



universität  
wien

# MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

Die Entstehungsgeschichte aus vulkanologischer-  
petrologischer Sicht des Vulkans Steinberg im  
Steirischen Becken.

verfasst von / submitted by

Dipl.-Ing. Dr. techn. Barbara Fleck, BSc

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree  
of

Master of Science (MSc)

Wien, 2019 / Vienna 2019

Studienkennzahl lt. Studienblatt /  
degree programme code as it appears on  
the student record sheet:

UA 066 815

Studienrichtung lt. Studienblatt /  
degree programme as it appears on  
the student record sheet:

Masterstudium Erdwissenschaften

Betreut von / Supervisor:

ao. Univ.-Prof. Dr. Theodoros Ntaflos



# Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis .....	I
Danksagung.....	III
Abstract.....	IV
Kurzfassung.....	VI
Einleitung .....	8
Übersicht.....	8
Einführung.....	9
Bisherige Untersuchungen.....	9
Tektonische Entwicklung.....	12
Geologische Entwicklung.....	15
Grundlagen .....	18
Vulkanologie.....	18
<i>Magmenentstehung</i> .....	18
<i>Ausbruchsarten</i> .....	20
<i>Pyroklastika, Hydroklastika, Vulkanoklastika</i> .....	29
<i>Ablagerungsarten</i> .....	31
Gesteine und Minerale.....	32
<i>Klassifikation</i> .....	32
Methoden .....	38
Kartierung.....	38
<i>Kartierung ausserhalb des Steinbruchs</i> .....	38
<i>Probennahme im Steinbruch</i> .....	40
Analytische Methoden und Untersuchung der Gesteine.....	42
Ergebnisse .....	44
Makroskopische Beschreibungen .....	44
<i>Basalte</i> .....	44
<i>Klastische Gesteine</i> .....	46
Petrographie.....	47
<i>Klastische Gesteine</i> .....	47
<i>Basalte</i> .....	50
Gesamtgesteinschemie.....	57
Mineralchemie - Mikrosondenanalysen.....	63
<i>Olivine</i> .....	63
<i>Pyroxene</i> .....	72
<i>Feldspäte</i> .....	80
<i>Nepheline</i> .....	85
<i>Oxide</i> .....	89
Entwicklung.....	94
Altes Ausbruchszentrum .....	96
<i>Phase 1</i> .....	97
<i>Phase 2</i> .....	99
<i>Phase 3</i> .....	100

<i>Phase 4</i> .....	101
Junges Ausbruchszentrum.....	104
Diskussion .....	109
Morphologie .....	109
Makroskopisch sichtbare Eigenschaften.....	110
Gesamtchemie .....	111
Räumlich-/zeitliche Eruptionsabfolgen .....	112
<i>Altes Eruptionszentrum (AZ)</i> .....	112
<i>Junges Eruptionszentrum (JZ)</i> .....	114
Literaturverzeichnis .....	116
Abbildungsverzeichnis .....	120
Tabellenverzeichnis.....	125
Anhang .....	126
Aufschlusstabelle .....	126

## Danksagung

An erster Stelle möchte ich mich bei meinem Betreuer, ao. Univ. Prof. Dr. Theodoros Ntaflos, für die Unterstützung bei den diversen Aktivitäten, die für die Fertigstellung meiner Masterarbeit nötig waren, bedanken. Besonders bei den Erkundungs- und Kartierungsgängen für die Probennahme und die Beurteilung der morphologischen Strukturen im Steinbruch hat er mich mit seiner Begeisterung immer wieder motiviert. Wichtig war natürlich auch seine geduldige und kompetente Beratung bei den petrographischen Untersuchungen, den Messungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde, der Beurteilung und Interpretation der chemischen Eigenschaften der Gesteine und Minerale und schliesslich bei der Verfassung der schriftlichen Arbeit.

Besonders wichtig für mich waren auch die Diskussionen mit Wencke Wegner, die mir immer wieder Tipps gab, Korrekturen der schriftlichen Arbeit vorschlug und Mut machte, nicht zu verzweifeln.

Mein Dank gilt natürlich auch meinem Senior-Studenten-Kollegen Peter Proßegger für seine geduldige Nachhilfe bei Problemen mit der Chemie.

Weiters bedanken möchte ich mich auch bei Frau Ilka Wünsche für die Herstellung der zahlreichen (40) Dünnschliffe.

Ich möchte mich auch bei Herrn Franz Kiraly für die Unterstützung bei den Messungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde bedanken. Ebenso danke ich auch Herrn Peter Nagl für die Bereitstellung der Ergebnisse der Gesamtgesteinsmessungen.

Besonders wichtig war natürlich auch, dass wir Kartierungsarbeiten im Steinbruch der Firma Appel in Mühlbach bei Feldbach vornehmen konnten. Auch dafür möchte ich mich recht herzlich bedanken.

## Abstract

The Pannonian Basin is an extensional basin, which is situated between the Alpine, Carpathian and Dinaride orogenic belts. It consists mainly of two major terrains: a) the northern ALPACA (Alpine-Carpathian-Pannonian) block and b) the Southern Pannonian Eastern Carpathian (“Tisza-Dacia”) block. Two sub-basins, the Vienna- and the Styrian-Basin, belong to the Pannonian Basin as well.

The formation of the Pannonian Basin is associated with the northwards motion of the Adriatic plate and its collision with the Southern Alps in the late Oligocene. The compressional forces caused the separation of the two major blocks from the Southern Alps that migrated eastward to form the Pannonian Basin (Ratschbacher et al., 1991).

The extensional tectonics that occurred in the Early Miocene have been attributed to the retreat and roll-back of the subducting lithospheric slab along the Carpathian Arc (Huisman et al., 2002).

An intensive volcanic activity characterizes the Pannonian Basin. The composition of the volcanic rocks range from intermediate subalkaline to K- and Na-alkalic have been divided into (a) Miocene (21–13 Ma) silicic pyroclastic (mostly ignimbrite) suite; (b) middle Miocene to Quaternary (16.5–2 Ma) calc-alkaline volcanic rocks; (c) Miocene to Quaternary (15–0.02 Ma) potassic and ultrapotassic rocks; and (d) late Miocene to Quaternary (11–0.2 Ma) alkalic sodic (Harangi & Lenkey, 2007).

The Steinberg volcano with an age of 2.2 Ma, belongs to the Styrian Basin and consists mainly of nephelinites, phonolitic tephites and basanites (Ali et al., 2013). The volcanic activity is complex and reveals multiple eruption phases that produced different eruptive units, which due to the intensive mining in this quarry, it is difficult an unequivocal assignment of an eruptive unit to a certain eruptive phase. The first eruptive phase was phreatic to phreatomagmatic followed by the second phase that consists of effusive lava flow with columnar appearance, which subsequent filled up a depression that formed a lava lake like unit. The third eruptive phase is characterized by typical Strombolian activity that ejected bombs up to 50 cm in diameter. Finally the last event is the formation of dykes up to 10 m thick cross-cutting the Strombolian eruptive products.

Intercalate layers of ashes and lapilli in the Strombolian volcanic products indicates either the eruptive mechanism that changed temporarily to phreatomagmatic or the phreatomagmatic eruption belongs to a short single event that took place while the Strombolian volcanism was active.

While the intensive mining, mainly in the NE part of the volcano, revealed the structure of the Strombolian crater, the extrusive center of the lava flow has not been localized but presumably, it is in the southern part where the thickest columnar lava flow exists.

## Kurzfassung

Das Pannonische Becken ist ein Extensionsbecken zwischen Alpen, Karpathen und Dinariden. Es besteht grundsätzlich aus zwei Hauptgebieten: a) dem nördlichen ALCAPA (Alpine-Carpathian-Pannonian)-Block und b) dem südlichen Pannonisch-Ost-Karpathischen ("Tisza-Dacia")-Block. Zwei Teilbecken, das Wiener- und das Steirische Becken, gehören ebenfalls zum Pannonischen Becken. Die Bildung des Pannonischen Beckens steht im Zusammenhang mit der nordwärts gerichteten Bewegung der Adriatischen Platte und ihrer Kollision mit den Südalpen im Oligozän. Die damit zusammenhängenden Kompressionskräfte bewirkten die Trennung dieser beiden Hauptgebiete von den Südalpen, sie wanderten nach Osten und bildeten das Pannonische Becken (Ratschbacher et al., 1991).

Die extensionale Tektonik, die im frühen Miozän stattfand, wurde mit dem Rollback der subduzierenden lithosphärischen Platte entlang des Karpathenbogens in Zusammenhang gebracht (Huismans et al., 2002).

Im Pannonischen Becken bestand vom Miozän bis zum Quartär intensiver Vulkanismus. Die vulkanischen Gesteine deren Zusammensetzungen von mittel-subalkalin bis K- und Na-alkalin variieren, wurden eingeteilt in (a) Miozän (21-13 Ma) silikatisch-pyroklastische (hauptsächlich Ignimbrit) Folge; (b) mittleres Miozän bis Quartär (16,5-2 Ma) kalkalkaline vulkanische Gesteine; (c) Miozän bis Quartär (15-0,02 Ma) Kali- und ultra-Kali-haltige Gesteine; und (d) spätes Miozän bis Quartär (11-0,2 Ma) alkaline Natrium-haltige Gesteine (Harangi & Lenkey, 2007).

Der Vulkan Steinberg mit einem Alter von 2,2 Ma gehört zum Steirischen Becken und besteht hauptsächlich aus Nephilinit, Phonolithischem Tephrit und Basanit (Ali et al., 2013). Die vulkanische Aktivität ist komplex und zeigt mehrere Eruptions-Phasen, die verschiedene eruptive Einheiten produzierten, welche durch die vielen Abbauarbeiten kaum eindeutig zu bestimmten eruptiven Phasen zugeordnet werden können. Die erste eruptive Phase war phreatisch bis phreatomagmatisch, gefolgt von einem effusiven Lava-Flow mit Säulenbildung, der eine Vertiefung auffüllte, was zur Bildung einer Lava-Lake-ähnlichen Einheit führte. Die dritte eruptive Phase ist durch Strombolianische Aktivität

gekennzeichnet, die Bomben bis zu 50 cm Durchmesser auswarf. Schliesslich wurden in der letzten Phase bis zu 10-m dicke Dykes gebildet, welche die Strombolianischen Eruptionsprodukte durchbrachen.

Eingelagerte Asche- und Lapilli-Schichten in den Strombolianischen Einheiten zeigen entweder, dass sich der Eruptions-Mechanismus zwischendurch zu phreatomagmatisch änderte, oder dass diese Einheiten zu einem einmaligen Ereignis während der Strombolianischen Phase gehören.

Durch den intensiven Abbau wurde, besonders im NO-Teil des Vulkans, die Struktur des Strombolianischen Kraters freigelegt. Dagegen konnte das Eruptionszentrum im südlichen Teil, wo der Lava-Flow mit dem Säulenbasalt ausbrach, nicht lokalisiert werden.

# Einleitung

## Übersicht

In dieser Arbeit soll mithilfe petrographischer und petrologischer Methoden untersucht werden, in welchen räumlichen und zeitlichen Bereichen die Entwicklung des Vulkans Steinberg bei Feldbach stattfand.

Dazu wurden im Steinbruch Appel in Mühldorf bei Feldbach Kartierungsarbeiten und Probenentnahmen durchgeführt.

Von den Proben, grossteils Basalte, sowie einige Tuffite, wurden Dünnschliffe zur petrographischen Untersuchung und Elektronenstrahlmikrosondenanalyse (EMS), sowie Presslinge zur Gesamtgesteinsuntersuchung hergestellt.

Das zweite Kapitel beschäftigt sich mit der geographischen Lage und der geologischen und tektonischen Entwicklung des Steirischen Beckens als westlichster Teil des Karpatho-Pannonischen Beckens.

Das dritte Kapitel behandelt Grundlagen der Vulkanologie und Mineralogie soweit diese für die vorliegende Arbeit von Bedeutung sind.

Im vierten Kapitel werden die verwendeten Methoden beschrieben.

Im fünften Kapitel wird die petrographische Beschreibung der untersuchten Vulkanite sowie die Ergebnisse der Untersuchungen der Gesamtchemie und der Mineralchemie präsentiert. Ebenso werden Erkenntnisse aus den strukturellen Beobachtungen im Steinbruch erklärt.

Das sechste Kapitel befasst sich mit der Kombination der Ergebnisse und der räumlichen und zeitlichen Entwicklung des Vulkans.

Das siebte Kapitel behandelt Interpretationen, die aus den beschriebenen Ergebnissen abgeleitet werden konnten.

## Einführung

### Bisherige Untersuchungen

Der Vulkan Steinberg befindet sich am westlichen Ende der Carpatho-Pannonischen Region (CPR) (Abb.1).

Die Entwicklung des CPR vom Neogen bis Quartär war von Vulkanismus mit wechselnder Intensität, Magmenzusammensetzung und unterschiedlichen Auslösemechanismen begleitet. Die Ergebnisse zahlreicher Arbeiten (Embey-Isztin et al., 1993; Balogh et al., 1994; Embey-Isztin and Dobosi, 1995; Harangi et al., 1995, 2006; Pécskay et al., 1995, 2006; Harangi, 2001; Seghedi et al., 2004a,b; Ali and Ntaflos, 2011; Seghedi and Downes, 2011; Ali et al., 2013) ergaben, dass drei Hauptarten von Magmatismus unterschieden werden können: Grosse Mengen von Ignimbriten und Tuffiten im frühen bis mittleren Miozän Intermediäre K-Alkaline, subduktionsbezogene Vulkanite vom mittleren Miozän bis rezent und Alkaline Basalte vom späten Miozän bis rezent, die sporadisch im CPR auftraten.

Harangi, 2001 beschreibt die Bildung von kalkalkalinem bis intermediären magmatischen Gesteinen im Burgenland und in der Kleinen Ungarischen Tiefebene im mittleren Miozän während der syn-extensionalen Phase.

Im späten Miozän, am Ende der syn-extensionalen Phase wurden dann Alkali-Basalte im Burgenland (Pauliberg und Oberpullendorf) gefördert (Ali and Ntaflos, 2011).

Diese Gesteine sind hauptsächlich Basalte und Tephrit-Basanite. Sie enthalten Olivine und Pyroxene als Phänokristalle und auch in der Matrix. Im Dünnschliff zeigen sich Olivin-Phänokristalle mit porphyrischer Textur in feinkörniger Matrix, sowie Klinopyroxene mit oszillatorischer Zonierung. Plagioklase kommen nur in der Matrix vor.

Fast alle Basalte enthalten primitive Magmen mit Olivinen, die eine Mg# von 0,8 - 0,9 aufweisen. Sie zeigen wenig Fraktionierung und geringen Grad an partieller Aufschmelzung aus der gleichen Magmaquelle. Es kann auch jeglicher Einfluss

von subduktionsbezogener Kontamination ausgeschlossen werden (Ali and Ntaflou, 2011).

Eine K-Ar-Datierung (Balogh et al., 1994) zeigt ein Alter von ~11Ma.

Im Pliozän/Pleistozän, in der post-extensionalen Phase, gab es Ausbrüche von alkalinen, mafischen Magmen, die auch Xenolithe enthielten. In der Arbeit von Ali et al., 2013 werden die Vulkane Stradnerkogel, Waltrafelsen, Klöch und Steinberg im Steirischen Becken untersucht. Die Gesteine stammen aus alkalinem Magmatismus, der durch *Passive Upwelling* von asthenosphärischem Mantel in Verbindung mit lithosphärischer Extension durch Dekompressionschmelzen entstanden ist (Abb1).

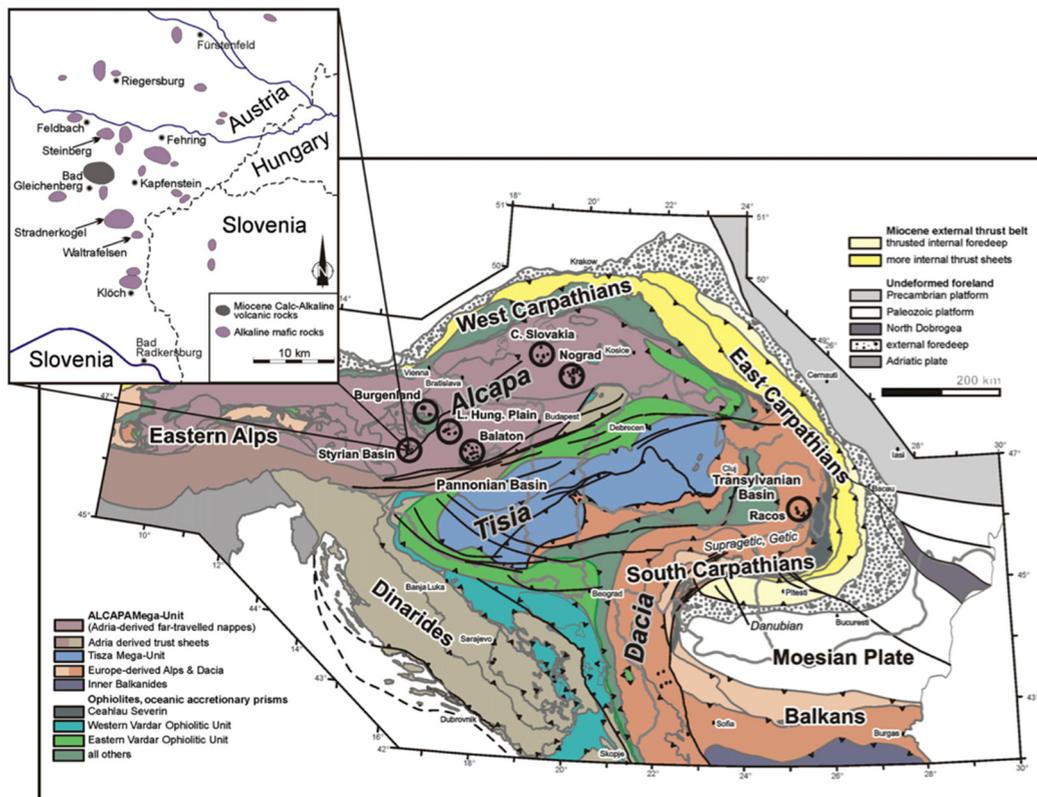
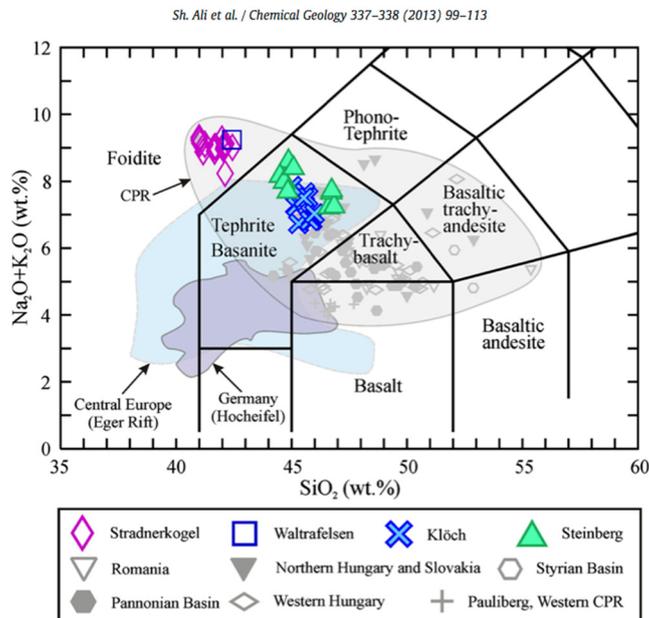


Abb. 1: Verteilung der Miozänen-Pleistozänen alkalinen Basalte innerhalb der Karpatho-Pannonischen Region (modifiziert nach Schmid et al., 2008) und Position der Vulkan-Zentren im Steirischen Becken (Ali et al., 2013).

Stradnerkogel und Waltrafelsen enthalten Nephilinite, in Klöch und Steinberg kommen Basanite und Tephrite vor (Abb.2). Die geochemischen Untersuchungen dieser Gesteine zeigen Charakteristika von asthenosphärischem Mantel und wenig krustaler Kontamination. Die berechnete Tiefe der Magma-Entstehung

beträgt >100km für die Basanite und 135km oder mehr für die Nephelinite (Ali et al., 2013).



**Abb. 2: TAS-Diagramm der steirischen, rumänischen, ungarischen und pannonischen Vulkane (Ali et al., 2013).**

Die alkalinen, mafischen Laven reichen von stark untersättigten Nepheliniten beim Stradnerkogel und Waltrafelsen bis zu Basaniten und Ne-Basaniten in Klöch und im Steinberg, diese reichen nahe an primäre Magmazusammensetzungen heran.

Murban, 1939 behandelt die “Vulkanischen Durchbrüche in der Umgebung von Feldbach”. Hier wird die Entwicklung des Vulkans Steinberg als “Abfolge eines Tuffbeckens als Untergrund für die Ablagerung des Nephelinbasanites” beschrieben. Die einzelnen Schichten dieses Untergrundes werden als nach Osten geneigte Hänge beschrieben.

In Flügel und Heritsch, 1968 wird auf eine Arbeit hingewiesen, welche die Entwicklung beschreibt: “Der Steinberg besteht aus mehreren, verschieden alten Lava- und Tuffkomplexen mit zwei Hauptausbruchsphasen.”

## Tektonische Entwicklung

Das Steirische Becken ist der westlichste Teil des Pannonischen Beckens, das während des Neogen als extensionales Back-Arc-Becken entstand. (Horvath et al., 2006). Es bildete sich als Einbruchsbecken entlang von Störungen.

Das Pannonische Becken wurde durch die Nordwärtsbewegung der Adriatischen Platte und die Kollision mit Europa, welche die Laterale Extrusion auslösten, gebildet. In der Folge wurde das Alcapa-Gebiet von den Südalpen abgelöst und im Gegenuhrzeiger-Sinn nach Westen bewegt. Das Tisia-Dazia-Gebiet wanderte dagegen im Uhrzeigersinn nach Nord-Osten (Abb.3).

Die Extrusion nach Osten in Richtung der Subduktionszone des Karpathischen Flyschbeckens begann im späten Oligozän (Abb.4). Die subduzierende Platte und deren Rollback übten eine Zugspannung auf die Oberplatte aus, was eine Ausdehnung der Alcapa- und Tisca-Dazia-Gebiete zur Folge hatte.

In der Arbeit von R. S. Huismans et al., 2001 wird mithilfe von Modellierungen eine 2-stufige Entwicklung des Pannonischen Beckens erklärt (Abb.5):

Passive Extension ausgelöst durch die Kräfte der Bewegungen der umgebenden Platten.

Aktive Ausdünnung, ausgelöst durch Konvektives Upwelling der Asthenosphäre.

Es wird gezeigt, dass dieses Modell eine brauchbare Erklärung für die Phasen der Entwicklung des Beckens sind.

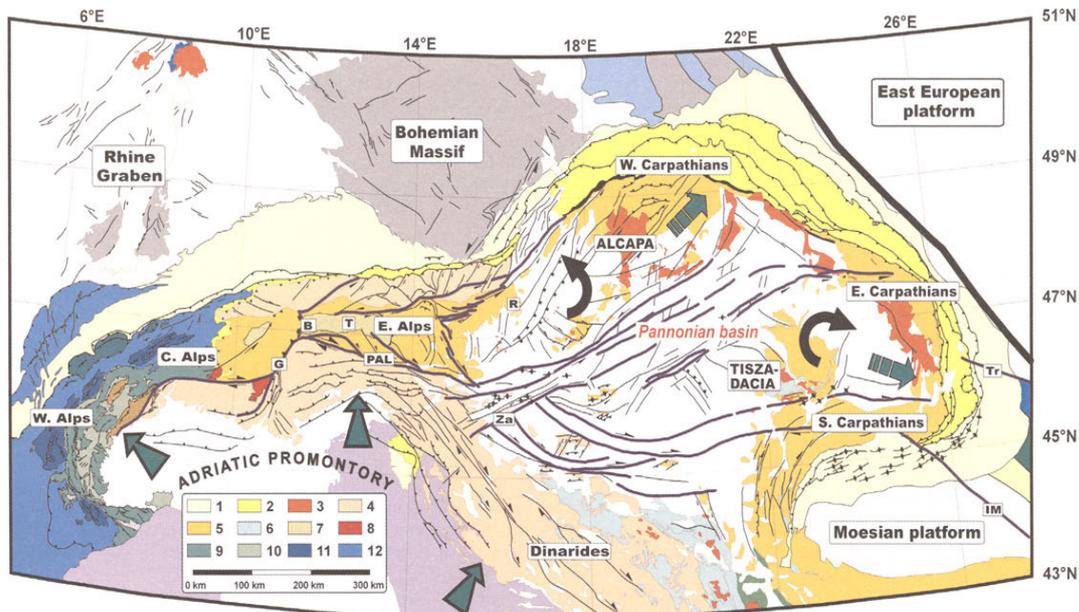


Abb. 3: Tektonische Karte des Alpin-Karpathischen-Dinarischen Systems (nach Bada & Horvath, 2001), gezeigt wird die Bewegung der Adriatischen Platte gegen N/W, N und N/O in Richtung W-, O- und S-Alpen und die Rotationsbewegungen des ALCAPA- und TISZA-DACIA-Gebietes.

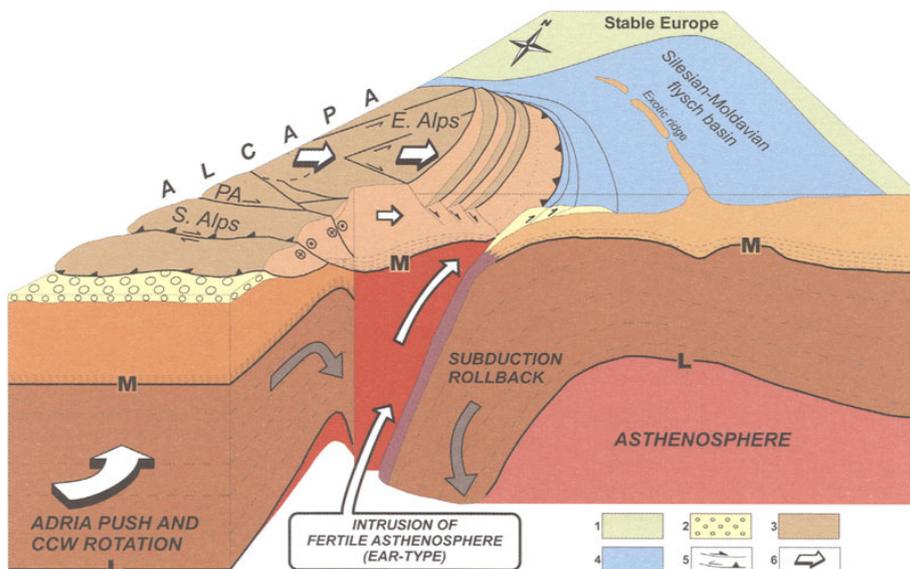


Abb. 4: Schematische Darstellung der Extrusion des ALCAPA-Gebietes im frühen Miozän. Gezeigt wird die Bewegung der Adriatischen Platte gegen die S-Alpen, die Bewegung von ALCAPA nach Osten war möglich durch die Ablösung der Kruste von der Mantel-Lithosphäre und durch die Subduktion und den Rollback des Karpathischen Flyschbeckens. Diese Ereignisse führten zum Schmelzen der Kruste und damit verbundener Verringerung der Krustenfestigkeit. (Horvath et al., 2006)

## Pannonian basin system evolution

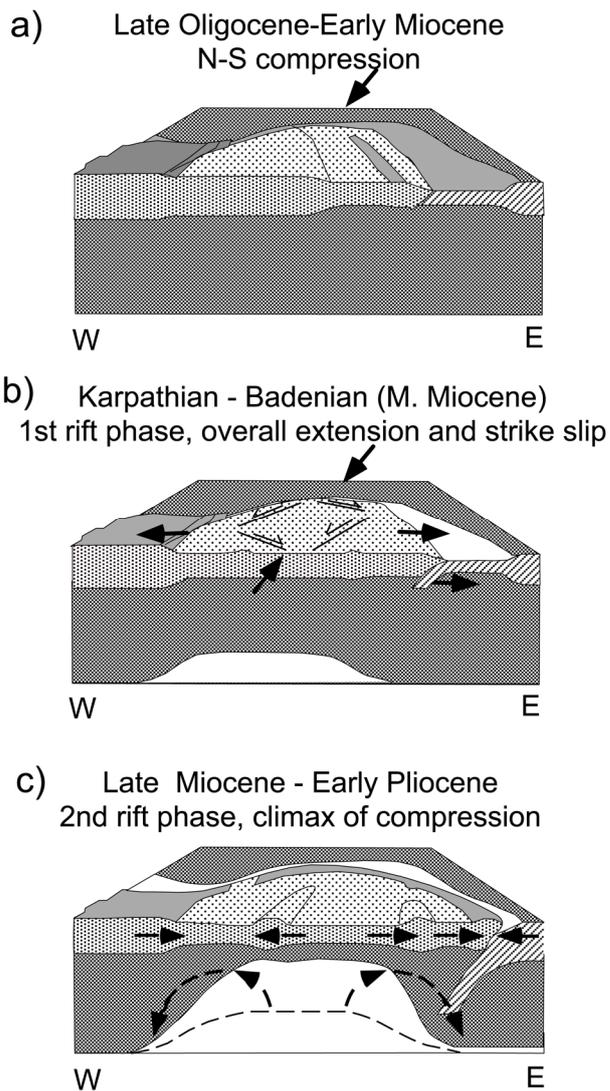


Abb. 5: Schematische Darstellung der Entwicklung des Pannonischen Beckens. (a) N-S-Kompression im Späten Oligozän bis Frühem Miozän, (b) erste Passive Rift-Phase im Mittleren Miozän mit Strike/Slip-Störungen, die den Beginn der Subduktion entlang des Karpathischen Bogens anzeigen mit nachfolgender Back-Arc-Extension, (c) Späte Miozän-Pliozän Rift-Phase, ausgelöst durch aktives Upwelling der Mantel-Lithosphäre (R. S. Huismans et al., 2001).

## Geologische Entwicklung

Das Steirische Becken, als westlichster Teil des Pannonischen Beckens, besteht aus dem W-Steirischen und O-Steirischen Becken. Beide sind durch die Mittel-Steirische Schwelle getrennt und im S/O durch die Burgenländische Schwelle begrenzt (Abb.6).

Paläogeographisch ist das Steirische Becken Teil der Zentralen Paratethys, diese entstand nachdem der Tethys-Ozean durch die Kollision von Eurasien, Afrika und Indien verschwunden war. Im Süden bildete sich das Mittelmeer im Norden die Paratethys.

Der Untergrund des Steirischen Beckens besteht aus Penninischen Einheiten, Ostalpinem Kristallin sowie Oberostalpinen Einheiten.

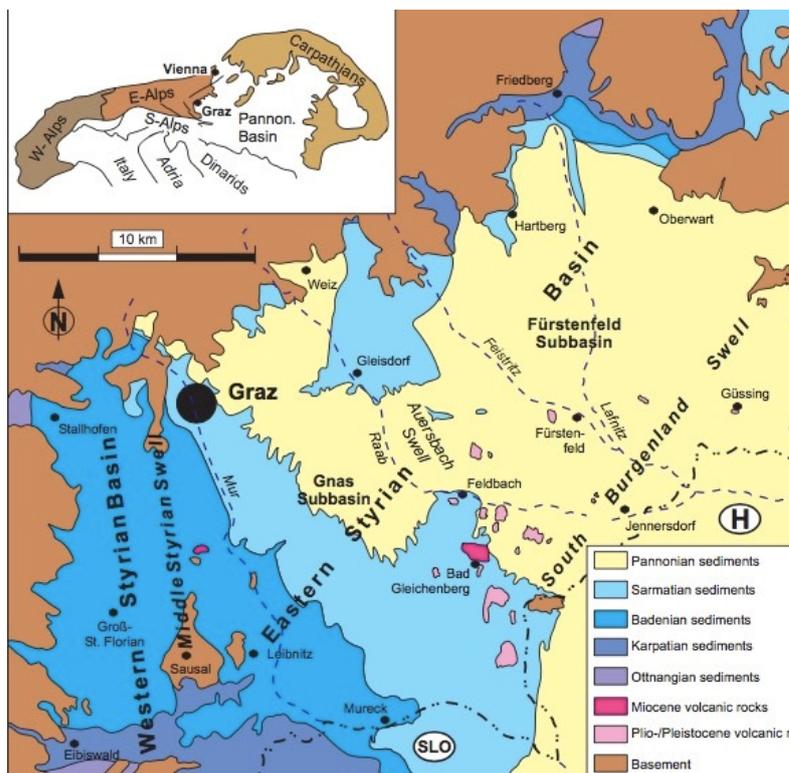


Abb. 6: Position des Steirischen Beckens als westlichster Teil des Pannonischen Beckens (aus "Das Neogen des Steirischen Beckens", 2007)

Die Sedimentation begann im *Unteren Miozän* mit limnisch-fluvialen Einträgen (Abb. 7); (Kollmann, 1965).

Die ersten vulkanischen Schichten gab es im *Karpat*, diese sind aber durch jüngere Sedimente überdeckt (Ebner und Sachsenhofer, 1991).

Ab dem *Mittleren Miozän* erreichten die marinen Ablagerungen ihre grösste Ausdehnung. Die vulkanische Tätigkeit verlagerte sich nach Norden und in das Gebiet der Mittel-Steirischen Schwelle. In diesem Gebiet gab es auch Ablagerungen von Korallinazeen-Riffen und Rodolith-Plattformen (Steininger und Papp, 1978).

Ein Meeresspiegel-Abfall im *Oberen Miozän* führte zu einer Trennung der Zentralen von der O-Paratethys. Das bedeutete den Beginn der Entstehung des "Lake Pannon" (Gross et al., 2007). Es kam zu Erosionen und fluvialer Sedimentation mit delta-ähnlichen Gebieten im S/O-steirischen Becken (Winkler, 1927).

Im *Pliozän-Pleistozän* kam es zu Alkali-Basaltischem Vulkanismus (Konecny et al., 2004; Fritz, 1996). Dieser Vulkanismus steht im Zusammenhang mit einer postorogenen Phase.

Während der Basaltischen Ausbruchsphase gab es Ausbrüche von phreatomagmatischem Vulkanismus und Lava-Flows (Fritz, 1996).

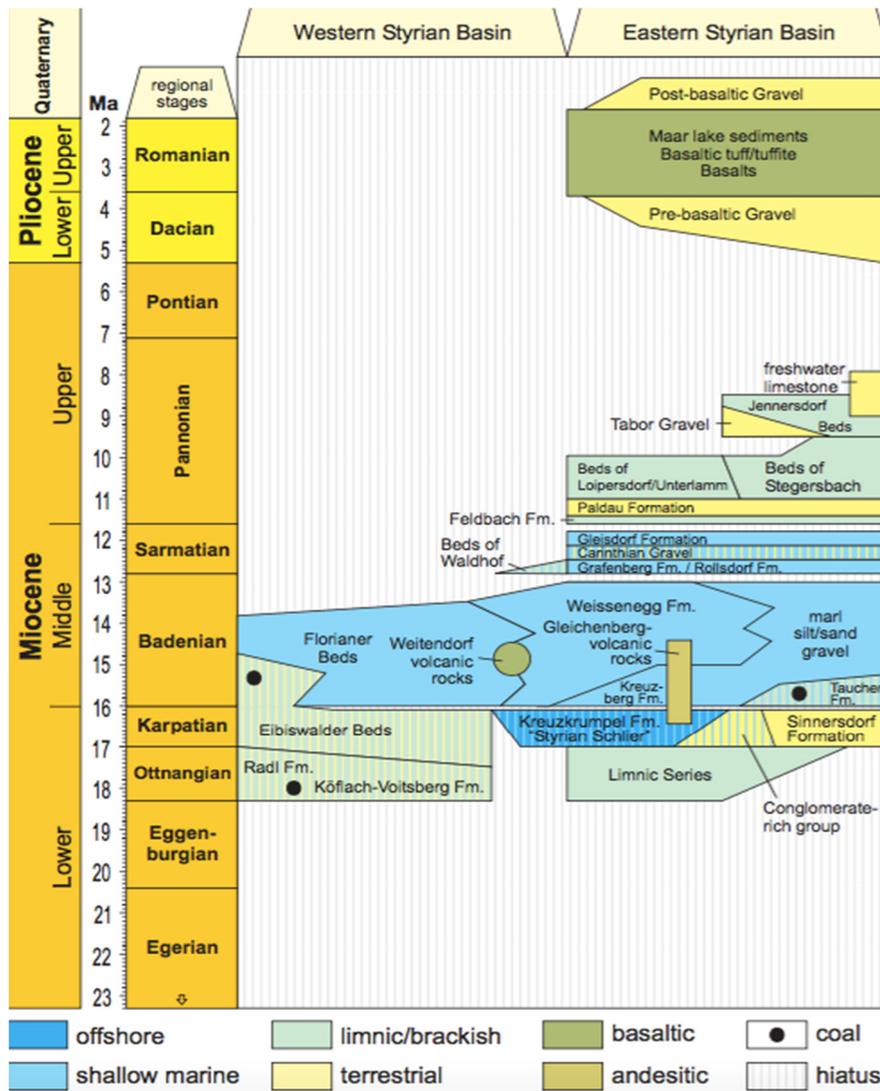


Abb. 7: Stratigraphische Tabelle der neogenen Beckenfüllung des Steirischen Beckens (aus "Das Neogen des Steirischen Beckens"; verändert nach Piller et al., 2004).

# Grundlagen

## Vulkanologie

### Magmenentstehung

Die folgenden Definitionen spielen bei der Magmaentstehung eine Rolle:

Magma besteht im allgemeinen Fall aus einer Schmelze, Kristallen oder Kristallaggregaten und Fluidblasen (Gase oder überkritische Fluide). Die meisten Schmelzen sind silikatisch, d.h. sie bestehen ganz überwiegend aus  $\text{SiO}_2$  (40 – 75 Gew.%). Das Magma entsteht durch Aufschmelzen eines Festgesteins bei Anstieg der Temperatur, Druckverringering oder Fluideintrag.

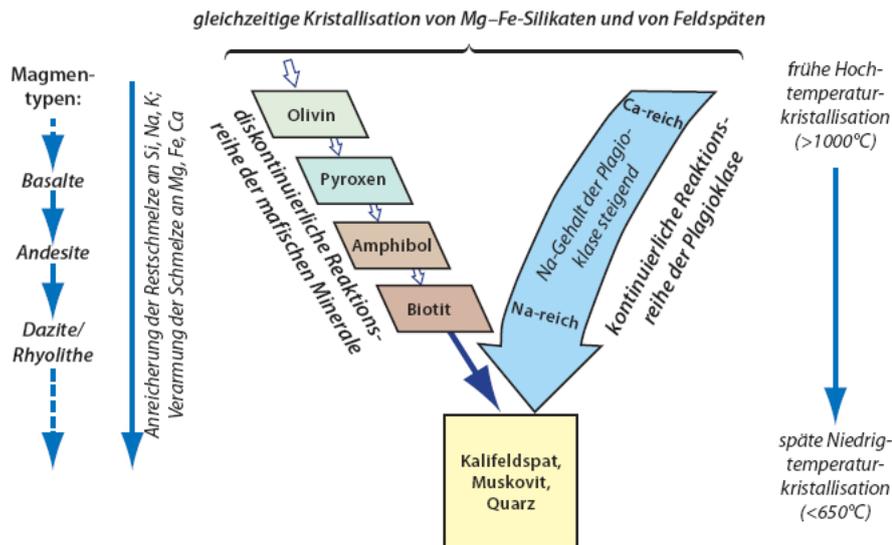
Die Schmelzrate ist abhängig von der Tiefe, der Temperatur, des Druckes und der Menge an Volatilen.

Als Lava wird das an der Erdoberfläche austretende Magma bezeichnet. Die Zusammensetzung ist hauptsächlich basaltisch mit ca. 50%  $\text{SiO}_2$ . Die Lava enthält meist (Phäno-)Kristalle, die in Magma-Reservoirs während der Abkühlung gebildet wurden.

Als Fraktionierte Kristallisation wird ein Prozess bezeichnet, bei welchem während der Abkühlung die einzelnen Minerale nacheinander kristallisieren und physikalisch vom Magma getrennt werden.

Der Prozess, bei dem aus homogenem Ausgangsmagma durch Abtrennung von kristallisierten Mineralen chemisch unterschiedliches Magma entsteht, wird Magmatische Differentiation genannt.

Abb. 8 zeigt den klassischen Mechanismus der magmatischen Differentiation nach Brown, 1928.



**Abb. 8: BOWEN'sche diskontinuierliche und kontinuierliche Reaktionsreihen zur Erklärung der Differenzierung von Magmen. Bei Änderung der Temperatur kristallisieren gleichzeitig Mg-Fe-Silikate und Feldspäte. Dadurch entstehen zahlreiche unterschiedliche magmatische Gesteine. Bei diesem Prozess müssen die bereits auskristallisierten Minerale von der Schmelze getrennt werden (z.B. durch gravitatives Absinken der schwereren Kristalle). (Bowen, 1928)**

Grösse und Aussehen (Zonierungen, Einschlüsse) der Kristalle geben Aufschluss über Bedingungen im Reservoir und der Dauer der Kristallisation.

Unterschieden werden 2 Hauptgruppen basaltischer (parent-liquid) Magmen:

Tholeiitisch: Die Entstehung aus ozeanischer Kruste kommt z.B. an Inselbögen, am MOR und bei Ocean Islands (z.B. Island, Hawaii) vor. Es entstehen meist grosse Mengen an vulkanischem Material.

(K-)Alkaline Basalte: Diese entstehen in kleineren Vulkanen, z.B. in kontinentalen Spreizungszonen.

Magma entsteht in grossen Tiefen der Erdkruste oder im oberen Erdmantel, wo die Temperaturen Werte von 700 °C und mehr erreichen.

Die Geodynamische Lage als Entstehungsort von Aufschmelzung gibt es in folgenden Ausprägungen

- Subduktionszonen: 3 Typen (aktiver Kontinentalrand, Inselbogen, intermediär z.B. Japan)
- Riftzonen
- Spreizungszonen: MOR
- Kollisionszonen: Himalaya, Anatolien

- Hot Spots (OIB's)
- kontinentaler Intraplattenvulkanismus (Abb.9): Beispiele sind Eifel, Steinberg.

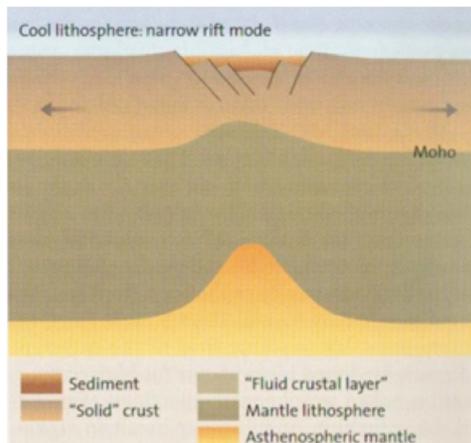


Abb. 9: Spreizungszone führt zu einem Aufstieg des Asthenosphärischen Mantels (Schmincke, 2004, S.98)

Die Magmakammer ist ein Reservoir von Magma, das durch Auftrieb (kleinere Dichte) aufsteigt.

Beim Magmaaufstieg erfolgen Blasenbildung, Kristallisation sowie Reaktionen zwischen Kristallen und Schmelze. Aufstiegsraten können durch Kombination von Untersuchungen (Reaktionssäume, Einschlüsse) und Experimente bestimmt werden.

Die Auslösung einer Eruption entsteht durch verschiedene Faktoren (Bardintzeff, 1988):

- Durch Tektonik bedingte Störungen im Bereich eines Vulkans
- Der entstehende Druck durch den Gehalt an Fluiden
- Änderung des Magmas während Aufstiegs in kühlere Regionen durch Kristallisation oder Mischung mit älterem Magma

### Ausbruchsarten

Die Ausbruchsarten werden nach Explosivität, Magmenart sowie Stärke und Wiederholungsraten klassifiziert (Abb.19).

Unterschieden werden z.B. *Hawaiianische*, *Strombolianische* und *Phreatisch/phreatomagmatische* Ausbruchsarten, diese werden hier ausführlich beschrieben:

### *Hawaiianische Ausbruchsart*

Die hawaiianische Eruption schleudert basaltische Lavaströme bis zu einigen hundert Meter in die Höhe. Angetrieben wird diese Eruption vermutlich durch ein plötzliches Entleeren des obersten Bereichs einer Magmakammer. Die Lava ist wenig viskos und fließfähig. Hauptsächlich werden Basalte und Basanite abgelagert. Es entstehen Pahoehoe (fluid, wenig viskos)-, sowie Aa- Lava (Abb.10 und 11).



**Abb. 10: Pahoehoe Lava, die durch Abkühlung eines Lava-Flows bereits eine Kruste gebildet hat (Schmincke, 2004, S.23)**



**Abb. 11: Aa Lava Flow, der in grosse unregelmässige Brocken zerbrochen ist (Schmincke, 2004, S.40)**

Die Ausbrüche kommen mehrmals pro Jahr vor. Beispiele solcher Lava-Flows findet man z.B. in Hawaii und Island.

Die Lava-flows können die folgenden charakteristische Bildungen erzeugen:

Lava-Lakes: flüssiges Magma sammelt sich in einer Vertiefung (Becken, Krater) und kühlt hier langsam aus.

Lava-Tunnel: Lava-Flow, der an der Oberfläche abgekühlt und darunter noch fließfähig ist (Abb.12).



Abb. 12: Lavatunnel (Schmincke, 2004, S.129)

Die entstehenden Lava-Bauten sind:

- Schildvulkane:

Durch die wenig viskose Lava bilden sich Kegel mit flachen Hängen. Die Böschungswinkel betragen aufgrund der hohen Fließgeschwindigkeit nur ca.  $5^\circ$  (Abb.13)

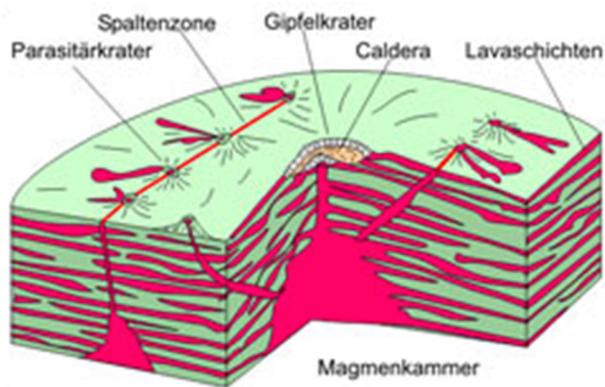


Abb. 13: Schildvulkan (Internet, phzh.educanet2.ch)

- Basaltsäulen:

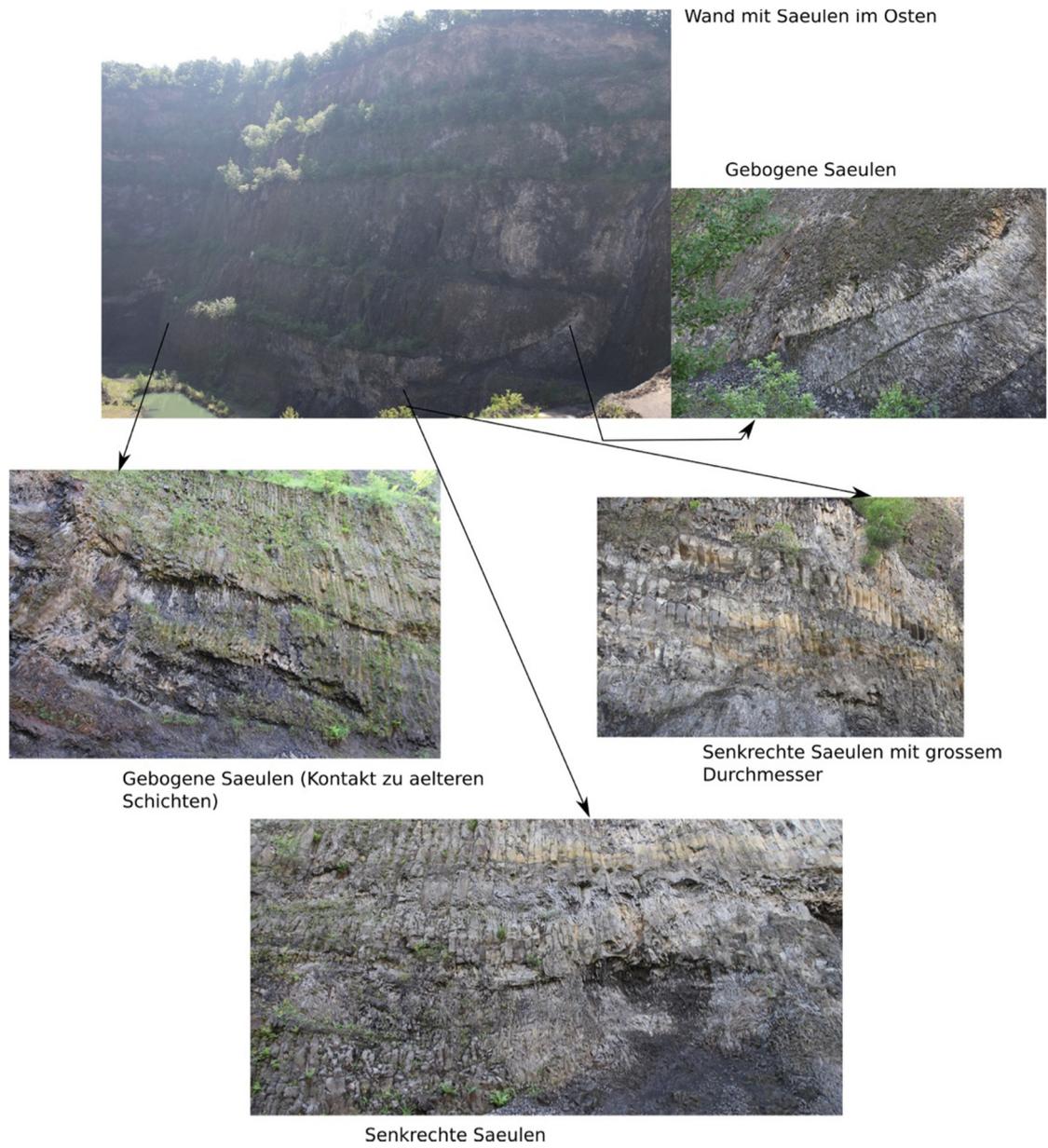
Bei Abkühlung grosser Mengen von Lava bilden sich Säulen, die senkrecht zur Abkühlungsfläche wachsen. An der Unterseite (meist langsamere Abkühlung) sind sie dicker als an schneller abkühlenden Flächen.

Die folgenden Eigenschaften sind charakteristisch für die Bildung der Säulen (Woodell, 2009):

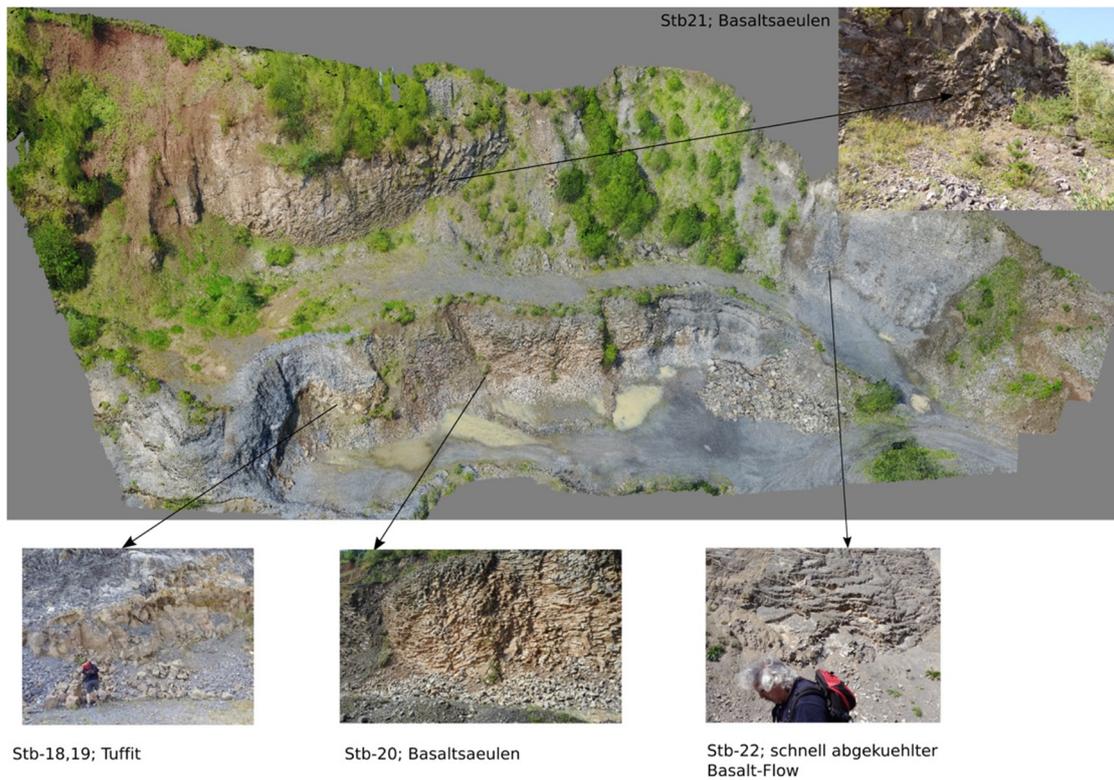
- Basaltsäulen bilden sich parallel zum Wärmefluss
- Säulendurchmesser ist invers proportional zur Abkühlrate
- Sehr schnelle Abkühlung erzeugt schlecht organisierte Säulen, chaotische, kleine Säulen mit 4-eckiger Grundfläche
- Langsame Abkühlung erzeugt 6-eckige Prismen
- Säulen können verschmelzen aber nicht verzweigen, da die Abkühlrate nach innen abnimmt
- Gebogene Abkühlflächen bilden gebogene Säulen

Beispiele für mögliche Säulenstrukturen (Abb.14):

- Senkrechte Säulen mit verschiedenen Durchmessern
- Gebogene Säulen mit Kontakt zu älteren Schichten
- Waagrecht liegende Säulen mittlerer Dicke, sowie
- einen schneller abgekühlten Lava-Flow, der kleine Säulenbruchteile mit 4-eckigem Querschnitt enthält (Abb.15).
- Kreisförmig angeordnete Säulen entstehen in einem Lava-Tunnel (Abb.16)



**Abb. 14: Basaltsäulenwand Beispiel**



**Abb. 15: Basaltsäulenaufschluss Beispiel; Stb22: während des Fließens, schnell abgekühlter Basalt-Flow**

Diese Rosette wurde durch einen Lavaflow in einem Tunnel eines früheren Ausbruchs gebildet:



**Abb. 16: Rosette bei Barranco de Agaete, Gran Canaria, (Schmincke, 2004, S.129)**

### *Strombolianische Eruption*

Charakteristisch für die Strombolianischen Eruptionen sind energiearme, regelmässige Gasexplosionen, die kontinuierlich Lavafetzen vertikal und schräg aus dem Schlot werfen. Lava wird hier nicht sehr weit transportiert sondern

akkumuliert nahe dem Förderschlot. Mit der Zeit werden so Schlackenkegel aufgebaut (Abb.17).

Die Produkte sind wenig viskose Basalte, die mehrmals pro Jahr bis mehrmals pro Stunde durch Bildung von Gasblasen herausgeschleudert werden. Es können auch stärkere Explosionen vorkommen.

Gebildet werden auch Bomben (bis 1m) mit aerodynamischer Form, sowie Schlacken.



**Abb. 17: Wand mit hauptsächlich strombolianischem Material**

#### *Phreatische, Phreatomagmatische Ausbruchsart*

Die Phreatische Eruption ist sehr explosiv. Der durch heisses Magma erzeugte Wasserdampf verursacht den Ausbruch. Es wird nur Nebengestein ausgeschleudert, das führt oft zu pyroklastischen Surges, meist vor Eintreffen von Magma.

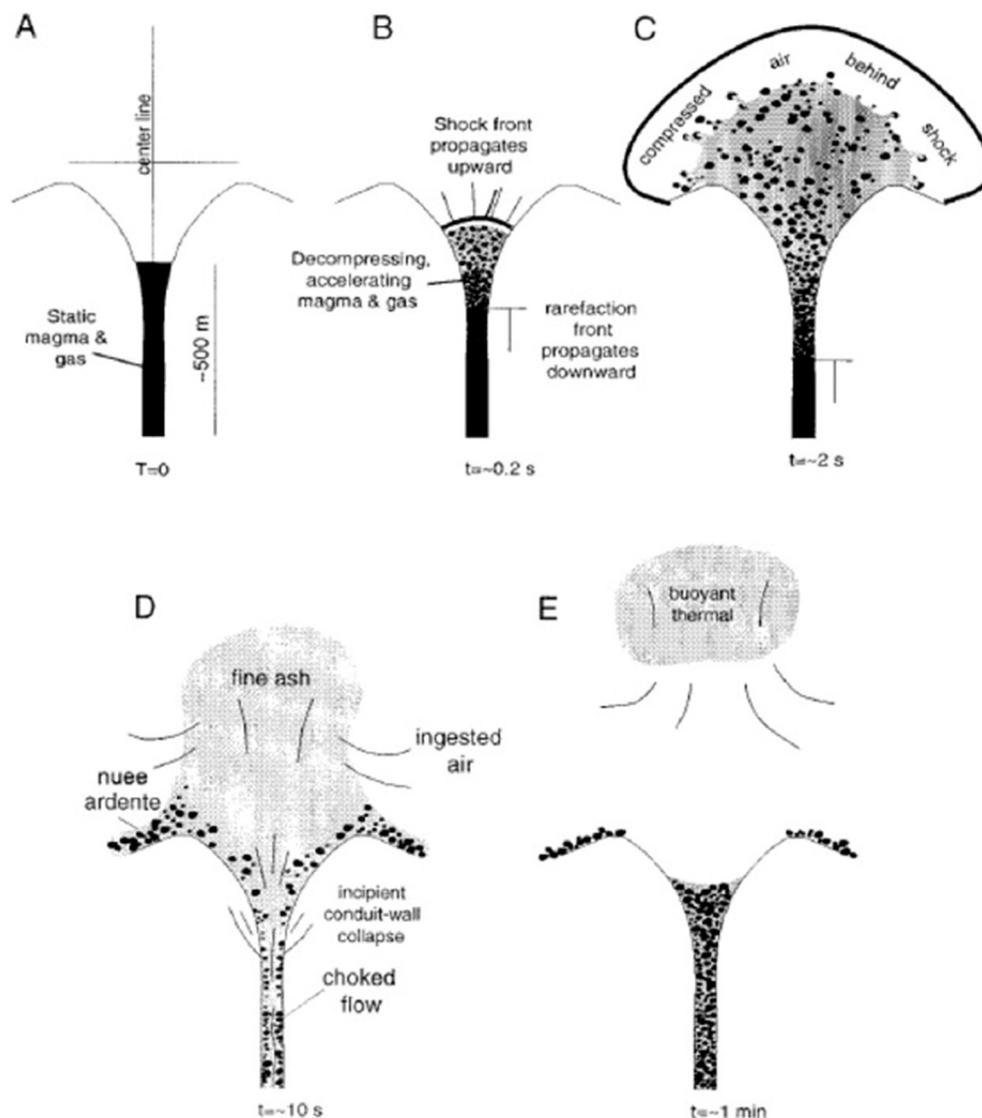
Ähnlich ist die Phreatomagmatische Ausbruchsart, dabei werden aber auch magmatische Produkte (Asche, Lapilli, Boulder) über oft grosse Entfernungen ausgestossen.

Diese Ausbruchsarten kommen meist am Beginn einer vulkanischen Aktivität vor.

#### *Vulkanianische, Plinianische und hydromagmatische Ausbruchsart, Dome*

Weitere Ausbruchsarten sind die Vulkanianische, Plinianische und hydromagmatische Ausbruchsart, sowie Dome.

Die vulkanianische Ausbruchsart ist sehr explosiv. Ein Plug wird durch Druck der Gasblasen zersprengt. Nach einem Ausbruch kommt es zur neuerlichen Bildung eines Plugs. Die entstehenden Gesteine sind viskose Andesite, Aschen, Bomben (Breadcrust). Grund für die Explosivität ist Druckanstieg durch Entmischung von magmatischen Gasen und/oder Einfluss von Wasser. Es entstehen Eruptionssäulen bis 5-10 km hoch mit <math><300\text{ m/s}</math> Ausbruchsgeschwindigkeit. (Beispiel Krakatau, 2007; Abb. 18).



**Abb. 18: Entwicklung einer Vulkanianischen Explosion: (A) Struktur des Kraters vor dem Ausbruch; (B) Krater und Schlot 0.2sec. nach Beginn des Ausbruchs; (C) nach 2sec.; (D) nach 10sec.; (E) 1min. nach Beginn des Ausbruchs ( Morrissey & Mastin, 2007)**

Die Plinianische Ausbruchsart ist eine energiereiche Gasexplosion, dabei wird das Gestein zu Asche bzw. Lapilli zersprengt (Beispiel Vesuv, Mt.St.Helens). Es

entstehen mächtige Eruptionssäulen, die mehrere Kilometer ( $\rightarrow 40\text{km}$ ) aufsteigen können. Die Antriebsenergie hierfür stammt zuerst von dekomprimierenden Gasen und anschließend in der Atmosphäre von angesaugter und aufgeheizter Luft. Kollabiert so eine Säule aus Gaspartikelgemisch, entstehen pyroklastische Ströme (Schmincke, 2010). Eruptiert werden hauptsächlich Andesit, Dazit und Phonolit.

Bei der Hydromagmatischen Ausbruchsart entstehen durch Zusammenwirken von Wasser und Magma explosive Dampf-Explosionen, oft auch unter Wasser, was zu Tsunamis führen kann.

Bei der Bildung von Domen (Beispiel Mt.St.Helens) spielt viskoses Magma (700-1000 grad) eine Rolle. Es kann ein gefährlicher Kollaps durch Gasdruck entstehen, der zu einem pyroklastischen Flow führt. Die verschiedenen Ausprägungen sind:

- Kryptodome: Ansammlung von geschmolzenem Material direkt unter der Oberfläche führt zu einem sichtbarer Hügel (Shinzan Dome).
- Endogen: Influx im Inneren  $\rightarrow$  Vergrößerung der äusseren Gestalt.
- Exogen: Vergrößerung der äusseren Gestalt durch mehrmalige Bildung von Lobes an Oberfläche.

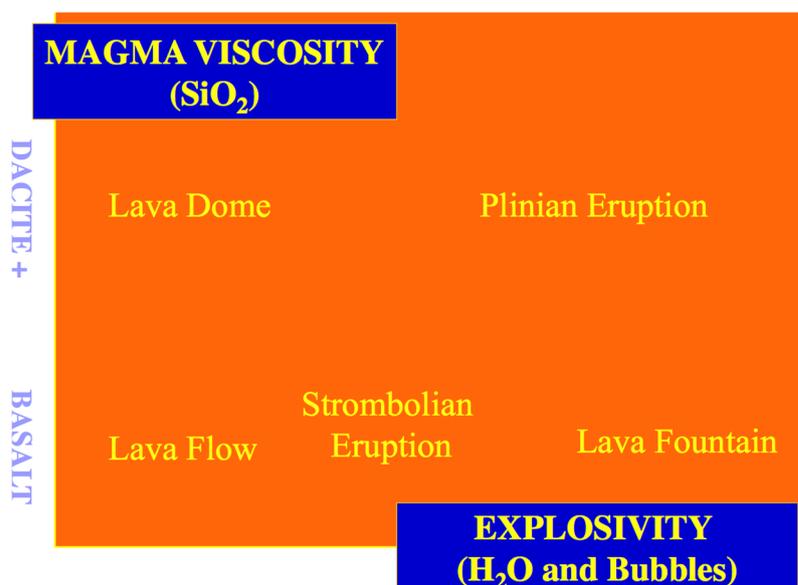


Abb. 19: Zusammenhang von Explosivität und Viskosität und davon abhängige Ausbruchsarten (nach Vorlesungsunterlagen der Vorlesung "Magmatische Prozesse und Krustenbildung").

## Pyroklastika, Hydroklastika, Vulkanoklastika

Pyroklastisches Sediment wird während eines Vulkanausbruchs als Lockerstoff abgelagert und danach verfestigt. Es entsteht ein pyroklastisches Gestein (Abb.20, 21, 22).

Tephra ist ein Sammelbegriff für alle lockeren pyroklastischen Ablagerungen, die nach ihrer Korngrösse klassifiziert werden:

- Asche: <2mm
- Lapilli: 2-64mm
- Bomben, Blöcke: >64mm

Juvenile Fragmente sind kristallisierte oder unkristallisierte Teile des ausbrechenden Magmas.

Kristalle werden während des explosiven Ausbruchs freigelegt, sie bilden juvenile Fragmente oder wurden vor der Eruption gebildet

Lithische Fragmente sind Komponenten einer pyroklastischen Ablagerung, unterschieden werden:

- cognate lithics: vulkanische Gesteine von einem früheren Ausbruch desselben Vulkans
- Nebengestein sind Klasten, die vom Flow mittransportiert wurden .

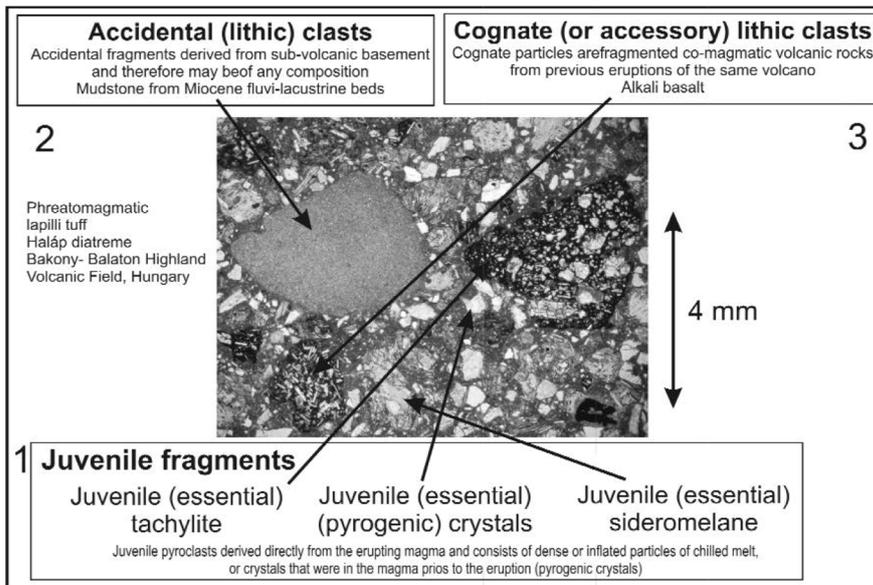


Abb. 20: Klassifizierung von pyroklastischen Gesteinen (Nemeth K. and Martin U., 2007)

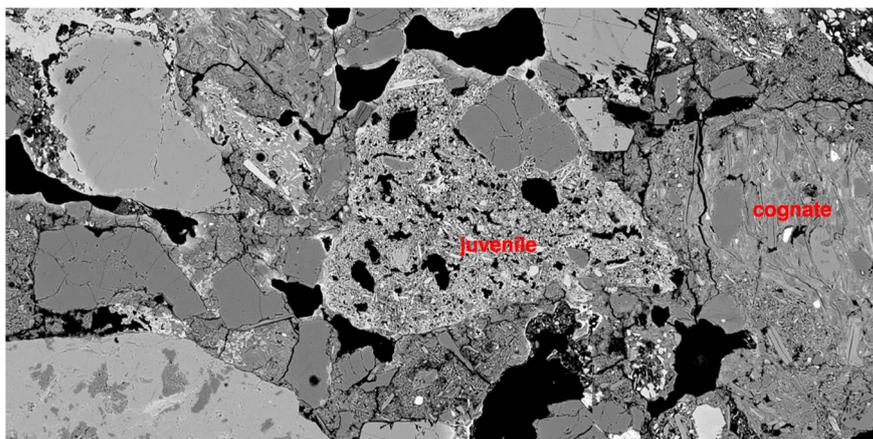


Abb. 21: Beispiel eines pyroklastischen Gesteins (Nemeth K. and Martin U., 2007).



juvenil fragment Kristall    juvenil fragment Basalt    lithic fragment Nebengestein

**Abb. 22: Beispiel eines Pyroklastischen Gesteins eines Phreatisch/Phreatomagmatischen Gesteins.**

### Ablagerungsarten

Die Ablagerungen von vulkanischem Material werden aufgrund ihrer Eigenschaften, wie z.B. Korngrößen, Sortierung oder Schichtung, klassifiziert (Abb. 24).

Bei einem Fall werden alle kleinen Partikel km-hoch vom Wind vertragen, die grösseren Teile fallen nahe am Schlot (3-5km) auf den Boden. Man erkennt planparallele Schichtung. Die Bestandteile fallen senkrecht, die Ablagerung ist meist gut sortiert, sie enthält eckige Klaster (Abb.23).



**Abb. 23: Pyroklastische Ablagerungen ausgelöst durch einen Fall**

Ein Surge ist eine Ablagerung nahe am Boden, oft verdünnt, getrieben von einem sekundären Plume, der vom Wind befördert wird. Es kommt zu einer Dichteschichtung, die die höchste Konzentration unten enthält und moderat sortiert ist. Man kann auch Cross-stratification-bedding oder Pinch-and-swell bedding beobachten. Die Komponenten sind meist etwas gerundet.

Ein Flow ist ein dichter, nicht vom Wind beeinflusster, nahe am Boden fortschreitender Fluss, der Unebenheiten ausfüllt. Die Komponenten sind unsortierte, gerundete, juvenile Klasten.

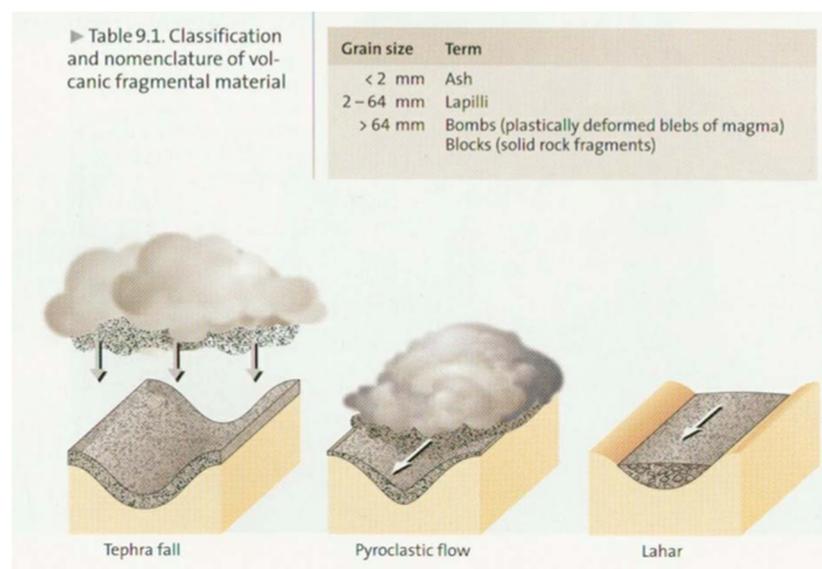


Abb. 24: Klassifizierung von vulkanischem, fragmentiertem Gesteinsmaterial (Schmincke, 2004, S.138)

## Gesteine und Minerale

### Klassifikation

Die magmatischen Gesteine werden durch ihre mineralogische Zusammensetzung, Farbe sowie Korngrösse klassifiziert: (Abb.25).

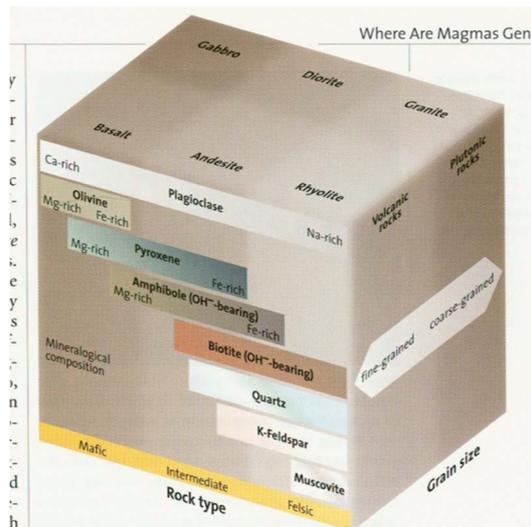


Abb. 25: Klassifizierung der magmatischen Gesteine (Schmincke, 2004, S. 23 )

Daraus ergeben sich die beiden Hauptgruppen der feinkörnigen Vulkanite und der grobkörnigen Plutonite.

Die Vulkanite werden untereinander nach ihrem Mineralgehalt in mafische, intermediäre und felsische Gesteine unterteilt.

Die vulkanischen Gesteine werden durch ihre Anteile an Alkalifeldspäten, Quarz, Plagioklas und Foiden klassifiziert: (Abb.26).

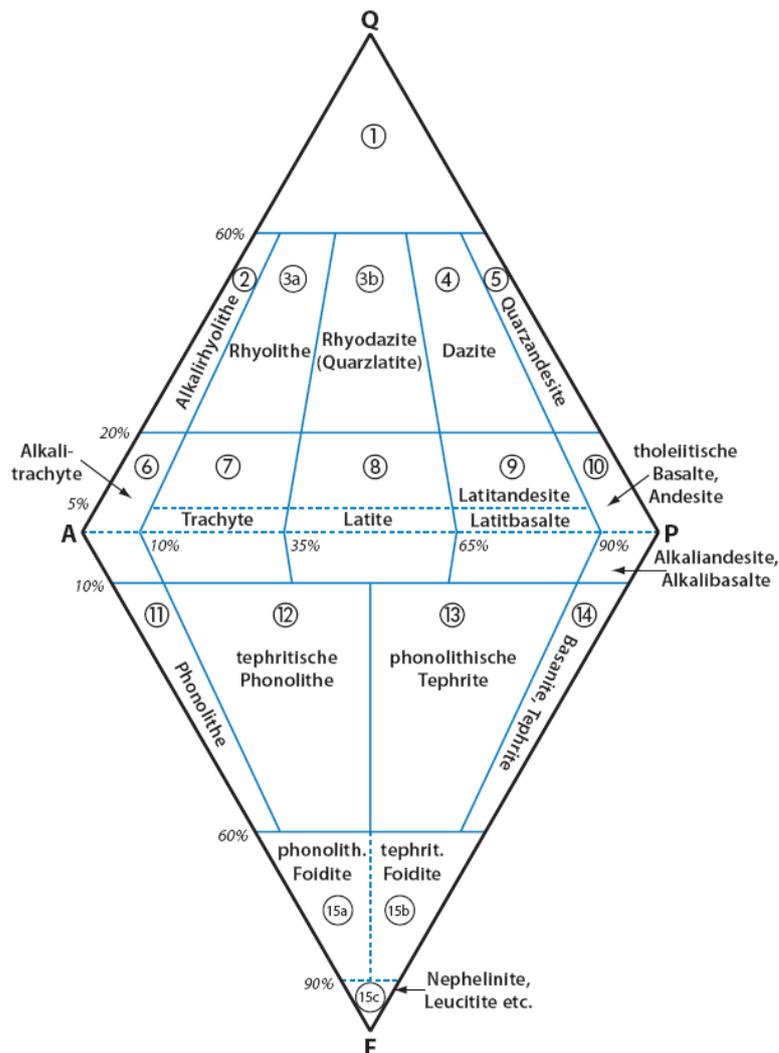


Abb. 26: QAPF-Diagramm, Klassifizierung der magmatischen Gesteine nach IUGS (Vorlesungsunterlagen der Vorlesung "Petrologie").

Aufgrund dieser Einteilung wird eine Vielzahl an Gesteinen beschrieben:

Tabelle 1: Beschreibung der vulkanischen Gesteine

Name	Beschreibung	Einsprenglinge
Rhyolith	Saures Ergussgestein	Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas und Biotit
Obsidian	Glasig ausgebildeter Rhyolith	
Bims	Schaumig ausgebildetes Glas	
Dazit	intermediäres Ergußgestein	Quarz, Plagioklas, Biotit, Hornblende
Andesit	Intermediäres Ergußgestein	Plagioklas, Pyroxen, Hornblende, Biotit

Basalt	Dunkles bis schwarzes (mafisches) Ergußgestein, feinkörnig bis porphyrisch	Olivin, Plagioklas, Pyroxen
Dolerit	grob- bis mittelkörniger Basalt	
Diabas	grüngraues vulkanisches bis subvulkanisches Gestein, das am Meeresboden entstanden ist; enthält Pillow-Basalte	
Trachyt	helles bis graues Ergußgestein	Alkalifeldspat (Sanidin), Feldspatvertreter (Nephelin, Sodalith), Plagioklas
Phonolith	helles bis graues Ergußgestein	Alkalifeldspat (Sanidin), Feldspatvertreter (Nephelin, Sodalith), Biotit, Amphibol, Pyroxen
Pikrit	mittel- bis feinkörniges, gelegentlich porphyrisches, dunkles Erguß- oder Ganggestein	Olivin, Augit
Nephelinit	mafisches bis ultramafisches Ergußgestein; ähnliches Aussehen wie Basalt	Olivin, Augit, Nephelin
Basanit	mafisches bis ultramafisches Ergußgestein, neigen zur Entwicklung von „Sonnenbrand“	Olivin, Augit

SiO<sub>2</sub>-untersättigte basaltische Gesteine, die Analcim enthalten, neigen zur Entwicklung von „Sonnenbrand“ infolge des Eindringens von Wasser entlang von feinen Rissen im Analcim (Abb.27) Diese Verwitterung führt zum Zerfall des Gesteins.



Abb. 27: links frischer Basanit; rechts „Sonnenbrenner“-Basanit

Die wichtigsten in den magmatischen Gesteinen enthaltenen Minerale sind:

**Tabelle 2: Beschreibung der Minerale in magmatischen Gesteinen**

Name	Beschreibung	Formel
Quarz [Q]	Quarz, Tridymit, Cristobalit	SiO <sub>2</sub>
Kalifeldspat [Kfsp]		KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
Albit [Ab]	Plagioklas, schiefe Auslöschung, niedriges Relief, Zweiachsigkeit, polysynthetische Verzwilligung	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
Anorthit [An]	Plagioklas	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>
Nephelin [Ne]	oft flächig, auch im Mikroskop kaum erkennbar	Na <sub>3</sub> (Na,K)[Al <sub>4</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>16</sub> ]
Leucit [Lc]		K[AlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]
Sodalith[Sod]		Na <sub>4</sub> Al <sub>3</sub> [SiO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub> Cl
Hauyn [Hay]		(Na,Ca) <sub>4-8</sub> [AlSiO <sub>4</sub> ] <sub>6</sub> (SO <sub>4</sub> ,S) <sub>1-2</sub>
Muskovit [Mu]		KAl <sub>2</sub> [Si <sub>3</sub> AlO <sub>10</sub> ](OH,F) <sub>2</sub>
Apatit [Ap]		Ca <sub>5</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> (F,OH,Cl)
Olivin [Ol]	gerade Auslöschung, farblos, gelb – hellgrün, sechs- bis achteckigen Querschnitte, oft korrodiert, oft korrodiert, hohe Doppelbrechung, großer Achsenwinkel, oft umgewandelt zu <i>Iddingsit</i> unter hochhydrothermalen Bedingungen	(Mg,Fe) <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ]
Orthopyroxen[Opx]	Enstatit [En] –Ferrosilit[Fs]	(Mg,Fe)[SiO <sub>3</sub> ]
Klinopyroxen [Kpx]		Ca(Mg,Fe)[Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]
Augit [Aug]		(Ca,Na)(Mg,Fe <sup>+2</sup> , Fe <sup>+3</sup> ,Al)[(Si,Al) <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ]
Amphibol [Am]		NaCa <sub>2-3</sub> (Mg,Fe <sup>+2</sup> , Fe <sup>+3</sup> ,Al) <sub>5</sub> [(Al,Si) <sub>8</sub> O <sub>22</sub> ](OH) <sub>2</sub>
Biotit [Bt]		K(Mg,Fe <sup>+2</sup> ) <sub>3</sub> [Si <sub>3</sub> AlO <sub>10</sub> ](OH,F) <sub>2</sub>
Magnetit [Mt]		Fe <sup>+2</sup> Fe <sup>+3</sup> <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
Titano-Magnetit		Fe <sup>+2</sup> (Fe <sup>+3</sup> ,Ti) <sub>2</sub> O <sub>4</sub>
Ilmenit [Ilm]	Im Auflicht weiss	FeTiO <sub>3</sub>
Iddingsit	Verwitterungsprodukt; submikroskopisches rotbraunes Gemenge aus Smektiten (Tonminerale), Chlorit, Goethit, Hämatit; entsteht in Vulkaniten aus Olivin	

Die Minerale, die in den Vulkaniten als Einsprengling gebildet werden und zu großen Teilen aus den gleichen Bestandteilen bestehen wie die Grundmasse in den Gesteinen, werden als Phänokristalle bezeichnet.

Xenokristalle sind Fremdmineral-Kristalle, die beim Aufstieg des Magmas aus dem Nebengestein mitgerissen wurden.

Die Wechselbeziehungen zwischen Kristallen (und amorpher Substanz) bilden verschiedene gleich- und ungleichkörnige Strukturen:

**Tabelle 3: Strukturen in magmatischen Gesteinen**

<i>Name</i>	<i>Beschreibung</i>
Seriale Struktur	Hauptminerale kommen in verschiedenen Grössen vor
Porphyrische Struktur	grosse Einsprenglinge in feinkörniger Matrix
Glomerophyrische Struktur	Zusammenballung mehrerer Einsprenglinge in feinkörniger Matrix
Poikilitische Struktur	Einbettung kleinerer Kristalle in einem grossen Wirtskristall
Ophitische Struktur	ähnlich poikilitisch aber die eingeschlossenen Kristalle sind leistenförmig
Interstitiale Struktur	hypokristalline Matrix füllt Zwischenräume aus
Intersertale Struktur	Gefügebegriff für magmatische Gesteine, bei denen auskristallisierte Phasen (z.B. Feldspäte, Pyroxene) ein Gerüst bilden, in dessen Porenraum die Restschmelze, meist mit deutlichem Korngrößenhiatus, erstarrt
Trachytische Struktur	Bereiche mit eingeregeltten Kristallen
Verwachsungsstrukturen Consertalstruktur: (Mikro)graphische Struktur Granophyrische Struktur Myrmekitische Struktur Intrafascikulare Struktur	miteinander verzahnte Korngrenzen
Symplektitische Struktur Anwachsstrukturen	

Die Texturen und Gefüge beschreiben die Kristallform und die Kristallinität

- Kristallform: (Hyp-, xeno-, idio-)morph
- Holokristallin: vollständig auskristallisierte Gesteine; das Gegenteil hierfür wäre dementsprechend
- hyalin und der Zwischenzustand
- hypokristallin (hemikristallin).
- Phanerokristallin, aphantisch (<0,1mm)
- mikrokristallin
- Kryptokristallin: aus Kristallen aufgebaut, die auch unter dem Mikroskop nicht erkennbar sind

Beschrieben werden auch Glasanteil, Mikroporosität, Reaktionen, Zonierungen, polysynthetische Verzwilligung, trachytische Fluidalstrukturen sowie die Korngrösse: fein, mittel, (sehr) grob.

# Methoden

## Kartierung

### Kartierung ausserhalb des Steinbruchs

Am Beginn der Kartierungsarbeiten sollte untersucht werden, welche Gesteine ausserhalb des Steinbruchs vorkommen bzw. wie weit Basalte zu finden sind.

Während mehrerer Erkundungsgänge wurden um den Steinbruch hauptsächlich Basalte gefunden.

Im bewaldeten Teil im N-und N/O-Teil waren die Gesteine meist unter der Vegetation versteckt und verwittert (Abb.28, 29, 30).

Im S-und S/O-Teil fand ich einige kompakte Basalte.

Im steilen Wald an der westlichen Ecke gab es meist lose, nicht anstehende Basaltgerölle mit teilweise "Sonnenbrand"-Oberfläche (Point 10, 11, 12; Abb.28).

In weiterer Entfernung, etwas weiter östlich (Point 10, 11, 12; Abb. 31) wurden nur noch Sedimente gefunden. Die hauptsächlich kieseligen Gerölle fand ich in einem Bachbett und lose auf einem Feld (Abb. 32).

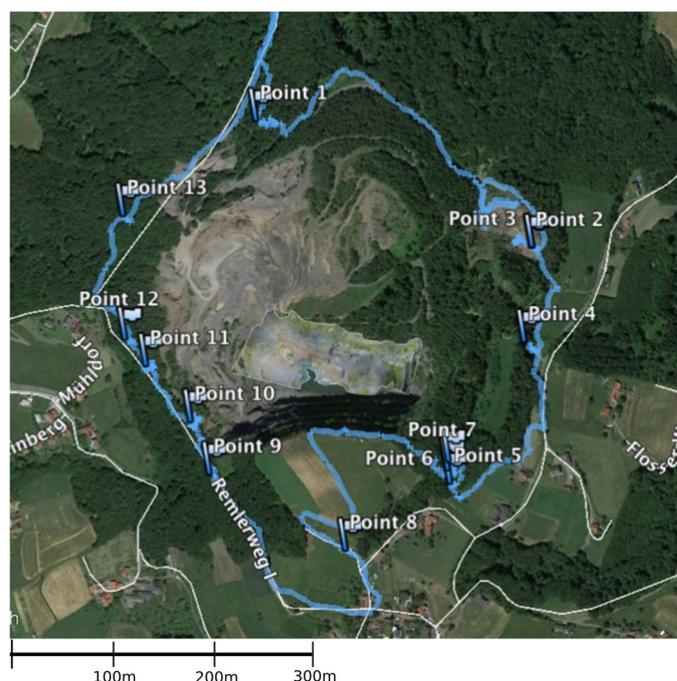


Abb. 28: Kartierung ausserhalb des Steinbruchs ergab nur Funde von Basalt (Google Earth)



a) Point 1



b) Point 9



c) Point 13

**Abb. 29: Basalt-Gesteine ausserhalb des Steinbruchs; a) Point1: nicht anstehende Basaltgerölle im Wald nördlich des Steinbruchs; b) Point 9: verwitterte, nicht anstehende Gesteine mit "Sonnenbrand" S-westlich des Steinbruchs; c) Point13: , nicht anstehende Gesteine N-westlich des Steinbruchs.**



a) Point 8



b) Point 11

**Abb. 30: Basalt-Gesteine ausserhalb des Steinbruchs; a)Point 8: Gerölle ausserhalb des Steinbruchs, südlicher Teil; b)Point 11: kompaktes Gestein mit gerundeten Ecken, S-westlich des Steinbruchs.**



Abb. 31: Kartierung in der Umgebung des Steinbruchs (Google Earth).



Abb. 32: hauptsächlich kieselige Sedimentgerölle auf einem Feld im N-östlich des Steinbergs.

### Probennahme im Steinbruch

Im Steinbruch wurden insgesamt 40 Proben, hauptsächlich Basalte, aber auch (pyro-)klastische Gesteine genommen.

Bei einem ersten Erkundungsgang wurde festgestellt, dass es verschiedene Arten von Basalten gab. Wir fanden kompakte, löchrige, verwitterte sowie blättrige Gesteine an den unterschiedlichen Orten in verschiedenen Höhen.

Es war anzunehmen, dass die Gesteine von mehreren verschiedenen Ausbruchsarten stammten.

Die Auswahl der Gesteine sollte möglichst viele verschiedene Ausprägungen enthalten.

Ausserdem sollten die Gesteine anstehend sein und frische Bruchflächen aufweisen.

Schliesslich mussten die Fundstellen genau dokumentiert werden. Dazu verwendete ich die Anwendung "Locus Map", damit ist es möglich, zu den Fundpunkten Koordinaten, Höhe und auch Fotos zu erfassen.

Die grosse Vielfalt der Gesteine machte es notwendig, dass wir viermal im Steinbruch waren und insgesamt 31 Basalte und 9 klastische Gesteine sammelten.

Zusätzlich waren noch zwei Kartierungsgänge zur Beurteilung der morphologischen Strukturen nötig.

Die Abbildungen 34-37 zeigen Beispiele charakteristischer Aufschlüsse, die Fundstellen sind in Abb.33 dokumentiert.

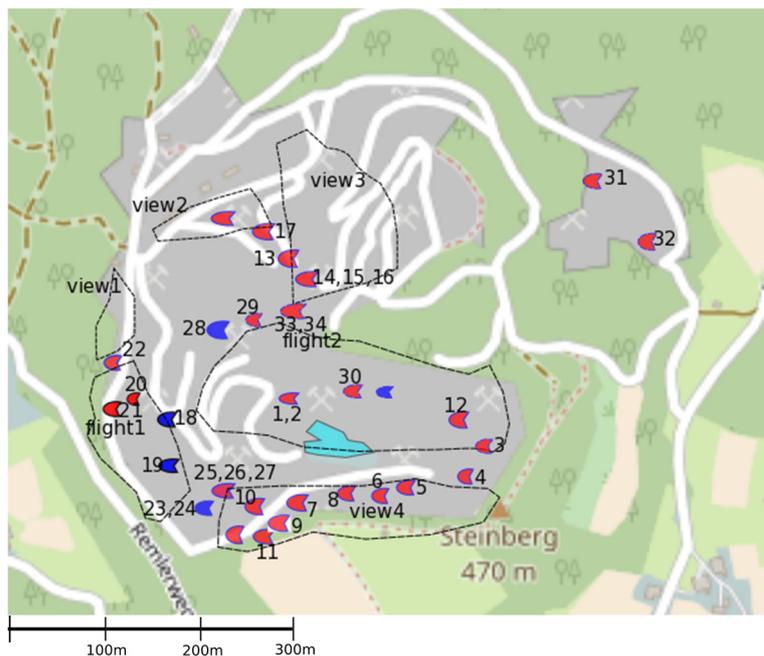


Abb. 33: Proben im Steinbruch, rot: Basalt, blau: pyroklastische Gesteine; einige Beispielaufschlüsse zeigen die Abbildungen 34-37 (Karte, OSM-Outdoor).



Abb. 34: Stb 23,24, abwechselnd Schichten von kompakten Basalten (B) und phreatisch (P)/phreatomagmatischen (PM) Gesteinen



Abb. 35: Stb 5,6, mächtiger Fluss; Basaltsäulen (B)



Abb. 36: Stb 13,14,15,16, Basalt von strombolianischer Ausbruchart (S) auf blättrigem Basalt (B)

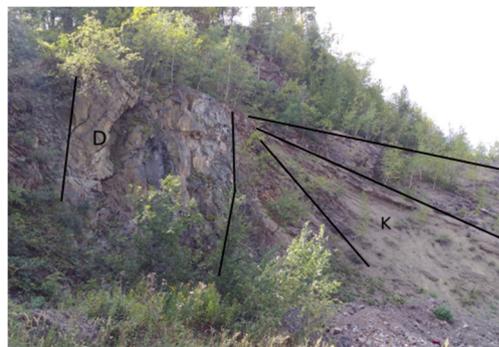


Abb. 37: Stb 32, ein basaltischer Gang schlägt durch die pyroklastischen Lagen.

## Analytische Methoden und Untersuchung der Gesteine

Von den ausgewählten Gesteinen wurden Presslinge für die Gesamtgesteinsanalysen, sowie Dünnschliffe für die petrographischen und petrologischen Untersuchungen hergestellt.

Für die petrographischen Untersuchungen wurde ein Polarisationsmikroskop der Marke Leica DM4500P verwendet. Unter Zuhilfenahme einer Farbkamera, Leica DFC420 mit der Software Leica Application Suite V 3.2.0, wurden zahlreiche Abbildungen gemacht.

Für die Gesamtgesteinsanalysen wurden Presslinge aus einer Mischung der gemahlene Gesteine mit dem 1:5-verdünnten Flussmittel Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub> hergestellt und bei 950 Grad getrocknet. Anschliessend wurden die Proben mit Hilfe der

Röntgenfluoreszenzanalysen (RFA) mit einem Röntgenspektrometer der Marke Phillips PW2400 am Institut für Lithosphärenforschung analysiert.

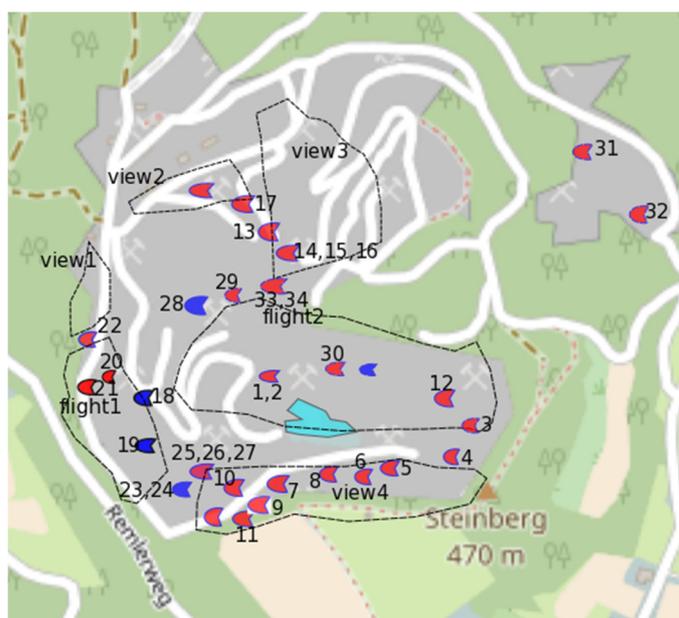
Haupt- und Nebenelementanalysen der Gesteinsminerale wurden mit der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) am Institut für Lithosphärenforschung der Universität Wien vorgenommen. Hierfür mussten die Dünnschliffe poliert und anschließend mit Kohlenstoff bedampft werden. Damit wird die Leitfähigkeit der Dünnschliffe verbessert und eine elektrostatische Aufladung dieser verhindert. Die Messungen wurden mit einer Cameca SX Five FE vorgenommen. Die EMS ist mit einem energiedispersiven System (EDS) und fünf wellenlängendispersiven Systemen (WDS) ausgestattet.

Für die Messungen der Mineralphasen wurden eine Beschleunigungsspannung von 15 kV und ein Strahlstrom von 20 nA mit einem Elektronenstrahldurchmesser von 1 µm verwendet. Die Analysen wurden mit den Analysatorkristallen (WDS) TAP (Thalliumphthalat), LIF (Lithiumfluorid) und PET (Pentaerythrol) vorgenommen. Jede Messung dauerte 20 Sekunden an der Peak-Position und 10 Sekunden und jeweils 10 Sekunden für beide Untergrund-Positionen. Für die Feldspäte wurde ein defokussierter Strahl von 6 µm Durchmesser verwendet mit einer Messzeit für die Alkalien (Na und K) von 10 Sekunden an der Peak-Position und jeweils 5 Sekunden für beide Untergrund-Positionen.

# Ergebnisse

## Makroskopische Beschreibungen

Bei der makroskopischen Beschreibung werden allgemeine petrographische Merkmale der Handstücke wie Kompaktheit, Korngrößen, Porosität, Einsprenglinge und Hohraumfüllungen, Farbe und eventuelle Alteration beschrieben. Abb.38 zeigt die Positionen der Proben im Steinbruch.



**Abb. 38:** Position der Proben, blau: pyroklastische Gesteine, rot: Basalte, strichlierte Linien markieren die einzelnen Seitenwände des Steinbruchs (Karte, OSM-Outdoor).

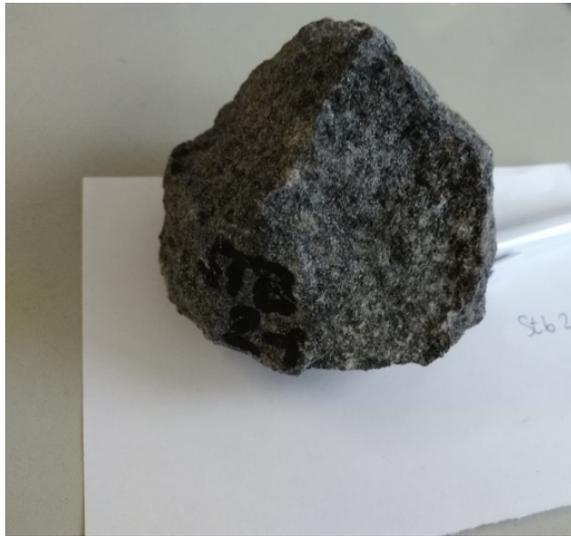
### Basalte

Die Basalte zeigen verschiedene makroskopisch sichtbare Eigenschaften, die auf unterschiedliche Ausbruchsarten bzw. Ablagerungsbedingungen schließen lassen.

Das Gestein Stb21 (Abb. 39) zeigt die typischen hellen “Sonnenbrenner“-Flecken, das sind Verwitterungserscheinungen, die durch Eindringen von Wasser in Spalten des Gesteins gebildet werden. Dabei wird aus Feldspatvertretern, vor allem Nephelin, Analcim gebildet. Beim Analcim handelt es sich um ein NaAl-Gerüstsilikat, welches durch Wasseraufnahme und daraus resultierender Volumenzunahme rasch verwittert.

In Abbildung 41 sieht man einen porösen, blasenreichen Basalt, der von strombolianischer Ausbruchsart stammt.

Die Abbildungen 40 und 42 zeigen feinkörnige, kompakte Basalte, wie sie in Basaltsäulen vorkommen, die durch langsame Abkühlung gebildet werden.



**Abb. 39: Basalt mit "Sonnenbrenner"-Flecken (weisse Punkte im dunklen Gestein), Stb21**



**Abb. 40: dunkelgrauer Basalt, feinkörnig; Stb32**



**Abb. 41: strombolianischer Basalt, Stb13, porös, blasig**



**Abb. 42: Säulenbasalt, Stb6: kompakt, feinkörnig**

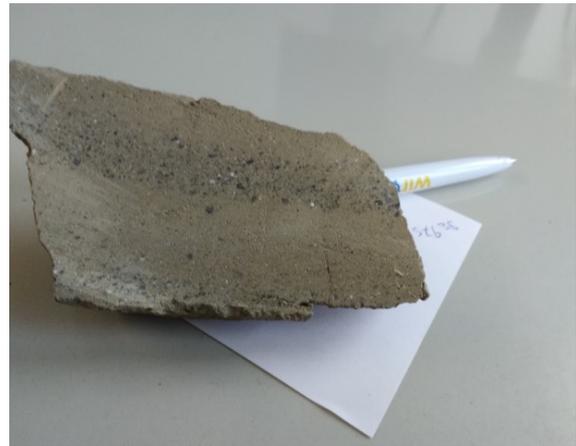
## Klastische Gesteine

Diese Gesteine kommen meist am Beginn einer Ausbruchphase an die Oberfläche. Sie enthalten nur bei phreatomagmatischer Ausbruchsform magmatische Bestandteile, nicht bei phreatischer Ausbruchsform.

Gestein Stb35 (Abb. 43) enthält einen grossen Anteil an magmatischen Anteilen. Das Gestein Stb38 (Abb. 44) ist ein geschichteter Tuffit, es besteht aus Lapilli und Aschen. Die einzelnen, sich wiederholenden Schichten wechseln von grob- bis feinkörnig. Es stammt vom nordöstlichen Eck des Steinbruchs in 480m Höhe.



**Abbildung 43: Pyroklastisches Gestein mit einzelnen cm-grossen Basaltfragmenten, Stb35**



**Abbildung 44: Pyroklastisches Gestein, verschiedene Schichten feinkörnig bis sehr feinkörnig; Stb38**

Diese Gesteine kommen an verschiedenen Stellen im Steinbruch in verschiedenen Höhen vor (Abb. 38).

Die Gesteine Stb18, 19, 23, 24 kommen am südwestlichen Rand des Steinbruchs vor. Die enthaltenen Komponenten sind in Abbildung 45 beschrieben.



**Abb. 45: klastische Gesteine (Stb18,19), Matrix-gestützt mit Gesteinsfragmenten, Basaltstücken und Kristallen; vom S-westliche Teil des Steinbruchs**

## Petrographie

### Klastische Gesteine

An verschiedenen Stellen im Steinbruch kommen klastische Gesteine vor (Abb. 46).

Diese Tuffite findet man in phreatisch/phreatomagmatischen Ausbruchphasen, welche meist zu Beginn eines Ausbruchs auftreten.

Im Steinbruch wurden diese Gesteine im S-östlichen Teil (Abb.47), im Zentrum (Abb.48) sowie im N-östlichen Teil gefunden (Abb.49).

Dabei bestehen Unterschiede bezüglich der magmatischen Anteile der Tuffite (Abb.50).

Im Zentrum des Steinbruchs gibt es die Gesteine mit dem grössten magmatischen Anteil, im N-Osten diejenigen mit dem kleinsten magmatischen Anteil.

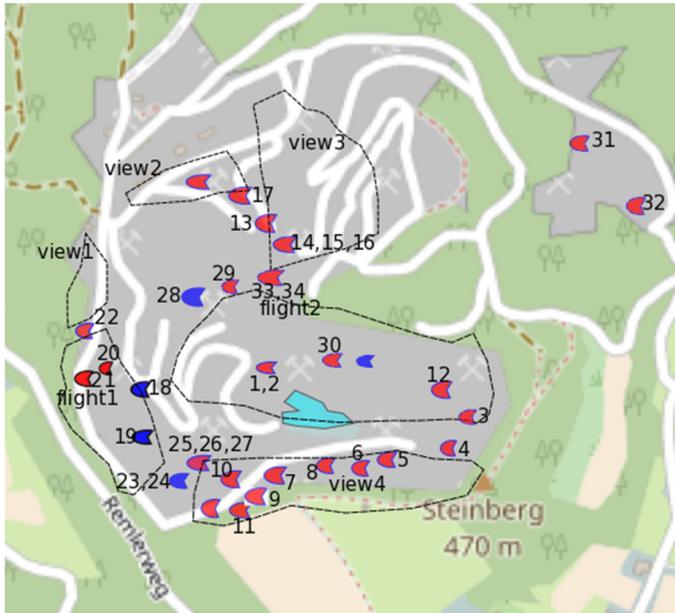
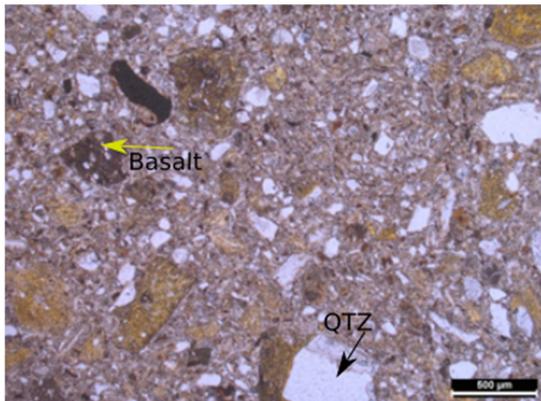
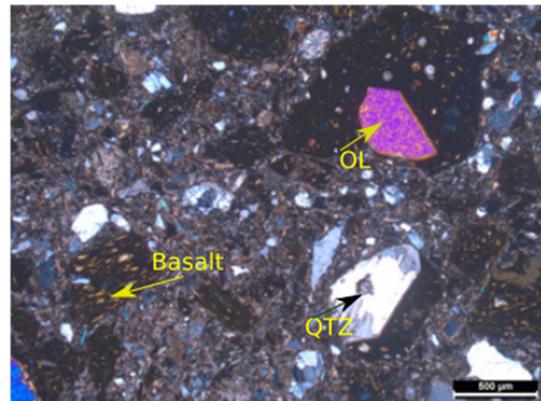


Abb. 46: Position der Proben, blau: pyroklastische Gesteine, rot: Basalte, strichlierte Linien markieren die einzelnen Seitenwände des Steinbruchs (Karte, OSM-Outdoor).



a)



b)



c)

Abb. 47: a): Stb18 enthält viele Qtz-Kristalle (lithic fragments) in verschiedenen Grössen und Basaltstücke (juvenile) in mittelgrosser, körniger Matrix; das Gestein ist Matrix-gestützt.

b): Stb19, in Darstellung mit gekreuzten Polarisatoren, enthält Qtz-Kristalle (lithic) in verschiedenen Grössen, Ol-Kristalle (juvenile), Basalt-Stücke(juvenile) in mittelgrosser, körniger Matrix; das Gestein ist Matrix-gestützt.

c): Der Aufschluss, aus dem Stb18 und Stb19 stammen, zeigt säulenähnliche Formen, die aus pyroklastischen Gesteinen aufgebaut sind.

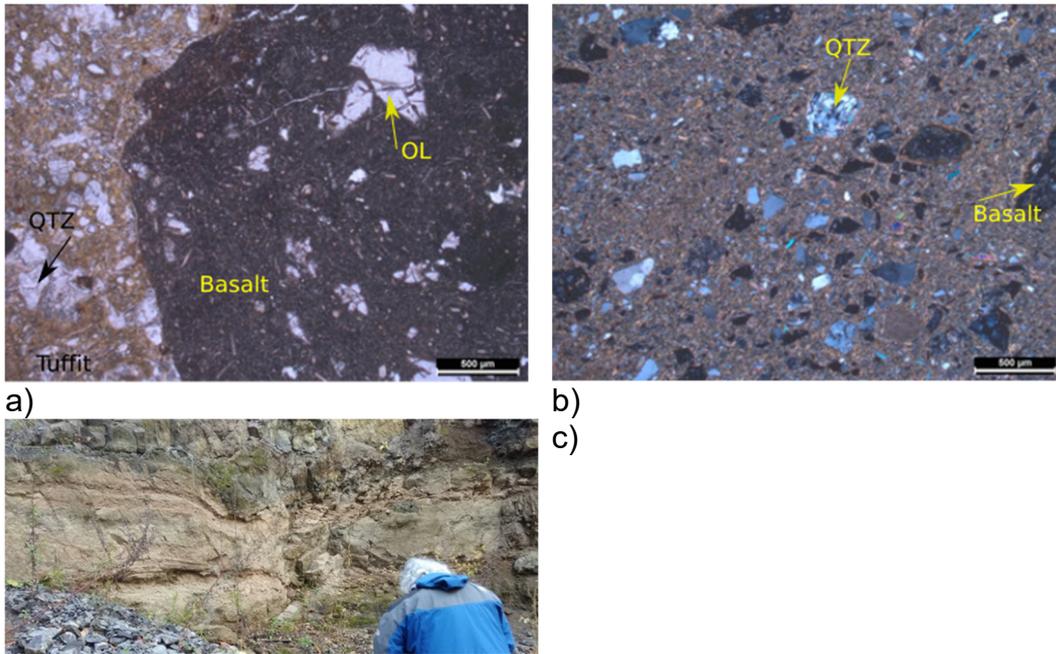


Abb. 48: a): Stb 36 besteht ist ein Tuffit, mit vielen Qtz-Kristalle (lithic), mit angrenzendem Basaltklast (juvenil), der einen grossen Ol-Kristall und kleinere Kristalle in feinkörniger Matrix zeigt; das Gestein scheint in breiten parallelen klastischen Schichten eingesunken zu sein (C); (b) Stb37, in Darstellung mit gekreuzten Polarisatoren, enthält Basaltstücke (juvenil) und Qtz-Kristalle (lithic) in feinkörniger Matrix. Beide Gesteine sind Matrixgestützt.

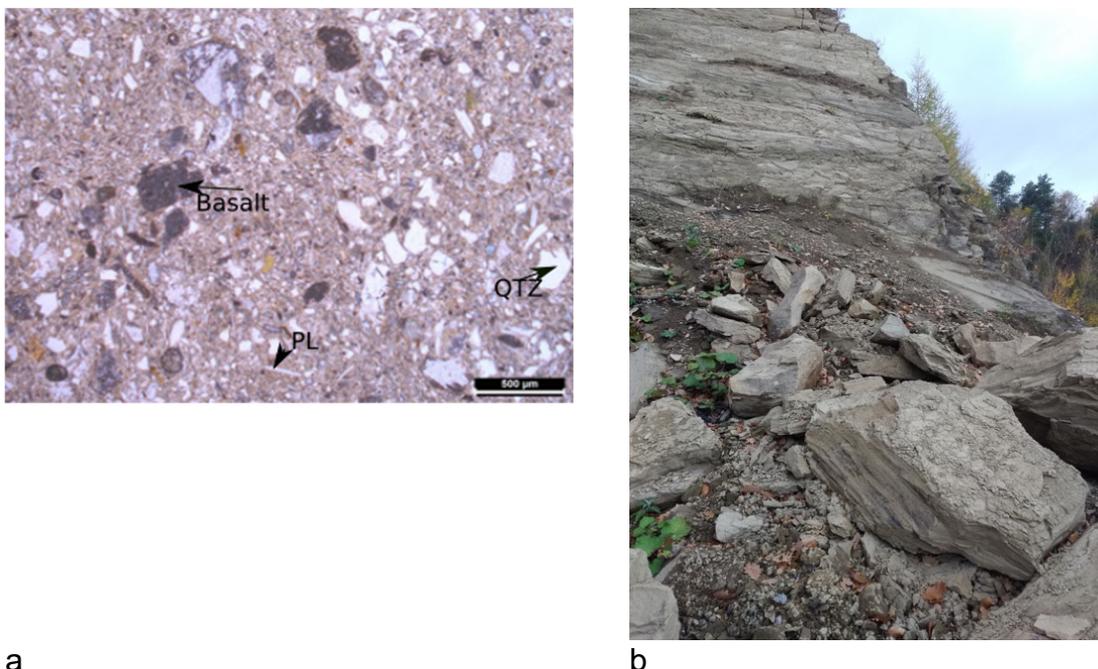
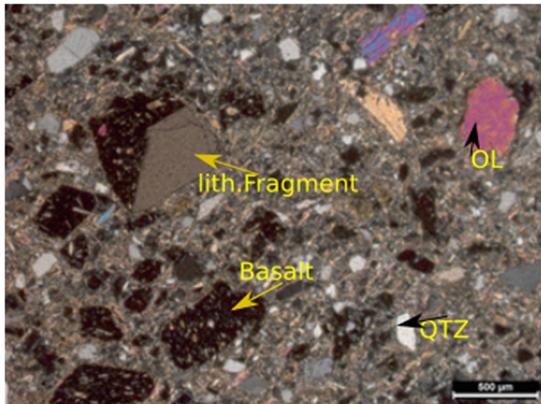
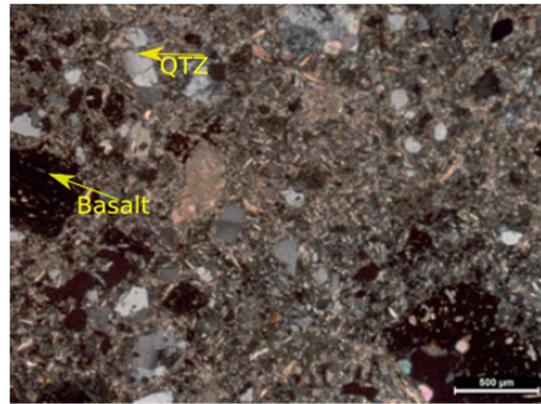


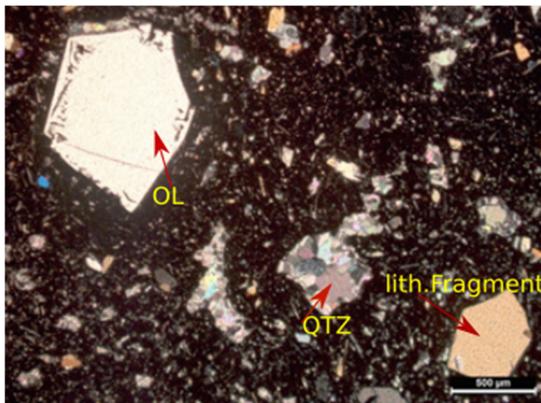
Abb. 49: a): Tuffit Stb38; das Gestein enthält Basaltstücke, Kristalle magmatischer Minerale (Plagioklas, juvenil) viele Quarz-Kristalle (lithic) in verschiedenen Grössen; b) der Aufschluss, aus dem Stb38 stammt, besteht aus mehreren pyroklastischen Schichten verschiedener Dicke und Körnigkeit .



a)



b)



c)

**Abb. 50: Tuffite mit zunehmendem Anteil an magmatischen Bestandteilen: einige Basaltstücke (juvenil), lith.Klasten, Qtz- und Ol-kristalle (juvenil) in feinkörniger Matrix, matrix-gestützt; a): Stb 38x; Dieses Gestein enthält wenig magmatische Bestandteile; b): Stb 18; c): Stb 35x; Dieses Gestein enthält viele magmatische Bestandteile.**

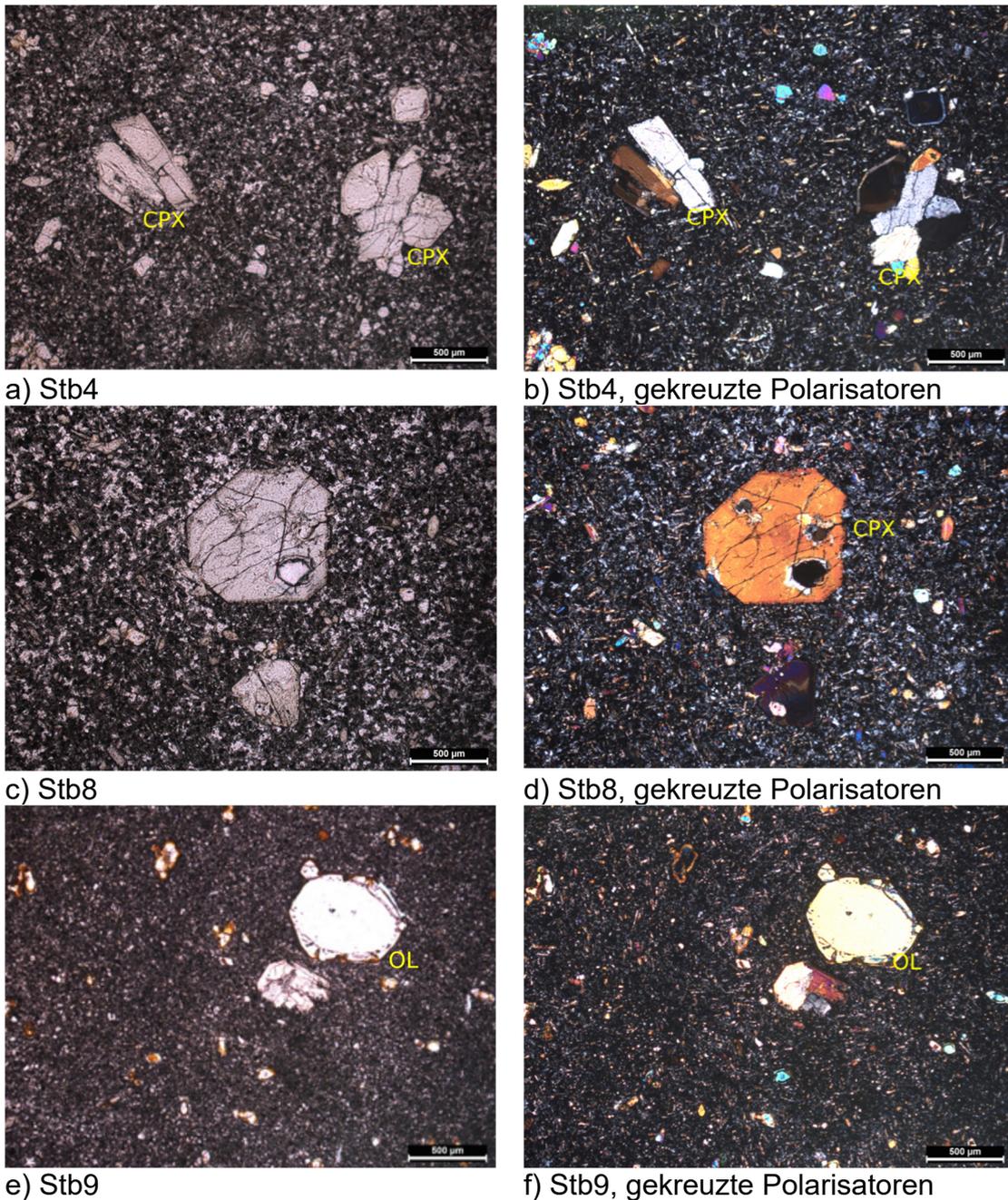
## Basalte

Ausgehend von den Gesamtgesteinsanalysen mit der offensichtlichen Einteilung in 3 Gruppen (siehe Tab.4, Abb.60) wurden die Dünnschliffe der Gesteine innerhalb dieser Gruppen petrographisch untersucht.

### Gruppe 1

Im Dünnschliff zeigen die Gesteine der Gruppe 1 unterschiedliche Charakteristik bezüglich Textur, Körnigkeit, Grösse der Phänoristalle sowie Korrosions- und Verwitterungserscheinungen. Daraus ergeben sich 3 Untergruppen:

Die Proben Stb1, 2, 3, 4, 8, 9, 10, 12 enthalten mittelgrosse Phänokristalle (bis 1mm): (hyp)-idiomorphe Olivine, Augite in feinkörniger, porphyrischer Matrix. Allerdings zeigen die Gesteine Stb8, 9, 10 Iddingsitisierung im Gegensatz zu Stb1,2,3,4,12 (Abb.51).



**Abb. 51:** a, b): Stb4 enthält mittelgrosse Augit-Kristalle und kleine Olivine in feinkörniger Matrix; c,d): Stb8 enthält einen mm-grossen Augit sowie kleine Augit- und Olivin-Kristalle in mittelfeiner Matrix; e,f) Stb 9 enthält einen mittelgrossen Olivin-Kristall in sehr feinkörniger Matrix, einige kleine Kristalle zeigen Iddingsitisierung (braune Flecken). Die Struktur ist allen 3 Gesteinen porphyrisch.

1. Die Gesteine Stb13, 15, 16, 33, 34 stammen von strombolianischer Ausbruchsart. Sie enthalten grosse (bis 2mm), teilweise korrodierte Augit- und

Olivin-Phänokristalle, feinkörnige, kryptokristalline, teilweise in eine Fließrichtung ausgerichtete Matrix und mm-grosse Hohlräume (Abb. 52).

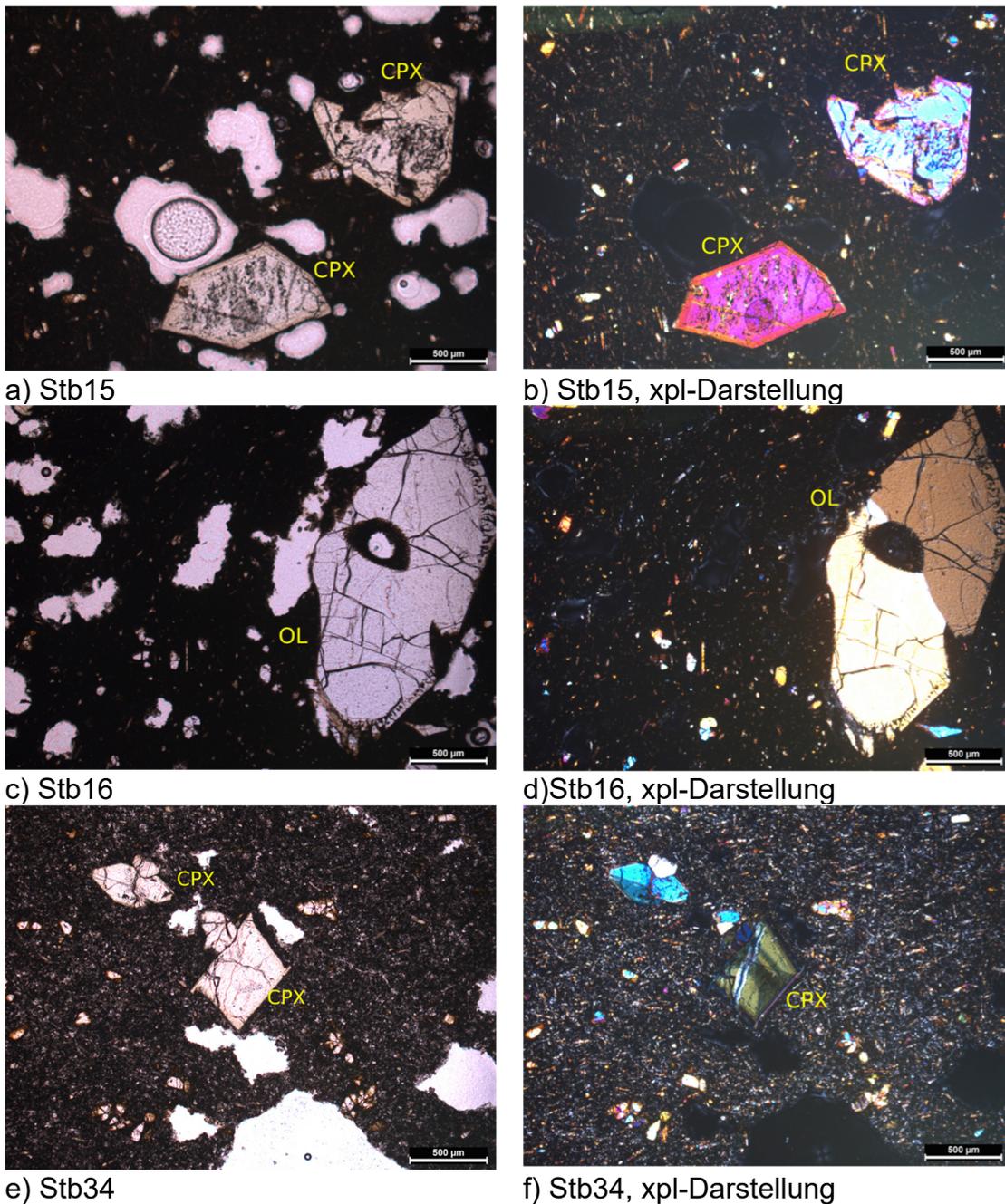
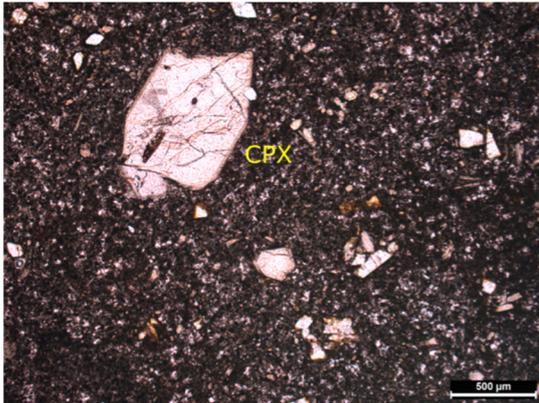
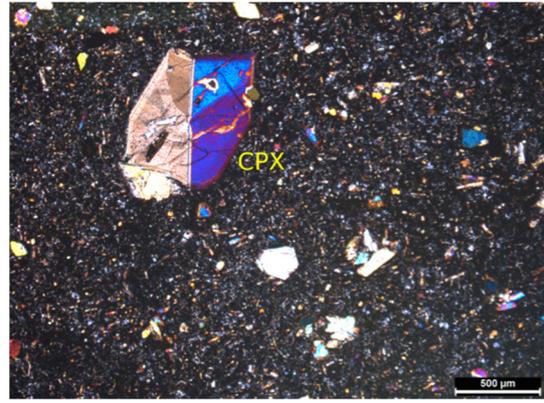


Abb. 52: a,b): Stb 15, in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung, enthält korrodierte Augite mit randlicher Zonierung in feinkörniger Matrix mit vielen Hohlräumen; c,d): Stb16, in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung, enthält sehr grosse Olivinkristalle mit Einschlüssen in feinkörniger Matrix mit vielen Hohlräumen; e,f): Stb 34 in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung, enthält mittelgrosse Augit-Kristalle, einige mit Sanduhr-Textur (f) in feinkörniger Matrix mit wenigen Hohlräumen, in f) ist eine Fließrichtung erkennbar.

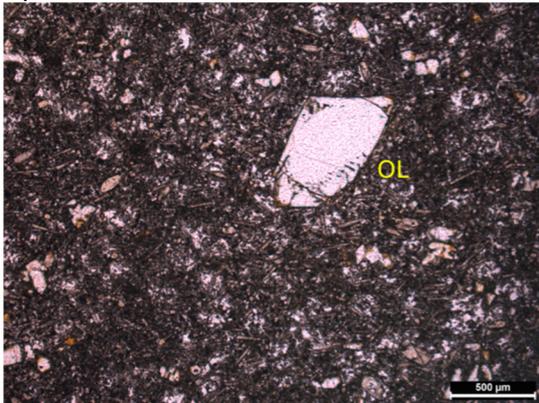
1. Die Gesteine Stb25, 26, 29 enthalten neben Olivin- und Augitphänokristallen (bis 1mm) auch viele stängelige Plagioklaskristalle in feinkörniger Matrix (Abb.53).



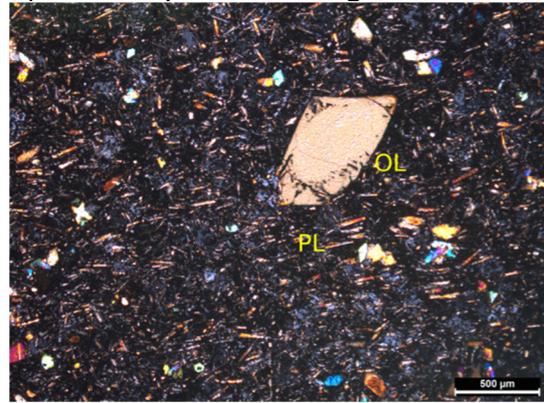
a) Stb25



b) Stb25, xpl-Darstellung



c) Stb29



d) Stb29, xpl-Darstellung

Abb. 53: a,b): Stb 25, in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung, enthalten mittelgrosse Augit-Kristalle mit Zwillingsbildung und randlicher Zonierung, sowie einige kleine Kristalle in feinkörniger Matrix; c,d) Stb 29 in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung, enthalten mittelgrosse Olivine mit randlichem Reaktionssaum, in d) sind auch kleine Plagioklas-Stängel in feinkörniger Matrix erkennbar, die eine Fließrichtung anzeigen.

### Gruppe 2

Die Gesteine Stb5, 6, 17, 21, 31, 32 dieser Gruppe zeigen in den Dünnschliffen deutliche Unterschiede. Es ergeben sich auch hier 3 Untergruppen, die auch der räumlichen Verteilung im Steinbruch entsprechen:

1. Die Gesteine Stb5 und Stb6 zeigen beide im Dünnschliff ähnliches Aussehen:  
 (Hyp-)idiomorphe, Olivin-, Plagioklas- und Augitkristalle;  
 Bereiche mit Nephelin, kleine Ilmenitkristalle; Serialkörnige Grössenverteilung;  
 Holo- bis kryptokristallines Gefüge (Abb. 54).

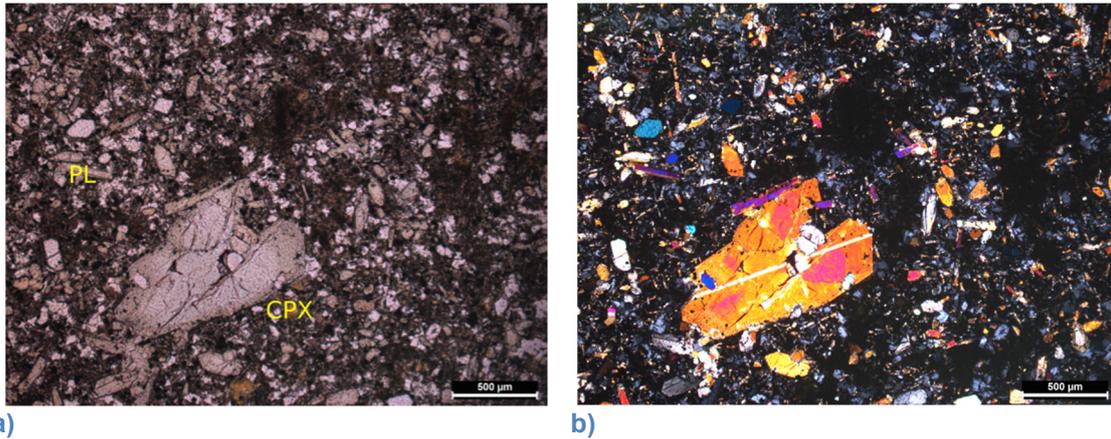


Abb. 54: a,b): Stb5, in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung zeigt einen mittelgrossen, verzwilligten Augit-Phänokristall, kleine leistenförmige Plagioklaskristalle und dunkle Bereiche mit Nephelin, die Struktur ist serialkörnig

2. Die Gesteine Stb17 und Stb21 zeigen ebenfalls beide im Dünnschliff ähnliches Aussehen:

Hypidiomorphe Olivinkristalle, die Iddingsitisierung und Korrosion aufweisen, teilweise zonierte Augitkristalle, stängelige Plagioklase, graue Bereiche mit Nephelin, kleine, feinkörnige Ilmenitkristalle, teilweise magmatische Korrosion sowie holo-bis kryptokristallines Gefüge (Abb. 55).

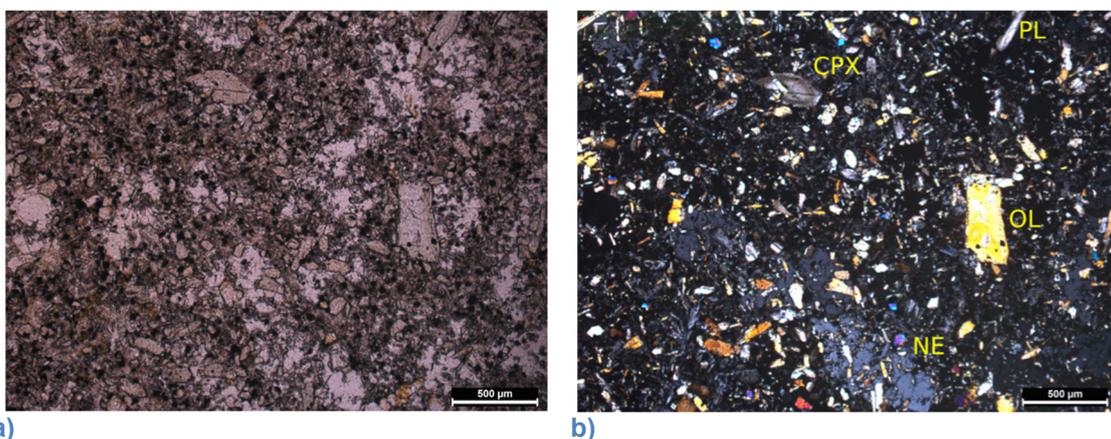


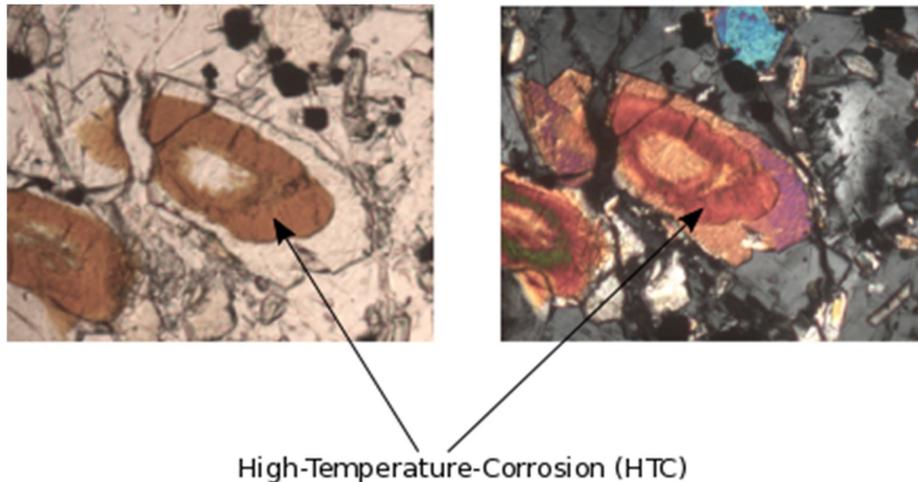
Abb. 55: Stb17 in einfacher(a) und gekreuzter(b) Polarisatordarstellung, enthält mittelgrosse bis kleine Olivin-Kristalle, stängelige Plagioklase, Augitkristalle mit Zonierung in Matrix mit serialkörniger Struktur; in (a) erkennt man kleine schwarze Punkte, das sind Ilmenite; in (b) sieht man graue Bereiche, diese enthalten Nephelin

#### Magmatische Korrosion:

In (Tschegg et.al., 2010) wird diese Alteration als High-Temperature-Corrosion (HTC) beschrieben. Dabei wird eine Änderung der chemischen Zusammensetzung und Struktur des Olivins durch Anstieg der O<sub>2</sub>-Fugazität und Einfluss von Wasser bewirkt. Dieser Prozess erfolgt vor der Eruption in der

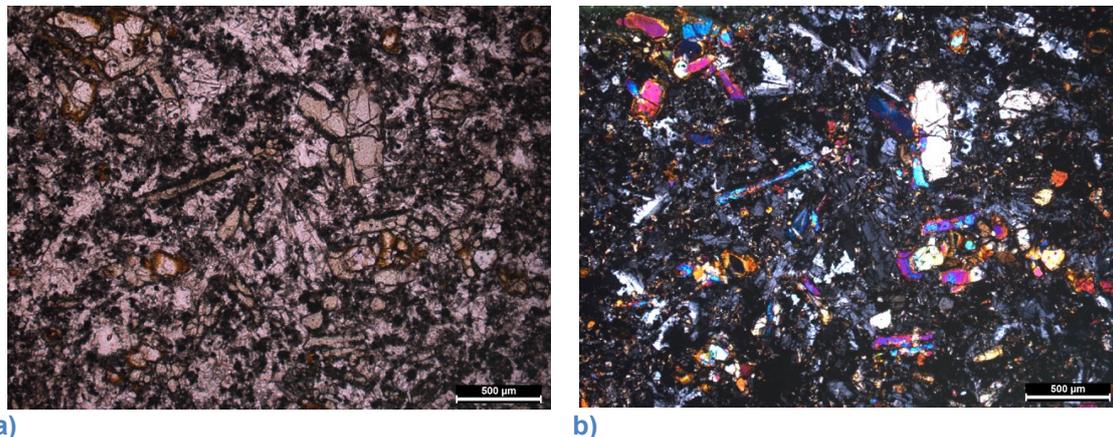
Magmakammer bei ca.1075 Grad. Nach Druckreduzierung und der damit verbundenen Absenkung der O<sub>2</sub>-Fugazität kann das Wachstum eines äusseren Randes aus frischem Olivin erfolgen (Abb. 56).

Im Gegensatz dazu ist die Iddingsitisierung eine Alteration nach der Eruption, unter atmosphärischen Bedingungen (LTI: Low-Temperature-Iddingsitisation).



**Abb. 56: Magmatische Korrosion im Gestein Stb21**

3. Das Gestein Stb32 zeigt hypidiomorphe Olivin- und Augitkristalle, die glomerophyrische Verwachsungen aufweisen. Es gibt Bereiche mit Nephelin, kleine Ilmenitkristalle, stängelige Plagioklase und Iddingsitisierung (Abb. 57).

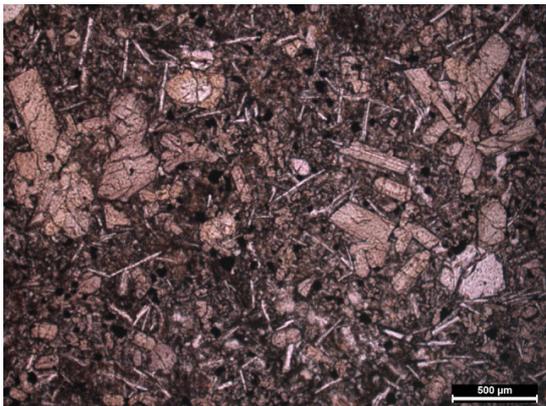


**Abb. 57: Stb32 in einfacher (a) und gekreuzter(b) Polarisatordarstellung, enthält mittelgrosse bis kleine Olivin-, Augit- und Plagioklas-Kristalle mit teilweise glomerophyrischen Verwachsungen, Iddingsitisierung (braune Flecken in a) in Matrix mit serialkörniger Textur, die Matrix enthält graue Bereiche mit Nephelin sowie punktförmige Ilmenitkristalle.**

### Gruppe 3

Die Gesteine der Gruppe 3 enthalten Olivin- und Augit-Phänokristalle, feinkörnige Titanomagnetite und stängelige Plagioklase. Die Augit-Kristalle enthalten

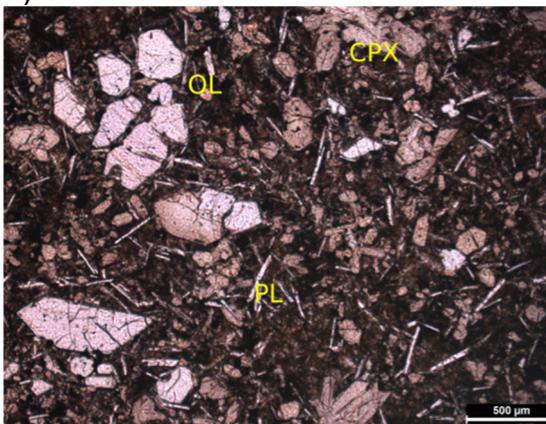
teilweise glomerophyrische Verwachsungen und Zwillingsbildungen. Die Korngrößenverteilung ist serialekörnig, das Gefüge kryptokristallin (Abb. 58).



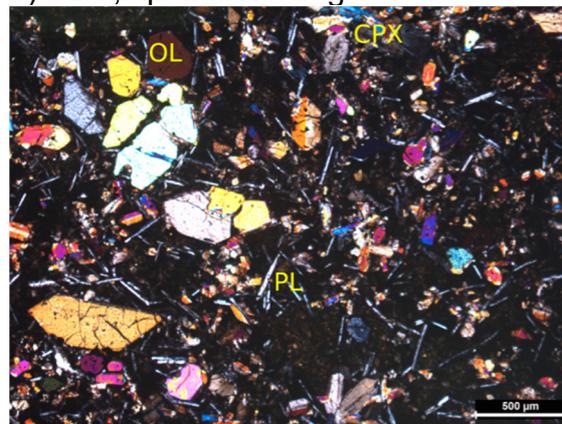
a) Stb7



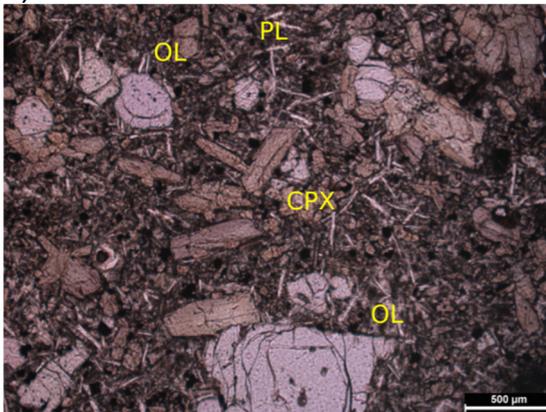
b) Stb7, xpl-Darstellung



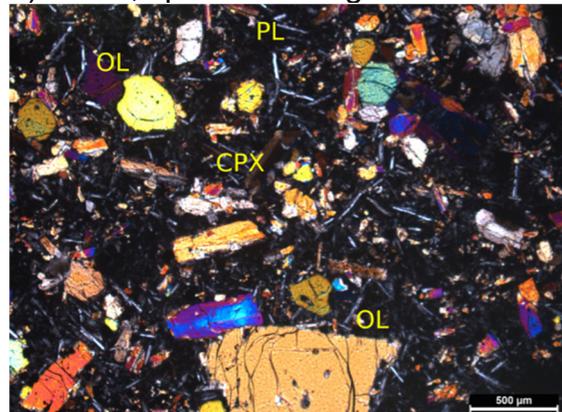
c) Stb20



d) Stb20, xpl-Darstellung



e) Stb27



f) Stb27, xpl-Darstellung

Abb. 58: Die Gesteine Stb7, 20 und 27 in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung; Der Mineralinhalt (Ol, Cpx, stängelige Plagioklase), die serialekörnige Struktur sowie die dunkle feinkörnige Matrix gibt es in allen 3 Gesteinen a,b): Stb7; c,d): Stb20; e,f): Stb 27 enthält etwas grössere Ol-Phänokristalle.

## Gesamtgesteinschemie

Die Gesamtgesteinschemie (Tabelle 4) ergab, dass die Gesteine in den Bereich Tephrite und Basanite gehören (TAS-Diagramm, Abb 59).

Die Analyse nach Streckeisen zeigt, dass die Gesteine 17-30% Nephelin enthalten. Es wird deshalb die Klassifikation nach Le Maitre, 2002 verwendet.

Tabelle 4: Gesamtgesteinsanalysen

Gruppe1						
Probe	STB1	STB2	STB4	STB8	STB8	STB9
SiO2	43,83	44,16	44,28	44,49	44,52	43,95
TiO2	2,12	2,13	2,12	2,12	2,13	2,12
Al2O3	14,63	14,69	15,05	15,03	15,15	14,71
FeO*	9,74	9,83	9,70	9,70	9,68	9,74
MnO	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
MgO	7,71	7,90	7,14	7,08	6,88	7,73
CaO	11,34	11,07	11,00	11,00	11,03	11,09
Na2O	5,75	5,91	5,65	5,80	6,04	5,97
K2O	1,58	1,64	2,65	2,69	2,55	1,78
P2O5	1,08	1,09	1,12	1,13	1,13	1,09
Total	98,93	99,13	99,04	99,26	99,33	98,88
Mg-#	58,52	58,86	56,74	56,53	55,89	58,58

Gruppe1						
Probe	STB10	STB12	STB13	STB14	STB15	STB16
SiO2	44,09	44,53	44,17	44,32	44,23	44,65
TiO2	2,13	2,12	2,14	2,08	2,13	2,07
Al2O3	14,72	15,10	14,81	14,75	14,47	14,81
FeO*	9,83	9,71	9,73	9,83	9,86	9,76
MnO	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
MgO	7,89	7,09	7,55	7,81	8,49	7,63
CaO	11,04	11,19	10,98	10,98	10,67	10,99
Na2O	6,00	5,86	5,95	6,06	5,42	5,88
K2O	1,80	2,50	1,05	1,01	1,75	1,10
P2O5	1,09	1,13	1,11	1,11	1,06	1,10
Total	99,11	99,65	98,77	99,01	99,01	99,45
Mg-#	58,83	56,54	58,02	58,58	60,54	58,22

Gruppe1							
Probe	STB25	STB26	STB29	STB30	STB33	STB34	STB40
SiO2	44,71	44,38	43,97	44,57	44,31	44,62	44,02
TiO2	2,12	2,12	2,11	2,12	2,12	2,14	2,03
Al2O3	15,17	15,12	14,58	15,11	14,81	14,96	13,95
FeO*	9,60	9,54	9,77	9,64	9,75	9,77	9,76
MnO	0,21	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
MgO	6,88	6,77	8,21	6,80	7,41	7,24	9,06
CaO	11,02	10,95	10,81	11,02	11,05	11,19	10,40
Na2O	5,60	5,67	5,40	6,53	5,79	5,90	5,85
K2O	2,68	2,66	2,51	1,43	1,10	1,34	1,57
P2O5	1,12	1,13	1,07	1,13	1,11	1,12	1,02
Total	99,11	98,83	98,60	98,65	98,40	99,81	99,71
Mg-#	56,08	55,84	59,95	55,70	57,52	56,90	62,31

\*Total Fe als FeO;

Fortsetzung Tabelle 4: Gesamtgesteinsanalysen

Gruppe2							
Probe	STB5	STB6	STB17	STB21	STB31	STB32	STB39
SiO <sub>2</sub>	44,26	44,21	44,10	45,34	44,11	45,34	46,23
TiO <sub>2</sub>	2,07	2,08	2,07	2,16	2,11	2,15	2,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,31	15,26	15,24	15,48	15,05	15,38	15,56
FeO*	9,72	9,71	9,61	9,42	9,87	9,38	9,28
MnO	0,21	0,21	0,21	0,19	0,22	0,19	0,18
MgO	6,12	6,45	6,11	6,49	6,11	6,61	6,91
CaO	11,08	11,27	10,95	10,65	11,35	10,83	10,64
Na <sub>2</sub> O	5,87	5,49	5,64	5,62	6,18	6,13	5,35
K <sub>2</sub> O	2,75	2,81	2,74	2,01	2,64	1,33	1,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,17	1,16	1,17	1,06	1,22	1,07	0,98
Total	98,88	99,29	98,60	98,98	99,48	98,47	99,22
Mg-#	52,87	54,21	53,08	55,10	52,43	55,65	57,02

Gruppe3					
Probe	STB7	STB11	STB20	STB22	STB27
SiO <sub>2</sub>	45,78	45,81	46,49	46,54	46,21
TiO <sub>2</sub>	2,20	2,20	2,22	2,23	2,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,67	15,55	15,92	15,78	15,74
FeO*	8,72	8,79	8,88	8,89	8,90
MnO	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
MgO	7,40	7,63	7,47	7,45	7,44
CaO	10,42	10,31	10,44	10,25	10,44
Na <sub>2</sub> O	4,32	4,53	4,83	5,04	5,13
K <sub>2</sub> O	2,62	2,63	2,52	2,43	2,44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,85	0,83	0,88	0,85	0,86
Total	98,94	99,06	100,22	99,58	99,71
Mg-#	60,19	60,75	60,00	59,91	59,85

\*Total Fe als FeO;

In Gruppe 1 variiert die Mg# von 55,70 – 62,31; Na<sub>2</sub>O von 5,42 – 6,53; K<sub>2</sub>O von 1,01 – 2,69.

In Gruppe 2 variiert die Mg# von 52,43 - 57,02; Na<sub>2</sub>O von 5,35 – 6,18; K<sub>2</sub>O von 1,33 – 2,81.

In Gruppe 3 variiert die Mg# von 59,85 – 60,75; Na<sub>2</sub>O von 4,32 – 5,13; K<sub>2</sub>O von 2,43 – 2,63.

Die Gesteine enthalten:

Stb7, 11, 20, 39: weniger als 20% Nephelin (Ol<10%; Ab>5%), diese werden als *Nephelin-Tephrite* klassifiziert.

Die übrigen Gesteine: 20%-30% Nephelin, diese werden als *Nephelinite* klassifiziert.

Aufgrund der Auswertungen des Chemismus konnten die Gesteine in 3 Gruppen eingeteilt werden : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Mg# (Abb. 60-A):

Gruppe 1: 15,2Gew% - 14Gew% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mit negativer Korrelation zu Mg# (55,5Gew% - 62,5Gew%)

Gruppe 2: 15Gew% - 15,5Gew% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> mit positiver Korrelation zu Mg# (52Gew% - 57Gew%)

Gruppe 3: 15,5Gew% - 16Gew% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ohne Korrelation zu Mg# (60Gew% - 61Gew%)

SiO<sub>2</sub> vs. Mg# (Abb. 60-B):

Gruppe 1: 45Gew% - 44Gew% SiO<sub>2</sub> mit leicht negativer Korrelation zu Mg# (55,5Gew% - 62,5Gew%)

Gruppe 2: 44Gew% - 46,3Gew% SiO<sub>2</sub> mit positiver Korrelation zu Mg# (52Gew% - 57Gew%)

Gruppe 3: 45,5Gew% - 46,5Gew% SiO<sub>2</sub> ohne Korrelation zu Mg# (60Gew% - 61Gew%)

CaO vs. Mg# (Abb. 60-C):

Gruppe 1: 11,4Gew% - 10,5Gew% CaO mit leicht negativer Korrelation zu Mg# (55,5Gew% - 62,5Gew%)

Gruppe 2: 11,4Gew% - 10,6Gew% CaO mit negativer Korrelation zu Mg# (52Gew% - 57Gew%)

Gruppe 3: 10,2Gew% - 10,5Gew% CaO ohne Korrelation zu Mg# (60Gew% - 61Gew%)

Das Diagramm (Abb. 61), CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. SiO<sub>2</sub> (negative Korrelation) zeigt die Richtung der Differenzierung: CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0,76 → 0,65 abnehmend für steigende SiO<sub>2</sub>-Werte von 0,44 → 46,7Gew%. Gruppe 1 und 2 sind nicht unterscheidbar, Gruppe 3 ist am meisten differenziert .

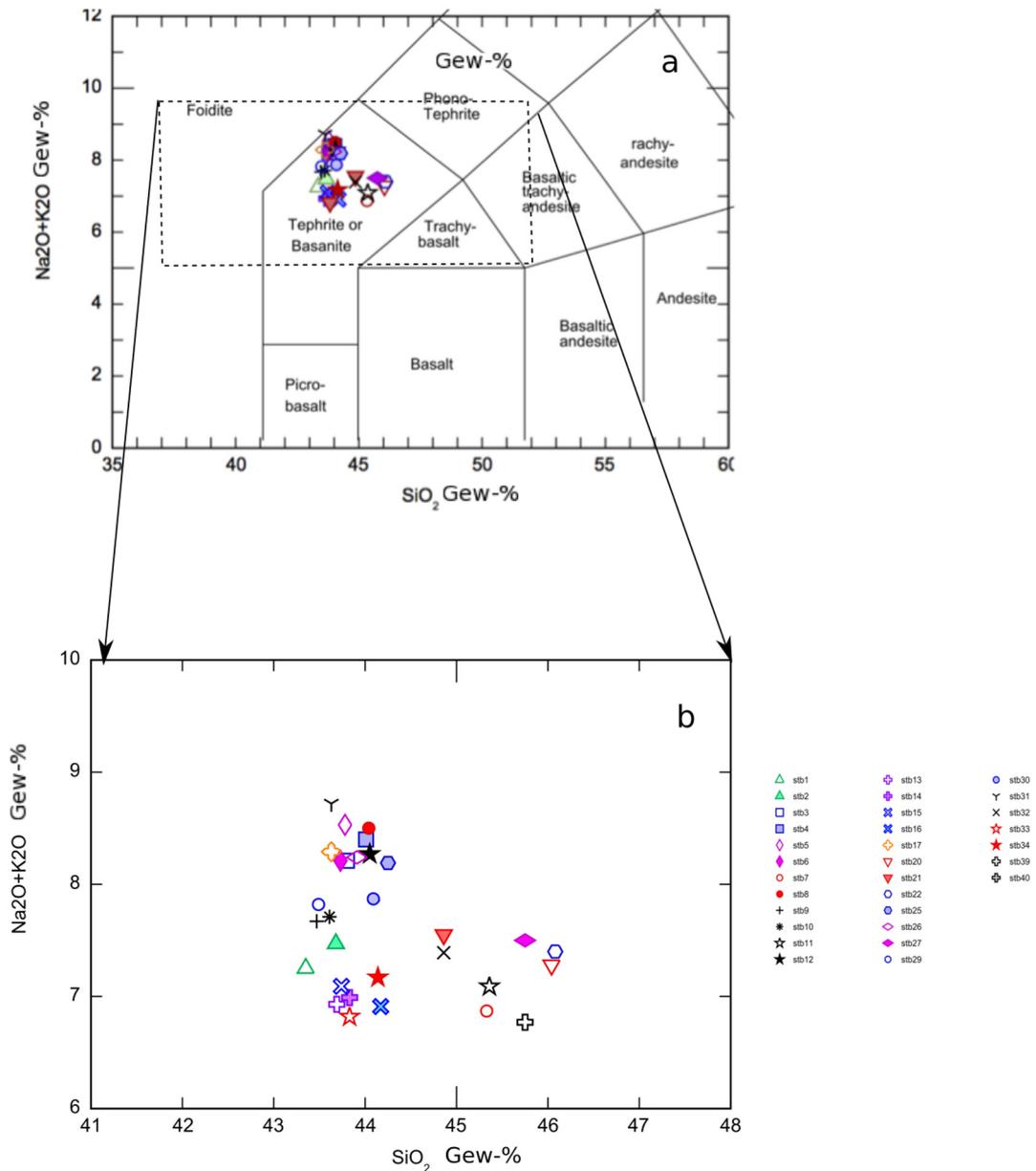


Abb. 59: Einordnung der Gesteine im TAS-Diagramm(a) nach Gesamtchemie; b):Vergrößertes TAS-Diagramms, Trends: vertikal (Abnahme von Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O von 8,85Gew% →6,88Gew% zeigt Aufschmelzung), horizontal (Zunahme von SiO<sub>2</sub> von 43,25Gew% →46 Gew% zeigt eine Differenzierung).

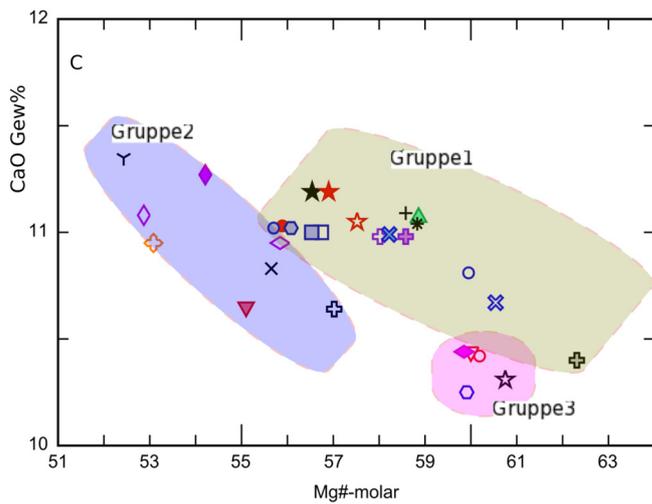
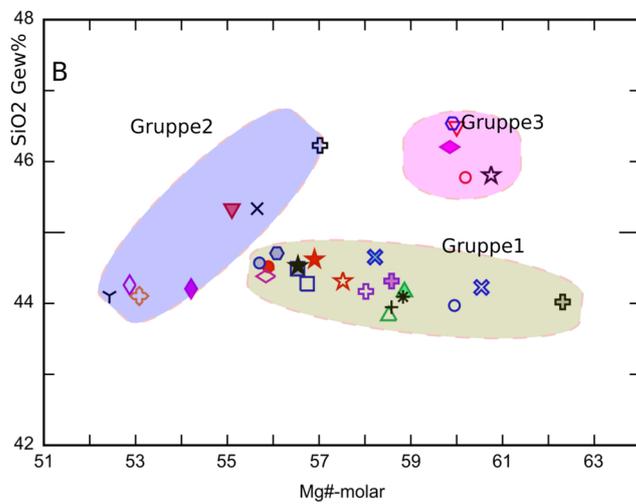
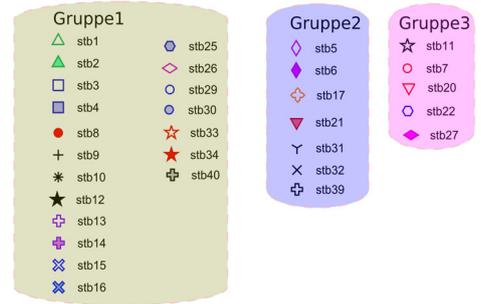
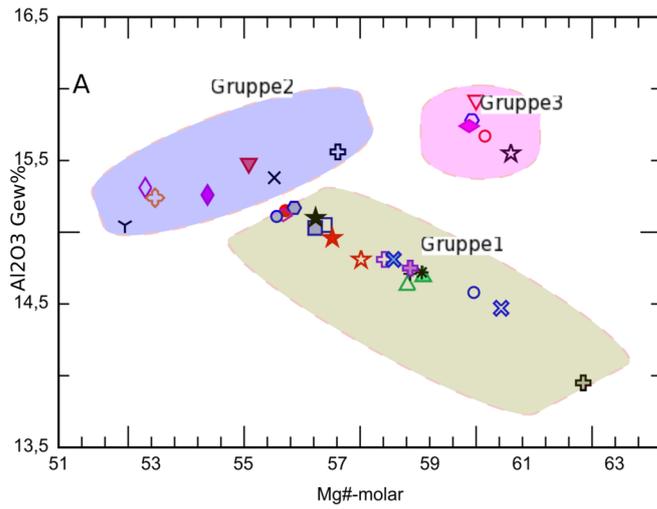


Abb. 60: Einteilung der Gesteine aufgrund der Gesamtchemie, die Mg# ( $Mg\# = \text{molare } MgO / (MgO + FeO) \times 100$ ) variiert zwischen 52 und 63, der  $Al_2O_3$ -Gehalt zwischen 14 und 16 Gew%, der  $SiO_2$ -Gehalt variiert zwischen 44 und 46,5 Gew%; A):  $Al_2O_3$  vs. Mg#: Gruppe 1 zeigt eine negative Korrelation, Gruppe 2 zeigt eine positive Korrelation; Gruppe 3 zeigt in allen 3 Diagrammen keine Korrelation, die Mg# liegt hier zwischen 60 und 61, der  $Al_2O_3$ -Wert zwischen 15 und 16 Gew%; B):  $SiO_2$  vs. Mg#: Gruppe 1 zeigt eine leicht negative Korrelation, Gruppe 2 zeigt eine positive Korrelation; C): CaO vs. Mg#: Gruppe 1 zeigt eine negative Korrelation; Gruppe 2 zeigt eine negative Korrelation.

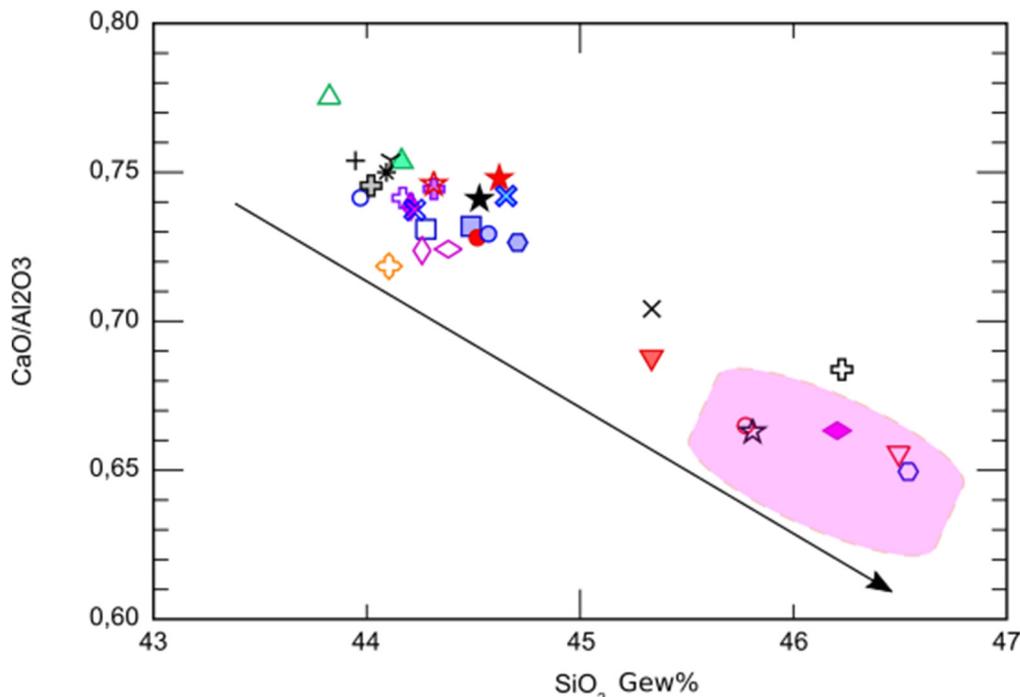


Abb. 61: Der Pfeil in diesem Diagramm (CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. SiO<sub>2</sub>) zeigt die Richtung der Differenzierung: CaO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nimmt ab mit steigendem SiO<sub>2</sub>; Gruppe 3 ist am meisten differenziert und zeigt eine negative Korrelation; die übrigen Gesteine sind nicht nach Gruppen unterscheidbar, sie variieren von wenig differenziert (44 Gew% SiO<sub>2</sub>) bis stärker differenziert (46,5 Gew% SiO<sub>2</sub>).

## Mineralchemie - Mikrosondenanalysen

### Olivine

Die Olivin – Elektronenstrahl - Mikrosonden Analysen sind in Tabelle 5 angegeben, die Korrelationsdiagramme in Abb. 62.

Der Fo-Gehalt ( $Fo = \text{molares MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ ) der Olivin - Phänokristalle variiert von 64,77 bis 88,71 im Kernbereich und von 52,41 bis 83,98 im Randbereich. Die Matrix-Olivine sind feinkörnig und der Fo-Gehalt variiert von 48,98 bis 83,81. Die Zusammensetzung der Phänokristalle am Rand ist ähnlich der Zusammensetzung der Matrix-Olivine.

Der NiO-Gehalt der Phänokristalle aus dem Kernbereich steigt kontinuierlich mit zunehmendem Fo-Gehalt von 0,05 bis 0,37 Gew.% im Kernbereich und von 0,01 bis 0,19 Gew.% im Randbereich. Die Matrix-Olivine enthalten 0,01-0,19 Gew.%. Die exponentielle Kurve zeigt die starke Abhängigkeit des NiO- vom Fo-Gehalt.

Es gibt eine Reihe von Phänokristallen mit Fo-Gehalt zwischen 89 und 90 und NiO-Gehalt zwischen 0,19 und 0,37Gew.% (siehe Abb. 62, Stb40).

Der CaO-Gehalt der Phänokristalle zeigt einen leicht fallenden Trend mit steigendem Fo-Gehalt. Er beträgt 0,05 – 0,66 Gew.% im Kernbereich, 0,16 – 0,76 Gew.% im Randbereich und 0,29 – 0,69 Gew.% in den Matrixkristallen.

Der MnO-Gehalt der Phänokristalle zeigt einen fallenden Trend mit steigendem Fo-Gehalt. Er beträgt 0,14 – 0,97 Gew.% im Kernbereich, 0,17 – 1,34Gew.% im Randbereich und 0,28 – 1,67 Gew.% in den Matrixkristallen.

Tabelle 5: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Olivin in Gew.%

Gruppe1

Probe	Stb1/Kern			Stb1/Rand			Stb1/Matrix		
	n=3			n=3			n=2		
Oxide	av	min	max	av	min	max	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	39,73	39,53	39,81	37,97	35,74	39,54	36,39	34,95	37,84
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,02	0,03	0,06	0,02	0,04	0,05	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,03	0,01	<NW	0,02	0,01	<NW	0,01
FeO*	14,34	16,32	13,20	22,43	32,51	15,58	28,26	33,83	22,70
MnO	0,22	0,34	0,15	0,64	1,16	0,32	0,96	1,27	0,66
NiO	0,21	0,15	0,25	0,11	0,05	0,17	0,07	0,04	0,09
MgO	45,59	44,09	46,38	38,59	29,69	44,66	33,27	27,84	38,71
CaO	0,21	0,32	0,16	0,38	0,53	0,28	0,53	0,72	0,34
Summe	100,39	100,83	100,04	100,20	99,79	100,64	99,58	98,73	100,43
Fo	85,00	82,81	86,24	74,98	61,96	83,63	67,36	59,47	75,25

Probe	Stb2/Kern			Stb2/Rand	Stb40/Kern		
	n=6			n=1	n=7		
Oxide	av	min	max		av	min	max
SiO <sub>2</sub>	39,65	39,67	39,51	39,18	40,27	39,30	41,04
TiO <sub>2</sub>	0,01	<NW	<NW	0,01	0,01	0,03	<NW
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02
FeO*	13,18	13,31	13,02	15,16	13,29	15,85	10,87
MnO	0,16	0,15	0,16	0,28	0,21	0,34	0,19
NiO	0,26	0,26	0,26	0,19	0,26	0,17	0,37
MgO	45,94	45,72	46,04	44,29	46,40	44,30	47,89
CaO	0,17	0,18	0,17	0,24	0,17	0,30	0,05
Summe	99,43	99,35	99,24	99,42	100,67	100,34	100,44
Fo	86,14	85,96	86,31	83,90	86,15	83,28	88,71

Probe	Stb40/Rand			Stb40/Matri	Stb4/Kern		
	n=2			n=1	n=4		
Oxide	av	min	max		av	min	max
SiO <sub>2</sub>	36,91	36,67	37,15	37,75	39,13	38,76	39,54
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,04	0,07	0,03	0,02	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<NW	<NW	<NW	0,02	0,01	0,01	0,03
FeO*	25,14	25,72	24,55	22,31	18,87	20,87	16,25
MnO	0,94	1,00	0,88	0,77	0,44	0,52	0,35
NiO	0,06	0,10	0,02	0,08	0,13	0,11	0,17
MgO	35,20	34,45	35,94	38,18	40,70	39,06	42,79
CaO	0,54	0,58	0,50	0,44	0,27	0,24	0,30
Summe	98,91	98,64	99,19	99,65	99,65	99,66	99,53
Fo	71,39	70,49	72,30	75,32	79,34	76,94	82,45

\* Total Fe als FeO; NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

Fortsetzung Tabelle 5: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Olivin in Gew.%

Probe	Stb4/Rand			Stb14/Kern			Stb14/Rand		
	n=2			n=3			n=3		
Oxide	av	min	max	av	min	max	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	38,08	37,92	38,24	40,03	39,61	40,05	39,65	39,61	39,69
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,02	0,00	0,02	0,05	0,03	0,03	0,05	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<NW	<NW	<NW	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
FeO*	24,08	24,31	23,84	14,35	16,41	13,83	15,98	16,41	15,44
MnO	0,68	0,70	0,66	0,20	0,38	0,15	0,31	0,38	0,17
NiO	0,09	0,10	0,08	0,19	0,14	0,21	0,13	0,14	0,18
MgO	36,23	35,93	36,53	44,97	43,11	45,53	43,40	43,11	43,91
CaO	0,31	0,28	0,34	0,22	0,37	0,17	0,34	0,37	0,16
Summe	99,56	99,35	99,77	100,06	100,14	100,03	99,95	100,14	99,63
Fo	72,85	72,49	73,20	84,81	83,27	85,72	82,89	82,41	83,53

Probe	Stb15/Kern			Stb15/Rand			Stb29/Kern		
	n=7			n=3			n=6		
Oxide	av	min	max	av	min	max	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	39,52	39,47	39,93	39,50	39,39	39,61	39,92	39,07	40,25
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	<NW	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	<NW
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,11	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
FeO*	14,87	16,04	13,12	15,17	15,22	15,12	14,70	19,35	13,22
MnO	0,28	0,33	0,19	0,32	0,35	0,28	0,24	0,46	0,16
NiO	0,17	0,15	0,24	0,17	0,18	0,16	0,21	0,14	0,22
MgO	44,77	44,01	46,49	44,40	44,36	44,44	44,65	40,61	45,87
CaO	0,31	0,33	0,17	0,29	0,29	0,29	0,23	0,42	0,17
Summe	100,04	100,52	100,21	99,94	99,88	100,00	100,03	100,17	99,96
Fo	84,29	83,02	86,33	83,92	83,86	83,98	84,38	78,91	86,08

Probe	Stb29/Rand			Stb29/Matrix			Stb30/Kern		
	n=4			n=8			n=5		
Oxide	av	min	max	av	min	max	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	38,23	35,91	39,51	37,58	35,06	39,92	39,64	39,16	39,69
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,05	0,03	0,04	0,08	0,02	0,03	0,04	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	<NW	0,01	0,01	<NW	0,01	0,01	0,02	0,02
FeO*	21,88	32,89	15,65	25,57	<NW	15,13	16,46	18,15	15,87
MnO	0,57	1,03	0,32	0,73	1,27	0,28	0,38	0,49	0,36
NiO	0,10	0,04	0,15	0,09	0,02	0,19	0,15	0,15	0,16
MgO	38,14	28,66	43,73	34,88	23,64	43,93	43,01	41,39	43,46
CaO	0,54	0,76	0,45	0,53	0,69	0,29	0,31	0,31	0,31
Summe	99,67	99,77	99,92	99,53	99,43	99,85	100,08	99,78	99,99
Fo	75,27	60,85	83,29	69,98	52,22	83,81	82,32	80,26	83,01

\* Total Fe als FeO; NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

Fortsetzung Tabelle 5: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Olivin in Gew.%

Probe	Stb30/Rand		
	n=3		
Oxide	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	37,84	37,47	38,15
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,06	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,03
FeO*	24,11	24,70	23,13
MnO	0,88	0,86	0,86
NiO	0,06	0,05	0,06
MgO	35,71	34,51	36,92
CaO	0,46	0,53	0,46
Summe	99,22	98,33	99,74
Fo	72,52	71,36	74,00

Gruppe 2

Probe	Stb32/Kern			Stb32/Rand			Stb32/Matrix
	n=6			n=5			n=1
Oxide	av	min	max	av	min	max	
SiO <sub>2</sub>	38,76	36,65	39,46	36,56	36,22	37,17	36,62
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,05	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	<NW	0,01	<NW	<NW	<NW	<NW
FeO*	20,19	29,91	17,05	30,77	33,06	28,20	30,39
MnO	0,48	0,97	0,34	0,98	1,06	0,85	0,99
NiO	0,12	0,05	0,16	0,06	0,05	0,06	0,05
MgO	39,80	30,84	42,63	30,72	28,28	33,30	31,00
CaO	0,30	0,45	0,27	0,44	0,47	0,42	0,46
Summe	99,75	98,95	100,03	99,63	99,21	100,11	99,62
Fo	77,66	64,77	81,68	63,99	60,40	67,80	64,52

Probe	Stb5/Kern			Stb5/Rand			Stb39/Kern		
	n=2			n=2			n=3		
Oxide	av	min	max	av	min	max	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	38,06	38,33	37,80	38,07	37,86	38,27	39,36	38,77	39,91
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<NW	<NW	<NW	<NW	<NW	<NW	0,02	<NW	0,03
FeO*	19,96	20,15	19,77	21,11	22,12	20,10	15,07	17,69	13,09
MnO	0,75	0,77	0,72	0,78	0,83	0,73	0,27	0,37	0,17
NiO	0,07	0,06	0,08	0,05	0,04	0,06	0,14	0,07	0,21
MgO	39,47	39,42	39,52	38,59	37,93	39,24	45,16	42,71	47,18
CaO	0,61	0,66	0,57	0,65	0,65	0,65	0,26	0,29	0,22
Summe	99,01	99,48	98,54	99,30	99,48	99,11	100,33	99,97	100,87
Fo	77,90	77,72	78,09	76,52	75,35	77,68	84,20	81,15	86,54

\* Total Fe als FeO; NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

Fortsetzung Tabelle 5: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Olivin in Gew.%

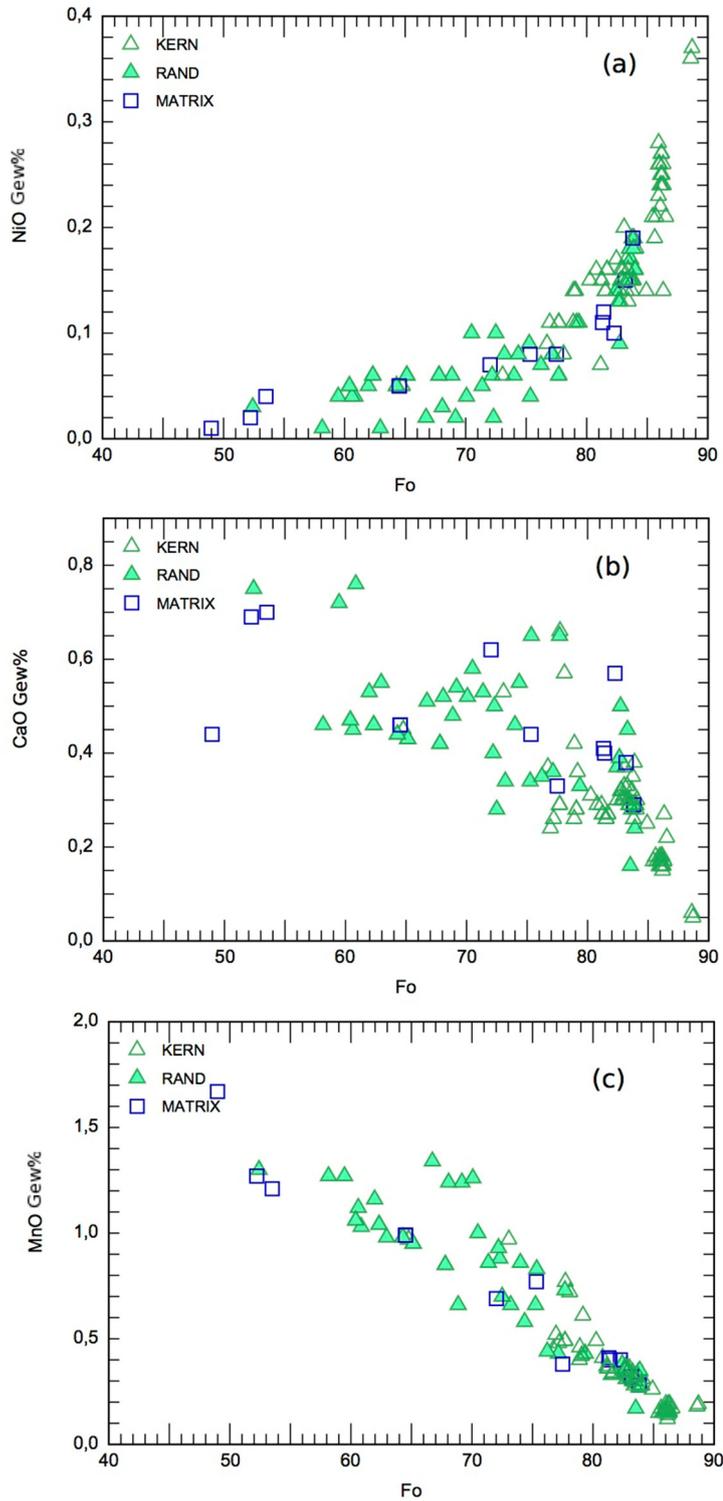
Probe	Stb17/Kern			Stb17/Rand			Stb21/Kern		
	n=2			n=4			n=6		
Oxide	av	min	max	av	min	max	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	38,20	37,61	38,78	36,79	36,30	37,12	39,72	39,55	39,71
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,03	0,03	0,09	0,09	0,06	0,01	0,04	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<NW	<NW	<NW	<NW	<NW	<NW	0,02	0,02	0,05
FeO*	21,56	24,01	19,11	27,38	28,62	26,30	15,47	15,88	14,96
MnO	0,79	0,97	0,61	1,27	1,34	1,26	0,30	0,32	0,28
NiO	0,09	0,06	0,11	0,03	0,02	0,04	0,15	0,15	0,16
MgO	38,63	36,51	40,75	33,42	32,19	34,53	43,98	43,47	44,16
CaO	0,45	0,53	0,36	0,52	0,51	0,52	0,29	0,30	0,28
Summe	99,83	99,75	99,91	99,53	99,09	99,86	100,01	99,77	99,72
Fo	76,11	73,05	79,17	68,51	66,73	70,07	83,53	83,00	84,03

Probe	Stb21/Rand			Stb21/Matrix
	n=3			n=1
Oxide	av	min	max	
SiO <sub>2</sub>	36,16	35,89	36,58	34,35
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,03	0,04	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,02	0,08	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<NW	<NW	0,01	<NW
FeO*	32,96	35,00	30,69	40,47
MnO	1,12	1,27	0,98	1,67
NiO	0,02	0,01	0,01	0,01
MgO	28,39	27,28	29,25	21,79
CaO	0,49	0,46	0,55	0,44
Summe	99,28	99,99	98,32	98,97
Fo	60,57	58,15	62,95	48,02

Gruppe 3

Probe	Stb7/Kern	Stb7/Rand	Stb27/Kern		
	n=1	n=1	n=4		
Oxide			av	min	max
SiO <sub>2</sub>	38,80	37,79	38,91	38,79	39,29
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,04	0,02	0,03	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<NW	<NW	0,01	<NW	0,01
FeO*	21,17	27,19	20,67	21,65	19,56
MnO	0,45	0,66	0,41	0,44	0,40
NiO	0,09	0,06	0,09	0,07	0,11
MgO	39,13	33,73	39,78	38,91	40,98
CaO	0,37	0,48	0,32	0,35	0,26
Summe	100,07	99,99	100,25	100,29	100,67
Fo	76,72	68,86	77,43	76,22	78,89

\*Total Fe als FeO; NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben



**Abb. 62: Olivin- Korrelationsdiagramme der Kern-, Rand- und Matrixkristalle: Der Fo-Gehalt variiert von 73-86 im Kernbereich, von 60-71 im Randbereich und 56-77 bei den Matrix-Olivinen ; (a) NiO - Gehalt vs. Fo-Gehalt: 0,06-0,24 Gew.% im Kern, 0,02-0,10 Gew.% im Rand und 0,02-0,09 Gew.% in den Matrix-Olivinen; (b) CaO - Gehalt vs. Fo-Gehalt: 0,16-0,65 Gew.% im Kern, 0,45-0,79 Gew.% im Rand und 0,44-0,68 Gew.% in den Matrix-Olivinen; (c) MnO - Gehalt vs. Fo-Gehalt: 0,16-0,91 Gew.% im Kern, 0,66-1,25 Gew.% im Rand und 0,44-1,10 Gew.% in den Matrix-Olivinen.**

In Abb.63 sind einige Beispiele von BSE-Bildern der Olivine der Gruppen 1, 2 und 3 zu sehen.

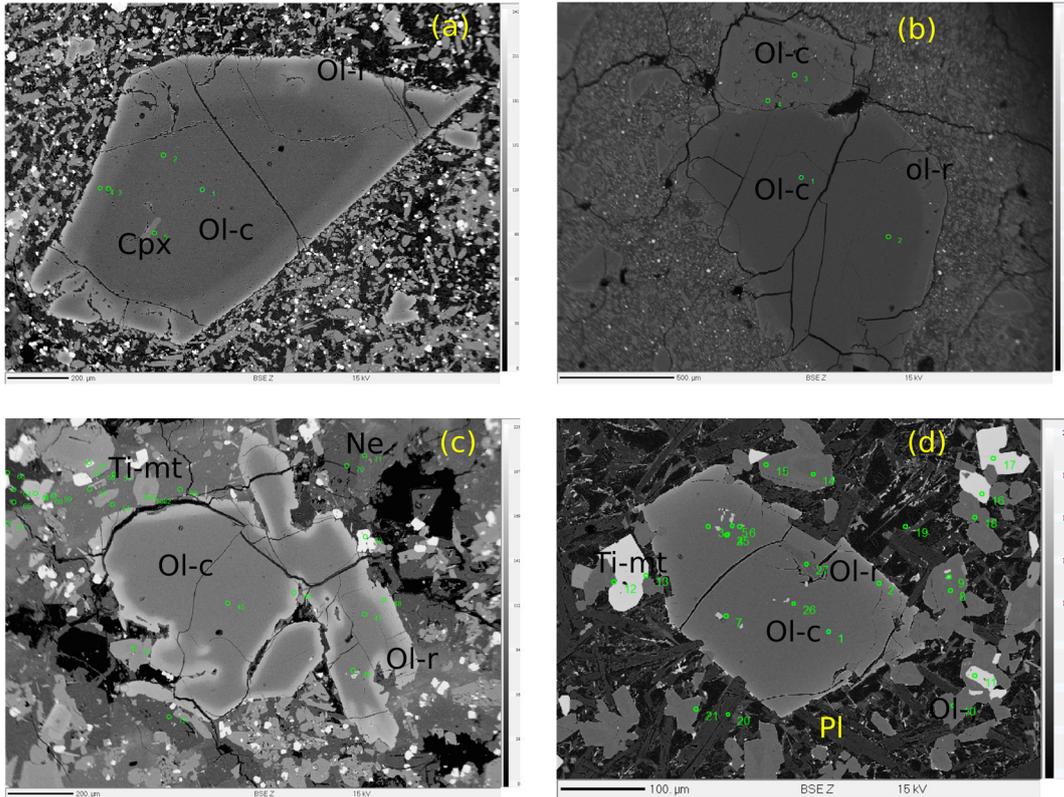
Die Phänokristalle der Gruppe 1 sind idiomorph bis sub-idiomorph.

Beispiel Stb1 (Abb.63-a) enthält einen Olivin mit einem relativ homogenen breiten Kernbereich (Fo=86 im Kern, Fo=84 am Rand dieses Bereichs) und einen schmalen Randbereich (Fo=79). Die hellere Farbe des Olivins im Kontakt mit der Matrix deutet auf einen höheren FeO-Gehalt hin. Der Einschluss im Kernbereich besteht aus Klinopyroxen (Cpx).

Beispiel Stb40 (Abb.63-b) zeigt einen Olivin mit einem besonders hohen MgO-Gehalt (Fo=89 im Kern) und NiO-Gehalt von 0,37. Der angrenzende Kristall weist einen Fo-Gehalt von 86 auf.

In Abb.63-c sieht man einen Olivin von Stb39, Gruppe 2. Dieser ist allotriomorph und, abgesehen vom Randbereich, weitgehend homogen (Fo=77). Die Randzone mit einer Breite von ca. 0,05 mm ist FeO-reich (Fo=69) zeigt magmatische Korrosion und weist auf eine intensive Wechselwirkung mit der Matrix hin.

In der Gruppe 3 findet man ausser Olivinen (Fo=77 im Kernbereich und 69 am Rand), angrenzende Titanomagnetite und Chromspinelle als Einschlüsse. Die Matrix enthält Plagioklase und Klinopyroxene (Abb.63-d).



**Abb. 63: BSE-Bilder der Olivine:** a) Stb1 (Gruppe 1), mm-grosser Olivin mit einem relativ homogenen breiten Kernbereich (Fo=86 im Kern, Fo=84 am Rand dieses Bereichs) und einen schmalen Randbereich (Fo=79), der Kristall enthält einen Klinopyroxen-Einschluss (Cpx); b) Stb40 (Gruppe 1), grosser, Mg-reicher Olivin, ein Xenokristall, (Fo=89 im Kern) mit angrenzendem helleren Kristall (Fo=86 im Kern), weitere Olivin-Bruchstücke sieht man in der feinkörnigen Matrix; c) Stb39 (Gruppe 2), Olivinkristall mit homogenem Kernbereich (Fo=77) und hellem Randbereich (Fo=69), der Kristall weist Korrosion und intensive Wechselwirkung mit der Matrix auf, er enthält ausserdem kleine, an die Olivine angrenzende Titanomagnetite, die an manchen Stellen von Nephelin (Ne) umschlossen werden; d) Stb7 (Gruppe 3), Olivinkristall (Fo=77 im Kern, 69 am Rand) mit Chromspinnel-Einschlüssen (kleine graue Punkte) und Titanomagnetite, die mit den Olivinen verwachsen sind, in der Matrix befinden sich auch stängelige Plagioklase.

## Pyroxene

Die Pyroxen – Elektronenstrahl - Mikrosonden Analysen sind in Tabelle 6 angegeben, die Projektion der Werte auf das Pyroxen-Trapez in Abb.64.

Die Mg# der Klinopyroxen - Phänokristalle variiert von 68 bis 89 im Kernbereich und von 64 bis 82 im Randbereich. Die Matrix-Kristalle sind feinkörnig und die Mg# variiert von 64 bis 78.

Die Werte von Enstatit (Mittelwerte) betragen im Kern 37,58 – 48,10; am Rand 33,13 – 41,51 und in den Matrix-Kristallen 35,46.

Die Werte von Ferrosilit (Mittelwerte) betragen im Kern 10,97; am Rand 13,59 und in den Matrix-Kristallen 13,93.

Die Werte von Wollastonit (Mittelwerte) betragen im Kern 48,86; am Rand 50,88 und in den Matrix-Kristallen 50,61.

Tabelle 6: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Klinopyroxen in Gew.%

Gruppe 1

Probe	Stb1/Kern	Stb1/Rand	Stb1/Matrix			Stb2/Einschlüsse		
	n=1	n=1	n=2			n=3		
Oxide			av	min	max	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	50,58	42,7	43,8	43,38	44,23	46,09	44,66	48,7
TiO <sub>2</sub>	0,68	3,63	2,96	3,07	2,84	3,6	4,03	2,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,99	9,33	8,13	8,22	8,04	7,52	8,24	6,1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	0,07	0,02	0,04	0,01	0,46	0,32	0,09
FeO*	4,15	7,83	8,3	8,41	8,19	5,54	5,62	5,53
MnO	0,08	0,11	0,12	0,12	0,12	0,07	0,07	0,08
NiO	0,04	0,03	0,01	0,02	<NW	0,02	<NW	0,02
MgO	15,97	11,15	11,54	11,45	11,63	12,86	12,39	13,9
CaO	20,75	23,24	23,35	23,36	23,35	22,81	22,66	22,91
Na <sub>2</sub> O	0,96	0,55	0,52	0,53	0,52	0,53	0,6	0,4
Summe	99,27	98,63	98,75	98,6	98,91	99,53	98,59	100,44
Mg#	87,29	71,76	71,26	70,83	71,7	80,5	79,73	81,77
en	48,1	34,59	34,99	34,74	35,24	39,71	38,93	41,54
fs	7	13,61	14,11	14,31	13,91	9,61	9,9	9,26
wo	44,9	51,8	50,9	50,95	50,85	50,68	51,17	49,2

Probe	Stb14/Kern			Stb14/Rand			Stb14/Matrix		
	n=4			n=5			n=2		
Oxide	av	min	max	av	min	max	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	47,49	45,27	49,67	46,74	43,95	49,74	45,35	45,68	45,01
TiO <sub>2</sub>	2,02	2,76	1,21	2,3	3,37	1,28	2,7	2,48	2,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,09	7,83	4,8	6,73	8,55	4,83	7	6,85	7,15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,09	0,42	0,23	0,23	0,3	0,04	0,01	0,08
FeO*	6,56	7,96	5,13	6,84	7,71	5,4	7,74	7,77	7,7
MnO	0,11	0,1	0,1	0,12	0,12	0,12	0,13	0,14	0,13
NiO	0,01	<NW	0,02	0,02	<NW	0,02	0,01	<NW	0,03
MgO	13,28	11,71	14,81	12,7	11,43	14,4	12,38	12,31	12,46
CaO	22,82	23,15	22,79	23,06	23,27	22,93	23,17	23,28	23,07
Na <sub>2</sub> O	0,54	0,61	0,55	0,56	0,53	0,59	0,48	0,46	0,5
Summe	99,18	99,47	99,51	99,3	99,16	99,62	99,02	98,99	99,05
Mg#	78,16	72,41	83,75	76,64	72,05	82,62	74,05	73,84	74,26
en	39,79	35,7	43,47	38,31	35,19	42,47	37,1	36,85	37,35
fs	11,04	13,6	8,44	11,61	13,31	8,93	13	13,06	12,95
wo	49,16	50,7	48,09	50,08	51,5	48,6	49,9	50,09	49,7

\*Total Fe als FeO; NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

Fortsetzung Tabelle 6: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Klinopyroxen in Gew.%

Probe	Stb15/Matrix			Stb15/Rand	Stb29/Kern	Stb29/Rand
	n=9			n=1	n=1	n=1
Oxide	av	min	max			
SiO <sub>2</sub>	43,44	40,34	47,23	43,12	50,98	47,68
TiO <sub>2</sub>	3,50	4,55	2,11	3,41	0,79	2,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,39	10,58	5,64	8,90	4,18	5,28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	0,01	<NW	<NW	0,39	<NW
FeO*	8,21	9,03	7,24	8,47	5,38	7,23
MnO	0,14	0,12	0,15	0,16	0,13	0,14
NiO	0,02	0,03	<NW	<NW	0,04	<NW
MgO	11,27	10,11	12,84	10,51	15,19	13,02
CaO	23,23	23,29	23,58	22,88	21,51	23,57
Na <sub>2</sub> O	0,56	0,54	0,47	0,66	0,76	0,41
Summe	98,83	98,61	99,24	98,12	99,36	99,37
Mg#	70,89	66,61	75,98	68,85	83,43	76,25
en	34,56	31,67	37,93	33,13	45,12	38,28
fs	14,16	15,88	11,99	14,99	8,96	11,92
wo	51,28	52,45	50,08	51,88	45,92	49,80

Probe	Stb29/Matrix			Stb30/Kern			Stb30/Rand		
	n=8			n=2			n=3		
Oxide	av	min	max	av	min	max	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	45,08	41,87	48,06	50,89	50,41	51,36	46,50	46,22	47,09
TiO <sub>2</sub>	3,05	4,26	1,93	0,94	1,08	0,80	2,33	2,35	2,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,48	9,64	4,96	4,03	3,82	4,25	6,30	6,76	5,97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,07	0,15	0,38	0,28	0,47	0,01	<NW	0,02
FeO*	7,82	8,44	6,93	5,55	5,62	5,49	7,67	7,76	7,53
MnO	0,13	0,11	0,15	0,14	0,13	0,15	0,13	0,15	0,13
NiO	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	11,71	10,42	13,48	14,73	14,56	14,89	12,48	12,25	12,72
CaO	23,13	23,08	23,20	22,08	22,77	21,39	23,23	23,05	23,46
Na <sub>2</sub> O	0,53	0,57	0,42	0,73	0,57	0,89	0,48	0,55	0,40
Summe	99,04	98,49	99,31	99,49	99,27	99,72	99,16	99,12	99,62
Mg#	72,61	68,76	77,62	82,54	82,22	82,86	74,35	73,79	75,07
en	35,74	32,82	39,60	43,69	42,73	44,65	37,27	36,93	37,63
fs	13,43	14,91	11,41	9,24	9,24	9,24	12,86	13,12	12,49
wo	50,83	52,27	48,99	47,07	48,02	46,11	49,88	49,95	49,88

\*Total Fe als FeO; NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

Fortsetzung Tabelle 6: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Klinopyroxen in Gew.%

Probe	Stb30/Matrix			Stb40/Kern	Stb40/Rand	Stb40/Matrix		
	n=8			n=1	n=1	n=2		
Oxide	av	min	max			av	min	max
SiO <sub>2</sub>	44,96	41,64	46,88	50,36	48,98	44,51	46,90	42,12
TiO <sub>2</sub>	3,07	4,34	2,26	0,57	1,41	3,00	2,05	3,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,63	10,05	5,96	5,26	5,48	7,45	5,36	9,54
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,01	0,01	1,19	0,34	0,02	0,03	0,01
FeO*	8,33	9,20	7,63	3,04	5,43	7,96	7,42	8,51
MnO	0,16	0,11	0,14	0,10	0,12	0,11	0,11	0,11
NiO	0,01	0,01	0,04	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	11,45	10,21	12,70	14,98	13,84	7,97	2,60	13,34
CaO	22,99	22,74	23,23	22,24	22,89	23,19	23,32	23,07
Na <sub>2</sub> O	0,61	0,60	0,52	0,93	0,61	0,48	0,41	0,55
Summe	99,25	98,95	99,38	98,76	99,13	98,86	98,95	98,76
Mg#	70,93	66,44	74,80	89,77	81,97	56,07	38,50	73,65
en	35,04	32,20	37,71	45,86	41,51	24,76	11,07	38,45
fs	14,33	16,27	12,71	5,22	9,13	15,72	17,69	13,76
wo	50,64	51,53	49,58	48,92	49,36	59,52	71,24	47,79

Gruppe 2

Probe	Stb5/Kern			Stb5/Rand			Stb5/Matrix
	n=8			n=3			n=1
Oxide	av	min	max	av	min	max	
SiO <sub>2</sub>	49,36	48,20	51,26	48,26	50,91	46,26	49,91
TiO <sub>2</sub>	1,29	1,59	0,94	2,19	1,42	2,70	1,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,67	6,53	4,09	5,23	2,97	7,02	4,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,13	0,39	0,01	<NW	<NW	<NW
FeO*	6,35	6,67	6,07	8,93	10,79	7,39	6,56
MnO	0,14	0,15	0,14	0,32	0,51	0,14	0,21
NiO	0,04	0,06	0,03	0,01	0,00	0,02	0,03
MgO	13,54	13,11	14,40	11,53	10,97	12,04	13,45
CaO	22,21	22,33	22,00	22,42	21,44	23,38	23,16
Na <sub>2</sub> O	0,83	0,88	0,76	0,77	0,90	0,57	0,58
Summe	99,75	99,64	100,05	99,68	99,92	99,53	99,63
Mg#	79,15	77,81	80,88	69,82	64,43	74,40	78,51
en	40,93	39,85	42,83	35,31	33,81	36,51	39,81
fs	10,77	11,37	10,12	15,35	18,67	12,56	10,90
wo	48,30	48,78	47,05	49,34	47,52	50,93	49,29

\*Total Fe als FeO; NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

Fortsetzung Tabelle 6: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Klinopyroxen in Gew.%

Probe	Stb17/Kern			Stb17/Rand	Stb21/Kern		
	n=3			n=1	n=4		
Oxide	av	min	max		av	min	max
SiO <sub>2</sub>	46,59	44,06	47,78	46,39	47,50	45,91	47,44
TiO <sub>2</sub>	2,42	3,45	1,97	2,29	2,12	2,54	1,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,77	7,93	4,71	5,64	6,14	6,50	7,29
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<NW**	0,01	<NW**	<NW**	0,29	0,01	1,14
FeO*	7,83	8,47	7,47	7,38	6,82	7,78	5,70
MnO	0,17	0,18	0,16	0,20	0,15	0,15	0,12
NiO	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01
MgO	12,76	11,20	13,54	12,51	12,90	12,41	13,07
CaO	23,30	23,25	23,40	23,37	22,85	23,16	22,01
Na <sub>2</sub> O	0,48	0,63	0,43	0,67	0,59	0,49	0,84
Summe	99,33	99,17	99,47	98,45	99,37	98,98	99,48
Mg#	74,26	70,22	76,36	75,13	77,15	74,00	80,35
en	37,58	34,30	39,18	37,40	38,14	37,14	40,73
fs	12,98	14,54	12,13	12,38	11,75	13,05	9,96
wo	49,43	51,16	48,69	50,22	50,11	49,80	49,31

Probe	Stb21/Rand		
	n=2		
Oxide	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	42,18	42,17	42,19
TiO <sub>2</sub>	3,95	3,91	3,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,00	10,07	9,93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,02	0,05
FeO*	8,67	8,81	8,53
MnO	0,11	0,11	0,11
NiO	0,01	0,01	0,02
MgO	10,63	10,55	10,71
CaO	23,03	23,23	22,83
Na <sub>2</sub> O	0,58	0,61	0,55
Summe	99,20	99,49	98,92
Mg#	68,60	68,08	69,13
en	33,17	32,77	33,57
fs	15,18	15,36	15,00
wo	51,65	51,87	51,43

\*Total Fe als FeO; \*\*NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

Fortsetzung Tabelle 6: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Klinopyroxen in Gew.%

Gruppe 3

Probe	Stb7/Matrix			Stb27/Kern			Stb27/Rand	Stb27/Matrix
	n=2			n=3			n=1	n=1
Oxide	av	min	max	av	min	max		
SiO <sub>2</sub>	46,45	45,51	48,49	49,51	47,97	51,20	44,16	48,33
TiO <sub>2</sub>	2,69	2,86	2,09	1,60	1,89	1,05	3,61	2,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,98	7,57	5,26	5,03	6,52	3,75	8,70	5,75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,05	0,07	0,11	0,15	0,09	0,01	0,02
FeO*	7,55	7,94	6,83	6,23	6,65	5,75	8,35	6,85
MnO	0,13	0,11	0,13	0,12	0,10	0,14	0,13	0,15
NiO	0,02	0,01	<NW	0,01	0,03	<NW	<NW	<NW
MgO	12,34	11,65	13,59	14,01	13,03	14,89	11,25	12,66
CaO	22,89	22,96	23,01	22,73	22,51	22,62	23,05	22,72
Na <sub>2</sub> O	0,51	0,49	0,43	0,58	0,72	0,61	0,52	0,59
Summe	99,61	99,16	99,91	99,94	99,57	100,10	99,79	99,50
Mg#	74,38	72,34	78,01	79,98	77,75	82,21	70,61	76,73
en	37,34	35,73	40,02	41,37	39,57	43,32	34,61	38,56
fs	12,83	13,66	11,28	10,34	11,32	9,38	14,41	11,69
wo	49,83	50,62	48,70	48,29	49,11	47,30	50,97	49,75

\*Total Fe als FeO; NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

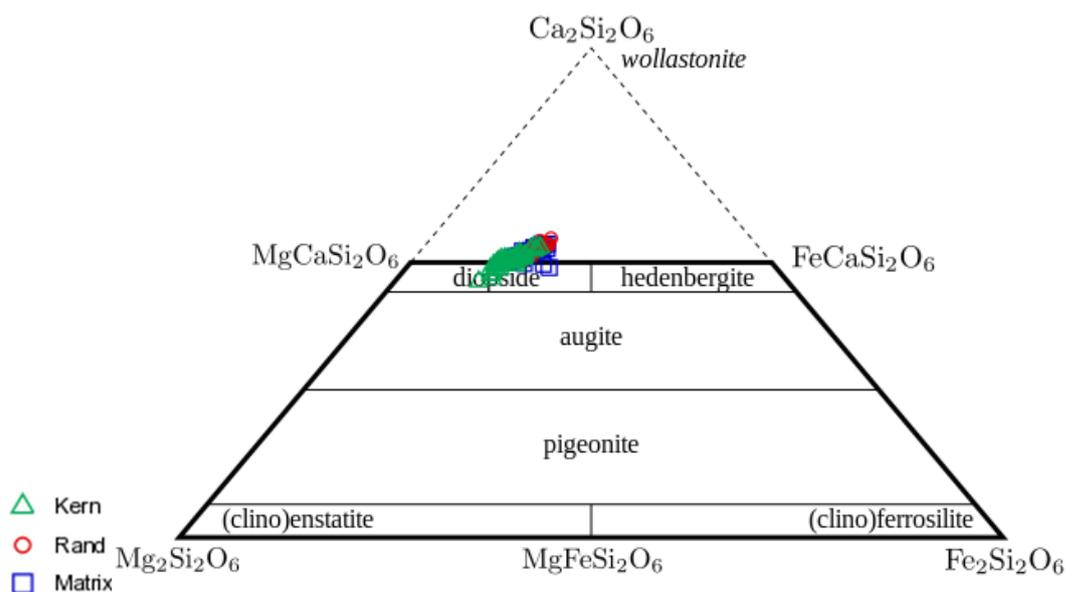


Abb 64: Projektion der Pyroxene des Steinbergs auf das Pyroxen-Trapez

Die Pyroxene sind SiO<sub>2</sub>-arm und TiO<sub>2</sub>-reich, diese werden nach nach Marimoto klassifiziert.

### Klassifikation der Pyroxene (Marimoto, 1988):

Zur Klassifizierung werden die Pyroxene in 4 chemische Gruppen eingeteilt:

Ca-Mg-Fe –Pyroxene (Quad)

Na-Ca –Pyroxene (Na-Ca)

Na –Pyroxene (Na)

Andere (Others)

Dazu wird die Anzahl der Kationen (M1+M2) auf Basis von 6 Sauerstoffen herangezogen. Im Q-J-Diagramm wird die Anzahl der Kationen geplottet (Abb.65):  $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$  und  $J = 2Na$ . Zur Unterteilung in die Bereiche Quad, Ca-Na, Na und Andere werden folgende Gleichungen verwendet:

$$Q + J = 2.0$$

$$Q + J = 1.5$$

$$J / (Q + J) = 0.2$$

$$J / (Q + J) = 0.8$$

Die meisten Pyroxene können diesen 4 Bereichen zugeordnet werden.

Es gibt aber auch Pyroxene, die ausserhalb dieser Bereiche liegen (unusual pyroxenes). Dazu gehören die Pyroxene vom Steinberg mit wenig SiO<sub>2</sub>-Anteil (Mittelwert 44,66 am Rand; 48,17 im Kern) und viel TiO<sub>2</sub>-Anteil (3,05 am Rand; 1,87 im Kern). Diese Titano-Augite werden im Diagramm in Abb.66 geplottet. In diesem Diagramm können Ca-reiche (S3, S4) bzw. Na-reiche (S2) Pyroxene geplottet werden. Die Pyroxene vom Steinberg enthalten wenig Si-Atome und haben Q-Wert  $\leq 1.5$  (S4, Abb.5).

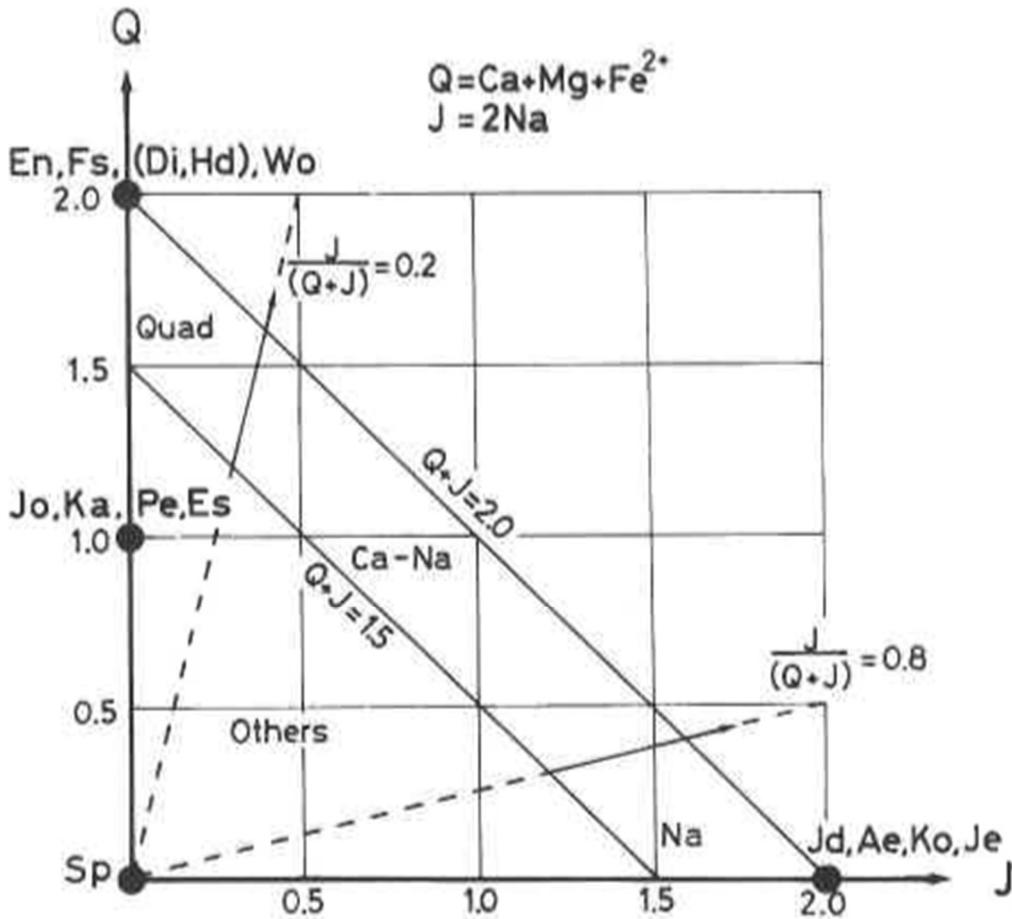


Abb. 65: Q-J-Diagramm für Pyroxene; zeigt die Positionen von 13 Endgliedern (Marimoto, 1988)

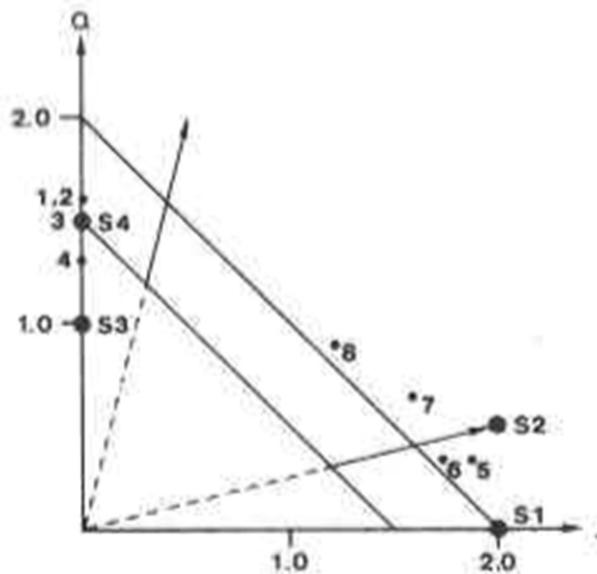


Abb. 66: Q-J-Diagramm für 8 unusual Pyroxene; S1=  $NaR_2 + 0.5Si_2O_6$ ; S2=  $NaR_2 + 0.5Si_2O_6$ ; S3=  $CaR_3 + AlSiO_6$ ; S4=  $CaR_2 + 0.5Ti_4 + 0.5AlSiO_6$ ; (Marimoto, 1988)

Abbildung 67 zeigt das Bild eines idiomorphen Pyroxens der Probe Stb5. Es wurde ein quantitatives Profil von Kern zum Rand (a) im Klinopyroxen-Kristall mit zugehörigen FeO- und MgO-Werten (b) gemessen. Der Kristall zeigt eine Zonierung mit 3 Bereichen: (1) Kern-Zone (Mg-reich); (2) mittlere Fe-reiche Zone mit korrodierten Stellen, die durch Wechselwirkung mit der Matrix entstanden sind; (3) äusserster Bereich ist eine Mg-reiche Zone.

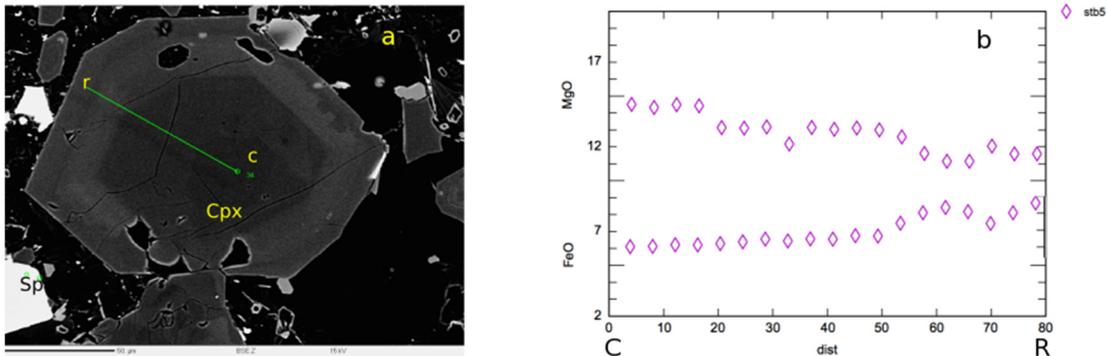


Abb. 67: a) Profil Kern c → Rand r im Klinopyroxen Stb5; b) Fe- und Mg-Verteilung von a) entlang des Profils C → R.

Abbildung 68 (a) zeigt einen Klinopyroxen, der einen alten Kern mit späterem äusseren Wachstum enthält.

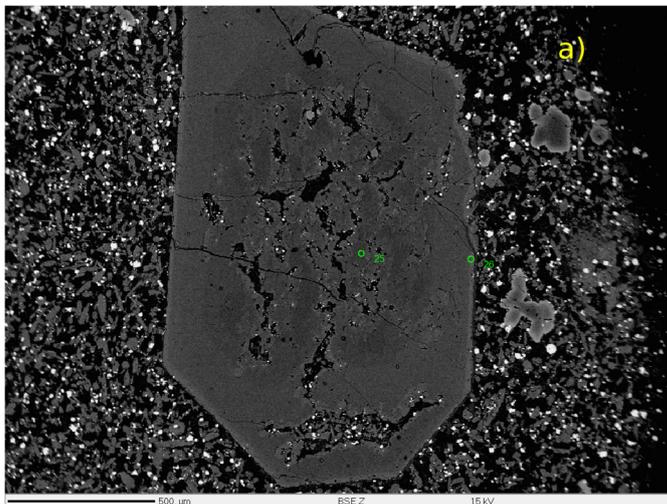


Abb. 68: mm-grosser, idiomorpher, korrodiertes Klinopyroxen-Kristall der Gruppe 1 (Stb1) in feinkörniger Matrix;

## Feldspäte

Die Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der Feldspäte sind in Tabelle 7 angegeben, die Projektion der Werte auf das Feldspat-Dreieck in Abb.69.

Gruppe 1 variiert im Anorthit-Wert von 0 – 33,26% (Mittelwert: 8,21%) mit mittleren Werten von 60,61% Albit und 31,18% Orthoklas.

Die Werte der Gruppe 2 variieren in einem ähnlichen Bereich wie Gruppe 1: 1,15% - 59,26% Anorthit (Mittelwert: 11,61%) mit mittleren Werten von 57,91% Albit und 30,48% Orthoklas.

Bei Gruppe 3 variiert der Anorthit-Wert von 0,66 – 79,50% (Mittelwert: 63,72%) mit mittleren Werten von 33,73% Albit und 2,55% Orthoklas.

Tabelle 7: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Feldspat in Gew.%

Gruppe 1

Probe	Stb32	Stb1	Stb4	Stb30		Stb29	
	n=1	n=1	n=1	n=2		n=2	
Oxide				min	max	min	max
SiO <sub>2</sub>	62,12	65,43	51,20	63,46	62,21	62,24	61,87
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,11	0,76	0,24	0,20	0,07	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,30	19,87	22,94	21,50	22,45	20,29	20,42
FeO*	0,34	0,46	4,05	0,44	0,40	0,74	0,73
MgO	0,02	0,01	1,10	0,01	<NW	0,01	0,01
CaO	4,04	0,85	2,11	2,31	3,38	0,44	0,83
Na <sub>2</sub> O	7,65	6,77	8,32	7,57	7,65	3,15	3,42
K <sub>2</sub> O	2,16	6,20	7,65	3,64	2,41	11,72	10,85
Summe	99,78	99,70	98,61	99,20	98,73	100,37	100,44
An	32,98	7,98	14,88	20,38	28,81	4,31	8,00
Ab	56,52	57,44	53,02	60,49	58,98	27,73	29,80
Or	10,50	34,59	32,10	19,13	12,21	67,96	62,20

Probe	Stb17			Stb21		
	n=3			n=3		
Oxide	av	min	max	av	min	max
SiO <sub>2</sub>	64,04	64,84	63,37	63,89	65,51	60,76
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,02	0,09	0,09	0,07	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,06	18,54	19,25	21,36	19,52	24,17
FeO*	0,65	0,68	0,74	0,24	0,23	0,28
MgO	<NW	<NW	<NW	0,01	<NW	<NW
CaO	0,22	0,02	0,42	2,15	0,44	4,89
Na <sub>2</sub> O	4,38	4,64	4,00	6,42	4,88	7,48
K <sub>2</sub> O	10,47	10,35	10,75	5,78	9,58	1,65
Summe	99,05	99,12	98,89	99,94	100,23	99,31
An	2,13	0,23	4,00	17,70	4,17	38,71
Ab	38,05	40,45	34,69	50,69	41,82	53,52
Or	59,82	59,33	61,31	31,61	54,02	7,78

\*Total Fe als FeO; NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

Fortsetzung Tabelle 7: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Feldspat in Gew.%

Probe	Stb7	Stb27		
	n=1	n=6		
Oxide		av	min	max
SiO <sub>2</sub>	51,41	53,68	57,57	51,34
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,12	0,14	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,56	29,23	26,79	30,62
FeO*	0,65	0,48	0,40	0,52
MgO	0,05	0,04	0,02	0,06
CaO	13,46	11,37	8,06	13,21
Na <sub>2</sub> O	3,68	4,60	6,13	3,66
K <sub>2</sub> O	0,23	0,43	0,90	0,25
Summe	100,19	99,97	100,01	99,78
An	79,50	71,60	57,01	79,23
Ab	19,68	26,71	39,21	19,87
Or	0,82	1,68	3,78	0,91

\* Total Fe als FeO; NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

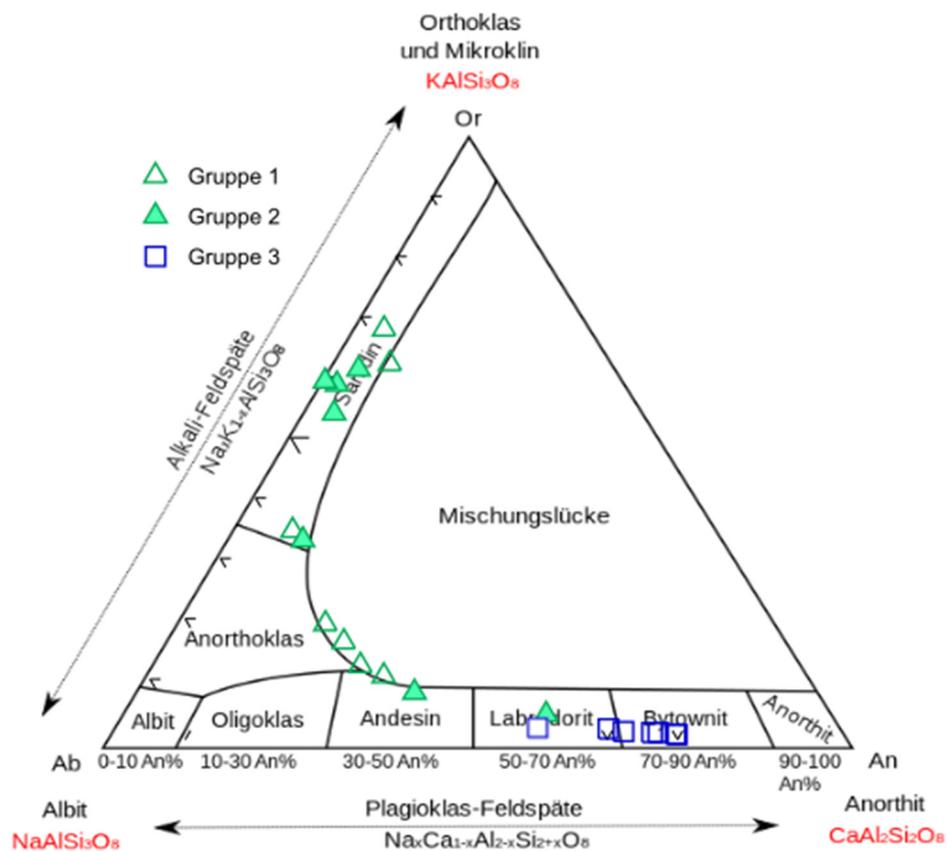
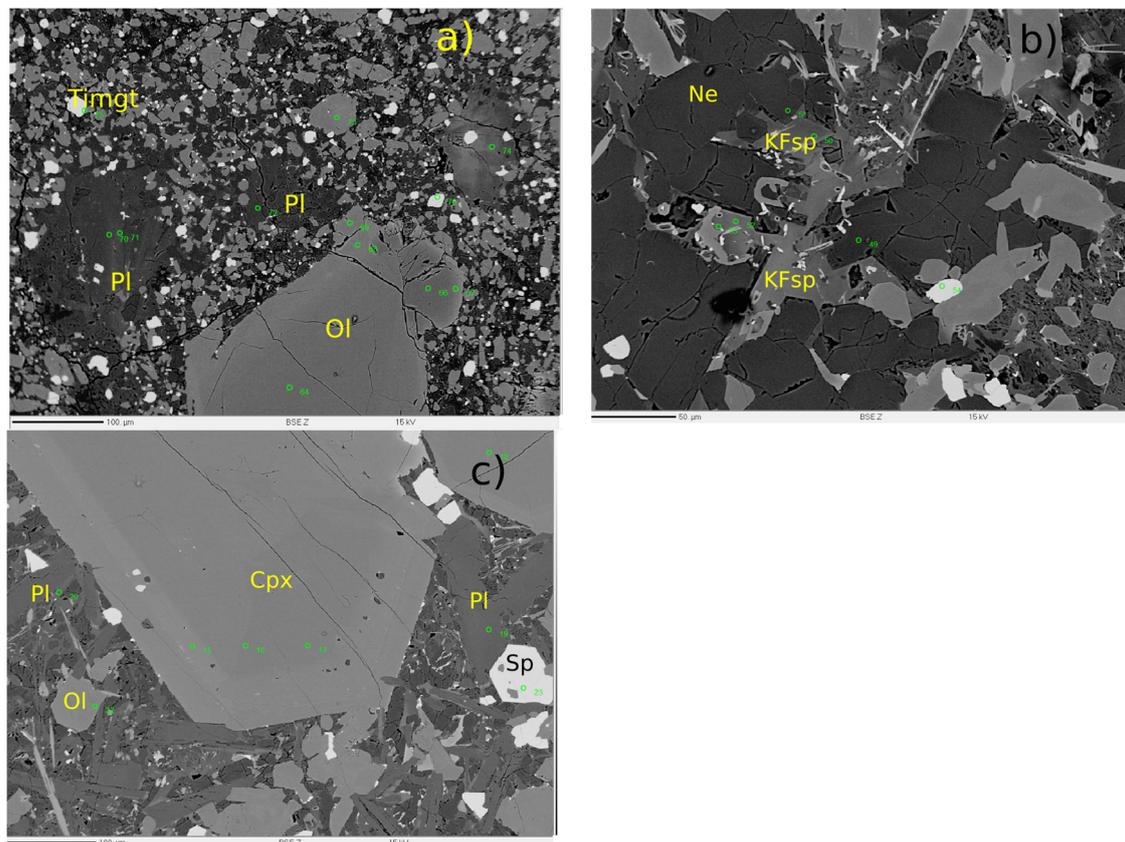


Abb. 69: Darstellung der Feldspäte nach den 3 Gruppen im Feldspat-Dreieck

Abbildung 70 zeigt BSE-Bilder von Gesteinen, die Feldspäte enthalten. In Abb.70-a) (Stb30, Gruppe 1) sind grobkörnige, allotriomorphe Plagioklas-Phänokristalle in einer feinkörnigen, porphyrischen Matrix bestehend aus Olivin, Klinopyroxen und Titanomagnetit zu sehen. Der subidiomorphe Olivin-Phänokristall zeigt am Rand im Vergleich zum Kern eine hellere Zone, die auf einen höheren FeO-Gehalt zurückzuführen ist.

Abb.70-b) zeigt unregelmässige Kali-Feldspat-Kristalle im Gestein Stb5 (Gruppe2), die an subophitische Nepheline grenzen.

In Abb.70-c) sind stängelige Plagioklase im Gestein Stb27 (Gruppe3) zu sehen. Die Kristalle grenzen an einen idiomorphen, zonierten Klinopyroxen in einer Matrix aus Olivinen und Spinellen.



**Abb. 70: Bse-Bilder der Gesteine mit Feldspäten; a) Stb30, Gruppe 1 mit grobkörnigen, allotriomorphen Plagioklas-Phänokristalle (PI) in einer feinkörnigen Matrix aus Olivin, Klinopyroxen und Titanomagnetiten; b) Stb5, Gruppe 2 mit Kali-Feldspäten (Kfsp) angrenzend an subophitische Nepheline; c) Stb 27, Gruppe 3 mit stängeligen Plagioklasen neben einem idiomorphen, zonierten Klinopyroxen in einer Matrix aus Olivinen (Ol) und Spinellen (Sp);**

## Nepheline

Die Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der Nepheline, Gläser und Leucite sind in Tabelle 8 angegeben.

Die Na<sub>2</sub>O-Gehalte der Nepheline variieren nur wenig (von 12,11–16,76wt%).

Im Basalt Stb15 (Gruppe 1) wurden vulkanische Gläser gefunden.

Stb4 (Gruppe 1) enthält Leucit mit 20 – 21Gew% K<sub>2</sub>O.

**Tabelle 8: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Nephelin, Leucit und Glas in Gew.%**

Nephelin; Gruppe 1

Oxide	Stb1 n=2		Stb4 n=2		Stb14 n=1	Stb30 n=1
SiO <sub>2</sub>	43,76	45,03	43,81	45,02	46,63	45,19
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,07	0,05	0,10	0,06	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,20	33,65	33,16	32,36	32,12	32,60
FeO*	0,88	1,05	0,93	0,89	0,74	0,97
MgO	0,04	0,03	0,06	0,06	0,08	0,03
CaO	0,88	0,85	0,61	1,04	1,06	0,95
Na <sub>2</sub> O	15,93	16,38	16,59	16,24	16,18	16,40
K <sub>2</sub> O	4,30	3,66	4,60	4,66	3,42	3,84
Total	100,07	100,72	99,89	100,37	100,34	100,15

\* Total Fe als FeO; n=Anzahl Proben

Oxide	Stb29 n=8							
SiO <sub>2</sub>	43,92	43,18	43,97	44,23	47,21	44,00	52,62	45,82
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,06	0,07	0,04	0,06	0,04	0,03	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,28	33,65	33,86	33,71	32,12	34,02	29,85	32,80
FeO*	0,67	0,79	0,86	0,67	0,55	0,67	0,81	0,81
MgO	0,04	0,04	0,05	0,05	0,02	0,08	0,10	0,05
CaO	1,47	1,27	1,30	1,54	0,51	1,63	0,40	0,23
Na <sub>2</sub> O	16,25	16,16	16,29	15,85	16,40	16,08	12,70	16,53
K <sub>2</sub> O	3,96	4,59	4,73	4,40	3,73	3,95	2,37	4,61
Total	99,69	99,74	101,20	100,55	100,63	100,48	98,95	100,95

Fortsetzung Tabelle 8: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Nephelin, Leucit und Glas in Gew.%

Gruppe 2

Oxide	Stb5 n=9								
SiO <sub>2</sub>	42,94	45,67	46,86	43,20	43,63	44,49	43,85	52,59	46,23
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,07	0,07	0,04	0,05	0,06	0,05	0,07	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,36	33,37	22,85	34,31	34,20	33,49	34,07	30,54	33,19
FeO*	1,13	1,14	15,83	0,98	0,99	0,82	0,92	0,60	0,96
MgO	0,06	0,09	1,38	0,06	0,04	0,08	0,07	0,08	0,13
CaO	1,07	0,28	0,17	0,94	0,96	1,04	1,18	0,07	0,19
Na <sub>2</sub> O	16,62	16,73	12,18	16,32	15,87	16,11	16,36	15,12	16,12
K <sub>2</sub> O	4,07	3,58	1,81	4,63	4,40	4,22	3,78	1,61	3,96
Total	100,32	100,95	102,22	100,47	100,15	100,32	100,31	100,70	100,84

nOxide	Stb 21 n=7						
SiO <sub>2</sub>	48,22	49,05	49,11	48,36	49,11	49,27	48,97
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,03	0,08	0,08	0,06	0,01	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,26	31,87	31,79	32,21	31,76	31,57	31,88
FeO*	0,51	0,50	0,59	0,62	0,60	0,40	0,46
MgO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,01	0,01
CaO	0,66	0,61	0,61	0,68	0,57	0,54	0,64
Na <sub>2</sub> O	16,59	16,70	16,55	16,71	16,67	16,62	16,56
K <sub>2</sub> O	3,00	2,49	2,52	2,75	2,59	2,59	2,56
Total	101,30	101,28	101,29	101,42	101,41	101,04	101,20

\* Total Fe als FeO; n=Anzahl Proben

Fortsetzung Tabelle 8: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Nephelin, Leucit und Gläser in Gew.%

Oxide	Stb17 n=2	
SiO <sub>2</sub>	45,19	43,54
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,43	33,57
FeO*	1,10	0,95
MgO	0,16	0,09
CaO	0,79	1,54
Na <sub>2</sub> O	16,54	16,47
K <sub>2</sub> O	3,63	3,83
Total	99,93	100,07

Gruppe3

Oxide	Stb7 n=1	Stb27 n=6					
SiO <sub>2</sub>	53,31	51,37	51,68	53,17	52,81	52,28	53,81
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,10	0,09	0,14	0,13	0,10	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,64	30,53	31,05	29,98	30,44	30,36	30,41
FeO*	0,60	0,47	0,57	0,50	0,46	0,59	0,63
MgO	0,09	0,08	0,07	0,06	0,05	0,06	0,07
CaO	0,09	0,14	0,21	0,11	0,14	0,12	0,21
Na <sub>2</sub> O	13,02	16,44	15,30	14,72	14,90	13,39	12,11
K <sub>2</sub> O	2,09	2,24	2,36	1,87	1,86	2,06	2,19
Total	99,95	101,38	101,33	100,57	100,79	98,97	99,56

Glas; Gruppe 1

Oxide	Stb15 n=6					
SiO <sub>2</sub>	51,81	52,16	48,18	49,13	48,87	49,46
TiO <sub>2</sub>	1,30	1,33	1,37	1,22	1,27	1,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,79	19,48	20,58	20,60	19,53	21,05
FeO*	6,38	6,52	7,03	5,99	7,46	5,78
MgO	0,54	1,07	1,27	1,38	0,93	0,85
CaO	1,08	2,52	2,62	4,03	2,25	1,38
Na <sub>2</sub> O	4,73	4,00	5,36	5,48	4,99	6,55
K <sub>2</sub> O	9,20	8,44	8,62	8,50	8,93	8,45
Total	96,13	95,63	95,88	96,56	94,59	95,14

\* Total Fe als FeO; n=Anzahl Proben

Fortsetzung Tabelle 8: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Nephelin, Leucit und Gläser in Gew.%

Leucit; Gruppe 1

Oxide	Stb29 n=2	
SiO <sub>2</sub>	54,77	54,94
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,95	23,45
FeO*	0,74	0,51
MgO	0,02	0,03
CaO	<NW	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,03
K <sub>2</sub> O	20,81	21,41
Total	99,57	100,50

\* Total Fe als FeO; NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

In Abbildung 71 werden BSE-Bilder von Nephelin und Leucit in Gesteinen der 3 Gruppen gezeigt.:

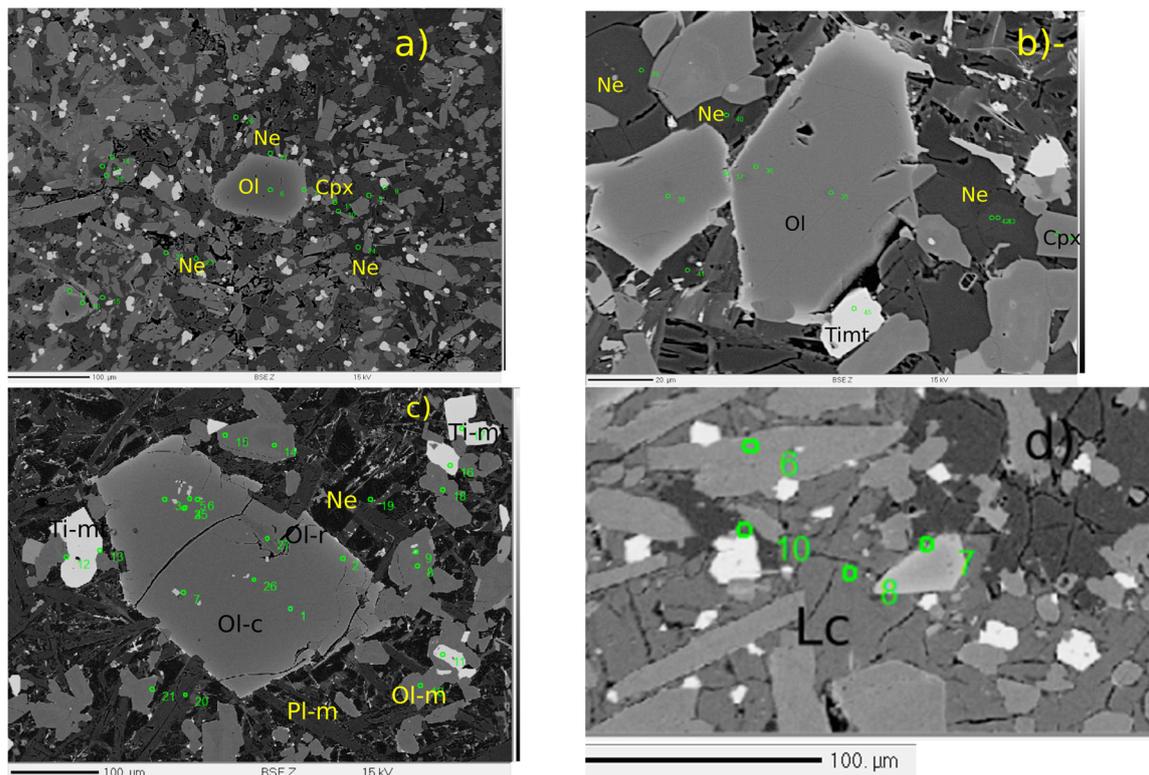


Abb. 71: BSE-Bilder der Nepheline; a) Stb1, Gruppe 1 ; b) Stb5, Gruppe2 ; c) Stb7, Gruppe 3; In allen 3 Gruppen kommt Nephelin als Bestandteil der Grundmasse vor. Die Gesteine enthalten ausserdem Olivine, Klinopyroxene und Titanomagnetite; d) Stb29, Gruppe 1 mit einem Leucit, angrenzend an einen Olivin

## Oxide

Bei den Elektronenstrahlmikrosondenanalysen wurden Titanomagnetite und Chromspinelle gefunden.

Die Analysen der Oxide sind in Tabelle 9 angegeben.

Die chemischen Analysen der Titanomagnetite zeigen folgende  $\text{TiO}_2$ -Werte:

Gruppe1: 12,26 – 20,59Gew%;

Gruppe2: 15,48 -21,35%;

Gruppe3: 11,87 – 22,75Gew%;

Die chemischen Analysen der Chromspinelle zeigen folgende  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Werte:

Gruppe1: 15,08 – 17,89Gew% in Stb29;

Gruppe3: 21,68 – 22,75Gew% in Stb7;

Tabelle 9: Ergebnisse der Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der Oxide

Stb29, n=6							
	SiO2	0,24	0,10	0,10	0,09	0,10	0,09
	TiO2	20,03	20,83	20,05	19,49	20,37	21,07
	Al2O3	3,31	2,60	3,94	3,34	3,95	2,61
	Cr2O3	0,17	0,12	0,15	0,04	0,50	0,30
	FeO	45,70	48,15	44,61	46,76	47,47	47,83
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,33	24,33	25,18	26,81	23,46	23,55
	MnO	1,02	1,04	0,98	0,91	0,94	0,94
	NiO	0,01	0,02	0,04	0,04	0,01	0,01
	MgO	1,75	0,60	2,62	0,41	1,04	0,91
	CaO	0,43	0,20	0,13	0,99	0,14	0,21
	V2O3	0,46	0,46	0,54	0,38	0,51	0,44
	ZnO	0,13	0,13	0,10	0,16	0,14	0,14
	Summe	98,59	98,59	98,45	99,42	98,64	98,11

Stb30, n=5						
	SiO2	0,19	0,12	0,12	2,05	0,08
	TiO2	16,70	16,35	16,35	15,47	15,49
	Al2O3	1,76	1,80	1,80	2,95	1,95
	Cr2O3	0,10	0,06	0,06	0,16	0,27
	FeO	39,90	39,96	40,15	42,12	39,736
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,88	34,47	35,50	30,53	36,19
	MnO	1,03	1,03	1,03	1,00	1,00
	NiO	0,04	0,05	0,05	0,07	0,07
	MgO	3,05	2,89	2,89	2,83	2,57
	CaO	0,49	0,23	0,23	0,30	0,33
	V2O3	0,31	0,34	0,34	0,32	0,33
	ZnO	0,16	0,17	0,16	0,11	0,14
	Summe	97,61	97,46	98,67	97,88	98,16

Stb4, n=5						
	SiO2	0,35	0,12	0,10	0,11	0,12
	TiO2	19,69	19,16	19,28	17,87	17,78
	Al2O3	1,57	0,96	1,65	5,07	1,64
	Cr2O3	0,17	0,08	0,11	2,99	0,12
	FeO	46,06	43,48	43,21	38,84	40,94
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,56	30,61	30,61	27,86	33,49
	MnO	1,13	1,19	1,16	0,93	1,07
	NiO	0,03	0,02	0,04	0,08	0,02
	MgO	1,30	0,82	1,44	3,92	1,62
	CaO	0,22	0,29	0,15	<NW	0,43
	V2O3	0,40	0,37	0,39	0,11	0,33
	ZnO	0,14	0,15	0,16	0,00	0,15
	Summe	98,62	97,25	98,30	97,78	97,70

NW=Nachweisgrenze; n=Anzahl Proben

Fortsetzung Tabelle 9: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Titanomagnetit in Gew.%

Gruppe 2

Stb5, n=5						
	SiO2	0,15	0,14	0,12	0,07	0,07
	TiO2	16,20	14,22	15,35	15,97	15,68
	Al2O3	3,56	5,08	4,15	2,77	2,79
	Cr2O3	0,06	0,07	0,04	0,02	0,03
	FeO	43,26	40,21	41,88	41,99	41,64
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,67	34,99	33,63	34,77	35,18
	MnO	1,18	1,13	1,16	1,18	1,20
	NiO	0,05	0,02	0,03	0,04	0,05
	MgO	1,16	2,08	1,46	1,79	1,83
	CaO	0,14	0,14	0,23	0,06	0,02
	V2O3	0,17	0,24	0,23	0,35	0,29
	ZnO	0,18	0,13	0,15	0,16	0,18
	Summe	98,78	98,44	98,43	99,19	98,97

Stb21, n=7								
	SiO2	0,07	0,07	0,05	0,07	0,03	0,07	0,09
	TiO2	20,13	21,15	21,21	17,26	18,06	17,76	17,79
	Al2O3	1,43	1,27	1,36	3,13	3,25	1,83	1,51
	Cr2O3	0,10	0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02
	FeO	44,68	45,21	45,37	42,84	43,55	43,58	43,33
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,07	26,28	26,44	31,39	29,89	32,06	31,69
	MnO	1,05	1,10	1,10	1,01	1,06	1,02	1,05
	NiO	0,06	0,06	0,04	0,03	0,02	<NW	0,01
	MgO	2,26	2,41	2,49	1,90	1,90	1,74	1,71
	CaO	0,19	0,20	0,14	0,21	0,21	0,09	0,08
	V2O3	0,42	0,35	0,32	0,33	0,36	0,29	0,35
	ZnO	0,13	0,11	0,09	0,15	0,18	0,18	0,14
	Summe	98,61	98,23	98,65	98,35	98,51	98,64	97,78

Stb17, n=6							
	SiO2	0,07	0,07	0,06	0,07	0,09	0,10
	TiO2	20,58	21,35	20,96	20,27	20,08	17,06
	Al2O3	1,62	1,33	3,39	2,42	2,92	2,29
	Cr2O3	0,02	0,03	0,09	0,06	0,05	0,04
	FeO	45,10	44,56	45,50	46,37	46,57	42,757
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,19	25,56	24,62	26,41	26,37	32,77
	MnO	1,10	1,10	1,02	1,10	1,13	1,18
	NiO	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02
	MgO	2,32	2,69	2,57	1,47	1,37	1,78
	CaO	0,14	0,40	0,15	0,09	0,08	0,12
	V2O3	0,38	0,33	0,50	0,42	0,42	0,33
	ZnO	0,19	0,24	0,12	0,13	0,12	0,08
	Summe	98,74	97,71	99,00	98,84	99,23	98,52

NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

**Fortsetzung Tabelle 9: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Titanomagnetit in Gew.%**

**Gruppe 3**

Stb7	n=7							
	SiO2	0,08	0,07	0,27	0,08	0,05	0,11	0,09
	TiO2	21,47	22,11	15,61	22,06	22,40	21,80	21,85
	Al2O3	4,93	4,76	7,66	4,99	4,96	3,95	4,98
	Cr2O3	0,15	0,09	0,30	0,18	0,14	0,02	0,15
	FeO	46,11	46,66	34,14	44,99	46,01	46,23	45,44
	Fe2O3	23,61	22,41	33,15	23,05	22,80	24,31	23,29
	MnO	0,83	0,80	0,45	0,79	0,80	0,85	0,79
	NiO	0,03	<NW	0,12	<NW	<NW	0,03	0,02
	MgO	1,97	1,99	6,30	3,03	2,81	1,99	2,70
	CaO	0,09	0,03	0,67	0,22	0,03	0,16	0,11
	V2O3	0,31	0,28	0,38	0,38	0,38	0,27	0,31
	ZnO	0,16	0,13	0,14	0,11	0,13	0,12	0,12
	Summe	99,74	99,35	99,17	99,88	100,51	99,84	99,85

**Tabelle 10: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Chromspinell in Gew.%**

**Chromspinelle, Gruppe 1**

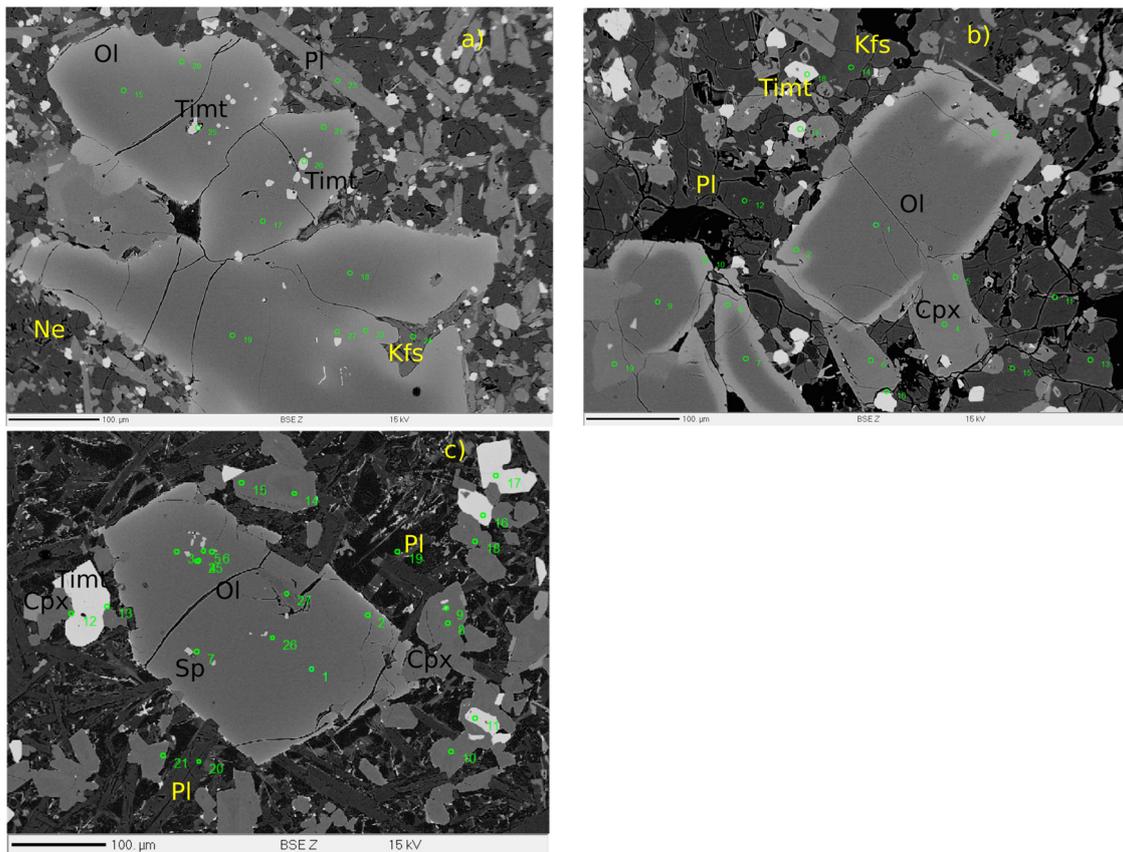
Stb29	n=5					
	SiO2	0,09	0,08	0,12	0,11	0,98
	TiO2	5,49	5,45	6,32	6,18	4,21
	Al2O3	13,77	13,95	15,90	16,04	15,53
	Cr2O3	15,19	15,08	17,33	17,89	17,56
	FeO	25,37	25,51	26,99	26,94	20,99
	Fe2O3	29,81	30,26	24,14	22,91	26,26
	MnO	0,56	0,54	0,62	0,62	0,43
	NiO	0,13	0,10	0,12	0,12	0,14
	MgO	6,65	6,71	6,59	6,61	9,75
	CaO	0,08	0,05	0,06	0,04	0,08
	V2O3	0,16	0,21	0,22	0,23	0,15
	ZnO	0,16	0,10	0,13	0,14	0,14
	Summe	97,48	98,04	98,56	97,84	96,22

**Gruppe 3**

Stb7	n=3			
	SiO2	0,11	0,10	0,10
	TiO2	1,77	2,07	2,07
	Al2O3	21,00	20,67	20,66
	Cr2O3	21,69	21,68	22,75
	FeO	22,61	22,69	22,36
	Fe2O3	22,82	22,82	21,62
	MnO	0,32	0,33	0,32
	NiO	0,10	0,09	0,05
	MgO	7,71	7,83	8,03
	CaO	0,05	0,02	0,01
	V2O3	0,183	0,156	0,139
	ZnO	0,202	0,171	0,177
	Summe	98,57	98,63	98,28

NW=Nachweisgrenzen; n=Anzahl Proben

In Abbildung 72 werden Mikrosonden-Bilder der Oxide gezeigt, die Gesteine der Gruppen 1- 3 enthalten Titanomagnetite, die teilweise in Olivin bzw. Klinopyroxenen eingeschlossen sind aber auch einzeln in der Matrix vorkommen. (Abb. 72a-c). Gesteine der Gruppen 2 und 3 enthalten auch einige sehr kleine, in Olivin eingeschlossene Chromspinelle (Beispiel Stb7, Abb. 72-c).



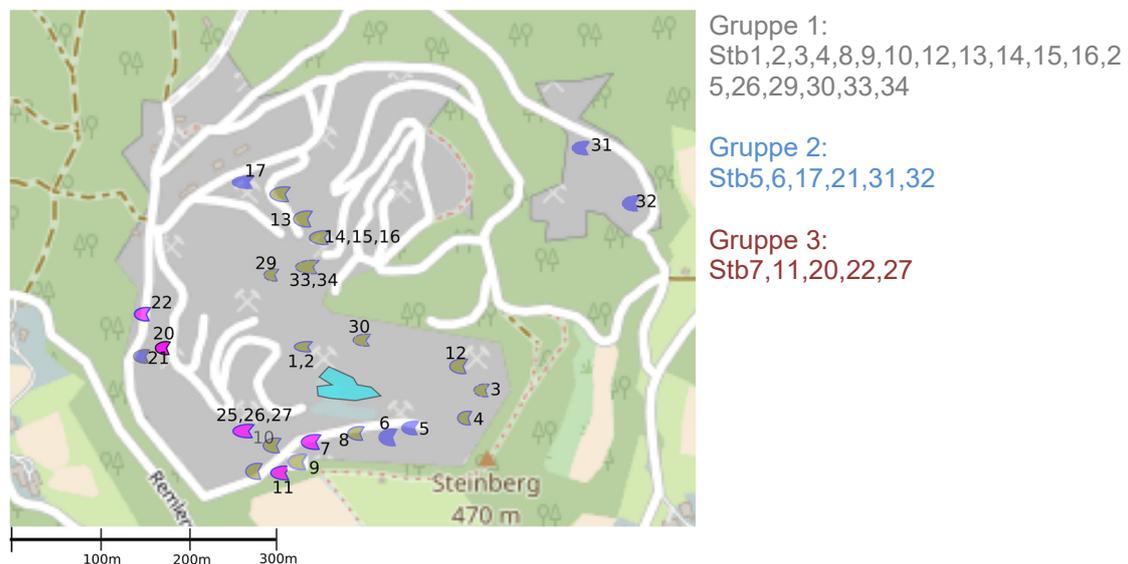
**Abb. 72: BSE-Bilder der Oxide in Gesteinen der 3 Gruppen; a): Stb4 (Gruppe 1) enthält kleine Titanomagnetite, teils in Olivin eingeschlossen, teils in der Matrix; das Gestein enthält ausserdem sub-idiomorphe Olivine mit dunklem, Mg-reichen Kern- und Fe-reichen Rand-Bereichen; die Matrix enthält ausser den Titanomagnetiten auch Nephelin, Plagioklas und Kalifeldspat. b): Stb 21 (Gruppe 2) enthält etwas grössere Titanomagnetite, die nur in der Matrix vorkommen; ausserdem kommen auch Olivine mit deutlich abgegrenztem Fe-reichem Randbereich, sowie Klinopyroxene vor; die Matrix enthält hauptsächlich Olivin, Plagioklas und Kalifeldspat. c): In Stb7 (Gruppe 3) sind ausser den Titanomagnetiten auch in Olivin eingeschlossene Spinelle enthalten; die Matrix enthält Olivin, Plagioklas und Nephelin**

## Entwicklung

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der vorangegangenen Untersuchungen verwendet, um Aussagen über die zeitliche und räumliche Entwicklung des Vulkans machen zu können.

Grundlage dieser Aussagen sind die chemischen, petrologischen und petrografischen Untersuchungen der Gesteinsproben, sowie die Geländearbeit.

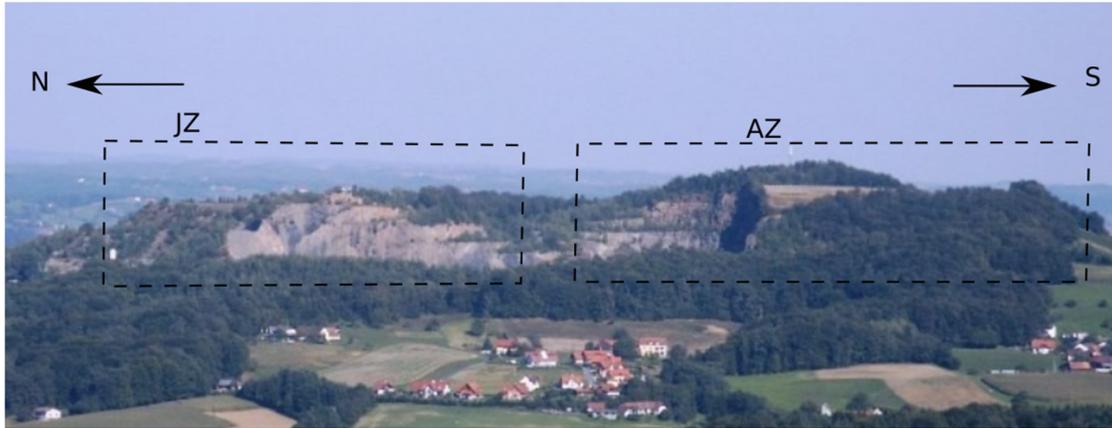
Die Gesteine konnten aufgrund der gesamtchemischen Untersuchungen in 3 Gruppen eingeteilt werden (Abb. 73);



**Abb. 73: Gesamtchemische Einteilung der Proben mit Position im Steinbruch**

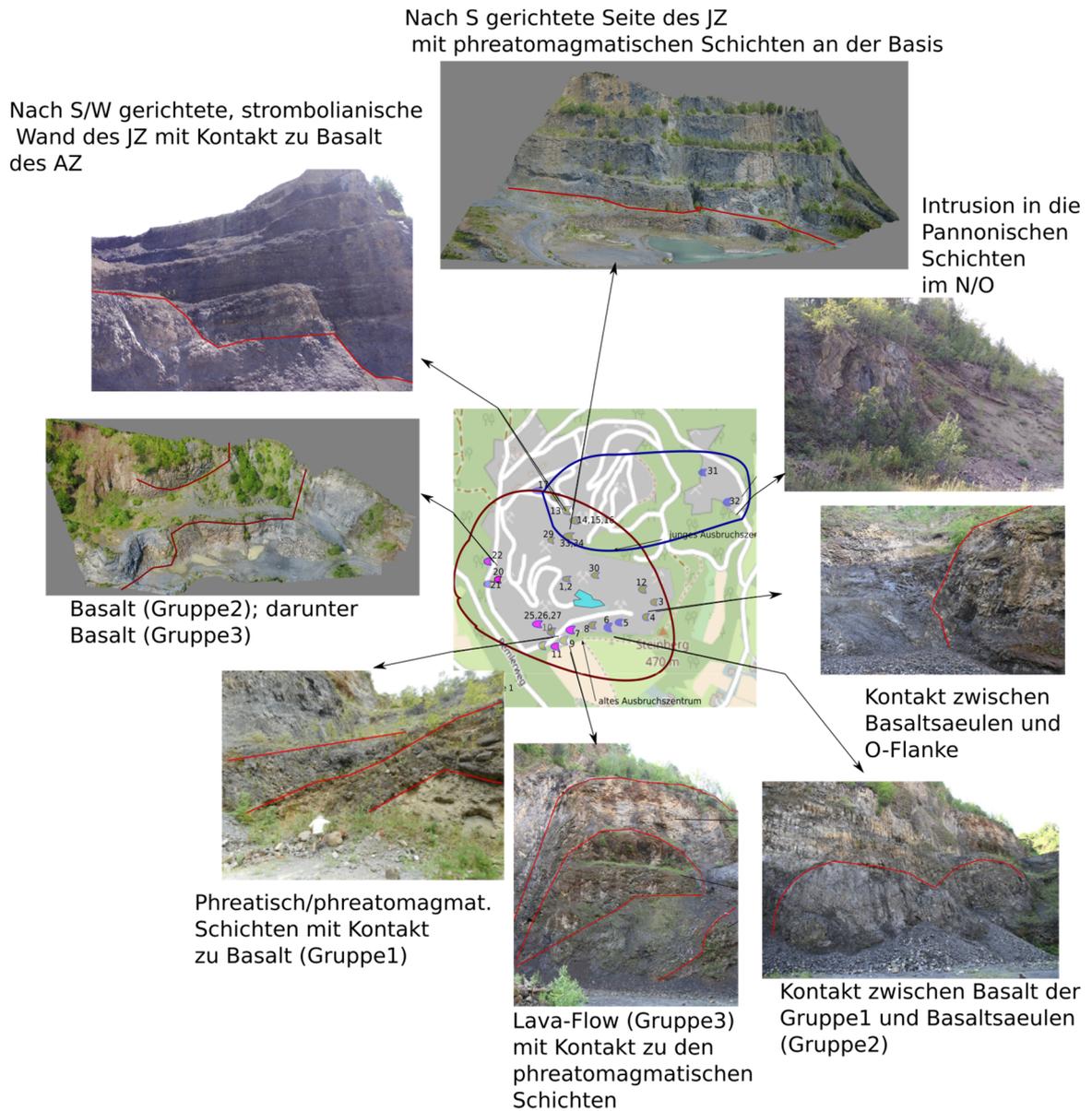
Wie schon in früheren Arbeiten (*Murban, 1939*) beschrieben gibt es 2 Hauptausbruchszentren (Abb.74):

- Ein altes in SSO
- Ein junges in NNW



**Abb. 74: Ansicht des Steinberg mit dem alten Ausbruchszentrum im SSO und dem Jüngerem im NNW, (Internet, mindat.org)**

Die Abbildung 75 zeigt einen Überblick über die beiden Ausbruchszentren. Die einzelnen Phasen mit deren Kontakten zueinander, sowie die vorkommenden Phasen werden im Folgenden (Abb. 76 - 90) gezeigt und beschrieben.



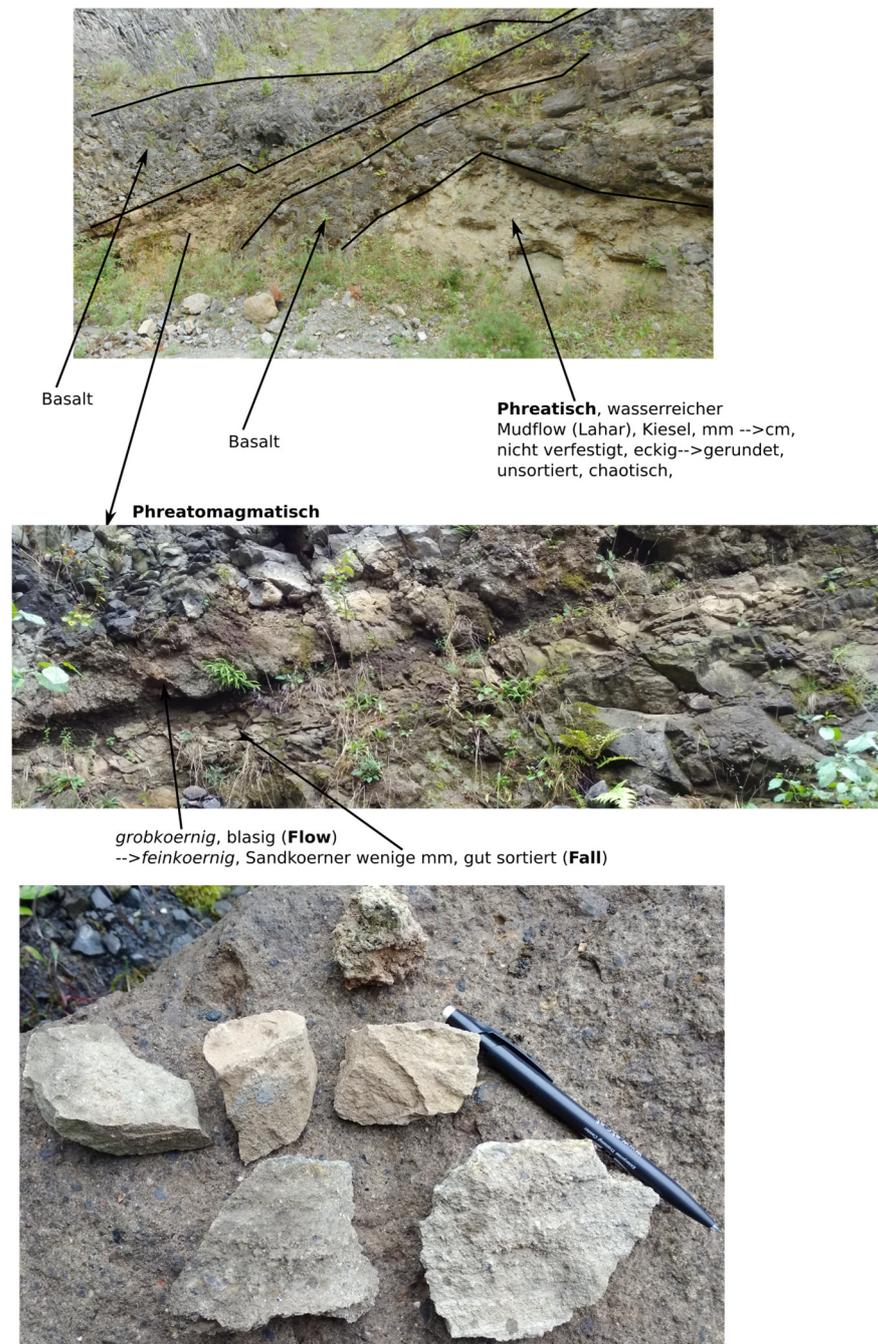
**Abb. 75: Übersicht Eruptionszentren/-Phasen (siehe auch A3-Abbildung als Beilage)**

### Altes Ausbruchszentrum

1. Phase 1: Phreatisch/ Phreatomagmatische Gesteine
2. Phase 2: Basalte der Gruppe 1
3. Phase 3: Basalte der Gruppe 2
4. Phase 4: Basalte der Gruppe 3

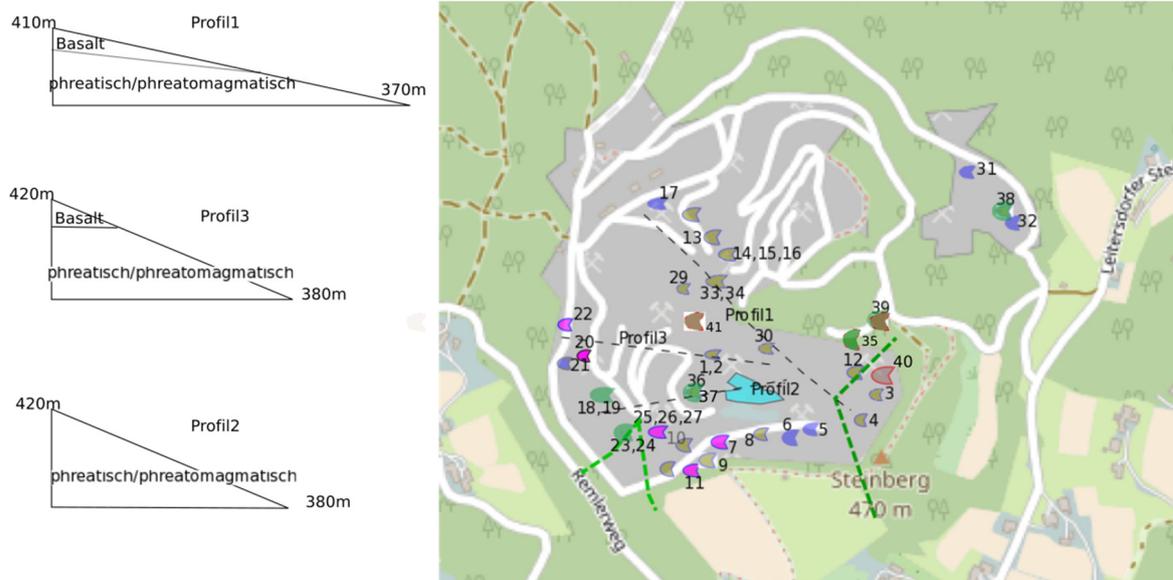
## Phase1

In Phase 1 finden wir phreatische Auswürfe mit darüberliegenden phreatomagmatischen Schichten (Abb. 76). Die phreatische Schicht ist wasserreich und enthält eckige bis gerundete Gesteinsbruchstücke ohne magmatische Komponenten in unverfestigter Matrix. Darüber befindet sich, zwischen 2 Basaltlagen, eine phreatomagmatische Schicht mit 2 Teillagen: die untere Lage enthält feinkörnige Komponenten, die von einem Fall stammen; die darüberliegende Lage enthält grobkörnige, teilweise magmatische Komponenten, was auf einen Flow hindeutet.



**Abb. 76: Phase 1 des alten Ausbruchszentrums**

Diese Phase bildet den Untergrund des gesamten Vulkans, des alten Ausbruchszentrums und teilweise auch des jungen (Abb.77).

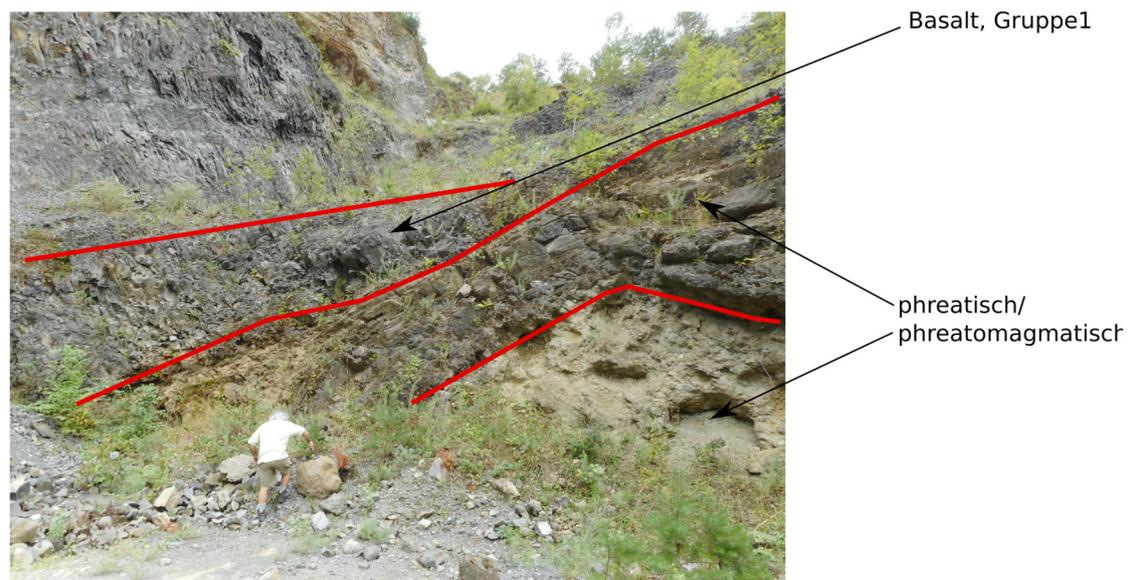


**Abb. 77: Morphologie des Untergrundes, die Profile zeigen die Neigung gegen Osten in Richtung der Basaltsäulenwand**

## Phase 2

Die 2. Phase enthält Basalte der Gruppe 1 und bildet einen Kontakt zu den darunterliegenden phreatisch/phreatomagmatischen Schichten (Abb. 77).

Die Zuordnung zu dieser Phase erfolgte neben den gesamtchemischen Eigenschaften zusätzlich durch mineralchemische und petrografische Merkmale (Kap.5).



**Abb. 78: Phreatisch/Phreatomagmatische Phase mit Kontakt zu Basalten der Gruppe 1 (Phase 2)**

### Phase 3

Diese ist die Haupteruptionsphase des Vulkans Steinberg. Dazu gehört die mächtige Basaltsäulenwand (Abb.79), die durch grosse Mengen von Lava entstand. Diese Lava konnte sich in einem Becken ansammeln, das durch die abfallenden Hänge des klastischen Untergrundes entstand. (siehe Abb. 76, Morhologie des Untergrundes). Dadurch war die Entstehung eines Lava-Lake möglich, aus welchem sich aus mehreren Lava-Flows bis zu 30m hohe, senkrecht stehende Säulen bildeten.

Die Eruptionsphase 3 enthält Basalte mit der Zusammensetzung der gesamtchemischen Gruppe 2, was durch die untersuchten Gesteine Stb 5, 6 belegt wird.

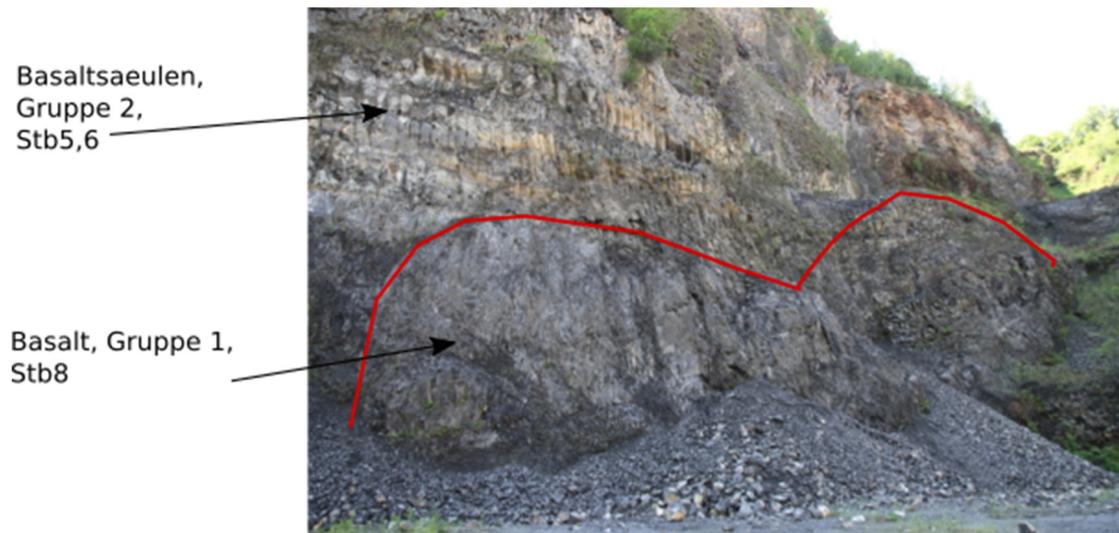


**Abb. 79: Basis der Basaltsäulenwand**

Die Bildung von Basaltsäulen wird in Kapitel 3 beschrieben.

Die Basalte dieser Phase, Gruppe 2, wurden an weit auseinanderliegenden Stellen gefunden, was für eine grosse Überdeckung (weit fliessender Lavafluss) durch diese Phase spricht. (Stb5,6,17,21 Abb. 73, Position der Proben im Steinbruch).

Abb. 80 und 81 zeigen Kontakte der Basalte der Gruppe 1 zu Basalten der Gruppe 2.



**Abb. 80: Basalte der Gruppe 1 (Phase 2) mit Kontakt zu Basalten der Gruppe 2 (Phase 3)**



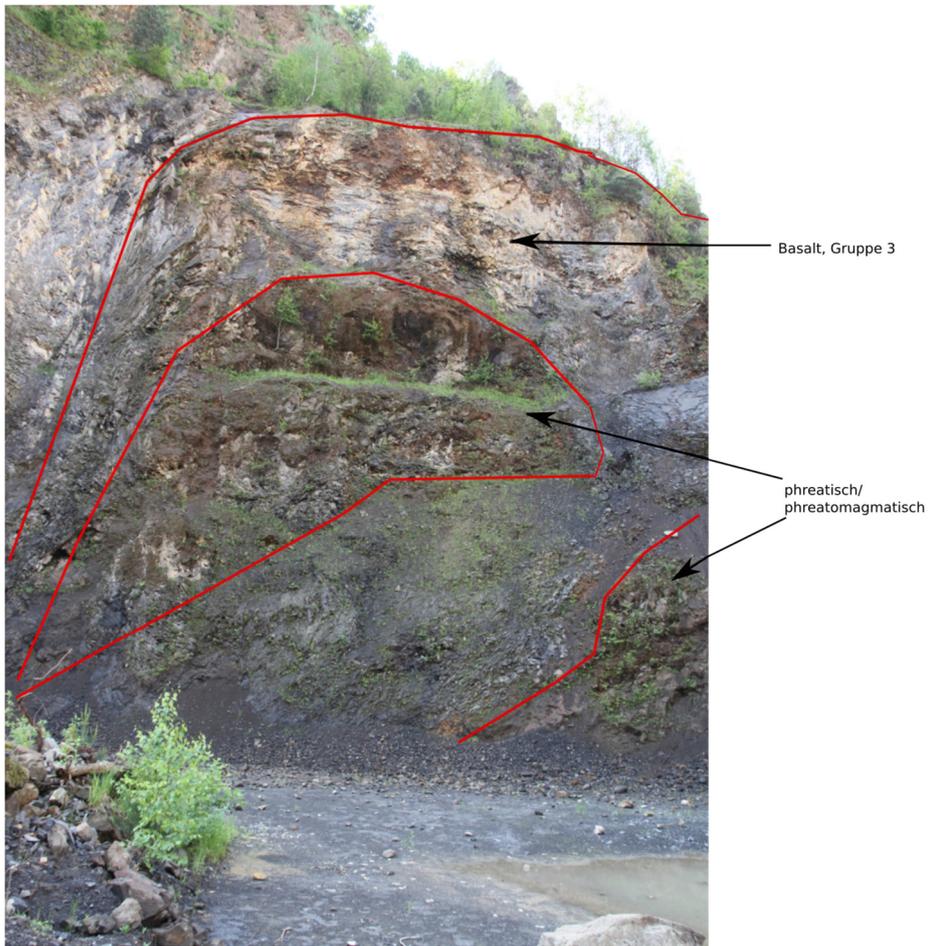
Einschnitt, Kontakt zwischen Ost-Flanke (S-Teil) und  
Basaltsäulen-Wand

**Abb. 81: Kontakt von Basalten der Gruppe 2 (Basaltsäulen, rechts im Bild) zu Basalten der Gruppe 1**

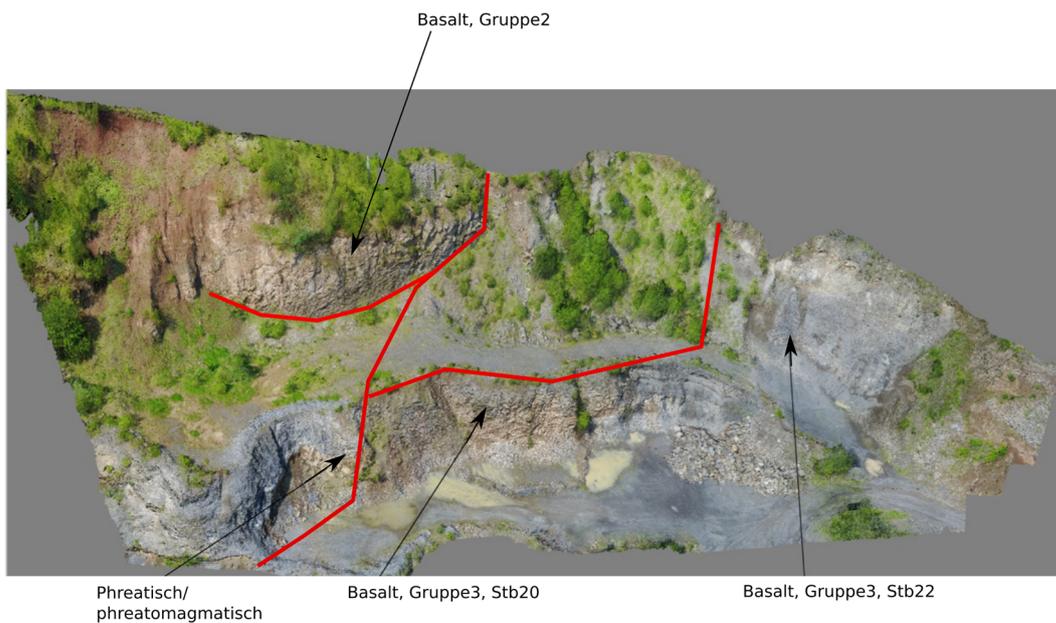
#### Phase 4

Zur 4. Eruptionsphase gehören die Basalte mit der chemischen Zusammensetzung der Gruppe 3. Die Gesteine dieser Gruppe zeigen chemisch (Abb.60) und petrografisch (Abb.58) weitgehende Übereinstimmung (siehe Kap. 5).

Es handelte sich bei diesem Ausbruch um einen schnell abgekühlten Lava-Flow, das zeigen die vorkommenden blättrig ausgebildeten Gesteine. Die entsprechenden Gesteine (Stb. 7,11,20,22,27; Abb. 73) sind im südlichen und westlichen Teil aufgeschlossen. Sie bilden Kontakte zum phreatisch/phreatomagmatischen Teil und zu Basalten der Gruppe 1 und 2 (Abb. 82 und 83).



**Abb. 82: Phreatisch/Phreatomagmatische Phase mit Kontakt zu Basalten der Gruppe 3**



**Abb. 83: Phreatisch/Phreatomagmatische Phase mit Kontakt zu Basalten der Gruppe 3 und Gruppe2**

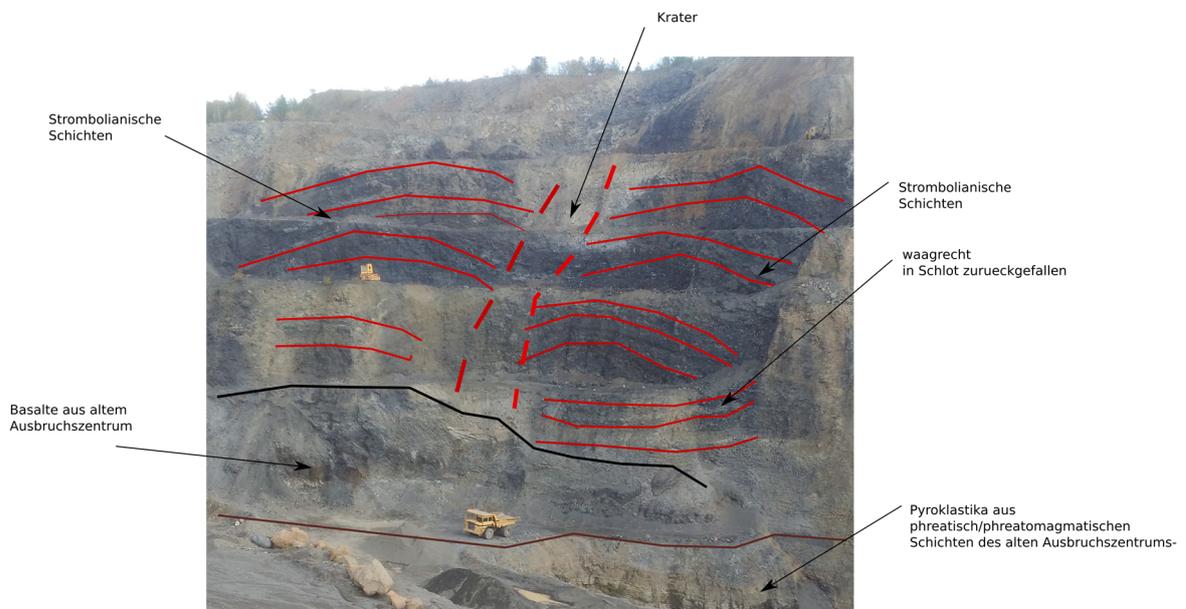
## Junges Ausbruchszentrum

Dieses Zentrum entstand auf Schichten des alten Zentrums. Der Vulkanaufbau zeigt an seiner nach SW-gerichteten Wand Gesteine der Gruppe 1 mit strombolianischer Ausbruchsart, die einen Kontakt zu darunterliegenden Basalten des alten Ausbruchszentrums bilden. (Stb.13-16, 33,34) (Abb.84, 85).



junges, strombolianisches Ausbruchszentrum auf altem Zentrum

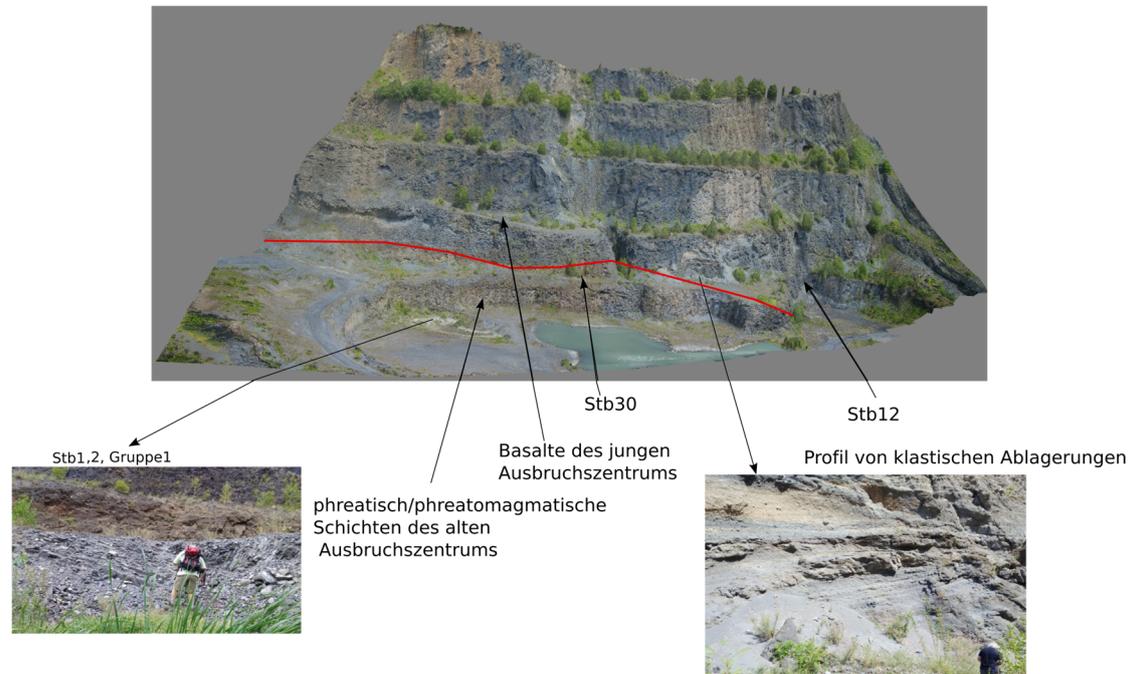
**Abb. 84: Basalte der Gruppe 2 (Phase 3 des alten Zentrums) zu strombolianischen Basalten des jungen Ausbruchszentrums**



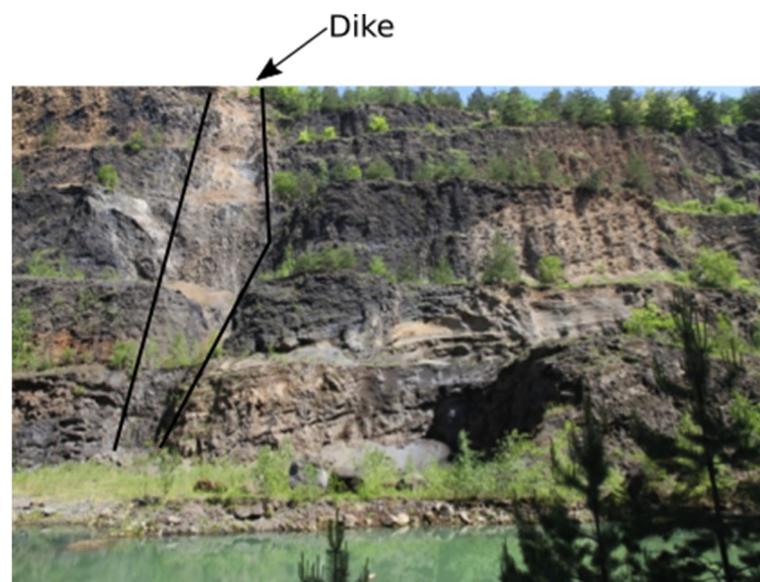
**Abb. 85: Strombolianische Phase; Die Strukturen zeigen durch ihre Ablagerungsschichten die Position der Ausbruchsoeffnung**

An der nach S gerichteten Seite sind an der Basis pyroklastische Schichten aufgeschlossen. Darüber befinden sich mehrere Dikes, die Schichten aus

klastischen Ablagerungen, abwechselnd mit Basalten, durchdrungen haben. Diese Dikes durchbrachen auch die bestehenden strombolianischen Schichten (Abb. 86, 87, 89). Die eingelagerten, klastischen Schichten zeigen abwechselnde fein- und grobkörnige Ablagerungen (Abb. 88)



**Abb. 86: Phreatisch/Phreatomagmatische Phase des alten Zentrums mit Kontakt zu Basalten des jungen Zentrums**



**Abb. 87: Klastische Schichten ausgelöst durch den Ausbruch des Dikes**

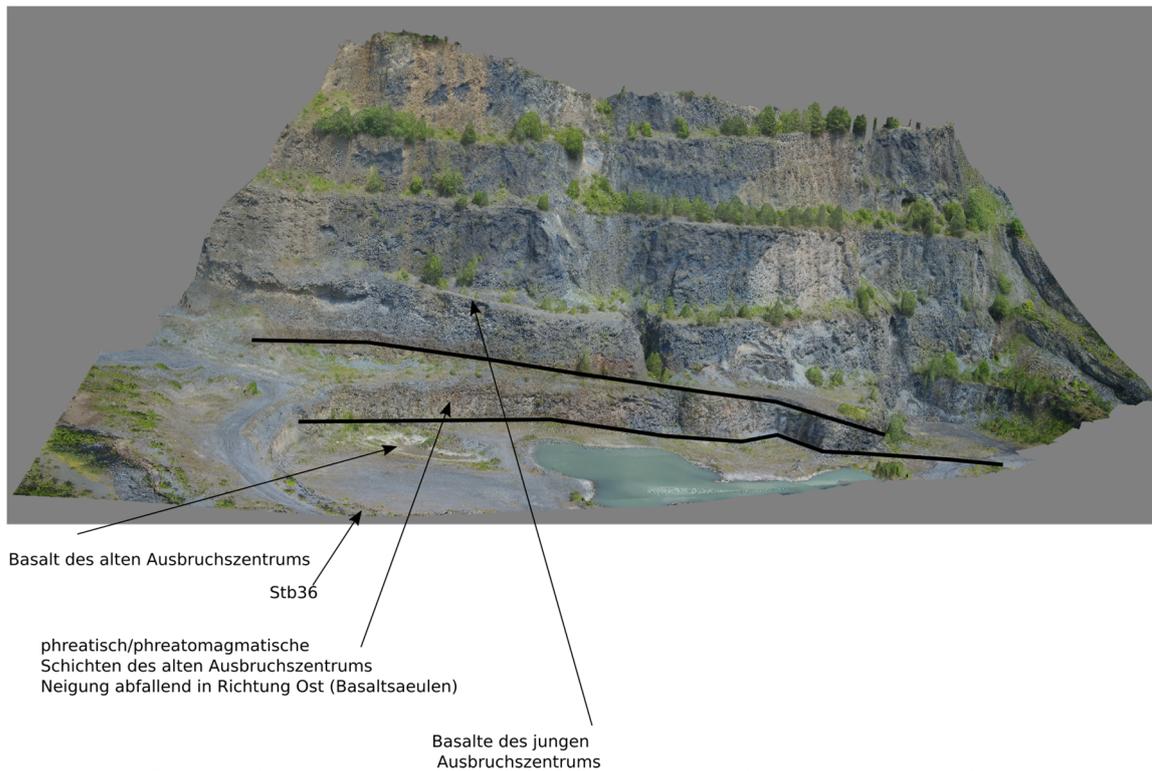
Wiederholte Schichten von pyroklastischem Material und Schlacken  
mit eingelagerten Basaltbrocken



Dicke Bank mit Asche  
kompaktiert

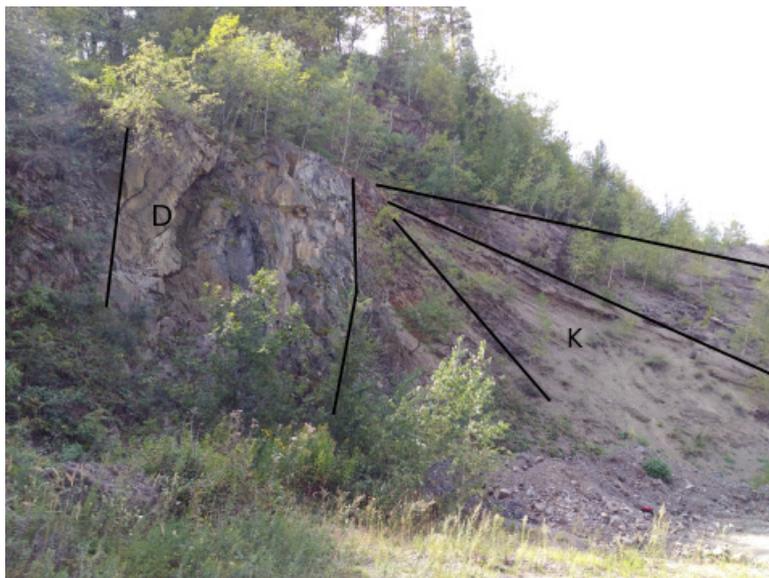
Schicht bestehend aus Asche, Lapilli und kleinen Blöcken

**Abb. 88: Detailansicht der Schichten von Abb. 86**



**Abb. 89: Basis des jüngeren Ausbruchszentrums ist eine nach Osten geneigte phreatomagmatische Schicht des alten Ausbruchszentrums, die unter dem Basaltsäulenkomplex verschwindet**

An der nordöstlichsten Ecke des Aufbaues sind Basalte der Gruppe 2 (Stb32) aufgeschlossen (Abb.90). Diese Ausbrüche enthalten an der Basis klastische Schichten mit abwechselnden Lagen unterschiedlicher magmatischer Anteile. Dieser Teil lässt auf eine Intrusion in die darüberliegenden sedimentären Schichten schließen.



**Abb. 90: Dike (D) mit Basalt des jungen Zentrums (Stb32) mit abwechselnd pyroklastischen (K) Schichten (Stb38)**

Ähnliche klastische Enklaven sind auch auf der Innenseite des Steinbruchs in der gleichen Höhe (410-450 Hm.) aufgeschlossen (Abb.91).



**Abb. 91: Pyroklastische Enklaven im Inneren des Steinbruchs auf gleicher Höhe wie Abb. 94**

## Diskussion

Durch Kombination der Ergebnisse bezüglich Gemeinsamkeiten bzw. Unterschiede der Morphologie des Geländes, sowie makro-/mikrostruktureller, chemischer und petrografischer Eigenschaften der Gesteine und Minerale können Aussagen über die räumliche und zeitliche Entwicklung des Vulkans gemacht werden.

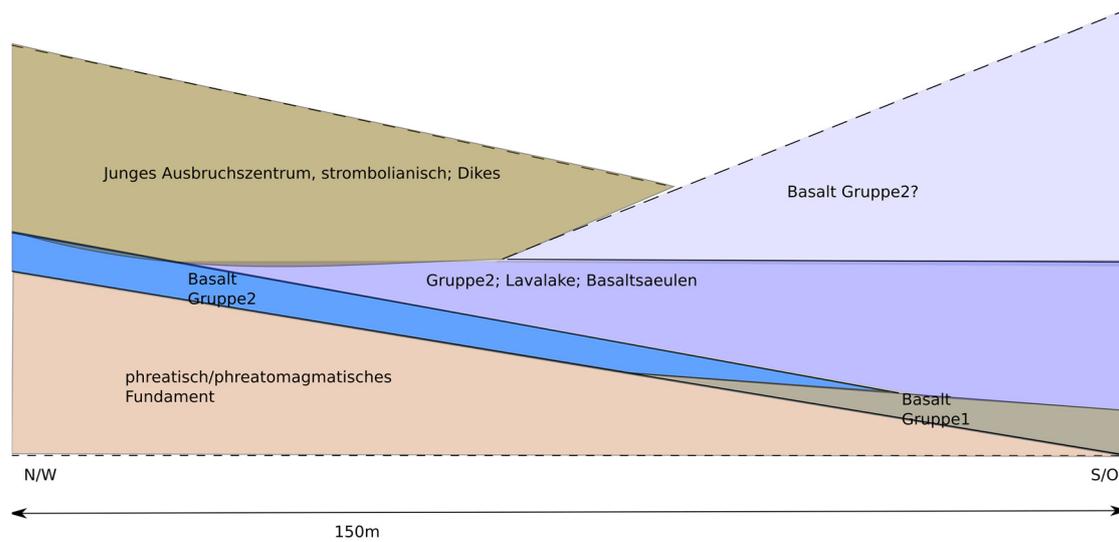
### Morphologie

Die Arbeiten von Flügel und Heritsch, 1968, sowie Murban, 1939, die angaben, dass es zwei verschieden alte Haupteruptionszentren gab und als Untergrund nach Osten geneigte Hänge existierten, bildeten die Ausgangslage der Untersuchungen.

Die Untersuchungen zeigen eindeutige Kontakte zwischen Gesteinsschichten, die als älter/jünger-Beziehungen interpretiert werden können, was in der Folge zu einer Gliederung des alten Eruptionszentrums in 4 Phasen führt. (siehe Abb. 76-84).

Die Kontakte zwischen altem und jungem Zentrum konnten ebenfalls an mehreren Stellen identifiziert werden. (siehe Abb. 84 - 86).

Die Niveauunterschiede ( $W \rightarrow O$ ) können als Bildung eines Beckens in Richtung Basaltsäulenwand interpretiert werden, das die Bildung der Säulen aus einem Lava-lake ermöglicht (Abb. 77, 92).



**Abb. 92: Folge der Ausbruchszentren und Phasen; geneigte Schicht (phreatisch/phreatomagmatisch) N/W→S/O mit aufliegenden Schichten von Gruppe1-Basalt (S/O) und Gruppe 2-Basalt (N/W) als Begrenzung des Lavalake (Gruppe 2); Junger, strombolianischer Teil im N/W. ; ev. Basalt Gruppe 2 als weitere jüngere Phase des alten Eruptionszentrums (unklar)**

### Makroskopisch sichtbare Eigenschaften

Die pyroklastischen Schichten im Süden des Steinbruchs zeigen Reste von einer phreatischen Ausbruchart mit darüberliegenden phreatomagmatischen Auswürfen, die abwechselnd feinkörnige und grobkörnige Ablagerungen aufweisen (siehe Abb.76).

Dieser Teil bildet die Basis der vulkanischen Eruptionsfolgen.

Pyroklastika findet man an mehreren Stellen im Steinbruch. Sie zeigen meist den Beginn einer Ausbruchphase bzw. eines Dikes an (siehe Abb. 46, 86, 87).

Der Anteil an magmatischen Bestandteilen gibt Informationen über die Eruptionsart. Das zeigen folgende Beispiele (siehe Abb. 43, 44, 47-50):

- Bsp. Stb38 enthält viel Nebengestein, abwechselnd fein-/grobkörnige Schichten mit wenig magmatischen Komponenten.
- Bsp. Stb 18, 19 (siehe Abb.45) stammt von einem phreatisch-/phreatomagmatischen Ausbruch (Beginn der Vulkaneruptionen).

- Stb 35 enthält viele magmatische Komponenten im Bereich des jungen Zentrums.

Die makroskopisch sichtbaren Eigenschaften der Basalte geben Hinweis auf die Eruptionsart.

Abb.41 zeigt einen Basalt, Stb13, von einer *strombolianischen* Ausbruchsart. Dieses Gestein wurde im jungen Eruptionszentrum entnommen. Die unregelmässige Oberfläche stammt von den Gasblasen, die bei dieser Ausbruchsart gebildet werden.

Im Gegensatz dazu sieht man in Abb.42 den sehr feinkörnigen, kompakten Basalt, Stb6, der von den Säulen im alten Ausbruchszentrum stammt. Dieses Gestein ist typisch für eine hawiiianische Ausbruchsart.

Das Gestein Stb21 zeigt "Sonnenbrenner"-Flecken (Abb.39), die von Alterierungen durch Eindringen von Wasser gebildet werden. Grosse Bereiche im westlichen Teil, in und ausserhalb des Steinbruchs, zeigen dieses Phänomen.

## Gesamtchemie

Die Basalte der Gruppe 1 stammen vom ältesten Ausbruch, dann folgten die Gesteine der Gruppe 2 und den Abschluss bildeten die Basalte der Gruppe 3. Diese Annahme wird auch durch die strukturellen Gegebenheiten im Steinbruch und durch die geochemische Entwicklung der 3 Gruppen bestätigt.

Die negative Korrelation (Abb.60A) zwischen  $Al_2O_3$  und  $Mg\#$  der Gruppe 1 deuten auf Olivin-Klinoproxen Fraktionierung einer  $MgO$ -reichen Quelle hin, wobei die positive Korrelation der Gruppe 2 auf Klinopyroxen-Plagioklas Fraktionierung zurückzuführen ist. Durch die Tatsache, dass beide Gruppen räumlich koexistieren, ist wohl anzunehmen, dass beide aus dem selben primären Magma stammen und eine kontinuierliche Fraktionierung darstellen. Die Gruppe 3 besitzt, für dieselbe  $Mg\#$  wie Gruppe 1, ein sehr hohes  $Al_2O_3$  und weicht stark vom Trend der Gruppe 1 ab. Eine mögliche Erklärung dafür wäre,

dass die Entstehung des primären Magmas durch die partielle Aufschmelzung eines Granat-Peridotits entstanden ist.

## Räumlich-/zeitliche Eruptionsabfolgen

### Altes Eruptionszentrum (AZ)

Das AZ wird in (mindestens) 4 Phasen gegliedert:

1. Phase 1: Phreatisch-/phreatomagmatisch (PhP), siehe Abb.76
2. Phase 2: Basalte der gesamtchemischen Gruppe 1, siehe Abb.78
3. Phase 3: Basalte der gesamtchemischen Gruppe 2, siehe Abb.79
4. Phase 4: Basalte der gesamtchemischen Gruppe 3, siehe Abb.83

Die Gesamtchemie der entnommenen Basalte in Kombination mit der Erforschung der Kontakte untereinander bzw. zu klastischen Gesteinen ermöglicht eine Interpretation der Abfolge der Eruptionen.

Die Kontakte der Phase 1(PhP) zu Basalten sind an mehreren Stellen sichtbar (z.B. Abb.78, 82). Daraus kann abgeleitet werden, dass sich die PhP-Schichten an unterster Stelle befinden, also die Basis des Vulkans bilden.

Der direkte Kontakt zwischen Phase 2 und Phase 3 (Abb. 80) zeigt, dass die Basalte der Gruppe 2 (Basaltsäulen) auf denen der Gruppe 1 abgelagert wurden, also jünger sind.

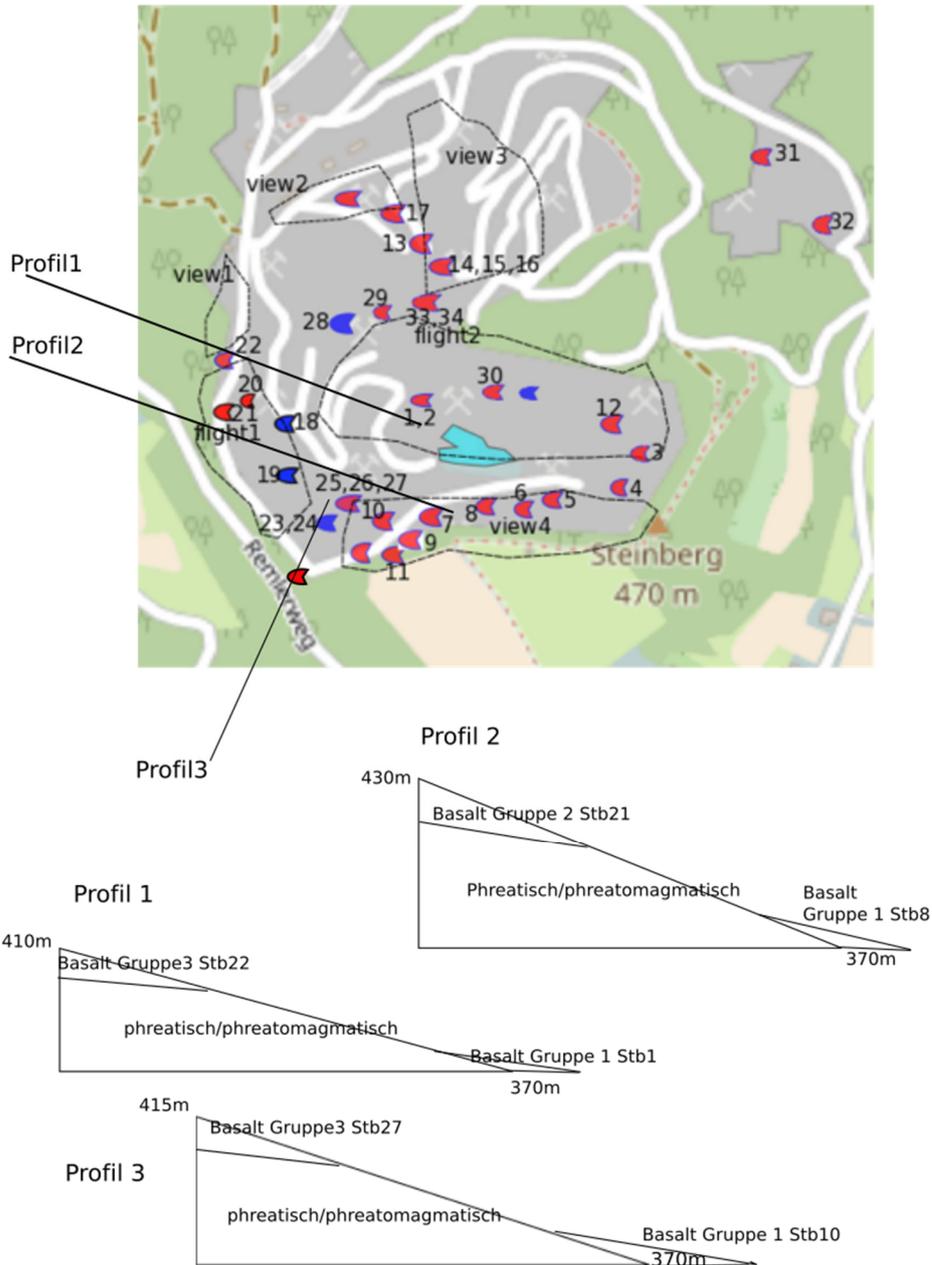
Daraus kann also die Abfolge: PhP → Phase 2 → Phase 3 zumindest für einen Teil des AZ abgeleitet werden (Abb.92).

Im süd- bis südwestlichen Teil des AZ ist die Beurteilung der Eruptionsabfolge nicht eindeutig. Die Profile zeigen zwar, dass die PhP auch hier die Grundlage bildet. Auch die Lage der Phase 2 als zweitälteste Schicht erscheint zutreffend (Abb.93).

Die Basalte der Gruppen 2 und 3 haben beide – an verschiedenen Stellen-Kontakte zu den PhP-Schichten (Abb.93, Profile 1, 3).

Profil 2 zeigt Ablagerungen der Gruppe 2-Basalte, die höher liegen als die Gruppe3-Basalte (Abb. 83).

Diese Beobachtungen lassen vermuten, dass die Gruppe 2-Basalte (z.b. Profil 2) an einigen Stellen aus jüngeren reaktivierten Eruptionen stammen.



**Abbildung 93:** Darstellung der Ablagerungsfolge des süd- und südöstlichen Teils des alten Eruptionszentrum; der unteren Teil der Profile zeigt jeweils Kontakte der Phase 1 (phreatisch/phreatomagmatisch) zu Basalten der Gruppe 1; in Profil 1 und Profil 3 liegt an oberster Stelle Basalt der Gruppe 3; Profil 2 zeigt an oberster Stelle Ablagerungen von Basalt der Gruppe 2

### Junges Eruptionszentrum (JZ)

Das JZ besteht hauptsächlich aus Basalten der Gruppe 1. Diese wurden auf den klastischen Schichten des AZ abgelagert (Abb.85, 89).

Zunächst erfolgten die strombolianischen Eruptionen, die einen Grossteil des Vulkanaufbaus produzierten (Abb.85). Diese Schichten überlagern auch Basalte des AZ (Abb.84).

Der nach Südwesten ausgerichtete Teil des Aufbaues zeigt Dikes, die die strombolianischen Schichten durchbrochen haben, also jünger als diese sind (Abb.87). Die pyroklastischen Schichten (Abb.88) stammen vermutlich aus einem kurzzeitigen, phreatomagmatischen Ausbruch während der strombolianischen Phase.

## Literaturverzeichnis

- Ali, Sh. and Ntaflos, Th. (2011a):** Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian-Pannonian Basin. *Lithos* 121, 176-188.
- Ali, Sh., Ntaflos, Th., Upton, B.G.J. and Cornelius, T. (2011b):** Petrogenesis and mantle source characteristics of Quaternary alkaline mafic lavas in the western Carpathian–Pannonian Region, Styria, Austria (in submission stage).
- Ali, S., Ntaflos, T., Upton, B.G.J. (2013):** Petrogenesis and mantle source characteristics of Quaternary alkaline mafic lavas in the western Carpathian-Pannonian Region, Styria, Austria. *Chemical Geology*, 337-338, 99-113.
- Bada, G., Horvath F. (2001):** On the structure and tectonic evolution of the Pannonian Basin and surrounding orogens. [Hungary.pure.elsevier.com](http://Hungary.pure.elsevier.com).
- Balogh, K., Ebner, F., Ravasz, Cs, (1994):** K/Ar alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands. In: Császár, G., Daurer, A. (Eds.), *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologischen Zusammenarbeit Österreich-Ungarn Lobitzer*, pp. 55–72. □
- Bardintzeff, J-M., (1988):** *Vulkanologie*, Spektrum, Akademischer Verlag
- Bowen, N.L. (1928):** *The Evolution of the Igneous Rocks*
- Ebner, F., Sachsenhofer, R.F., (1995):** Palaeogeography, subsidence and thermal history of the Neogene Styrian Basin (Pannonian basin system, Austria). *Tectonophysics* 242, 133–150.
- Embey-Isztin, A., Downes, H., James, D.E., Upton, B.G.J., Dobosi, G., Ingram, G.A., Harmon, R.S., Scharbert, H.G., (1993):** The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology* 34, 317–343.
- Embey-Isztin, A., Dobosi, G., (1995):** Mantle source characteristics for Miocene–Pleistocene alkali basalts, Carpathian–Pannonian Region: a review of trace elements and isotopic composition. In: Downes, H., Vaselli, O. (Eds.), *Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region Acta Vulcanologica* 7 (2), 155–166.
- Flügel, H., & Heritsch, H. (1968):** *Das Steirische Tertiär-Becken. – Sammlung geologischer Führer*, 47: 1-196, Gebrüder Bornträger, Berlin/Stuttgart.
- Fritz, I. (1996):** Notes on the Plio-/Pleistozän Volcanism of the Styrian Basin. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, 41:87-100, Wien.
- Gross, M., Harzhauser, M., Mandic, O., Piller, W.E. & Rögl, F. (2007):** A Stratigraphic Enigma: The Age of the Neogene Deposits of Graz (Styrian Basin);

Austria). – *Joannea Geologie und Paläontologie*, 9: 195-220, Graz.

**Harangi, S., Vaselli, O., Tonarini, S., Szabó, Cs, Harangi, R., Coradossi, N., (1995):** Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain volcanic field (Western Hungary). In: Downes, H., Vaselli, O. (Eds.), *Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region* *Acta Vulcanologica* 7 (2), 173–187.

**Harangi, S., (2001):** Neogene magmatism in the Alpine–Pannonian Transition Zone—a model for melt generation in a complex geodynamic setting. *Acta Vulcanologica* 13, 25–39.

**Harangi, S., Downes, H., Seghedi, I., (2006):** Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* Geological Society of London Memoir 32, 167–190. □

**Harangi, S., Lenkey, L. (2007):** Genesis of the neogene to quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: Role of subduction, extension, and mantle plume, *GSA, Special Paper*, 418, 67-92.

**Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloetingh, S.A.P.L., (2006):** Formation and deformation of the Pannonian basin: constraints from observational data. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* Geological Society, London, Memoirs 32, 191–206.

**Huismans, R.S., Podladchikov, Y.Y., Cloetingh, S.A.P.L., (2002):** The Pannonian basin: dynamic modelling of the transition from passive to active rifting. *European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series* 3, 41–63.

**Konecny, V., Lexa, J., Konecny, P., Balogh, K., Elecko, M., Hurai, V., Huraiova, M., Pristas, J., Sabol, M. & Vass, D. (2004):** Guidebook to the Southern Slovakia Alkali Basalt Volcanic Field. – 143 p., *Statny geologicky ustav Dionyza Stura*, Bratislava.

**Kollmann, K., (1965):** Jungtertiär im Steirischen Becken – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien 57(2): 479-632, Wien.

**Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., 2002.** *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendation of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.* Cambridge University Press.

**Morrissey M. and Maltin L.G., 2007:** Vulcanian Eruptions (in “*Encyclopedia of Volcanoes*” Sigurdsson H, Ed., Academic Press) p 463-475

**Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussmann J., et al., (1988):** Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes, Commission on New Minerals and Mineral Names, International

Mineralogical Association. *American Mineralogist*, Vol. 73, S. 1123 - 1133

**Murban, K., (1939):** Die Vulkanischen Durchbrüche in der Umgebung von Feldbach, Mitt. Der Abteilung für Bergbau, Geologie und Paläontologie des Landesmuseums "Joanneum".

**Nemeth K. and Martin U., (2007):** Practical Volcanology. Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary. Volume 207

**Pécskay, Z., Lexa, J., Szakacs, A., Balogh, K., Shegedi, I., Konecny, V., Kovacs, M., Marton, E., Kaliciak, M., Szeki-Fux, V., Poka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E., Zec, B., (1995):** Space and time distribution of Neogene–Quaternary volcanism in the Carpatho- Pannonian region. In: Downes, H., Vaselli, O. (Eds.), Neogene and related volcanism in the Carpatho-Pannonian Region *Acta Volcanologica Special Issue 7*, 15–28

**Pécskay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Seghedi, I., Balogh, K., Konečný, V., Zelenka, T., Kovacs, M., Póka, T., Fülöp, A., Márton, E., Panaiotu, C., Cvetković, V., (2006):** Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and Intra-Carpathian area: a review. *Geologica Carpathica* 57, 511–530.

**Piller, W.E., Egger, H., Erhart, C.W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., van Husen, D., Krenmayr, H.-G., Krystyn, L., Lein, R., Lukeneder, A., Mandl, G.W., Rögl, F., Roetzel, R., Rupp, C., Schnabel, W., Schönlaub, H.P., Summesberger, H., Wagreich, M. & Wessely, G. (2004):** Die stratigraphische Tabelle von Österreich (sedimentäre Schichte). – 1 tab., Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.

**Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H.G, Merle O. (1991):** Lateral Extrusion in the Eastern Alps: Part 2. Structural Analysis. *Tectonics*, 10, 257-271.

**Sachsenhofer, R.F., Lankreijer, A., Cloetingh, S.A.P.L., Ebner, F., (1997):** Subsidence analysis and quantitative basin modeling in the Styrian Basin (Pannonian Basin system, Austria). *Tectonophysics* 272, 175–196.

**Schmincke, H.U., (2004):** Volcanism, Springer Verlag.

**Seghedi, I., Downes, H., Szakacs, A., Mason, P.R.D., Thirlwall, M.F., Rosu, E., Pecskey, Z., Marton, E., Panaiotu, C., (2004a):** Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis. *Lithos* 72, 117–146.

**Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K., Pécskay, Z., (2004b):** Post- collisional Tertiary–Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian– Pannonian region: a review. *Tectonophysics* 393, 43–62.

**Seghedi, I., Downes, H., (2011):** Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian–Pannonian region. *Gondwana Research* 20, 655–672.

**Steininger, F. & Papp, A., (1978):** Badenian Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Parathetys, 6: 194-199, Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava.

**Tschegg, C., Ntaflos, Th., Kiraly, F., Harangi, S., (2010):** High Temperature Corrosion Of Olivine Phenocrysts In Pliocene Basalts From Banat, Romania. Lithos 120, 393–406. □ Austrian Journal Of Earth Sciences, V103/1, 101-110.

**Winkler, A. (1927c):** Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 77: 393-456, Wien.

**Woodell, D.R., (2012):** Constraints On Formation Of Columnar Joints In Basaltic Lava; Master-Thesis, University of British Columbia

## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Verteilung der Miozänen-Pleistozänen alkalinen Basalte innerhalb der Karpatho-Pannonischen Region (modifiziert nach Schmid et al., 2008) und Position der Vulkan-Zentren im Steirischen Becken (Ali et al., 2013).	10
Abb. 2: TAS-Diagramm der steirischen, rumänischen, ungarischen und pannonischen Vulkane (Ali et al., 2013).	11
Abb. 3: Tektonische Karte des Alpin-Karpathischen-Dinarischen Systems (nach Bada & Horvath, 2001), gezeigt wird die Bewegung der Adriatischen Platte gegen N/W, N und N/O in Richtung W-, O- und S-Alpen und die Rotationsbewegungen des ALCAPA- und TISZA-DAZIA-Gebietes.	13
Abb. 4: Schematische Darstellung der Extrusion des ALCAPA-Gebietes im frühen Miozän. Gezeigt wird die Bewegung der Adriatischen Platte gegen die S-Alpen, die Bewegung von ALCAPA nach Osten war möglich durch die Ablösung der Kruste von der Mantel-Lithosphäre und durch die Subduktion und den Rollback des Karpathischen Flyschbeckens. Diese Ereignisse führten zum Schmelzen der Kruste und damit verbundener Verringerung der Krustenfestigkeit. (Horvath et al., 2006)	13
Abb. 5: Schematische Darstellung der Entwicklung des Pannonischen Beckens. (a) N-S-Kompression im Späten Oligozän bis Frühem Miozän, (b) erste Passive Rift-Phase im Mittleren Miozän mit Strike/Slip-Störungen, die den Beginn der Subduktion entlang des Karpathischen Bogens anzeigen mit nachfolgender Back-Arc-Extension, (c) Späte Miozän-Pliozän Rift-Phase, ausgelöst durch aktives Upwelling der Mantel-Lithosphäre (R. S. Huismans et al., 2001).	14
Abb. 6: Position des Steirischen Beckens als westlichster Teil des Pannonischen Beckens (aus "Das Neogen des Steirischen Beckens", 2007)	15
Abb. 7: Stratigraphische Tabelle der neogenen Beckenfüllung des Steirischen Beckens (aus "Das Neogen des Steirischen Beckens"; verändert nach Piller et al., 2004).	17
Abb. 8: BOWEN'sche diskontinuierliche und kontinuierliche Reaktionsreihen zur Erklärung der Differenzierung von Magmen. Bei Änderung der Temperatur kristallisieren gleichzeitig Mg-Fe-Silikate und Feldspäte. Dadurch entstehen zahlreiche unterschiedliche magmatische Gesteine. Bei diesem Prozess müssen die bereits auskristallisierten Minerale von der Schmelze getrennt werden (z.B. durch gravitatives Absinken der schwereren Kristalle). (Bowen, 1928)	19
Abb. 9: Spreizungszone führt zu einem Aufstieg des Asthenosphärischen Mantels (Schmincke, 2004, S.98)	20
Abb. 10: Pahoehoe Lava, die durch Abkühlung eines Lava-Flows bereits eine Kruste gebildet hat (Schmincke, 2004, S.23)	21
Abb. 11: Aa Lava Flow, der in grosse unregelmässige Brocken zerbrochen ist (Schmincke, 2004, S.40)	21
Abb. 12: Lavatunnel (Schmincke, 2004, S.129)	22
Abb. 13: Schildvulkan (Internet, phzh.educanet2.ch)	22
Abb. 14: Basaltsäulenwand Beispiel	24
Abb. 15: Basaltsäulenaufschluss Beispiel; Stb22: während des Fliessens, schnell abgekühlter Basalt-Flow	25
Abb. 16: Rosette bei Barranco de Agaete, Gran Canaria, (Schmincke, 2004, S.129)	25
Abb. 17: Wand mit hauptsächlich strombolianischem Material	26
Abb. 18: Entwicklung einer Vulkanianischen Explosion: (A) Struktur des Kraters vor dem Ausbruch; (B) Krater und Schlot 0.2sec. nach Beginn des Ausbruchs; (C) nach 2sec.; (D) nach 10sec.; (E) 1min. nach Beginn des Ausbruchs ( Morrissey & Mastin, 2007)	27
Abb. 19: Zusammenhang von Explosivität und Viskosität und davon abhängige Ausbruchsarten (nach Vorlesungsunterlagen der Vorlesung "Magmatische Prozesse und Krustenbildung").	28
Abb. 20: Klassifizierung von pyroklastischen Gesteinen (Nemeth K. and Martin U., 2007)	30
Abb. 21: Beispiel eines pyroklastischen Gesteins (Nemeth K. and Martin U., 2007).	30
Abb. 22: Beispiel eines Pyroklastischen Gesteins eines Phreatisch/Phreatomagmatischen Gesteins.	31

Abb. 23: Pyroklastische Ablagerungen ausgelöst durch einen Fall	31
Abb. 24: Klassifizierung von vulkanischem, fragmentiertem Gesteinsmaterial (Schmincke, 2004, S.138)	32
Abb. 25: Klassifizierung der magmatischen Gesteine (Schmincke, 2004, S. 23 )	33
Abb. 26: QAPF-Diagramm, Klassifizierung der magmatischen Gesteine nach IUGS (Vorlesungsunterlagen der Vorlesung "Petrologie").	34
Abb. 27: links frischer Basanit; rechts "Sonnenbrenner"-Basanit	35
Abb. 28: Kartierung ausserhalb des Steinbruchs ergab nur Funde von Basalt (Google Earth)	38
Abb. 29: Basalt-Gesteine ausserhalb des Steinbruchs; a) Point1: nicht anstehende Basaltgerölle im Wald nördlich des Steinbruchs; b) Point 9: verwitterte, nicht anstehende Gesteine mit "Sonnenbrand" S-westlich des Steinbruchs; c) Point13: , nicht anstehende Gesteine N-westlich des Steinbruchs.	39
Abb. 30: Basalt-Gesteine ausserhalb des Steinbruchs; a)Point 8: Gerölle ausserhalb des Steinbruchs, südlicher Teil; b)Point 11: kompaktes Gestein mit gerundeten Ecken, S-westlich des Steinbruchs.	39
Abb. 31: Kartierung in der Umgebung des Steinbruchs (Google Earth).	40
Abb. 32: hauptsächlich kieselige Sedimentgerölle auf einem Feld im N-östlich des Steinbergs.	40
Abb. 33: Proben im Steinbruch, rot: Basalt, blau: pyroklastische Gesteine; einige Beispielaufschlüsse zeigen die Abbildungen 34-37 (Karte, OSM-Outdoor).	41
Abb. 34: Stb 23,24, abwechselnd Schichten von kompakten Basalten (B) und phreatisch (P)/phreatomagmatischen (PM) Gesteinen	42
Abb. 35: Stb 5,6, mächtiger Fluss; Basaltsäulen (B)	42
Abb. 36: Stb 13,14,15,16, Basalt von strombolianischer Ausbruchsart (S) auf blättrigem Basalt (B)	42
Abb. 37: Stb 32, ein basaltischer Gang schlägt durch die pyroklastischen Lagen.	42
Abb. 38: Position der Proben, blau: pyroklastische Gesteine, rot: Basalte, strichlierte Linien markieren die einzelnen Seitenwände des Steinbruchs (Karte, OSM-Outdoor).	44
Abb. 39: Basalt mit "Sonnenbrenner"-Flecken (weisse Punkte im dunklen Gestein), Stb21	45
Abb. 40: dunkelgrauer Basalt, feinkörnig; Stb32	45
Abb. 41: strombolianischer Basalt, Stb13, porös, blasig	45
Abb. 42: Säulenbasalt, Stb6: kompakt, feinkörnig	45
Abbildung 43: Pyroklastisches Gestein mit einzelnen cm-grossen Basaltfragmenten, Stb35	46
Abbildung 44: Pyroklastisches Gestein, verschiedene Schichten feinkörnig bis sehr feinkörnig; Stb38	46
Abb. 45: klastische Gesteine (Stb18,19), Matrix-gestützt mit Gesteinsfragmenten, Basaltstücken und Kristallen; vom S-westliche Teil des Steinbruchs	47
Abb. 46: Position der Proben, blau: pyroklastische Gesteine, rot: Basalte, strichlierte Linien markieren die einzelnenSeitenwände des Steinbruchs (Karte, OSM-Outdoor).	48
Abb. 47: a): Stb18 enthält viele Qtz-Kristalle (lithic fragments) in verschiedenen Grössen und Basaltstücke (juvenil) in mittelgrosser, körniger Matrix; das Gestein ist Matrix-gestützt.	48
Abb. 48: a): Stb 36 besteht ist ein Tuffit, mit vielen Qtz-Kristalle (lithic), mit angrenzendem Basaltklast (juvenil), der einen grossen Ol-Kristall und kleinere Kristalle in feinkörniger Matrix zeigt; das Gestein scheint in breiten parallelen klastischen Schichten eingesunken zu sein (C); (b) Stb37, in Darstellung mit gekreuzten Polarisatoren, enthält Basaltstücke (juvenil) und Qtz-Kristalle (lithic) in feinkörniger Matrix. Beide Gesteine sind Matrix-gestützt.	49
Abb. 49: a): Tuffit Stb38; das Gestein enthält Basaltstücke, Kristalle magmatischer Minerale (Plagioklas, juvenil) viele Quarz-Kristalle (lithic) in verschiedenen Grössen; b) der Aufschluss, aus dem Stb38 stammt, besteht aus mehreren pyroklastischen Schichten verschiedener Dicke und Körnigkeit .	49
Abb. 50: Tuffite mit zunehmendem Anteil an magmatischen Bestandteilen: einige Basaltstücke (juvenil), lith.Klasten, Qtz- und Ol-kristalle (juvenil) in feinkörniger Matrix, matrix-gestützt; a): Stb 38x; Dieses Gestein enthält wenig magmatische Bestandteile: b): Stb 18; c): Stb 35x; Dieses Gestein enthält viele magmatische Bestandteile.	50
Abb. 51: a, b): Stb4 enthält mittelgrosse Augit-Kristalle und kleine Olivine in feinkörniger Matrix; c,d): Stb8 enthält einen mm-grossen Augit sowie kleine Augit- und Olivin-Kristalle in mittelfeiner Matrix; e,f) Stb 9 enthält einen mittelgrossen Olivin-Kristall in sehr feinkörniger Matrix, einige kleine Kristalle zeigen Iddingsitisierung (braune Flecken). Die Struktur ist allen 3 Gesteinen porphyrisch.	51

- Abb. 52: a,b): Stb 15, in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung, enthält korrodierte Augite mit randlicher Zonierung in feinkörniger Matrix mit vielen Hohlräumen; c,d): Stb16, in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung, enthält sehr grosse Olivinkristalle mit Einschlüssen in feinkörniger Matrix mit vielen Hohlräumen; e,f):Stb 34 in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung, enthält mittelgrosse Augit-Kristalle, einige mit Sanduhr-Textur (f) in feinkörniger Matrix mit wenigen Hohlräumen, in f) ist eine Fließrichtung erkennbar. 52
- Abb. 53: a,b): Stb 25, in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung, enthalten mittelgrosse Augit-Kristalle mit Zwillingsbildung und randlicher Zonierung, sowie einige kleine Kristalle in feinkörniger Matrix; c,d) Stb 29 in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung, enthalten mittelgrosse Olivine mit randlichem Reaktionssaum, in d) sind auch kleine Plagioklas-Stängel in feinkörniger Matrix erkennbar, die eine Fließrichtung anzeigen. 53
- Abb. 54: a,b): Stb5, in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung zeigt einen mittelgrossen, verzwilligten Augit-Phänokristall, kleine leistenförmige Plagioklaskristalle und dunkle Bereiche mit Nephelin, die Struktur ist serialkörnig 54
- Abb. 55: Stb17 in einfacher(a) und gekreuzter(b) Polarisatordarstellung, enthält mittelgrosse bis kleine Olivin-Kristalle, stängelige Plagioklase, Augitkristalle mit Zonierung in Matrix mit serialkörniger Struktur; in (a) erkennt man kleine schwarze Punkte, das sind Ilmenite; in (b) sieht man graue Bereiche, diese enthalten Nephelin 54
- Abb. 56: Magmatische Korrosion im Gestein Stb21 55
- Abb. 57: Stb32 in einfacher (a) und gekreuzter(b) Polarisatordarstellung, enthält mittelgrosse bis kleine Olivin-, Augit- und Plagioklas-Kristalle mit teilweise glomerophyrischen Verwachsungen, Iddingsitisierung (braune Flecken in a) in Matrix mit serialkörniger Textur, die Matrix enthält graue Bereiche mit Nephelin sowie punktförmige Ilmenitkristalle. 55
- Abb. 58: Die Gesteine Stb7, 20 und 27 in einfacher und gekreuzter Polarisatordarstellung; Der Mineralinhalt (Ol, Cpx, stängelige Plagioklase), die serialkörnige Struktur sowie die dunkle feinkörnige Matrix gibt es in allen 3 Gesteinen a,b): Stb7; c,d): Stb20; e,f): Stb 27 enthält etwas grössere Ol-Phänokristalle. 56
- Abb. 59: Einordnung der Gesteine im TAS-Diagramm(a) nach Gesamtchemie; b):Vergrössertes TAS-Diagramms, Trends: vertikal (Abnahme von  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  von 8,85Gew%  $\rightarrow$ 6,88Gew% zeigt Aufschmelzung), horizontal (Zunahme von  $\text{SiO}_2$  von 43,25Gew%  $\rightarrow$ 46 Gew% zeigt eine Differenzierung). 61
- Abb. 60: Einteilung der Gesteine aufgrund der Gesamtchemie, die Mg# ( $\text{Mg}\# = \frac{\text{molare MgO}}{\text{molare MgO} + \text{molare FeO}} \times 100$ ) variiert zwischen 52 und 63, der  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt zwischen 14 und 16 Gew%, der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt variiert zwischen 44 und 46,5 Gew%; A):  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. Mg#: Gruppe 1 zeigt eine negative Korrelation, Gruppe 2 zeigt eine positive Korrelation; Gruppe 3 zeigt in allen 3 Diagrammen keine Korrelation, die Mg# liegt hier zwischen 60 und 61, der  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Wert zwischen 15 und 16 Gew%; B):  $\text{SiO}_2$  vs. Mg#: Gruppe 1 zeigt eine leicht negative Korrelation, Gruppe 2 zeigt eine positive Korrelation; C): CaO vs. Mg#: Gruppe 1 zeigt eine negative Korrelation; Gruppe 2 zeigt eine negative Korrelation. 62
- Abb. 61: Der Pfeil in diesem Diagramm ( $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{SiO}_2$ ) zeigt die Richtung der Differenzierung:  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  nimmt ab mit steigendem  $\text{SiO}_2$ ; Gruppe 3 ist am meisten differenziert und zeigt eine negative Korrelation; die übrigen Gesteine sind nicht nach Gruppen unterscheidbar, sie variieren von wenig differenziert (44 Gew%  $\text{SiO}_2$ ) bis stärker differenziert (46,5 Gew%  $\text{SiO}_2$ ). 63
- Abb. 62: Olivin- Korrelationsdiagramme der Kern-, Rand- und Matrixkristalle: Der Fo-Gehalt variiert von 73-86 im Kernbereich, von 60-71 im Randbereich und 56-77 bei den Matrix-Olivinen; (a) NiO - Gehalt vs. Fo-Gehalt: 0,06-0,24 Gew.% im Kern, 0,02-0,10 Gew.% im Rand und 0,02-0,09 Gew.% in den Matrix-Olivinen; (b) CaO - Gehalt vs. Fo-Gehalt: 0,16-0,65 Gew.% im Kern, 0,45-0,79 Gew.% im Rand und 0,44-0,68 Gew.% in den Matrix-Olivinen; (c) MnO - Gehalt vs. Fo-Gehalt: 0,16-0,91 Gew.% im Kern, 0,66-1,25 Gew.% im Rand und 0,44-1,10 Gew.% in den Matrix-Olivinen. 69
- Abb. 63: BSE-Bilder der Olivine: a) Stb1 (Gruppe 1), mm-grosser Olivin mit einem relativ homogenen breiten Kernbereich (Fo=86 im Kern, Fo=84 am Rand dieses Bereichs) und einen schmalen Randbereich (Fo=79), der Kristall enthält einen Klinopyroxen-Einschluss (Cpx); b) Stb40 (Gruppe 1), grosser, Mg-reicher Olivin, ein Xenokristall, (Fo=89 im Kern) mit angrenzendem helleren Kristall (Fo=86 im Kern), weitere Olivin-Bruchstücke sieht man in der feinkörnigen Matrix; c) Stb39 (Gruppe 2), Olivinkristall mit homogenem Kernbereich (Fo=77) und hellem Randbereich (Fo=69), der Kristall weist Korrosion und intensive Wechselwirkung mit der Matrix auf, er enthält ausserdem kleine, an die Olivine angrenzende Titanomagnetite,

die an manchen Stellen von Nephelin (Ne) umschlossen werden; d) Stb7 (Gruppe 3), Olivinkristall (Fo=77 im Kern, 69 am Rand) mit Chromspinell-Einschlüssen (kleine graue Punkte) und Titanomagnetite, die mit den Olivinen verwachsen sind, in der Matrix befinden sich auch stängelige Plagioklase.	71
Abb 64: Projektion der Pyroxene des Steinbergs auf das Pyroxen-Trapez	77
Abb. 65: Q-J-Diagramm für Pyroxene; zeigt die Positionen von 13 Endgliedern (Marimoto, 1988)	79
Abb. 66: Q-J-Diagramm für 8 unusual Pyroxene; S1= NaR <sub>2</sub> +0.5Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ; S2= NaR <sub>2</sub> +0.5Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ; S3= CaR <sub>3</sub> +AlSiO <sub>6</sub> ; S4= CaR <sub>2</sub> +0.5Ti <sub>4</sub> +0.5AlSiO <sub>6</sub> ; (Marimoto, 1988)	79
Abb. 67: a) Profil Kern c → Rand r im Klinopyroxen Stb5; b) Fe- und Mg-Verteilung von a) entlang des Profils C → R.	80
Abb. 68: mm-grosser, idiomorpher, korrodierter Klinopyroxen-Kristall der Gruppe 1 (Stb1) in feinkörniger Matrix;	80
Abb. 69: Darstellung der Feldspäte nach den 3 Gruppen im Feldspat-Dreieck	83
Abb. 70: Bse-Bilder der Gesteine mit Feldspäten; a) Stb30, Gruppe 1 mit grobkörnigen, allotriomorphen Plagioklas-Phänokristalle (Pl) in einer feinkörnigen Matrix aus Olivin, Klinopyroxen und Titanomagnetiten; b) Stb5, Gruppe 2 mit Kali-Feldspäten (Kfsp) angrenzend an subophitische Nepheline; c) Stb 27, Gruppe 3 mit stängeligen Plagioklasen neben einem idiomorphen, zonierten Klinopyroxen in einer Matrix aus Olivinen (Ol) und Spinellen (Sp);	84
Abb. 71: BSE-Bilder der Nepheline; a) Stb1, Gruppe 1 ; b) Stb5, Gruppe2 ; c) Stb7, Gruppe 3; In allen 3 Gruppen kommt Nephelin als Bestandteil der Grundmasse vor. Die Gesteine enthalten ausserdem Olivine, Klinopyroxene und Titanomagnetite; d) Stb29, Gruppe 1 mit einem Leucit, angrenzend an einen Olivin	88
Abb. 72: BSE-Bilder der Oxide in Gesteinen der 3 Gruppen; a): Stb4 (Gruppe 1) enthält kleine Titanomagnetite, teils in Olivin eingeschlossen, teils in der Matrix; das Gestein enthält ausserdem sub-idiomorphe Olivine mit dunklem, Mg-reichen Kern-und Fe-reichen Rand-Bereichen; die Matrix enthält ausser den Titanomagnetiten auch Nephelin, Plagioklas und Kalifeldspat. b): Stb 21 (Gruppe2) enthält etwas grössere Titanomagnetite, die nur in der Matrix vorkommen; ausserdem kommen auch Olivine mit deutlich abgegrenztem Fe-reichem Randbereich, sowie Klinopyroxene vor; die Matrix enthält hauptsächlich Olivin, Plagioklas und Kalifeldspat. c): In Stb7 (Gruppe 3) sind ausser den Titanomagnetiten auch in Olivin eingeschlossene Spinelle enthalten; die Matrix enthält Olivin, Plagioklas und Nephelin	93
Abb. 73: Gesamtchemische Einteilung der Proben mit Position im Steinbruch	94
Abb. 74: Ansicht des Steinberg mit dem alten Ausbruchszentrum im SSO und dem Jüngeren im NNW, (Internet, mindat.org)	95
Abb. 75: Übersicht Eruptionszentren/-Phasen (siehe auch A3-Abbildung als Beilage)	96
Abb. 76: Phase 1 des alten Ausbruchszentrums	98
Abb. 77: Morphologie des Untergrundes, die Profile zeigen die Neigung gegen Osten in Richtung der Basaltsäulenwand	99
Abb. 78: Phreatisch/Phreatomagmatische Phase mit Kontakt zu Basalten der Gruppe 1 (Phase 2)	99
Abb. 79: Basis der Basaltsäulenwand	100
Abb. 80: Basalte der Gruppe 1 (Phase 2) mit Kontakt zu Basalten der Gruppe 2 (Phase 3)	101
Abb. 81: Kontakt von Basalten der Gruppe 2 (Basaltsäulen, rechts im Bild) zu Basalten der Gruppe 1	101
Abb. 82: Phreatisch/Phreatomagmatische Phase mit Kontakt zu Basalten der Gruppe 3	103
Abb. 83: Phreatisch/Phreatomagmatische Phase mit Kontakt zu Basalten der Gruppe 3 und Gruppe2	103
Abb. 84: Basalte der Gruppe 2 (Phase 3 des alten Zentrums) zu strombolianischen Basalten des jungen Ausbruchszentrums	104
Abb. 85: Strombolianische Phase; Die Strukturen zeigen durch ihre Ablagerungsschichten die Position der Ausbruchsöffnung	104
Abb. 86: Phreatisch/Phreatomagmatische Phase des alten Zentrums mit Kontakt zu Basalten des jungen Zentrums	105
Abb. 87: Klastische Schichten ausgelöst durch den Ausbruch des Dikes	105
Abb. 88: Detailansicht der Schichten von Abb. 86	106
Abb. 89: Basis des jüngerem Ausbruchszentrums ist eine nach Osten geneigte phreatomagmatische Schicht des alten Ausbruchszentrums, die unter dem Basaltsäulenkomplex verschwindet	107

Abb. 90: Dike (D) mit Basalt des jungen Zentrums (Stb32) mit abwechselnd pyroklastischen (K) Schichten (Stb38) 107

Abb. 91: Pyroklastische Enklaven im Inneren des Steinbruchs auf gleicher Höhe wie Abb. 94 108

Abb. 92: Folge der Ausbruchszentren und Phasen; geneigte Schicht (phreatisch/phreatomagmatisch) N/W→S/O mit aufliegenden Schichten von Gruppe1-Basalt (S/O) und Gruppe 2-Basalt (N/W) als Begrenzung des Lavalake (Gruppe 2); Junger, strombolianischer Teil im N/W. ; ev. Basalt Gruppe 2 als weitere jüngere Phase des alten Eruptionszentrums (unklar) 110

Abbildung 93: Darstellung der Ablagerungsfolge des süd- und südöstlichen Teils des alten Eruptionszentrum; der unteren Teil der Profile zeigt jeweils Kontakte der Phase1 (phreatisch/phreatomagmatisch) zu Basalten der Gruppe 1; in Profil 1 und Profil 3 liegt an oberster Stelle Basalt der Gruppe 3; Profil 2 zeigt an oberster Stelle Ablagerungen von Basalt der Gruppe 2 114

## Tabellenverzeichnis

<i>Tabelle 1: Beschreibung der vulkanischen Gesteine</i> .....	34
<i>Tabelle 2: Beschreibung der Minerale in magmatischen Gesteinen</i> .....	36
<i>Tabelle 3: Strukturen in magmatischen Gesteinen</i> .....	37
<i>Tabelle 4: Gesamtgesteinsanalysen</i> .....	58
<i>Tabelle 5: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Olivin in Gew.%</i> .....	65
<i>Tabelle 6: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Klinopyroxen in Gew.%</i> .....	73
<i>Tabelle 7: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Feldspat in Gew.%</i> .....	82
<i>Tabelle 8: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Nephelin, Leucit und Glas in Gew.%</i> . 85	
<i>Tabelle 9: Ergebnisse der Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der Oxide</i> .....	90
<i>Tabelle 10: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen von Chromspinell in Gew.%</i> .....	92
<i>Tabelle 11: Liste Gesteinsproben im Steinbruch</i> .....	126

# Anhang

## Aufschlusstabelle

Tabelle 11: Liste Gesteinsproben im Steinbruch

Bezeichnung	Anmerkungen	Koordinaten		Höhe
Stb1,2	Basalt	46-56.062	15-55.066	367m
Stb3,4	Basalt	46-56.019	15-55.208	392m
Stb5	dicke Säule	46-56.058	15-55.189	
Stb6	dicke Säule, Nephelinit	46-56.015	15-55.129	371m
Stb7		46-56.013	15-55.076	363m
Stb8		46-56.018	15-55.075	374m
Stb9,10		46-56.016	15-55.057	370m
Stb11	nicht anstehend, von weiter oben	46-56.013	15-55.045	376m
Stb12	Gang	46-56.052	15-55.110	376m
Stb13	strombolianisch	46-56.163	15-55.024	418m
Stb14,15,16		46-56.158	15-55.033	414m
	verwittert, blättrig, Sonnenbrand			
Stb17		46-56.175	15-55.009	412m
Stb18, 19	Tuffit, Pyroklastika, sieht aus wie Säulen; darüber Basalt, in Vertiefung langsam abgekühlt	46-56.017	15-54.964	409m
Stb20	grosse B-Säulen, feinkörnig	46-56.024	15-54.935	408m
Stb21	dicke Säulen Basalt, verwittert, Sonnenbrenner, nur Dünnschliff	46-56.014	15-54.922	430m
Stb22	kleine Säulen,	46-56.050	15-54.890	412m
Stb23,24	Klasika mit lith.Fragmenten	46-55.983	15-54.969	418m
Stb25,26	etwas weiter links, Basalt			
Stb27	Basalt	46-56.015	15-55.020	415m
Stb28	Tuffit, Pyroklastika, (1.Ereignis), nicht anstehend; rote Sedimente nicht anstehend	46-56.076	15-54.984	391m

Stb29	Basalt, frisch mit vielen Ol-,Pyr-Kristalle	46-56.095	15-55.030	382m
Stb30	Basalt	46-56.060	15-55.111	391m
Stb31	B-Säulen verwittert, nicht anstehend	46-56.198	15-55.346	420m
Stb32	Basalt, daneben Klastika	46-56.161	15-55.434	443m
Stb33	Basalt, porös, strombolianisch;			
Stb34	B-Gang, porös, Gang	24-56.129	15-55.049	436m
Stb35	Phreatomagmat. Schichten, Diskordanz	46-56.059	15-55.291	482m
Stb36	Basaltklast in feuchte klast. Schichten eingesunken	46-56.051	15-55.023	308m
Stb37	klastisch, sandig, brüchig			
Stb38	Schicht mit pyroklastika und Sediment	46-56-186	15-55.402	389m
Stb39	Basalt neben sekund. Schichten	46-56.081	15-55.257	427m
Stb40	Basalt mit Xenolithen			300m
	daneben strombolianische Basalte			
	Basalt, Gruppe1			
	Basalt, Gruppe2			
	Basalt, Gruppe3			
	Klastika			