.31	0.76
392	900	60	-2.76	-2.90	-3.17	0.91	1.10	0.44	0.55	1.34
393	902	55	1.45	0.99	0.07	2.18	1.87	0.63	0.62	0.18
394	902	67	-3.04	-3.23	-3.63	0.84	0.92	0.70	0.75	0.95
395	902	80	-2.10	-2.22	-2.47	1.19	1.26	0.31	0.43	0.82
396	901	34	0.85	0.04	-1.58	2.72	2.29	0.89	0.89	0.13
402	900	106	-2.39	-2.48	-2.65	1.37	1.40	0.19	0.32	0.71
459	23	195	-0.16	-0.37	-0.80	1.81	1.76	0.36	0.39	3.14
460	23	150	-1.48	-1.77	-2.36	1.42	1.57	0.62	0.66	1.63
461	20	100	-1.51	-1.71	-2.09	2.05	1.98	0.28	0.36	1.65
462	20	80	-3.09	-3.18	-3.35	0.74	0.96	0.36	0.53	0.54
463	20	70	-2.90	-2.96	-3.09	0.87	1.13	0.22	0.43	1.00
464	20	61	-3.44	-3.51	-3.66	0.45	0.79	0.49	0.66	3.14
465	22	48	-3.23	-3.37	-3.64	0.66	0.79	0.63	0.71	1.30
466	22	33	-3.5	-3.5	-3.5	frag limit	frag limit	frag limit	frag limit	frag limit

*1: $M\phi=(\Phi_{16}+\Phi_{84})/2$; *2: $Mz=(\Phi_{16}+\Phi_{50}+\Phi_{84})/3$; *3: $Md=\Phi_{50}$; *4: $\sigma\phi=((\Phi_{84}-\Phi_{16}))/2$;

*5: $\sigma_1=(\Phi_{84}-\Phi_{16})/4+(\Phi_{95}-\Phi_5)/6.6$; *6: $\alpha\phi=(M\phi-Md\phi)/\sigma\phi$;

*7: $SK_1=((\Phi_{16}+\Phi_{84}-2\phi_{50})/2(\Phi_{84}-\Phi_{16}))+(\Phi_5+\Phi_{95}-2\Phi_{50})/2(\Phi_{95}-\Phi_5)$; *8: $\beta\phi=(0.5(\Phi_{95}-\Phi_5)-\sigma\phi)/\sigma\phi$

Tab.18: Merapi Andesit

Sample	Exp.-Nr.	fragm.	mass (g)	length	diameter	temp.(°C)	pressure (bar)	glue	dat.-dyn.-file
MRP9501	470	Y	24.7616	50	16.85	23.4	53.4		run375.dat
MRP9501	100699	Y	24.3618	50	17	238	99.7	N	NT100699
MRP9501	101298	Y	24.2179	50	17	18	100	N	no file
MRP9501	090799	Y	24.9294	50	17	24	150.4	N	NT090799
MRP9501	111298	Y	24.6304	50	17	18	150	Y	no file
MRP9501	161298	Y	24.8110	50	17	18	200	N	no file
MRP9501	180699	N	25.0909	50	17	897.6	69.4	N	NT180699
MRP9501	060799	N	24.8370	50	17	901	100	N	NT060799
MRP9501	070799	N	25.0870	50	17	900.2	120.7	N	NT070799
MRP9501	150699	N	24.3035	50	17	901	151	N	150699.dat

MRP9501	301198	Y	24.5692	50	17	900	175	N	301198.dat
MRP9501	260199	NYN	25.1983	50	17	900	200	N	260199.dat
MRP9501	280199	NYN	24.1495	50	17	900	200	Y	280199.dat
MRP9501	010299	Y	24.3446	50	17	900	210	Y	010299.dat
MRP9601	473	N	17.1992	50	17	22.4	11.1	n	run378.dat
MRP9601	471	N	17.0613	50	17	22.4	13.5	n	run376.dat
MRP9601	474	Y	17.1992	50	17	22.4	33.8	n	run379.dat
MRP9601	472	Y	17.0613	50	17	22.4	36.987	n	run377.dat
MRP9601	482		18.6746	50	17	900	33.5	n	run386.dat&a
MRP9603	366	N	11.7254	50	17	18	12.5	Y	run257.dyn
MRP9603	361	N	12.6767	50	17	18	26	Y	run253.dyn
MRP9603	367	N	11.7254	50	17	18	30.5	Y	run258.dyn
MRP9603	362	N	12.6767	50	17	18	32	Y	
MRP9603	363	N	12.6767	50	17	18	33	Y	run254.dyn
MRP9603	364	Y	12.6767	50	17	18	45	Y	run255.dyn
MRP9603	359	Y	13.3292	50	17	23.2	83	Y	run250.dyn
MRP9603	358	Y	14.42209	50	17	18	115	Y	run249.dyn
MRP9603	357	Y	14.82582	50	17	18	131	Y	run248.dyn
MRP9603	356	Y	10.97999	50	17	18	161	Y	run247.dyn
MRP9603	360	Y	13.5014	50	17	18	47-48	Y	run251.dyn
MRP9603	368	Y	11.7254	50	17	18	80-81	Y	run259.dyn
MRP9603	415	Y	?	50	17	950	24		run307.dat
MRP9603	403	Y	11.6218	50	17	900	103		run295&a
MRP9603	406	Y	15.0258	50	17	898.6	133		run298.dat
MRP9603	453	Y	?	50	17	900	203		run358.dat
MRP9603	412	Y	10.9190	50	17	950.0	29.5		run304.dat
MRP9603	411	Y	10.8005	50	17	952	31	Y	run303.dat
MRP9603	410	Y	11.3813	50	17	951	46	y	run302.dat
MRP9603	409	Y	?	2*2,45	17	950.8	59		run300.dat&a
MRP9603	369	Y	11.8525	50	17	960	73	Y	run260.dyn
MRP9603	408	Y	?	2*2,5	17	950	110.3		run300.dat
MRP9603	372	Y	?	50	17	960	139		run264.dyn
MRP9607	436	Y	23.1439	50	17	21.8	126.58		run341.dat
MRP9607	442	Y	22.8384	50	17	345	192		run347.dat
MRP9607	443	Y	23.8842	50		460	220		run348.dat
MRP9607	441	N	22.8384	50	17	20	140		run346.dat
MRP9607	483	abbruch	23.4311	50	17	20			run387.dat
MRP9608	432	N	16.9843	50	17	22	10		run334.dat
MRP9608	419	N	16.3251	50	17	22.2	15.4		run310.dat
MRP9608	432	N	?	50	17	23	20.26		run335.dat
MRP9608	432a	N	?	50	17	23.4	28.95		run336.dat
MRP9608	432b	Y	?	50	17	23.4	31.49		run337.dat
MRP9608	434	Y	17.00305	50	17	21.6	54.56		run339.dat
MRP9608	433	Y	?	50	17	23.8	85.9		run338.dat
MRP9608	413	Y	17.3195	50	17	21.6	123		run305.dat
MRP9608	435	Y	16.7670	50	17	21.4	161.01		run340.dat
MRP9608	416	Y	16.9083	50	17	950	34		run308.dat
MRP9608	414	Y	16.8046	50	17	950	104		run306.dat&a
MRP9608	417	Y	17.9256	50	17	950.6	112.6		run309.dat

MRP9608	429	Y	17.5594	50	17	948.8	157		run320.dat
MRP9611	040699	Y	20.8138	50	17	25	200	N	040699.dat
MRP9611	160199	Y	20.4500	50	17	19.2	100	N	160199.dat
MRP9611	080299	N	20.1394	50	17	900	100	N	080299.dat
MRP9611	110299	Y	20.1394	50	17	900	200	N	110299.dat
MRP9611	120299	N	20.7383	50	17	900	50	N	120299.dat
MRP9611	150299	Y	20.7383	50	17	840	82	N	
MRP9612	130199	N	17.9022	50	17	19	20	N	130199.dat
MRP9612	130199a	N	17.9022	50	17	19	25	N	130199a.dat
MRP9612	130199b	?	17.9020	50	17	19	30	N	130199b.dat
MRP9612	130199c	Y	17.8992	50	17	19	35	N	130199c.dat
MRP9612	031298	Y	16.1428	50	17	23.6	40.4	N	031298.dat
MRP9612	141298	Y	14.7610	50	17	18	100	N	no file
MRP9612	151298	Y	14.4120	50	17	18	150	N	no file
MRP9612	281298	Y	13.2846	50	17	20	182	Y	281298.dat
MRP9612	120199	Y	13.7033	50	17	21.4	200.68	N	120199.dat
MRP9612	051198	Y	17.3926	50	17	600	33		051198.dat
MRP9612	444		15.7202	50	17	803	190		run349.dat
MRP9612	445		17.7700	50	17	837	164		run350.dat
MRP9612	447		16.6972	50	17	838	218		run352.dat
MRP9612	121198	Y	13.0672	50	17	898.6	21.1	N	121198.dat
MRP9612	150199	Y	13.9991	50	17	900	20	Y	150199.dat
MRP9612	140199	Y	14.3279	50	17	900	20.14	N	140199.dat
MRP9612	131198	N	15.7966	50	17	901.8	22.3	Y	131198.dat
MRP9612	061198	Y	15.1333	50	17	900	33	Y	061198.dat
MRP9612	151198	N	15.7966	50	17	897.6	34.2	Y	151198.dat
MRP9612	231298	Y	15.6129	50	17	900	50	N	231298.dat
MRP9612	171198	Y	17.3462	50	17	900.2	100	N	171198.dat
MRP9612	181298	Y	17.9161	50	17	900	129.26	N	181298.dat
MRP9612	161198	Y	15.7966	50	17	899.6	150.6	Y	161198.dat
MRP9612		Y	?	50	17	900	180	Y	no file
MRP9612	080199	Y	16.6340	50	17	900	200	Y	080199.dat
MRP9612	446	Y	16.6756	50	17	900	220	Y	run351.dat
MRP9614	467	N	17.4179	50	17	24.2	21.11	Y	run372.dat
MRP9614	468	N	17.4179	50	17	24.2	22.54	Y	run373.dat
MRP9614	469	Y	17.4179	50	17	24.2	32.95	Y	run374.dat
MRP9615	290998	Y	29.3415	50	17	625	93		290998.dat
MRP9615	458	Y	28.8771	50	17	900	15		run363.dat
MRP9615	300998	N	28.5878	50	17	900	60		300998.dat&a
MRP9615	011098	Y	29.2304	50	17	900	80		011098.dat
MRP9615	250998	Y	28.9308	50	17	890	125		250998.dat
MRP9617	271098	Y	23.6790	50	17	42	192		271098.dat
MRP9617	281098	Y	23.5279	50	17	630	201		281098.dat
MRP9618	455	N	29.8156	50	17	23	45.6		run360.dat
MRP9618	456	N	29.8156	50	17	23	85		run361.dat
MRP9618	457	Y	29.8156	50	17	23.5	145		run362.dat
MRP9618	454	N	29.8156	50	17	23.8	33		run359.dat
MRP9618	407	Y	?	50	17	900	103		run299.dat&a

8.3 Mikrosondenanalysen

	MRP01	STABW		MRP02	STABW		MRP03	STABW		MRP04	STABW
SiO2	65,50	1,40		61,90	3,02		65,15	2,58		66,43	3,81
TiO2	0,50	0,06		0,45	0,19		0,53	0,13		0,57	0,09
Al2O3	16,12	0,74		18,91	2,99		16,69	2,79		15,62	2,18
FeO	4,36	0,77		3,93	1,83		3,98	0,88		4,26	0,20
MnO	0,17	0,04		0,14	0,06		0,14	0,05		0,15	0,03
MgO	1,22	0,84		1,09	0,53		1,02	0,25		1,08	0,10
CaO	3,07	0,57		5,15	2,27		3,48	2,04		2,86	0,41
Na2O	5,04	0,24		4,92	0,40		4,97	0,16		4,97	0,74
K2O	3,70	0,43		3,22	0,95		3,78	0,96		3,77	0,61
P2O5	0,31	0,12		0,28	0,09		0,27	0,08		0,29	0,08

	MRP05	STABW		MRP06	STABW		MRP07	STABW		MRP08	STABW
SiO2	66,06	4,51		68,60	2,96		68,90	1,68		67,07	0,80
TiO2	0,37	0,14		0,27	0,07		0,28	0,06		0,50	0,05
Al2O3	16,33	4,45		16,29	2,45		15,32	1,90		15,92	0,74
FeO	3,19	2,16		1,95	0,53		2,35	1,63		3,39	0,36
MnO	0,17	0,13		0,08	0,05		0,11	0,15		0,11	0,03
MgO	1,20	1,76		0,54	0,38		1,00	1,74		0,99	0,14
CaO	3,12	2,85		2,34	1,63		1,91	0,61		2,55	0,44
Na2O	4,73	0,47		5,01	0,33		4,74	0,52		5,32	0,11
K2O	4,46	1,68		4,72	1,00		5,14	0,61		3,87	0,35
P2O5	0,36	0,32		0,21	0,22		0,26	0,19		0,28	0,06

	MRP09	STABW		MRP10	STABW		MRP11	STABW		MRP12	STABW
SiO2	67,34	1,06		67,03	5,04		66,35	2,08		65,91	0,40
TiO2	0,53	0,06		0,22	0,07		0,47	0,14		0,53	0,05
Al2O3	15,42	1,08		17,31	4,37		16,40	1,97		16,09	0,33
FeO	3,78	0,51		2,04	1,45		3,57	0,56		4,25	0,21
MnO	0,16	0,05		0,10	0,12		0,12	0,05		0,16	0,03
MgO	0,98	0,56		0,87	1,35		0,48	0,12		0,74	0,05
CaO	2,46	0,72		3,22	3,14		3,18	1,55		2,92	0,28
Na2O	4,87	0,26		4,94	0,21		5,11	0,22		5,14	0,08
K2O	4,20	0,50		4,14	1,60		4,00	0,61		3,99	0,20
P2O5	0,28	0,11		0,14	0,11		0,33	0,18		0,27	0,07

Fortsetzung der Tabelle 19 auf der nächsten Seite

	MRP13	STABW		MRP14	STABW		MRP16	STABW
SiO ₂	68,04	1,70		65,62	1,06		66,68	2,49
TiO ₂	0,22	0,16		0,48	0,04		0,32	0,10
Al ₂ O ₃	15,94	1,12		16,43	1,01		15,92	2,75
FeO	2,89	0,78		4,11	0,33		3,19	1,24
MnO	0,13	0,03		0,15	0,04		0,14	0,10
MgO	0,59	0,55		0,70	0,06		0,90	0,93
CaO	2,03	0,64		3,29	0,82		3,06	2,00
Na ₂ O	4,92	0,32		5,14	0,15		4,82	0,46
K ₂ O	5,06	0,62		3,74	0,39		4,67	0,94
P ₂ O ₅	0,18	0,16		0,33	0,24		0,32	0,20

	MRP17	STABW		MRP18	STABW
SiO ₂	63,56	1,75		64,95	4,64
TiO ₂	0,47	0,13		0,10	0,07
Al ₂ O ₃	17,34	1,89		19,60	3,68
FeO	4,16	1,65		1,60	0,76
MnO	0,15	0,08		0,09	0,08
MgO	0,80	0,63		0,39	0,32
CaO	3,83	1,35		4,30	3,05
Na ₂ O	5,12	0,25		5,23	0,26
K ₂ O	4,14	0,68		3,67	1,84
P ₂ O ₅	0,44	0,13		0,07	0,05

Tab.19: Auf 100% normalisierte Messergebnisse der Mikrosondenmessungen an den Matrixgläsern der basaltischen Andesite des Merapi. 312 Einzelmessungen: MRP9601=36 Messpunkte; MRP9602=14 Messpunkte; MRP9603=36 Messpunkte; MRP9604=46 Messpunkte; MRP9605=9 Messpunkte; MRP9606=10 Messpunkte; MRP9607=8 Messpunkte; MRP9608=15 Messpunkte; MRP9609=9 Messpunkte; MRP9610=8 Messpunkte; MRP9611=18 Messpunkte; MRP9612=21 Messpunkte; MRP9613=4 Messpunkte; MRP9614=21 Messpunkte; MRP9616=25 Messpunkte; MRP9617=24 Messpunkte; MRP9618=8 Messpunkte.

Die über 100 Seiten umfassenden vollständigen Analysen werden im IMPG der LMU hinterlegt.

Tabellarischer Lebenslauf

Name: Spieler, Oliver
Anschrift: Bodelschwinghstr. 8
95447 Bayreuth
Geburtsdatum: 24.04.1964
Geburtsort: Lübeck
Nationalität: Deutsch
Familienstand: verheiratet
Kinder: 3

1970 – 1975 Heinrich Seliger Schule Frankfurt
1975 - 1985 Lessing Gymnasium Frankfurt
01.10.1985 Beginn des Geologie Studium an der
J.W.Goethe Universität Frankfurt/Main
1986 Unterbrechung des Studiums durch Wehrdienst
1986 Fortsetzung des Studiums der Geologie
1986 – 1993 Studium und studienbegleitende Arbeit bei Hydrodata
06.1993 Abschluß des Geologie Studium an der
J.W.Goethe Universität Frankfurt/Main
1993 – 1995 Arbeit als Hydrogeologe in Oberursel
1995 - 2000 Arbeit als wissenschaftlicher Assistent am BGI Bayreuth
1996 Heirat mit Kerstin Spieler geb. Eggers
1997 Geburt von Sohn Sven Nicolas Spieler
1998 Geburt von Sohn Tim Lukas Spieler
01.04. 2000 Arbeit als wissenschaftlicher Assistent
am IMPG der LMU München
2001 Geburt von Sohn Nick Robert Spieler

München den 8.05.2001

Oliver Spieler