Zur Petrologie von Orbiculiten

Zur Erlangung des akademischen Grades eines

DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN

von der Fakultät für Bio- und Geowissenschaften
der Universität (TH) Fridericiana Karlsruhe
genehmigte

DISSERTATION

von

Hans-Peter Meyer
aus
Suderwittingen

Karlsruhe 1989

Zur Petrologie von Orbiculiten

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN
der Fakultät für Bio- und Geowissenschaften
der Universität (TH) Fridericiana Karlsruhe
genehmigte

DISSERTATION

von

Hans-Peter Meyer
aus
Suderwittingen

Tag der mündlichen Prüfung: 7.7.1989
Referent: Prof. Dr. Rainer Altherr
Korreferent: Prof. Dr. Egon Althaus

Karlsruhe 1989

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 1

Zusammenfassung 3

1. Einführung 7

1.1. Was sind Orbiculite? 7

1.2. Geschichtliches 10

1.3. Modellvorstellungen zur Genese von Orbiculiten 14

1.4. Zielsetzung 18

2. Untersuchungen an ausgewählten Orbiculitvorkommen 20

2.1. Esbo 22
2.1.1. Verbandsverhältnisse und Petrographie 22
2.1.2. Gesteinschemie 30
2.1.3. Mineralchemie 36

2.2. Virvik 40
2.2.1. Verbandsverhältnisse und Petrographie 40
2.2.2. Gesteinschemie 48
2.2.3. Mineralchemie 54

2.3. Kangasala 60
2.3.1. Petrographie 60
2.3.2. Gesteinschemie 69
2.3.3. Mineralchemie 72

2.4. Kuru 79
2.4.1. Verbandsverhältnisse und Petrographie 79
2.4.2. Gesteinschemie 90
2.4.3. Mineralchemie 95

2.5. Großgerungs 103
2.5.1. Petrographie 104
2.5.2. Gesteinschemie 105
2.5.3. Mineralchemie 107

2.6. Romsaas 108
2.6.1. Verbandsverhältnisse und Petrographie 108
2.6.2. Gesteinschemie 110

2.7. Sökli 114
2.7.1. Petrographie 114
2.7.2. Mineralchemie 116

Meiner lieben Frau Gabi gilt mein besonderer Dank, da sie stets Verständnis für all die Probleme hatte, die mir die komischen runden Gebilde in den Steinen bereiteten.

Ohne das Stipendium, das mir das Land Baden-Württemberg dankenswerterweise zur Verfügung stellte, wären den Geowissenschaften die folgenden 238 Seiten bedruckten Papiers erspart geblieben. Die DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn) ermöglichte durch ihre finanzielle Unterstützung (Al 166/5) einen Geländeaufenthalt in Skandinavien und die Durchführung analytischer Arbeiten. Herzlichen Dank!

Am Anfang dieser Arbeit soll eine Entschuldigung stehen. Es tut mir sehr leid, daß dem Leser zugemutet wird, sich durch eine mehr als 100 Seiten mächtige petrographische und geochemische Bestandsaufnahme (mit dazugehörigen Tabellen) kämpfen zu müssen, bevor die ersten Versuche zur Deutung von Orbiculiten unternommen werden. Derjenige, der die gesamte Arbeit aufmerksam liest, wird bemerken, daß auch ich mich in die lange Reihe derjenigen einreihen darf, die die Genese der Orbiculite trotz umfangreicher Arbeiten und der Formulierung eines genetischen Modells eigentlich nur in Ansätzen erklären können. Daher habe ich mich entschlossen, die von mir erarbeiteten Befunde zunächst möglichst wertfrei darzustellen, in der Hoffnung, daß irgendwann jemand kommt, der anhand dieser Daten das Problem der Entstehung von Orbiculiten lösen wird, um dann zu sagen: “Nunc dubitatio exempta est”. Demjenigen Leser, der - nach dem Motto: "qui non vult intellegi, non debet legi" - nicht intensiv in die Materie einsteigen möchte, empfehle ich, sich beim petrographischen Teil auf die Vorkommen von Kangasala und Kuru zu konzentrieren, da hier bereits alles Wesentliche zur Problematik der Orbiculite gesagt wird.

Meiner lieben Frau Gabi gilt mein besonderer Dank, da sie stets Verständnis für all die Probleme hatte, die mir die komischen runden Gebilde in den Steinen bereiteten.

Ohne das Stipendium, das mir das Land Baden-Württemberg dankenswerterweise zur Verfügung stellte, wären den Geowissenschaften die folgenden 238 Seiten bedruckten Papiers erspart geblieben. Die DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn) ermöglichte durch ihre finanzielle Unterstützung (Al 166/5) einen Geländeaufenthalt in Skandinavien und die Durchführung analytischer Arbeiten. Herzlichen Dank!

Am Anfang dieser Arbeit soll eine Entschuldigung stehen. Es tut mir sehr leid, daß dem Leser zugemutet wird, sich durch eine mehr als 100 Seiten mächtige petrographische und geochemische Bestandsaufnahme (mit dazugehörigen Tabellen) kämpfen zu müssen, bevor die ersten Versuche zur Deutung von Orbiculiten unternommen werden. Derjenige, der die gesamte Arbeit aufmerksam liest, wird bemerken, daß auch ich mich in die lange Reihe derjenigen einreihen darf, die die Genese der Orbiculite trotz umfangreicher Arbeiten und der Formulierung eines genetischen Modells eigentlich nur in Ansätzen erklären können. Daher habe ich mich entschlossen, die von mir erarbeiteten Befunde zunächst möglichst wertfrei darzustellen, in der Hoffnung, daß irgendwann jemand kommt, der anhand dieser Daten das Problem der Entstehung von Orbiculiten lösen wird, um dann zu sagen: ”Nunc dubitatio exempta est”. Demjenigen Leser, der - nach dem Motto: ”qui non vult intellegi, non debet legi” - nicht intensiv in die Materie einsteigen möchte, empfehle ich, sich beim petrographischen Teil auf die Vorkommen von Kangasala und Kuru zu konzentrieren, da hier bereits alles Wesentliche zur Problematik der Orbiculite gesagt wird.

Zusammenfassung

Die Genese von Orbiculiten ist umstritten. Viele verschiedene Modellvorstellungen sind aus der Literatur bekannt. Detaillierte geochemische Bestandsaufnahmen von Orbiculiten sind bis heute nur vereinzelt vorgenommen worden.

In der vorliegenden Arbeit wurden von vier ausgewählten typischen silikatischen Orbiculiten (Esbo, Virvik, Kangasala und Kuru) die petrographischen und geochemischen Charakteristika ausführlich dargestellt und diskutiert. Darüber hinaus wurden geochemische Befunde von einigen exotisch zusammengesetzten Orbiculiten (Großgerungs, Romsaas, Sökli) vorgestellt. Die erarbeiteten Daten zeigen, daß sich Orbiculstrukturen prinzipiell in allen Magmenzusammensetzungen bilden können. Sehr häufig ist Orbiculitbildung jedoch bei dioritischen bis quarzmonzodioritischen Granitoiden zu beobachten.

Es konnte aufgezeigt werden, daß nicht nur die Gefüge (radialstrahliges Wachstum, konzentrische Schalen) außergewöhnlich für magmatische Gesteine sind, sondern daß sich Orbiculite auch durch eine bemerkenswerte Geochemie auszeichnen .

Auffällig ist die ausgesprochen konstante Zusammensetzung von Mischkristallphasen (z.B. Plagioklas und Biotit), wie sie in normal strukturierten Granitoiden kaum gefunden wird. Auch die hohen Gehalte und die zum Teil stark selektive Anreicherung einiger Spurenelemente (z.B. SE-Elemente, Zr, Hf) in bestimmten Teilbereichen der Orbiculite sind bisher nicht bekannt gewesen.

Die Genese von silikatischen Orbiculiten kann wie folgt erklärt werden:

(1) Das intrudierende Magma enthält wenig Festkörper und vor allem wenig Kristallkeime.

(2) Im kontaktnahen Bereich zum kälteren Nebengestein kommt es zu einer schnelleren Abkühlung als im Inneren des intrudierenden Magmenkörpers. Eine eventuelle Unterkühlung wird in Apophysen besonders groß sein, da hier die Wärme wegen des größeren Verhältnisses von Kontaktfläche zu Magmenvolumen schneller abgeführt werden kann. Schnelle Abkühlung bringt die Schmelze in den Bereich unterhalb der Liquidustemperatur (Unterkühlung). Da Kristallkeime nicht vorhanden sind, kann nur an vorhandenen Festkörpern (Xenolithen, Phänokristen etc.) heterogene Keimbildung stattfinden. Rasches, diffusionskontrolliertes Kristallwachstum führt zu radialstrahligem Wachstum der Liquidusphase. Gleichzeitig baut sich vor der Kristallisationsfront ein Diffusionsprofil auf, das die Zusammensetzung der Schmelze lokal so stark verändern kann, daß eine zweite oder gar dritte Liquidusphase erscheint. Die gleichzeitige Kristallisation mehrerer Phasen ist die Folge.

(3) Alternierender Schalenbau kann durch unterschiedliche Diffusionsraten und Keimbildungsraten der verschiedenen Phasen erklärt werden. Schwankende Kristallgrößen und -ausbildungsformen in aufeinander folgenden Schalen können durch Variationen von Kristallkeimbildungsrate und -Wachstumsgeschwindigkeit innerhalb des Diffusionsprofils erklärt werden.

(4) Das Orbiculwachstum wird zum Stillstand kommen, wenn entweder die Inkubationszeit für homogene Keimbildung verstrichen ist oder die Differenz zwischen tatsächlicher und Liquidustemperatur die Kristallwachstums-

rate drastisch herabsetzt. Auch das Ausquetschen von Restschmelze zwischen den Orbiculen kann zum Ende der Orbiculkristallisation beitragen.

Für dieses Modell spricht neben der sehr konstanten Zusammensetzung der Mischkristallphasen auch die Tatsache, daß bei allen untersuchten silikatischen Orbiculiten die Gesteinsmatrix stets als Differentiat nach der Schalenbildung gedeutet werden kann.

Orbiculkerne haben als Festkörper bereits vor der Kristallisation der Schalen vorgelegen. Wo dies nicht eindeutig durch die Gefüge der Kerne aufgezeigt werden kann, deutet die chemische Zusammensetzung der Minerale in den unterschiedlichen Gesteinsbereichen darauf hin.

Die in allen untersuchten silikatischen Orbiculiten beobachtete starke Anreicherung von Zr und Hf in der Gesteinsmatrix kann nur mit dem vorgestellten Modell erklärt werden, wobei davon ausgegangen werden muß, daß beide Elemente vollständig in der Schmelze gelöst waren. Eine alternative Erklärung (nach einem anderen Modell) für dieses Phänomen ist nicht möglich.

Diskordant auflagernde Schalen müssen nach diesem Modell nicht durch Wiederaufschmelzen bereits kristallisierter Schalen interpretiert werden. In Bereichen mit geringfügiger Bewegung dringt Schmelze mit etwas erhöhter Temperatur aus dem Internbereich der Intrusion nach. Wo diese Schmelze in Kontakt mit den Orbiculen ist, werden keine weiteren Schalen gebildet, da der relative Unterkühlungsbetrag hier geringer ist.

Verschiedene andere aus der Literatur bekannte Modelle zur Genese von Orbiculiten sind anhand der vorliegenden Daten und Befunde diskutiert worden:

Das Modell der liquiden Entmischung kann für rein silikatische Orbiculite keine Gültigkeit haben. Neben strukturellen Befunden sprechen geochemische Daten gegen liquide Entmischung bei der Entstehung von silikatischen Orbiculiten.

Das von Lapin & Vartiainen (1983) für die Kugelkarbonatite von Sökli vorgeschlagene Modell der liquiden Entmischung wird durch eigene Befunde gestützt. Strukturelle Befunde legen nahe, daß die Kristallisation der silikatreichen Orbicule in der karbonatreichen Matrix von außen nach innen erfolgte. Dies kann auch anhand der chemischen Zusammensetzung der Minerale nachvollzogen werden.

Die Deutung von silikatischen Orbiculiten als Reaktionsprodukte von Xenolithen mit einer Schmelze läßt sich mit Hilfe geochemischer Daten falsifizieren.

Periodisches Auf- und Absteigen von Festkörpern in einer Schmelze kann nicht zur Ausbildung von Orbiculstrukturen führen. Gegen diese Modellvorstellung sprechen vor allem energetische Argumente.

Ein rascher H_2O-Verlust ist nur in H_2O-übersättigten Magmen, also bei Anwesenheit einer Fluidphase möglich. Eine merkliche Unterkühlung in Bezug auf die obere thermische Stabilitätsgrenze einer Festphase kann dabei aber nur dann auftreten, wenn sich das System deutlich unterhalb des Liquidus befindet. Da Magmen, aus denen die Orbiculite entstanden sind, jedoch vor der Orbiculitbildung nur wenige Festkörper enthalten haben und weiterhin die zur H_2O-Sättigung der Magmen notwendigen hohen H_2O-Gehalte wenig wahrscheinlich sind, kann man davon ausgehen, daß die Entstehung von Orbiculstrukturen nicht über den Wassergehalt der Schmelze gesteuert wird.

1. Einführung

1.1. Was sind Orbiculite?

Orbiculite sind magmatische Gesteine mit einem exotischen Gefüge. In einer meist hypidiomorph-körnigen, oftmals isotropen Gesteinsmatrix befinden sich dabei kugelige oder kugelähnliche Gebilde, die sogenannten Orbicule. In der Regel gliedern sich diese Orbicule in einen Kern- und einen konzentrisch strukturierten Randbereich (Schalen).

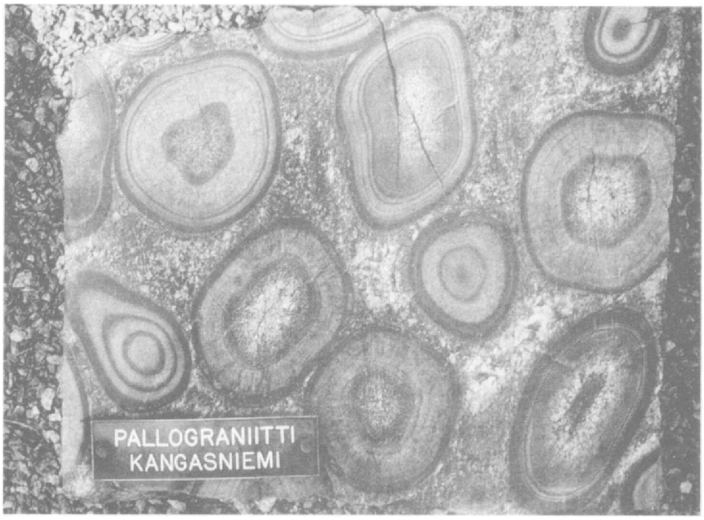


Abb. 1. Orbiculit von Kangasniemi (Finnland). Polierte Platte aus der Sammlung des Geological Survey von Finnland. Die Orbiculkerne bestehen aus reliktischen Biotit-Plagioklas-Gneisen, die von radialstrahlig nach außen wachsendem Plagioklas umgeben sind. Der alternierende konzentrische Aufbau der Plagioklasschalen wird in erster Linie durch unterschiedliche Anteile an Biotit hervorgerufen. Weiter außen schließt sich eine radialstrahlige Mikroklinschale an. Die heterogene granodioritische Gesteinsmatrix besteht aus Plagioklas, Mikroklin, Quarz und Biotit (vgl. Frosterus 1896, Johannsen 1932 und Eskola 1938). Der maximale Orbiculdurchmesser beträgt etwa 20 cm.

Orbiculitgefüge sind aus Gesteinen verschiedenster chemischer und mineralogischer Zusammensetzung bekannt. Man findet sie einerseits in vielen Kalkalkali-Granitoiden (I- und S-Typen), andererseits aber auch in manchen Karbonatiten und Alkaligesteinen (Leveson 1966, Lapin & Vartiainen 1983). Entsprechend vielfältig ist die Mineralogie von Orbiculen und Matrix.

Der Begriff "Orbiculit" ist aus der englischen Sprache abgeleitet (orbicule = Kugel). In der englischsprachigen Literatur findet man den Begriff "orbicular rock'*, beziehungsweise die spezielleren Bezeichnungen orbicular granite, orbicular diorite, orbicular gabbro etc. Die Bezeichnungen "ball granite" (Futugami 1937) und "spheroidal granite" (Hatch 1888, Kemp 1903) sind weniger gebräuchlich.

In deutschsprachigen Publikationen wurde häufig der Begriff "Kugelgestein" (bzw. Kugelgranit, Kugeldiorit oder Kugelgabbro) benutzt (z.B. Frosterus 1892, 1896, Bäckström 1905, Bugge 1906, Kalb 1916, Wiman 1927, Berg 1937, Thiele 1971). In neueren Arbeiten wird der Begriff Orbiculit (z.B. Thiele 1967, Maggetti & Van Diver 1975) bzw. Orbicularit (Bausch 1983) benutzt. Chrustschoff (1885, 1886, 1888, 1894) verwendet in seinen Arbeiten über Orbiculite die Bezeichnung "variolitische" bzw. "makrovariolitische" Gesteine.

Sehr viele Orbiculite sind aus Skandinavien beschrieben worden (siehe Raivio 1985, Härme 1986 und dort aufgeführte Zitate). Allein in Finnland sind heute 62 Vorkommen bekannt (Raivio, pers. Mitt., 1988). In den zahlreichen finnischen Publikationen findet sich für Orbiculite die Vorsilbe "Pallo-" vor dem entsprechenden IUGS-Gesteinsnamen (z.B. Eskola 1937, Matisto 1961, Vartiainen 1966, Matisto & Vuorio 1967, Simonen & Laitakari 1971, Mutanen 1973, Pääjärvi & Söderholm 1979, Wennström 1984, Raivio 1985), in schwedischen die Vorsilbe "Klot-" (z.B. Holst & Eichstädt 1884, Brögger & Bäckström 1887, Bäckström 1894, Tenow & Benedicks 1910, Eskola 1919, Grip 1965, Viluksela 1965).

Die Orbicule, gelegentlich auch als Orbs oder Orbule bezeichnet (z.B. Lawson 1902, Knopf 1908, Woodford & Harris 1938, Symes et al. 1987), lassen sich in einen Orbiculkern und die Orbiculschalen einteilen. Die Form der Orbicule kann rund, ellipsoidal oder selten auch unregelmäßig sein, wobei in den meisten Fällen die Kugeln mehr oder weniger dicht in der Matrix liegen, d.h. sich berühren, gelegentlich aber auch dispers in dieser verteilt sind.

Sofern in den Orbiculen Kerne klar zu erkennen sind, bestehen diese aus Xenolithen, aus früh aus dem Magma ausgeschiedenen Kristallen oder Kristallaggregaten, oder aber aus älteren Orbiculen beziehungsweise Orbiculfragmenten. Bei etlichen Vorkommen lassen sich die Kerne mineralogisch und mineralchemisch nicht oder kaum von der die Orbicule umgebenden Gesteinsmatrix unterscheiden.

Die mono- oder polymineralisch aufgebauten Orbiculschalen können ein richtungslos körniges Gefüge aufweisen. Der Schalenbau wird hier nur durch wechselnde Mengenanteile einzelner Minerale beziehungsweise durch Korngrößenunterschiede eines einzelnen Minerals deutlich. In sehr vielen Fällen sind die Schalen jedoch aus radial oder tangential angeordneten, nicht isometrischen Mineralkörnern aufgebaut.

Während in einigen Orbiculiten bei den Orbiculen nur eine einzige Schale vorhanden ist, können bei anderen bis zu 50 aufeinander folgende konzentrische Lagen makroskopisch unterschieden werden. Diese können in regelmäßiger aber auch in absolut unregelmäßiger Abfolge nacheinander auftreten, wobei einzelne Schalen in der Regel gleichmäßig mächtig ausgebildet sind.

Gesteinsmatrix und Orbicule können einen ähnlichen, aber gelegentlich auch sehr unterschiedlichen Mineralbestand aufweisen. Im Unterschied zu den Orbiculen weist die Matrix ein hypidiomorph-körniges, in der Regel isotropes Gefüge auf, wobei die Matrix feinkörniger aber auch grobkörniger als die Orbicule ausgebildet sein kann.

Die Übergänge von den Orbiculschalen zum Orbiculkern beziehungsweise zur Gesteinsmatrix können sowohl scharf als auch diffus ausgebildet sein. In der Regel ist jedoch insbesondere der Übergang zur Matrix

makroskopisch durch eine scharfe Grenze gekennzeichnet. Innerhalb eines Orbiculitkörpers können oft nicht nur Orbicule mit verschiedenen Kerntypen, sondern auch solche mit unterschiedlichen Schalenausbildungen angetroffen werden.

Aus der Literatur sind bis heute etwa 150 Orbiculite bekannt. Die anstehenden Vorkommen erreichen eine maximale Erstreckung von 300 m, wobei dies bereits die große Ausnahme ist. In der Regel sind die Vorkommen wesentlich kleiner als 100 m, in den meisten Fällen sogar kleiner als 10 m. Etwa SO % der Orbiculitvorkommen sind nicht anstehend gefunden worden und bestehen nur aus Lesesteinen, einige davon nur aus einem einzigen Geröll. Wo die Aufschlußverhältnisse es erlauben, kann festgestellt werden, daß die silikatischen Orbiculite sich bevorzugt im Randbereich von Intrusivkomplexen bilden, sehr häufig in kleinen Gängen oder Apophysen, die in das Nebengestein hineinreichen.

1.2. Geschichtliches

Die exotische Struktur der Orbiculite hat dazu geführt, daß bereits sehr früh unverhältnismäßig viele Publikationen zu diesem Thema erschienen sind.

Der wohl am längsten bekannte Orbiculit, nach Leonhard (1823) im Jahre 1785 als Lesesteinvorkommen entdeckt, wurde (nach Gauthier & Lafranchi 1980) bereits im Jahre 1789 von Besson erstmals beschrieben. Über dieses Vorkommen von Santa Lucia di Tallano (Korsika), das 1809 anstehend gefunden wurde und von dem Schaustücke in sehr vielen mineralogischen Sammlungen zu sehen sind, sind eine Vielzahl von Publikationen erschienen (z.B. Pinkerton 1811, Leonhard 1823, Delesse 1848, Zirkel 1866, Reusch 1883, Nentien 1897, Johannsen 1937, Eskola 1938,, Gauthier & Lanfranchi 1980, Bourges 1982, Colette & Bourges 1983). In nahezu allen petrographischen Lehrbüchern sind Kurzbeschreibungen von diesem Kugelgabbro zu finden, der auch fälschlich als Kugeldiorit oder -granit bezeichnet worden ist (vgl. Leonhard 1823, Johannsen 1937). Der von Zirkel (1866) für dieses Gestein geprägte Begriff "Corsit" läßt sich bis in die jüngere Literatur verfolgen. Auch die Bezeichnungen "Napoleonite"

(Johannsen 1937) und "Miagit" (Pinkerton 1811) sind in der Literatur zu finden.

Weitere sehr früh beschriebene Orbiculitvorkommen sind aus dem Riesengebirge bekannt geworden. Erstmals wurden sie im Jahre 1802 von Leopold von Buch erwähnt, der über seine Reisen durch das Riesengebirge schreibt:

"Man sieht nicht selten und nicht ohne Ueberraschung in den steilen Felsen, die in unzähliger Menge sich 20, 30 und 40 Fuss hoch in der Ebene zwischen Warmbrunn, Schmiedeberg und Hirschberg erheben, aus der Masse völlig gerundete Kugeln hervorstehen, die wie durch Kunst darinnen gefestigt scheinen, sie sind von 2 und 3 Zoll Durchmesser bis zu 12 Zollen und 1 1/2 Fuss; wie Kanonenkugeln in durchschossenen Mauern."

Nachdem er eine kurze Beschreibung der mineralogischen Zusammensetzung gegeben hat, faßt Buch (1802) seine Vorstellungen zur Entstehung dieser Gesteine wie folgt zusammen:

"Alles Materielle der dielt, das reinen Anziehungskräften der Materie folgt, ballt sich in Kugeln, Wettkörper und Wassertropfen folgen hierinnen gleichen Gesetzen; und alle Krystalle würden rund seyn, wenn sie nicht mit schon bestimmter Form aus ihrer Auflösung träten. Oft sind aber eine Menge dieser Krystalle, vorzüglich wenn sie aus verschiedenen Materien bestehen, die sich nicht weiter zu bestimmten Krystallformen verbinden, vermöge ihres kleinen Durchmessers, im Stande noch Kugeln zu bilden, wenn sie zu einem Ganzen der Aggregation sich vereinigen. Alle kleine aus der Auflösung getretene Massen versammeln sich um einen Punkt, in dem sich die Wirkung ihrer gegenseitigen Anziehungskraft begegnet; sie bestreben sich diesem Punkte so nahe als möglich zu kommen (soweit die natürliche Expansionskraft sie, sich zu verbinden, gestattet); und das Resultat dieses Bestrebens ist die gleiche Entfernung aller Theile vom gemeinschaftlichen Anziehungspunkt, oder die Kugelform. ... Man bemerkt dieses Bestreben, eine Kugelform anzunehmen, bey vielen Gebirgsarten; nur hindert die schnelle Entstehung derselben, ihre völlige und sichtbare Ausbildung."

Ausführliche petrographische Arbeiten über die Orbiculite aus dem Riesengebirge stammen von Rose (1842), Chrustschoff (1894), Milch (1898) und Berg (1937).

Neben den genannten Vorkommen gibt es andere, die in der Literatur bereits häufiger zum Teil detailliert beschrieben worden sind, wie zum Beispiel die Vorkommen von Romsaas in Norwegen (Meinich 1879, Vogt 1889, Chrustschoff 1894, Bugge 1906, Vogt 1921, Carstens 1957), vom Fisher Lake in Californien (Piburn 1961, Emerson 1963, Moore & Lockwood 1973a, McKinney 1981, 1985) und aus den Sandia Mountains in New Mexico (Daugherty & Asquith 1971, Thompson & Giles 1974, Brookins et al. 1975, Enz et al. 1979, Thompson & Giles 1980, Affholter & Lambert 1982). Viele andere Vorkommen sind jedoch nur kurz erwähnt und haben keine ausführliche petrographische Beschreibung erfahren, so z.B. die vom Deer Creek und Devil's Bathtub in Californien (Moore & Lockwood 1973a), Dharamsala in Indien (Kanwar 1977) und Raippaluoto in Finnland (Laitakari & Lahti 1984).

Detaillierte petrographische Arbeiten, die sich mit mehreren Vorkommen befassen, sind bei Rosenbusch (1907), Sederholm (1928), Johannsen (1932, 1937) und Eskola (1938) zu finden. Sederholm (1928) prägte den Begriff "Esboite" (nach Esbo, Finnland), der als Synonym für Orbiculite mit einer ganz speziellen Pauschalzusammensetzung bis heute in der Literatur zu finden ist (z.B. Eskola 1938, Simonen 1950, 1966, Thiele 1971).

In einer detaillierten und sehr anschaulichen Arbeit beschreibt Chrustschoff (1894) acht Orbiculite aus Europa und zwei aus den USA. Er unternimmt den ersten Versuch einer Klassifikation der Orbiculite und unterscheidet 2 strukturelle Gruppen, die demnach in ''solche die fast ausschließlich konzentrisch schalige Struktur aufweisen" und "solche die neben konzentrischer auch deutlich radial-strahlige Ausbildung aufweisen" unterteilt werden können. Bezüglich der Genese teilt Chrustschoff die Orbiculite in 3 Gruppen ein:

(1) Orbiculbildung um Xenolithe
(2) Orbiculbildung um früh aus dem Magma kristallisierte Festkörper
(3) Primäre Orbiculbildung im Magma.

Eine vierte Gruppe von Gesteinen, die Chrustschoff als "Pudding-Granite" bezeichnet, ist nicht der Gruppe der Orbiculite zuzuordnen (siehe auch Johannsen 1937).

Loewinson-Lessing & Vorobjeva (1929) führten für die von Chrustschoff (1894) vorgenommene Einteilung die aus dem Griechischen abgeleiteten Begriffe "allothrausmatic", "homeothrausmatic" und "isothrausmatic" ein

(siehe auch Johannsen 1937), die in der Literatur der 40er und 50er Jahre gelegentlich benutzt werden. In der jüngeren Literatur sind diese Klassifikationsbegriffe, ebenso wie der von Eskola (1938) zusätzlich eingeführte Begriff “crystallothrausmatic type”, nicht mehr gebräuchlich.

Eine allgemeine Zusammenstellung aller bei Orbiculiten zu findenden Phänomene gibt Leveson (1966), zusammen mit einer Liste sämtlicher bis dahin bekannter Vorkommen. Er beschreibt auch die verschiedenen Modelle, die zur Erklärung des Orbiculitphänomens erstellt worden sind.

Eine umfangreiche Literaturzusammenstellung mit einigen wichtigen Stichworten zum Thema Orbiculite stammt von Kirchmayer (1972). Er führt neben einer Klassifikation der Orbiculite die verschiedenen Modellvorstellungen zur Genese kurz vor, ohne jedoch eine Wertung vorzunehmen.

Sehr viel Beachtung fand eine Arbeit von Moore & Lockwood (1973a). Diese Autoren zeigen, daß ein für magmatische Gesteine ungewöhnliches "layering” immer wieder zusammen mit Orbiculiten zu finden ist. In einigen besonders guten Aufschlüssen im Sierra Nevada Batholith (Kalifornien) ist zu sehen, daß einige Intrusivkörper mit Orbiculitgefüge am Kontakt zu ihrem Nebengestein einen kontaktparallelen Lagenbau aufweisen, der in mineralogischer und struktureller Hinsicht mit dem Schalenbau der in unmittelbarer Nachbarschaft im Inneren des Intrusivkörpers auftretenden Orbicule übereinstimmt. Hierbei sind die das ”layering” aufbauenden Kristalle nahezu senkrecht zu den Lagen orientiert. Diese von Moore & Lockwood (1973a, 1973b) als ”comb layering” bezeichnete Gefügevariante ist auch unter den Bezeichnungen ”Willow-Lake-Type-Layering (Poldervaart & Taubeneck 1959), ”harrisitic layering” (Wager & Brown 1951) und ”crescumulate layering” (Wager & Brown 1967) bekannt geworden.

Teilweise sehr massiv ausgebildetes ”comb layering” kann man insbesondere bei den gabbroiden Orbiculiten finden.

Elliston (1984) gibt eine sehr anschauliche und gut bebilderte Beschreibung von verschiedenen Phänomenen, die in Orbiculiten auftreten können.

1.3. Modellvorstellungen zur Genese von Orbiculiten

Die Genese von Orbiculiten ist sehr umstritten. Eine breite Palette von genetischen Modellen ist aus der Literatur bekannt. Im folgenden sollen die Interpretationsversuche kurz beschrieben werden, wobei eine Wertung - zumindest für die in Kapitel 3 zu diskutierenden Modelle - nicht vorgenommen wird.

Wie ein Orbiculitkomplex beschrieben wird, hängt oftmals von der genetischen Vorstellung des Bearbeiters ab. Bei nicht allzu guten Aufschlußverhältnissen können daher die Unterschiede zwischen den einzelnen Autoren recht erheblich sein. Solche Arbeiten veranschaulichen zwar das jeweilige genetische Modell, belasten aber auch zukünftige Untersuchungen bei allzu weit getriebenen Schlußfolgerungen durch Vorurteile.

Die weitaus meisten Autoren verweisen darauf, daß es nicht möglich ist, die Genese sämtlicher Orbiculite mit Hilfe eines einzigen einfachen Modells zu erklären (z.B. Bäckström 1894, Sederholm 1928, Leveson 1966, Moore & Lockwood 1973a, 1973b).

Ein im Zusammenhang mit Orbiculiten sehr häufig genanntes genetisches Modell geht davon aus, daß liquide Entmischung bei der Entstehung der Orbiculite eine Rolle spielt (erstmals Bäckström 1893, 1894). Ändern sich die intensiven Zustandsvariablen eines Magmas, so kann dies dazu führen, daß die Schmelze nicht mehr stabil ist und sich in zwei Schmelzphasen "aufspaltet". Dabei sondert sich die mengenmäßig unbedeutendere in Form von Tropfen aus der anderen ab. Die folgende, von außen nach innen fortschreitende Kristallisation der Tropfen resultiert in der Bildung der Orbicule.

Bäckström (1894) benutzt dieses Modell der "Liquationstheorie" um die Entstehung des Orbiculits von Kortfors (Schweden) zu erklären, bei dem sich im Kern der Orbicule vorwiegend Mikroklin und Quarz, in den Schalen hingegen Oligoklas, Magnetit und Hornblende finden. Die Matrix bildet ein Hornblendegranit, der dem Kem ähnlich ist. Bäckström geht (fälschlicherweise) davon aus, daß die Kristallisation der Orbicule von außen nach innen erfolgte und schreibt:

"(Würde man sich dagegen auf den Standpunkt der Liquationstheorie stellen und die Kugeln alt schon im flüssigen Zustande ausgeschiedene "Tropfen" einet Theilmagmas betrachten, welches von dem Muttermagma bei sinkender Temperatur nicht länger in Lösung gehalten werden konnte, so würde jene Mineralanordnung sich als eine von Vorneherein alt recht wahrscheinlich zu bezeichnende ergeben. Dann würden nämlich beim Anfang der Krystallisationsperiode im Inneren der Kugeln keine besonders prädisponierte Ansatzpunkte sich befinden, sonderen die sich zuerst aut scheidenden Mineralien würden sich am Rande der Kugeln ansammeln."

Das Modell der liquiden Entmischung wird insbesondere dann diskutiert, wenn die Kerne der Kugeln sich nicht eindeutig als Fremdkörper interpretieren lassen, um die herum eine von innen nach außen fortschreitende radialstrahlige Kristallisation angesetzt hat. Auch Adams (1898) übernimmt das Modell der liquiden Entmischung, ebenso wie Watson (1904), der hierfür den Begriff "magmatic differentiation" benutzt. Butler (1973) benutzt dieses Modell, um die Entstehung des Orbiculits von Davie County zu erklären. Bei einem von Gelman (1962) beschriebenen und durch liquide Entmischung erklärten Kugeldiorit handelt es sich nicht um einen Orbiculit im eigentlichen Sinne.

Auch Sederholm (1928) und Eskola (1938) diskutieren das Modell der liquiden Entmischung. Sie kommen zu der Überzeugung, daß es keine Gültigkeit haben kann, da die Strukturen der Orbicule nicht im Einklang mit diesem Modell sind.

Sehr unterschiedliche Auffassungen gibt es, wenn es um die Beschaffenheit des Magmas, beziehungsweise um das Milieu der Orbiculitbildung geht. Einige Autoren nehmen an, daß die Schmelzen eine sehr hohe Viskosität gehabt haben (Sederholm 1928); andere wiederum postulieren eine niedrig viskose Schmelze (Moore & Lockwood 1970, 1973a, Hoffman 1975). Während viele davon ausgehen, die Orbicule seien in einem sehr turbulenten Milieu entstanden (Daugherty & Asquith 1971, Moore & Lockwood 1970, 1973a, Hoffman 1975, Maley 1975, Magetti et al. 1978), kommen andere zu der Überzeugung, daß Orbiculite sich nur dann bilden können, wenn nahezu statische Bedingungen vorliegen (z.B. Nockolds 1931).

Viele Autoren vertreten die Auffassung, daß die Schalen von Orbiculen als Reaktionsprodukte zwischen Xenolithen oder früh ausgeschiedenen

Kristallen einerseits und dem umgebenden Magma andererseits zu deuten sind, wobei die Schalen nur deshalb zustande gekommen sind, weil ein Stoffaustausch zwischen Festkörpern (Orbiculkern) und einer Schmelze stattfand (Frosterus 1892, 1896, Chrustschoff 1894, Benedicks & Tenow 1911, Cole 1916, Nockolds 1931, Koide 1951, Palmer et al. 1967, Dahl & Palmer 1979, 1981a, 1981b, 1982, 1983).

Bei einer anderen Modellvorstellung wird davon ausgegangen, daß wiederholte periodische Änderungen der Kristallisationsbedingungen zur Orbiculbildung führen. Ein solches Modell wird insbesondere bei solchen konzentrischschaligen Orbiculiten in Betracht gezogen, bei denen ein deutlich ausgeprägter alternierender Schalenbau zu sehen ist. Dabei werden verschiedene Möglichkeiten diskutiert.

Als wichtige äußere Parameter, die eine Periodizität der Kristallisationsbedingungen beeinflussen können, werden das Dichteverhältnis von Orbiculen zur umgebenden Schmelze und die Turbulenzen innerhalb der Schmelze genannt. So ist denkbar, daß kältere Xenolithe in einer in Ruhe befindlichen Schmelze aufgrund ihrer höheren Dichte absinken und Schalen anlagern. Durch einen erneuten Intrusionsschub werden die so gebildeten Orbicule nach oben gerissen und können abkühlen, bevor sie bei erneutem Magmenstillstand wieder absinken und weitere Schalen anlagern. Unterschiedliche Schmelzzusammensetzungen in unterschiedlichen Intrusionsniveaus können dann den alternierenden Schalenbau erklären (Daugherty & Asquith 1971, Hoffman 1975, Maggetti et al. 1975, 1978). Auch Moore & Lockwood (1973a, 1973b) deuten eine solche Möglichkeit an.

Auch die periodische Änderung von Druck und/oder Temperatur kann - insbesondere in einem System, das sich im Bereich eines Eutektikums befindet - zu einem Wechsel der jeweils kristallisierenden Phasen führen und somit einen alternierenden Zonarbau erzeugen (Lawson 1904, Daugherty & Asquith al 1971).

Häufig diskutiert wurde die Möglichkeit, daß ein plötzlicher H_2O-Verlust im Magma dazu führt, daß es zu einem Kristallisationsschub kommt (z.B. Maggetti et al. 1978, Raivio 1985, Symes et al. 1987), der dann insbesondere an relativ kalten Festkörpern zur Ausbildung von Orbiculschalen führt.

Die Kristallisationsgeschwindigkeit bei der Bildung der Orbiculschalen wird von einigen Autoren als ein wichtiger Faktor bei der Orbiculbildung angesehen. Die um einen Kern herum teilweise schnell ablaufende Kristallisation eines Minerals führt dazu, daß die Umgebung an den entsprechenden Komponenten verarmt und sich ein Diffusionshof aufbaut. Daraufhin kristallisiert eine andere Phase, an deren Komponenten dann das Magma verarmt. Dies führt zu rhythmischer Kristallisation um den Kern. Diese Auffassung vertreten u.a. Rosenbusch (1907), Iddings (1909) und Silberstein (1933).

Das Fehlen von Kristallkeimen sieht Vernon (1985) als wichtige Voraussetzung für die Bildung von Orbiculiten an. Zufuhr von Wasser in ein saures Magma oder Zufuhr eines wässrigen sauren Magmas in ein basisches Magma könnte nach diesem Autor zu einer Überhitzung führen, bei der kleinste Kristallkeime im Magma vollständig zerstört werden. Beim Abkühlen des Magmas fehlen Keime und daher kann die Kristallisation nur heterogen an den im Magma verbliebenen größeren Kristallen oder Einschlüssen ansetzen.

Der Begriff der Liesegangschen Ringe wird im Zusammenhang mit der Genese von Orbiculiten sehr oft erwähnt. Gibt man in ein mit Kaliumdichromat imprägniertes Gel einen Tropfen Silbernitratlösung, so entstehen um diesen Tropfen aus Silberdichromat bestehende konzentrische Ringe. Durch die durch ein Konzentrationsgefälle initiierte Diffusion der gelösten Chromationen einerseits und der Silberionen andererseits kommt es lokal zur Übersättigung und somit zur konzentrischschaligen Abscheidung von Silberdichromat. Ausführliche Beschreibungen dieses Phänomens geben Liesegang (1913), Wagner (1950), Stern (1954) und Crowle et al. (1963). Eine Vielzahl von chemischen Agenzien bilden unter bestimmten Voraussetzungen Liesegangsche Ringe aus (vgl. z.B. Matalon & Parker 1955), die nach Van Hook (1938) nicht nur in Gelen, sondern auch in Schmelzen und Lösungen auftreten können. Die Entstehung von Orbiculiten durch rhythmische Übersättigung und Kristallisation um vorhandene Kerne analog zur Bildung von Liesegangschen Ringen postulieren Knopf (1908), Ishioka (1953), Carl & Amstutz (1958) und Leveson (1963, 1966, 1973).

Eine von Elliston (1984) geführte Diskussion, wonach sich Orbiculite aus einem Magma aus ''kolloidalen Hydrosilikaten" bilden, ist aus petrologischer Sicht nicht haltbar (vgl. auch Vernon 1985).

Auch eine metamorphe Entstehung von Orbiculiten ist in der Literatur häufig angenommen worden. Den Anstoß für diese Diskussion gibt Eskola (1938), der die von Sederholm (1928) vorgenommene magmatische Deutung der Orbiculite ablehnt. Eskola geht davon aus, daß eine metasomatische Verdrängung bereits vorhandener Minerale über die Zufuhr von Alkalien und die Abfuhr von anderen Elementen wie Ca, Mg und Fe zur Bildung der Kugelstruktur geführt hat, wobei die Matrix zum größten Teil fest war, als sich die Kugelstruktur ausbildete. Simonen, ein Schüler von Eskola, benutzt in seinen Arbeiten über Orbiculite (1938, 1941, 1950, 1966) ebenfalls dieses Modell. In diesem Zusammenhang wird häufig der Begriff "Granitisation" genannt. In der Literatur sind immer wieder Interpretationen zu finden, die sich auf das ursprünglich von Eskola formulierte Modell zurückführen lassen (z.B. Goodspeed 1940, 1942, 1973. Conybeare 1951).

Eine ausführliche Diskussion, die aufzeigt, daß eine metamorphe Entstehung von Orbiculiten nicht haltbar ist, gibt Mutanen (1974). Er kommt zu dem Ergebnis, daß metamorphe Gefüge in Orbiculiten sekundärer Natur sind und nicht in Zusammenhang mit der primären Bildung der Orbiculstrukturen gesehen werden dürfen.

1.4. Zielsetzung

Die aus der Literatur bekannten petrographischen Befunde erlauben es in der Regel nicht, vorhandene Modelle zur Genese von Orbiculiten nach moderneren Gesichtspunkten zu beurteilen. Ausführliche geochemische Bearbeitungen von Orbiculiten liegen bis heute nur vereinzelt vor.

Ziel dieser Arbeit war es, die für eine sinnvolle Diskussion der zahlreichen genetischen Modelle (siehe oben) notwendigen Daten zu erstellen. Um beispielsweise die Rolle der liquiden Entmischung bei der Entstehung von Orbiculiten zu testen, sind umfangreiche chemische Daten

von Orbiculen und Matrix notwendig. Fragen, die mit Diffusions- und Kristallisationsgeschwindigkeit Zusammenhängen, können nur dann sinnvoll diskutiert werden, wenn die chemische Zusammensetzung der betreffenden Minerale bekannt ist. Auf der Basis der erstellten Daten sollen dann die oben dargestellten Modelle diskutiert und - wenn nötig - eigene Vorstellungen entwickelt werden.

2. Untersuchungen an ausgewählten Orbiculitvorkommen

Im nun folgenden Kapitel werden die wichtigsten petrographischen und geochemischen Charakteristika von einigen im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Vorkommen dargestellt. Die für die Interpretation der Genese dieser Gesteine wichtigen und aus der Literatur zum Teil bekannten Befunde werden durch eigene Untersuchungen ergänzt.

An dieser Stelle soll zum besseren Verständnis noch einmal die Terminologie für die einzelnen Gesteine und Gesteinsbereiche dargestellt werden, wie sie im folgenden Text benutzt wird. Der Begriff "Orbiculit" bezeichnet das Gesamtgestein, das sich aus den "Orbiculen" und der sie umgebenden "Gesteinsmatrix" (kurz: Matrix) zusammensetzt. Die Orbicule werden dabei (soweit dies bei den einzelnen Vorkommen eindeutig möglich ist) in den "Orbiculkern" (kurz: Kern) und die den Orbiculkern umgebenden "Orbiculschalen" (kurz: Schalen) untergliedert. Wenn vom "Nebengestein" die Rede ist, so ist stets ein orbiculfreies Gestein mit einem "normalen" plutonischen Gefüge gemeint, das in Vergesellschaftung mit dem Orbiculit zu finden ist.

Bei der Darstellung der Mineralchemie werden oftmals die Begriffe "Kern" und "Rand" erwähnt. Diese beziehen sich nicht auf die Teilbereiche eines Orbiculs, sondern auf einzelne Mineralkörner innerhalb des jeweils analysierten Gesteinsbereiches.

Soweit das zugängliche Probenmaterial dies erlaubte, wurden Gesamtgesteinsanalysen von Teilbereichen des Orbiculits und der jeweiligen Nebengesteine angefertigt. Um bei den makroskopisch teilweise sehr heterogen ausgebildeten Orbiculitbereichen ein genaues Bild zu erhalten, wurden nach Möglichkeit mehrere Einzelanalysen angefertigt, von denen ein repräsentativer Querschnitt in den Tabellen (Anhang) aufgeführt ist. Für die Darstellungen wurden oftmals Mittelwerte aus mehreren Analysen benutzt, die nicht alle in den Tabellen aufgeführt sind.

Aus der Literatur bekannte chemische Analysen verschiedener Orbiculite erwiesen sich oftmals als mangelhaft (z.B. Frosterus 1892, Sederholm

1928) . Diese in vielen zusammenfassenden Arbeiten (z.B. Eskola 1938, Leveson 1966, Kobayashi 1972, Raivio 1985) zur Darstellung in verschiedenen Diagrammen benutzten Analysen wurden daher nicht berücksichtigt.

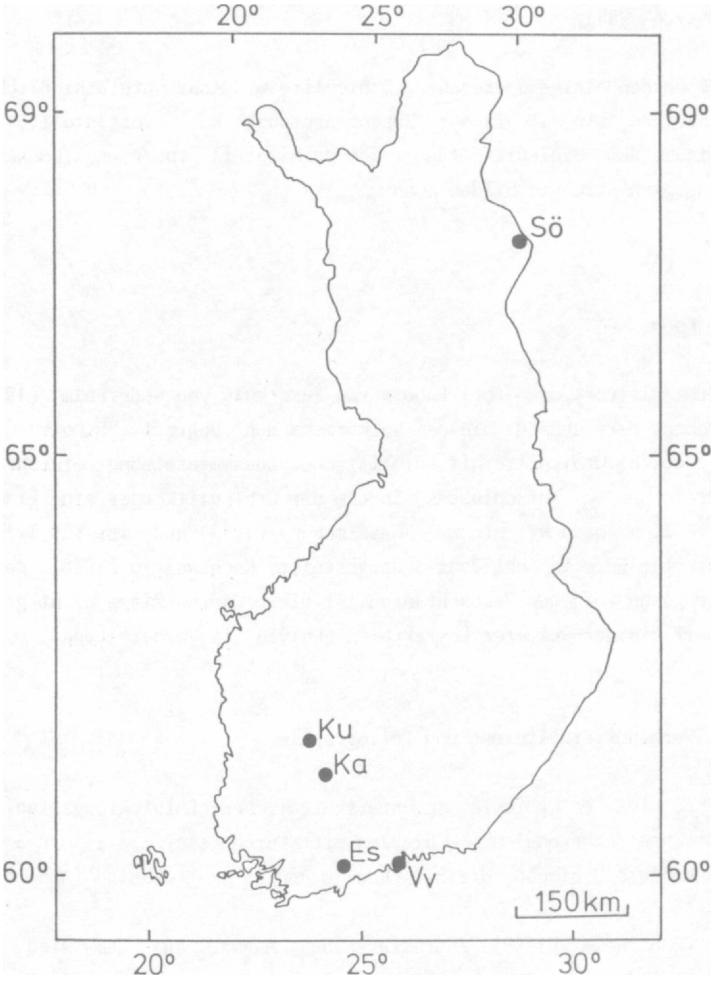


Abb. 2. Lageskizze der in dieser Arbeit untersuchten finnischen Orbiculitvorkommen von Esbo (Es), Virvik (Vv), Kangasala (Ka), Kuru (Ku) und Sökli (Sö).

Zunächst soll auf vier typische Vorkommen aus Finnland näher eingegangen werden, die allesamt sehr ähnlich sind. Diese Vorkommen von Esbo, Virvik, Kangasala und Kuru (siehe Abb. 2) sind, wie auch viele andere Orbiculite im südlichen Finnland, in Vergesellschaftung mit etwa 1.8 Ga alten orogenen Plutoniten der Svekokareliden zu finden (Simonen 1980, Raivio 1985).

Danach werden einige exotischere Orbiculite mit sehr unterschiedlicher chemischer und mineralogischer Zusammensetzung kurz vorgestellt, um aufzuzeigen, daß Orbiculitgefüge sich prinzipiell in verschiedensten Magmenzusammensetzungen bilden können.

2.1. Esbo

Das Orbiculitvorkommen bei Esbo wurde erstmals von Sederholm (1928) beschrieben, der anhand dieses Vorkommens den Begriff "Esboit" für oligoklasreiche Orbiculite mit dioritischer Zusammensetzung einführte. Eine Kartierung des Aufschlusses, in dem der Orbiculitkörper eine Fläche von 80 x 20 m bedeckt, stammt von Simonen (1941) und ist in leicht modifizierter Form in Abbildung 3 dargestellt. Nach Raivio (1988, pers. Mitteilung) und eigenen Beobachtungen ist diese Kartenskizze nicht genau und bedarf einiger weiterer Korrekturen (Raivio, in Vorbereitung).

2.1.1. Verbandsverhältnisse und Petrographie

In Esbo gibt es Orbicule in unterschiedlichen Entwicklungsstadien. Neben kleinen "embryonalen" Orbiculen mit Durchmessern um 2 bis 3 cm gibt es größere Orbicule, die zwischen 10 und 15 cm groß sind (Abb. 4).

Nach Sederholm (1928) intrudierte das Magma, aus dem sich der Orbiculit bildete, in einen grauen, mittelkörnigen, mikroklinreichen Granit, der stellenweise porphyrisch ausgebildet ist. Nach dem Modalbestand fällt dieses Gestein (Probe Es 27, Tabelle 1) im IUGS-Diagramm (Streckeisen 1976) in den Grenzbereich zwischen Granit und Quarzsyenit.

Innerhalb dieses älteren Granits findet man als Einschlüsse Pyroxengneise, die aus rundlich ausgebildetem Ortho- und Klinopyroxen sowie aus zonar gebautem, serizitisiertem Plagioklas (37 bis 50 Mol.% An) bestehen.

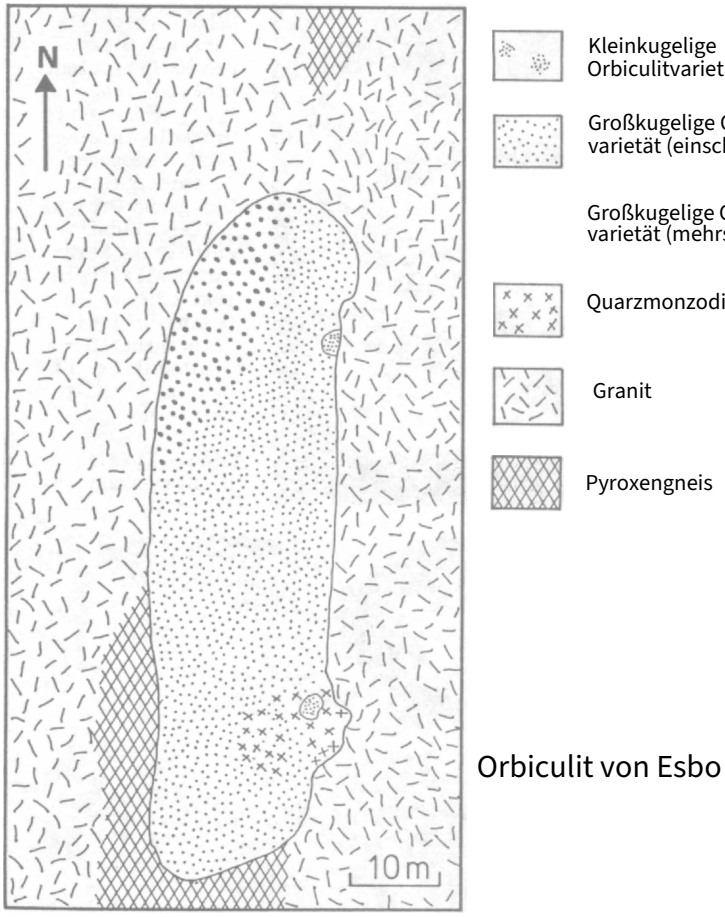


Abb. 3. Esbo: Aufschlußskizze des Orbiculitvorkommens (modifiziert nach Simonen 1941).

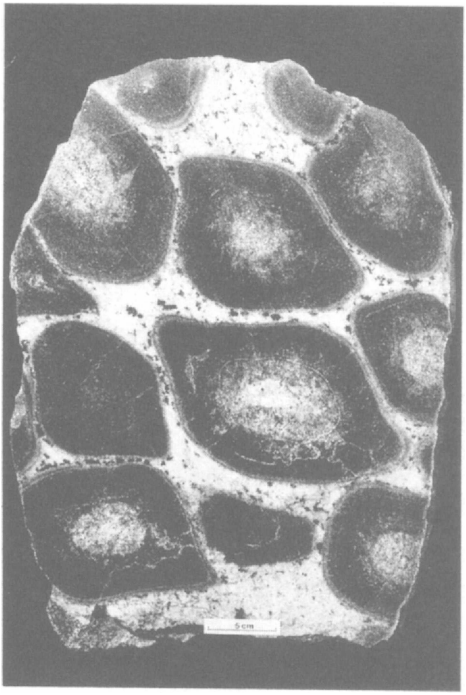
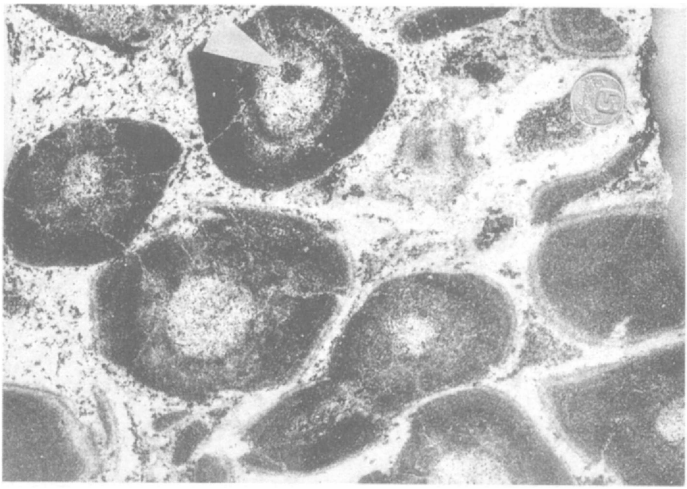


Abb. 4.
Esbo: Orbiculit—Varietät mit großen Orbiculen. Links: Geringfügig deformierte Orbicule in einer recht homogenen Gesteinsmatrix. Das große Orbicul in der Bildmitte enthält im Kem einen Alkalifeldspat-Großkristall . Unten: Orbicule in heterogener Gesteinsmatrix. Ein Orbicul enthält im Kem einen ca. 1.5 cm großen Granat (Pfeil). Bildlängskante = 40 cm.



Diesen Gneisen ähnliche Gesteine treten auch als Einschlüsse in der unmittelbaren Umgebung des Orbiculits und in diesem selbst auf. Hier sind sie in der Regel sekundär stark verändert; große Amphibole, die kleinere Plagioklase einschließen, wachsen auf Kosten der Pyroxene. Die Amphibolbildung geht einher mit der Kristallisation von Quarz. Übergänge von reinen Pyroxengneisen zu nahezu völlig amphibolitisierten Gneisen können beobachtet werden. An anderen Stellen ist der Pyroxengneis in ein biotitreiches Gestein umgewandelt, der Biotit ist dabei vorwiegend idiomorph ausgebildet. 30 bis 40 Vol.% Biotit sind neben geringen Mengen von reliktischen Pyroxenen vorhanden, der Quarzanteil ist hier hoch.

Die sekundär veränderten basischen Einschlüsse, die meist in Form kleinerer, gelegentlich aber auch bis zu 2 m großer Einschlüsse im Orbiculit zu finden sind, treten nach Sederholm (1928, Tafel 1, Fig. 2) des öfteren auch als Xenolithe im Kern der großen Orbicule auf.

Inmitten des Orbiculitmassivs steht ein sehr heterogener, mittelkörniger, teilweise porphyrisch ausgebildeter Quarzmonzodiorit (Modalbestand siehe Tab. 1) an.[1]) Die Platznahme des quarzmonzodioritischen Magmas ist eindeutig während oder nach der Platznahme des Orbiculitmagmas erfolgt.

Der Quarzmonzodiorit enthält vereinzelt bis zu 1 cm große Kalifeldspäte und Granate. Zusammen mit Granat findet man grünen Biotit. Brauner Biotit ist als Einschluß im Plagioklas oftmals hypidiomorph, ansonsten xenomorph ausgebildet. Als Nebengemengteile treten Apatit, Monazit und Opakphasen auf (vorwiegend als Einschlüsse im Biotit). Mikroklin und Quarz füllen die Zwickel zwischen den teilweise korrodierten Plagioklasen. Myrmekit ist häufig, insbesondere um die großen Kalifeldspäte herum.

[1]) Die von Simonen (1941) beschriebene "sekundäre granitische Matrix", die den Orbiculit "infiltriert", ist nach eigenen Untersuchungen identisch mit diesem Quarzmonzodiorit. Auch bei Teilen des von Simonen (1941) als Granit kartierten Aufschlußbereiches dürfte es sich um diesen Quarzmonzodiorit handeln. Dies gilt insbesondere für den östlichen Teil des Aufschlußes, aus dem einige der in Kapitel 2.1.2 beschriebenen Proben stammen. Eine genauere Kartierung der Aufschlußverhältnisse steht noch aus (Raivio, in Vorbereitung).

Orbiculitvarietät mit den kleinen Orbiculen

Die Varietät mit den kleinen Orbiculen ist nur in einem sehr kleinen Bereich des Aufschlusses zu sehen. Die ''embryonalen" Orbicule, bei denen in Bezug auf ihre Struktur eine klar erkennbare Differenzierung in Kern und Schalen nicht erkennbar ist, bestehen vorwiegend aus schwach serizitisiertem Plagioklas, der bis zu 5 mm groß wird. Mit dem Plagioklas orientiert verwachsener Mikroklin befindet sich auf Zwickeln. Neben idiomorphem Biotit, der im Feldspat eingeschlossen ist, findet man zwischen den Feldspäten xenomorphen Biotit, Quarz und gelegentlich Granat.

Um diese Orbicule legt sich eine biotitreichere Matrix. Der Anteil an Biotit liegt hier zwischen 30 und 40 Vol.%. Biotit und Plagioklas bilden ein granuläres Gefüge mit mittleren Korngrößen um 1 mm; lokal sind auch grobkörnigere Bereiche sichtbar. Im Gegensatz zu den Plagioklasen im Kern sind die in der Matrix frisch. Wie die Biotite enthalten sie hier Einschlüsse von Apatit, Zirkon und Monazit.

Orbiculitvarietät mit den großen Orbiculen

Die Varietät mit den großen Orbiculen nimmt den weitaus größten Teil des Aufschlußbereiches ein. Die Orbicule bestehen aus einem hellen Kern und einer bis zu 8 cm breiten, vorwiegend dunklen Schale und sind teilweise stark deformiert oder zerbrochen.

Die Grenze zwischen beiden Orbiculittypen ist scharf. An einigen Stellen sieht man jedoch vereinzelte kleine Orbicule zwischen den großen Orbiculen (Sederholm 1928, Seite 14).

Die Kerne der großen Orbicule sind grobkörniger als die Schalen und bestehen vorwiegend aus Plagioklas und Mikroklin (vgl. Tab. 1), wobei beide Minerale innerhalb eines Kernes über größere Bereiche die gleiche kristallographische Orientierung aufweisen. Bei - gegenüber den kleinen Orbiculen - deutlich höheren Mikroklingehalten schließt dabei der xeno-

morphe Mikroklin viele kleinere hypidiomorphe Plagioklase ein. Der grobkörnige Plagioklas ist hier stark resorbiert, teils skelettal ausgebildet. Myrmekitbildung ist häufig, insbesondere am Übergang vom Kern zu den Schalen. Quarz ist mit einheitlicher Orientierung auf Zwickeln zu sehen. Der früh kristallisierte Biotit ist vorwiegend hypidiomorph ausgebildet und tritt gelegentlich als Einschluß im Plagioklas auf. Große idiomorphe Granate sind des öfteren im Zentrum der Orbiculkerne zu finden (Abb. 4). Nach Sederholm (1928, Tafel 1 und 2) und Simonen (1941) findet man als Kerne von Orbiculen auch die in der näheren Umgebung anstehenden Pyroxengneise (siehe oben).

Hauptbestandteile der dunklen Orbiculschalen sind Plagioklas und Biotit, dazu kommen geringe Anteile an Mikroklin und gelegentlich Quarz.

Eine makro- oder mikroskopisch erkennbare Schalenabfolge ist in den meisten Aufschlußbereichen nicht vorhanden, da Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung innerhalb der Orbicule kaum ausgeprägt sind. Hier kann man von einschaligen großen Orbiculen sprechen. Lediglich in einer kleinen Zone am nordwestlichen Ende des Aufschlusses (siehe Abb. 3) zeigen die Orbicule einen makroskopisch klar erkennbaren alternierenden Schalenbau mit feldspat- und biotitreicheren Lagen. (Simonen 1941, Fig. 17).

In der Plagioklas-Biotit-Schale, die unmittelbar auf den Kern folgt, sind als feinkörnige Einschlüsse im Plagioklas lokal größere Mengen von Quarz zu beobachten. Die grobkörnigen Plagioklase, die nur in diesem Bereich ein schwach ausgeprägtes Radialgefüge aufweisen, werden hier bis zu S mm groß und enthalten viele kleine Biotite als Einschlüsse (vgl. Abb. 5).

Weiter außen geht die Schale in ein feinkörniges granuläres Gefüge aus gleichzeitig kristallisiertem Plagioklas und Biotit über; der Plagioklas zeigt dabei bogig buchtige Korngrenzen (Abb. 5). Neben und im vorwiegend tangential orientierten Biotit treten gelegentlich kleine Mikroklinkristalle auf. In den Schalen sind teilweise auch erhebliche Mengen an Quarz vorhanden, insbesondere dort, wo feinkristalline Bereiche sind. Der Quarzanteil beträgt hier lokal bis zu 20 Vol.%, liegt im Mittel jedoch deutlich niedriger (vgl. Tabelle 1). In den weiter außen liegen-

den, nahezu reinen Plagioklasschalen wird der Plagioklas bis zu 2 mm groß. Eine solche reine Plagioklasschale bildet in der Regel auch den Übergang zur Matrix.

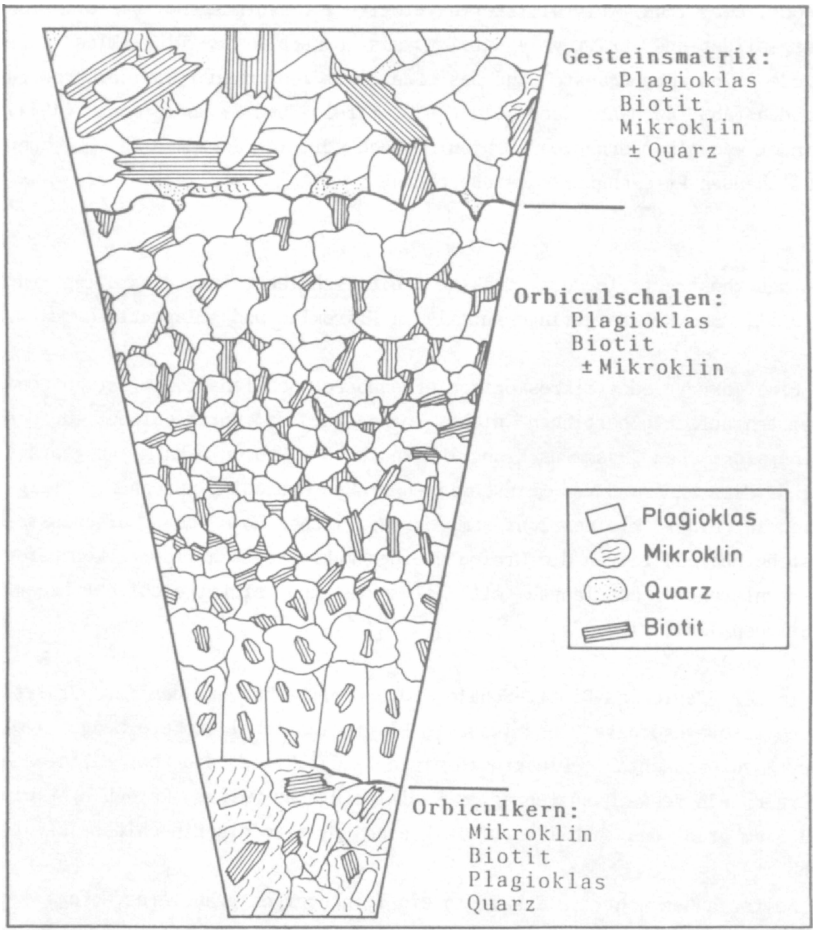


Abb. 5. Esbo: Schematische Darstellung des Orbiculaufbaus bei der großkugeligen Varietät. Für die einzelnen Teilbereiche des Gesteins wurden jeweils nur die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale berücksichtigt. Weitere Erläuterungen siehe Text.

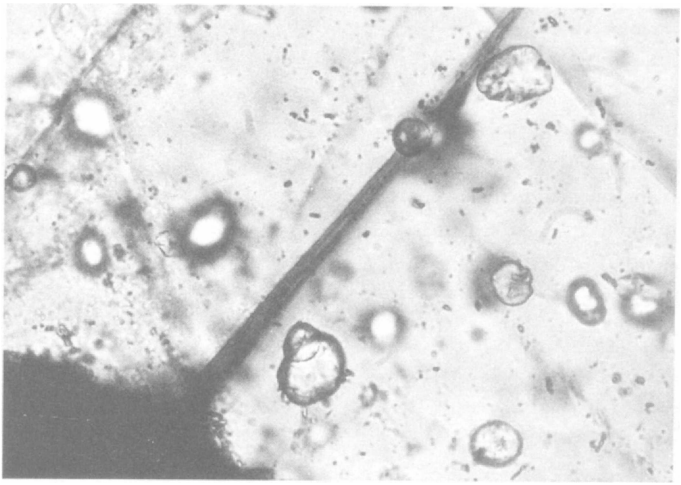


Abb. 6. Esbo: Dispers verteilter Monazit im Plagioklas der Orbiculschalen. Bildlängskante = 0.15 mm.

Auch die im Vergleich zu den Schalen deutlich gröber kristalline und sehr heterogen zusammengesetzte Matrix zwischen den Orbiculen besteht vorwiegend aus Plagioklas und Biotit. Die ungleichkörnigen, xenomorphen und bis zu 7 mm großen Plagioklase sind hier, wie auch in den Kernen, deutlich stärker serizitisiert als in den Schalen. Der Anteil an Mikroklin, der wie Quarz auf Zwickeln zu finden ist, ist etwas höher als in den Schalen. Myrmekitbildung ist häufig, ebenso lokale Anreicherungen von xenomorphem Biotit. Idiomorpher Granat ist vereinzelt auch in der Matrix in bis zu 1 cm großen Kristallen vorhanden.

Bemerkenswert ist die Ausbildung und Verteilung einzelner akzessorischer Phasen auf die Gesteinsbereiche. Im Orbiculkern sind neben Apatit und Zirkon kleine Monazitkristalle bevorzugt in den Biotiten zu sehen, wo sie pleochroitische Höfe erzeugen. Die Apatite zeigen dabei auffällige nicht identifizierbare, nadelige Einschlüsse, die in Richtung der c-Achse orientiert sind. In den Orbiculschalen und in der Gesteinsmatrix ist hingegen kein Apatit vorhanden.

Während in den Orbiculschalen keinerlei Zirkon beobachtet wurde, ist Monazit in Form vieler kleinster rundlicher Körner dispers im Plagioklas verteilt (Abb. 6). Von Sederholm (1928) wurde der Monazit fälschlicherweise als Epidot interpretiert.

Ein erheblich anderes Bild ergibt sich in der Gesteinsmatrix, wo Zirkon und Monazit wichtige akzessorische Gemengteile sind. Ihr Anteil ist insbesondere in biotitreichen Partien sehr hoch, wobei die Monazitkristalle bei einem maximalen Durchmesser von 0.4 mm wesentlich größer werden als in den Orbiculschalen. Auffällig ist dabei, daß diese biotitreichen Partien besonders im Kontaktbereich zum Nebengestein häufig sind.

2.1.2. Gesteinschemie

Haupt- und Spurenelementanalysen der separierten Gesteinsbereiche sind in Tabelle 2 aufgeführt. Neben dem in der Umgebung anstehenden Granit (Es 27) und dem Pyroxengneis (Es 1) wurden 5 Quarzmonzodiorite (Es 10, Es 11, Es 24, Es 25, Es 26) analysiert. Von der Orbiculitvarietät mit den großen Orbiculen konnten jeweils 2 Analysen von Orbiculkernen (Es 7b, Es 16b) und Orbiculschalen (Es 22b, Es 4b) und 3 Analysen von unterschiedlichen Matrixbereichen (Es 4c, Es 16c, Es 22c) erstellt werden.

Der M-Wert (molares Verhältnis von 100 MgO/(MgO + Fe_{tot})) zeigt in allen Bereichen des Orbiculits und im Quarzmonzodiorit bei einem Mittelwert von 35 nur geringe Schwankungen (Tabelle 2), so daß davon ausgegangen werden kann, daß der Grad der Differentiation im Orbiculit und im Quarzmonzodiorit in etwa gleich ist.

Alle Quarzmonzodiorite sowie die zum Orbiculit gehörigen Teilbereiche zeichnen sich durch sehr hohe Gehalte an Na_2O, CaO und Al_2O_3 aus, was den hohen modalen Anteil an Plagioklas widerspiegelt.

In Abbildung 7 sind die Atomzahlverhältnisse von Na, Ca und K für die einzelnen Gesteinsbereiche dargestellt. Die mittlere chemische Zusammensetzung der Hauptphasen des Orbiculits (Feldspäte und Biotit) sind zur Verdeutlichung ebenfalls eingetragen. Es zeigt sich, daß das Verhältnis

von Na/Ca für alle zum Orbiculit gehörigen Proben nahezu identisch ist. Der Geländebefund, wonach Orbiculit und Quarzmonzodiorit genetisch assoziiert sind, wird durch das Na/Ca-Verhältnis dieser Gesteine untermauert. Die sehr heterogene Zusammensetzung von Orbiculitmatrix und Quarzmonzodiorit zeigt sich nicht nur im Na-Ca-K-Dreieck, sondern auch in einigen stark schwankenden Spurenelementgehalten (z.B. Th, Rb). Der ältere Granit und der Pyroxengneis weisen ein deutlich anderes Na/Ca-Verhältnis auf.

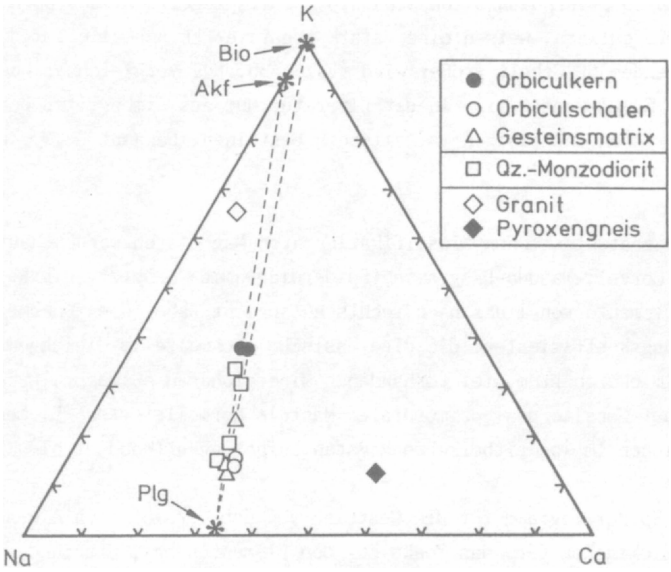


Abb. 7. Esbo: Na-Ca-K-Diagramm (Atomzahlproportionen). Projektionspunkte der Hauptphasen des Orbiculits sind durch (*) gekennzeichnet. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Die analysierten Orbiculkerne unterscheiden sich von den Orbiculschalen und der Gesteinsmatrix vor allem durch höhere SiO_2-Gehalte und durch deutlich höhere K- und Ba-Werte.

Die SE-Gehalte sind in den Schalen und in der Matrix des Orbiculits sehr hoch. In der Probe Es 16c beträgt der Anteil der SE-Elemente etwa 0.5 Gew.%! Die leichten SE-Elemente sind dabei extrem stark angereichert, während die schweren SE-Elemente Konzentrationen aufweisen, die - insbesondere im Kern und in den Schalen - nur geringfügig über den Chondritwerten liegen (Abb. 8). Die $(La/Lu)_N$-Verhältnisse betragen im Orbiculkern 221 und in der Gesteinsmatrix im Mittel 436; in den zirkonfreien Schalen wurde sogar ein Wert von über 1500 bestimmt! Im Quarzmonzodiorit sind die schweren SE-Elemente relativ weniger verarmt, was sich im $(La/Lu)_N$-Verhältnis von etwa 220 widerspiegelt. Alle Proben bis auf den Orbiculkern weisen eine stark negative Eu-Anomalie auf, die mit steigendem SE-Gehalt größer wird (vgl. Abb. 8). Vergleichbar hohe Gehalte an SE-Elementen sind in der Literatur nur aus kimberlitischen, karbonatitischen und einigen alkalischen Gesteinen bekannt (z.B. Henderson 1984).

Zur geotektonischen Klassifikation von Magmatiten werden heute vielfach Coryell-Masuda-Diagramme (Spiderdiagramme) benutzt. Die Reihenfolge der Elemente von links nach rechts entspricht dabei den zunehmenden Verteilungskoeffizienten, die eine basische Schmelze im Gleichgewicht mit den im oberen Erdmantel vorhandenen Mineralphasen aufweist. Dabei werden die auf Gehalte des primordialen Mantels normalisierten Elementkonzentrationen im logarithmischen Maßstab aufgetragen (Wood et al. 1979).

Im Spiderdiagramm für die Gesteine von Esbo ergibt sich ein ausgeprägtes Zickzackmuster, das Peaks bei den Elementen hat, die in den Monazit eingebaut werden. Dies gilt sowohl für sämtliche Bereiche des Orbiculits als auch für den Quarzmonzodiorit (Abb. 9). Die Tatsache, daß in dieser Darstellung die Kurven für den Quarzmonzodiorit und die zum Orbiculit gehörigen Analysen nahezu parallel zueinander verlaufen, kann als weiterer Beweis für eine enge genetische Beziehung zwischen beiden Gesteinen gewertet werden.

Während viele Elemente keine deutliche Fraktionierung zwischen Schalen und Matrix aufweisen, ist in Bezug auf Zr und Hf eine ausgesprochen starke Anreicherung in der Matrix zu beobachten. Die Schalen haben weniger als 100 ppm Zr und weniger als 2 ppm Hf, die Matrix enthält dagegen bis zu 1700 ppm Zr und 44 ppm Hf. Der Anreicherungsfaktor für

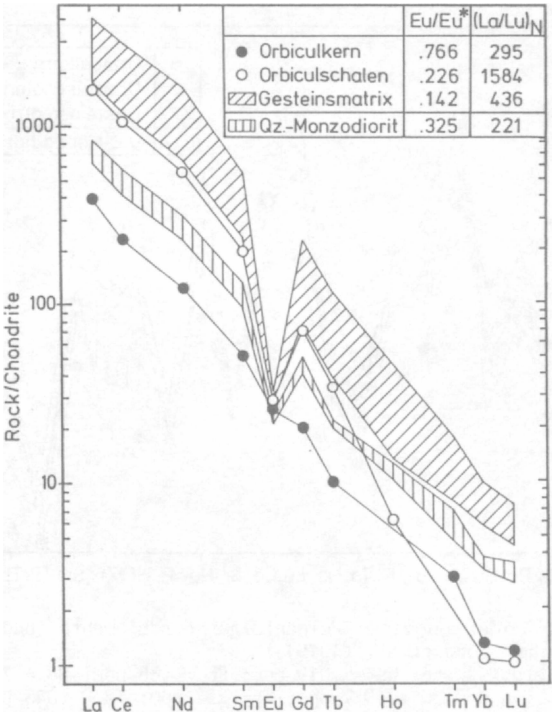


Abb. Esbo: Chondritnormiertes SE-Verteilungsmuster. Als Normierungswerte wurden nach Sun & Hanson (1976) die durch 1.2 geteilten Werte für den Leedey-Chondriten (Masuda & Nakamura 1973) genutzt. Für die von Masuda & Nakamura (1973) nicht bestimmten Elemente Tb, Ho und Tm wurden durch Vergleich mit anderen Chondritdaten (Henderson 1984) interpolierte Werte genutzt. Normierungswerte: La = .315 ppm; Ce = .813 ppm; Nd = .5966 ppm; Sm = .1917 ppm; Eu = .07216 ppm; Gd = .259 ppm; Tb = .049 ppm; Ho = .074 ppm; Tm = .032 ppm; Yb = .2075 ppm; Lu = .03225 ppm.
Sofern mehrere Analysen eines Gesteines oder eines Orbiculitbereiches angefertigt wurden, sind die Streubreiten der Analysenwerte durch Felder gekennzeichnet. Die angegebenen Europium-Anomalien (Eu/Eu*) und $(La/Lu)_N$-Verhältnisse stellen Mittelwerte aus den Tabellen im Anhang dar.

diese Elemente zwischen Matrix und Schalen beträgt somit etwa 50. Eine mögliche Erklärung dieses Phänomens wird in Kapitel 3.4 gegeben.

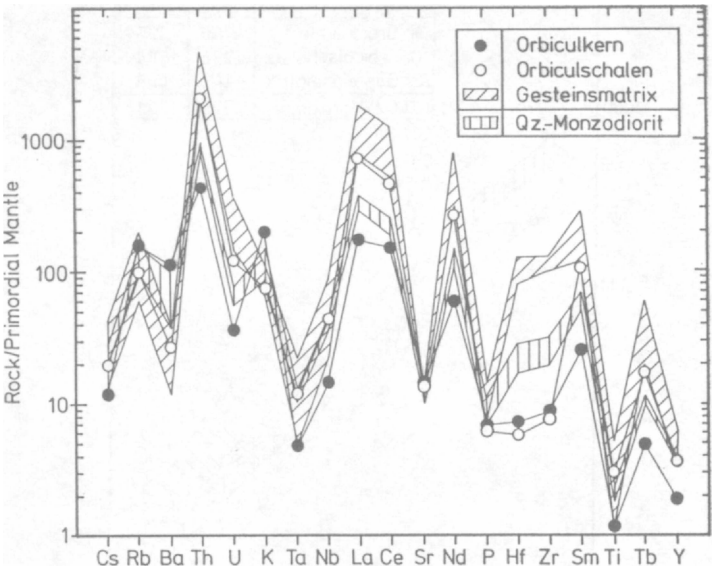


Abb. 9. Esbo: Spiderdiagramme. Reihenfolge der Elemente und Normierung nach Wood et al. (1979).
Normierungswerte: Cs = .019 ppm; Rb = .86 ppm; Ba = 7.56 ppm; Th = .096 ppm; U = .027 ppm; K = 252 ppm; Ta = .043 ppm; Nb = .62 ppm; La = .71 ppm; Ce = 1.90 ppm; Sr = 23 ppm; Nd = 1.29 ppm; P = 90.4 ppm; Hf = .35 ppm; Zr = 11 ppm; Sm = .385 ppm; Ti = 1527 ppm; Tb = .099 ppm; Y = 4.87 ppm.
Sofern mehrere Analysen eines Gesteines oder eines Orbiculitbereiches angefertigt wurden, sind die Streubreiten der Analysenwerte durch Felder gekennzeichnet. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Es bleibt zu klären, ob die in diesem Diagramm erkennbaren geochemischen Besonderheiten Hinweise auf die Vorgeschichte des Magmas geben können. Insbesondere stellt sich die Frage, ob das Muster als eine Folge starker Fraktionierungsprozesse interpretiert werden muß und ob Rückschlüsse auf das Edukt möglich sind.

Auffällig ist die stark ausgeprägte negative Nb-Ta-Anomalie, die ein typisches Merkmal orogener Magmatite ist. Das Nb/Ta-Verhältnis ist jedoch mit etwa 60 außergewöhnlich hoch. Eine mögliche Erklärung ist die Fraktionierung von Titanit oder Rutil, die nach Untersuchungen von Green & Pearson (1987) bevorzugt Ta in ihr Gitter einbauen und dadurch im Residuum eine Erhöhung von Nb/Ta bewirken. Diese Vermutung wird gestützt durch die Tatsache, daß auch beim Ti eine stark negative Anomalie vorhanden ist.

Die starke ausgeprägte negative Anomalie beim Sr (Abb. 9) und die negative Eu-Anomalie (Abb. 8) weisen darauf hin, daß große Mengen von Feldspat abfraktioniert wurden, beziehungsweise im Residuum zurückgeblieben sind. Diese Annahme wird durch die parallel zu Sr verlaufende Ba-Anomalie gestützt. Die negative P-Anomalie legt nahe, daß neben dem Feldspat auch Apatit fraktioniert wurde.

Eine weitere Besonderheit ist das sehr hohe Th/U-Verhältnis, das mit einem Wert von 45 etwa um den Faktor 10 höher liegt, als es durch den Erdmantel oder durch die mittlere Zusammensetzung der kontinentalen Kruste (Taylor & McLennan 1985) vorgegeben ist. Es ist bislang kein magmatischer Prozeß bekannt, bei dem es zu einer derart starken Fraktionierung zwischen Th und U kommen kann. Bei magmatischen Prozessen liegen Th und U im vierwertigen Zustand vor und zeigen recht ähnliches Verhalten. Es muß demnach davon ausgegangen werden, daß das Th/U-Verhältnis bereits durch das Edukt vorgegeben war, aus dem die Magmen durch partielle Schmelzbildung entstanden. Die Th-Anreicherung gegenüber dem primordialen Erdmantel liegt weit über 1000. Eine mögliche primäre Trennungsmöglichkeit von U und Th ergibt sich im sedimentären Bereich. In oxidierendem Milieu liegt U in sechswertiger Form vor und kann leicht als Uranylion mobilisiert und abgeführt werden, was im Sediment zu einer Erhöhung des Th/U-Verhältnisses führen kann. Wird ein solches Sediment, z.B. nach einem Subduktionsprozess wieder remobilisiert, dann kann damit das hohe Th/U-Verhältnis erklärt werden. Allerdings muß einschränkend gesagt werden, daß auch im sedimentären Bereich Th/U-Verhältnisse von 45 nur sehr selten erreicht werden (z.B. Bayer et al. 1969).

2.1.3. Mineralchemie

Im Orbiculit wurden Plagioklas und Biotit mit der Mikrosonde in einem kompletten Profil vom Orbiculkern bis zur Gesteinsmatrix analysiert. Alkalifeldspat wurde im Kern und in der Matrix analysiert.

Alkalifeldspat: Die Mittelwerte für die Analysen aus Orbiculkern und Matrix sind der Tabelle 3 zu entnehmen. Bei den einzelnen Körnern konnten keine systematischen Unterschiede zwischen Kern und Rand gefunden werden. Im Orbiculkern beträgt das mittlere Verhältnis Or:Ab 90:10, in der Matrix wurde ein Verhältnis von 93:7 bestimmt. Es wird davon ausgegangen, daß die Mittelwerte der nur wenig streuenden Analysenwerte (Abb. 10) den primären magmatischen, nicht entmischten Alkalifeldspat repräsentieren. Der signifikant höhere Anteil an Albitkomponente im Alkalifeldspat des Orbiculkerns ist - bei gleichbleibendem Plagioklaschemismus (siehe unten) - ein Hinweis darauf, daß dieser bei höheren Temperaturen, also früher kristallisiert ist als der Alkalifeldspat in der Matrix (Seck 1971). Alle analysierten Alkalifeldspäte enthalten weniger als 0.1 Gew.% CaO und etwa 0.2 Gew.% BaO.

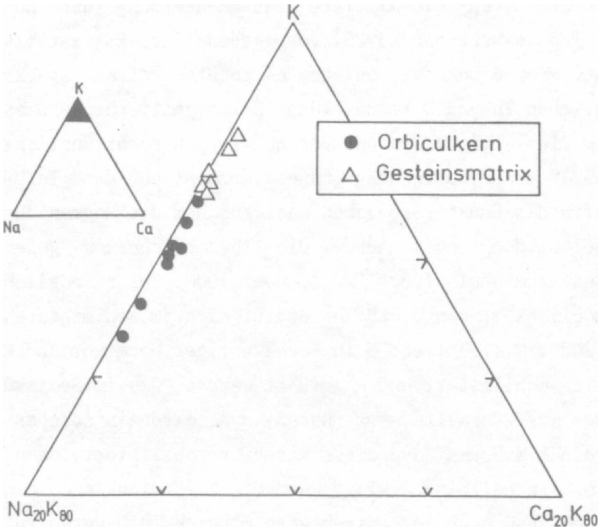


Abb. 10. Esbo: Zusammensetzung der Alkalifeldspäte (Atomzahlproportionen) .

Plagioklas: Die Plagioklase zeigen in Kern, Schalen und Matrix keine signifikanten chemischen Variationen; der mittlere An-Gehalt beträgt 33, wobei die Werte zwischen 31 und 36 schwanken (Tabelle 3). Auch innerhalb des Schalenprofils konnten von innen nach außen keine systematischen Änderungen im An-Gehalt beobachtet werden. Von insgesamt 154 Analysen fielen lediglich 2 mit An-Werten von 38 (in den Schalen) beziehungsweise 42 (in der Matrix) heraus. Diese beiden Analysen wurden in Tabelle 3 und in den Abbildungen 11 und 12 nicht berücksichtigt. Es wird davon ausgegangen, daß diese Analysen restitischen beziehungsweise vor der Orbiculbildung kristallisierten Plagioklas repräsentieren, der bei der fortschreitenden Kristallisation der Orbiculschalen von diesen eingeschlossen wurde. Die K_2O-Gehalte schwanken zwischen 0.2 und 0.3 Gew.%

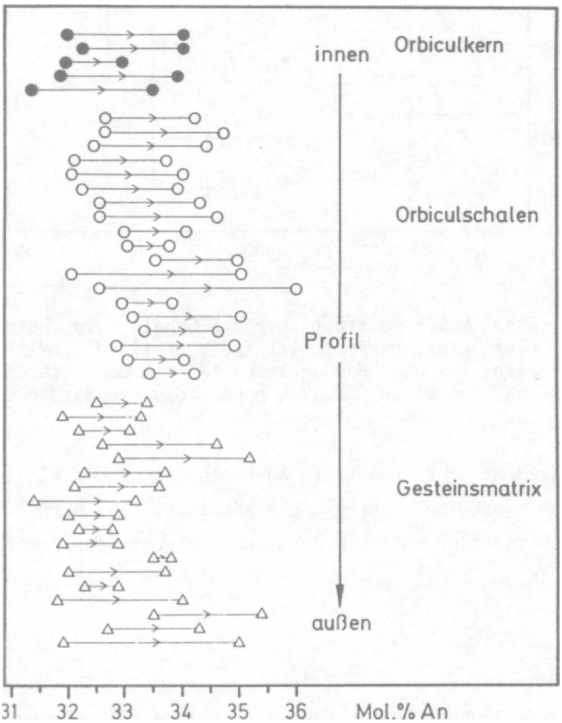


Abb. 11. Esbo: Mol.% Anorthit im Plagioklas eines vollständigen Profils vom Orbiculkern über die Schalen bis zur Gesteinsmatrix. Jeder dargestellte Punkt ist ein Mittelwert von mindestens 2 Analysen, wobei zwischen Kern und Rand der Körner unterschieden wurde. Der Pfeil weist jeweils vom Kern zum Rand. Es bedeuten: • = Orbiculkern, o = Orbiculschalen, △ = Gesteinsmatrix.

Betrachtet man die einzelnen Plagioklaskörner, so fällt auf, daß der An-Gehalt am Rand bei nahezu allen Körnern in Orbiculkern, Schalen und Matrix um etwa 2 höher ist als im Kern (Abb. 11), wobei gleichzeitig der K-Gehalt zum Rand hin im Mittel geringfügig abnimmt (Tab. 3 und Abb. 12).

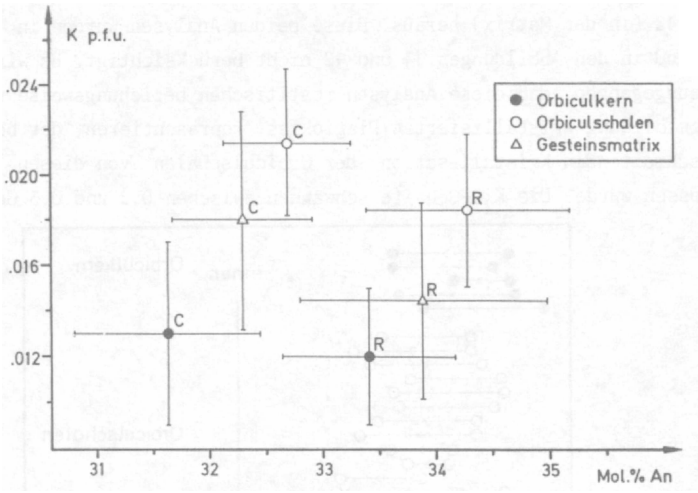


Abb. 12. Esbo: Mol.% Anorthit gegen K-Gehalt (pro Formeleinheit) im Plagioklas. Dargestellt sind jeweils die Mittelwerte aller Kern- (C) und Randanalysen (R) in den einzelnen Bereichen des Orbiculits. Balken geben die Standardabweichung (1 s) an.

Die insgesamt sehr konstante Zusammensetzung der Plagioklase ist für granitoide Gesteine sehr außergewöhnlich. In normal strukturierten Plutoniten ist sehr oft ein deutlich ausgeprägter Zonarbau mit Unterschieden im An-Gehalt von bis zu 40 Mol.% zu verzeichnen (z.B. Altherr 1981, Eberz 1987).

Biotit: Bei den einzelnen Biotitkristallen ist nahezu kein Zonarbau zu beobachten. Kristallkern und -rand zeigen keinerlei signifikante Unterschiede (Tab. 4 und Abb. 13).

Innerhalb des Profils, das vom Orbiculkern über die Schalen zur Matrix (in unmittelbarer Nachbarschaft zum Orbicul) gemessen wurde, nimmt der M-Wert geringfügig ab, während der Anteil an Ti etwas ansteigt

(Abb. 13). Daß dieses Profil nicht als repräsentativ für sämtliche Bereiche des Orbiculits gelten kann, zeigt sich anhand von Biotitanalysen aus einem anderen Matrixbereich (in Tabelle 4 als Matrix 2 gekennzeichnet), der weiter von den Orbiculen entfernt liegt. Hier ist die Streuung der Analysenwerte größer, wobei der M-Wert gegenüber der Matrix nahe am Orbicul etwas höher, der Anteil an Ti hingegen geringer ist.

Alle gemessenen Biotite enthalten etwa 0.09 Gew.% MnO, während CaO und Na_2O generell zu weniger als 0.05 Gew.% vorhanden sind.

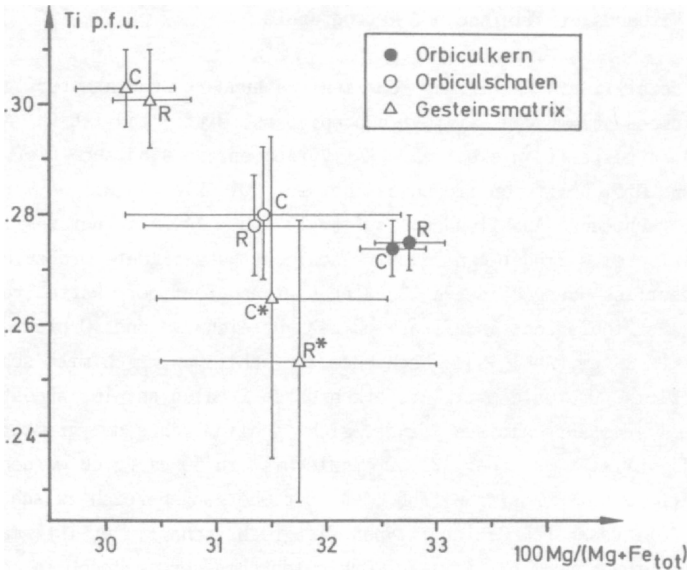


Abb. 13. Esbo: M-Wert gegen Ti-Gehalt (pro Formeleinheit) im Biotit. Dargestellt sind jeweils die Mittelwerte aller Kern- (C) und Randanalysen (R) in den einzelnen Bereichen des Orbiculits. Die mit einem (*) gekennzeichneten Punkte repräsentieren einen nicht zum Profil gehörigen grobkörnigen Matrixbereich (Matrix 2), der weiter von den Orbiculen entfernt ist. Balken geben die Standardabweichung (1 s) an.

2.2. Virvik

Das Orbiculitvorkommen von Virvik, ca. 30 km südöstlich der Stadt Borga (Südfinnland), wurde ausgiebig erstmals von Frosterus (1892), später dann von Sederholm (1928) beschrieben und interpretiert. Kurzbeschreibungen des Vorkommens geben Laiti (1960), Härme (1980) und Laitala (1984).

2.2.1. Verbandsverhältnisse und Petrographie

Eine detaillierte Kartierung des mehrere hundert Quadratmeter großen Aufschlusses stammt von Raivio (in prep; pers. Mitt.) und ist in Abbildung 14 dargestellt. Wie bei anderen Vorkommen, so sind auch hier verschiedene Orbiculittypen zu unterscheiden. Die kleinkugelige Varietät weist verschiedene Ausbildungen auf (vgl. Abb. 14). Im nordwestlichen Aufschlußbereich findet man relativ schlecht ausgebildete Orbicule mit nur undeutlich ausgebildeten Schalenansätzen (auf der Karte von P. Raivio als "indistinct small orbicules" bezeichnet) und Orbiculdurchmessern um 5 cm (Abb. 15). Nach Südosten schließen sich mit scharfer Grenze kleine Orbicule mit klar erkennbaren Schalen an. Im südöstlichsten Teil des Aufschlusses findet sich schließlich eine großkugelige Orbiculitvarietät, bei der die Orbicule bis zu 30 cm groß werden und zahlreiche Schalen besitzen (Abb. 16). Der Übergangsbereich zwischen den beiden letztgenannten Orbiculittypen ist recht scharf; er ist maximal einen halben Meter breit; die Orbiculdurchmesser nehmen in diesem Bereich nach Südosten sehr schnell kontinuierlich zu. Gelegentlich findet man auch innerhalb der großkugeligen Orbiculitvarietät ein kleines Orbicul zwischen großen Orbiculen (s. Abb. 18 und Tafel IX bei Sederholm, 1928).

Im gesamten Aufschlußbereich ist kein Intrusivkontakt des Orbiculits zu einem eindeutig älteren Gestein aufgeschlossen.

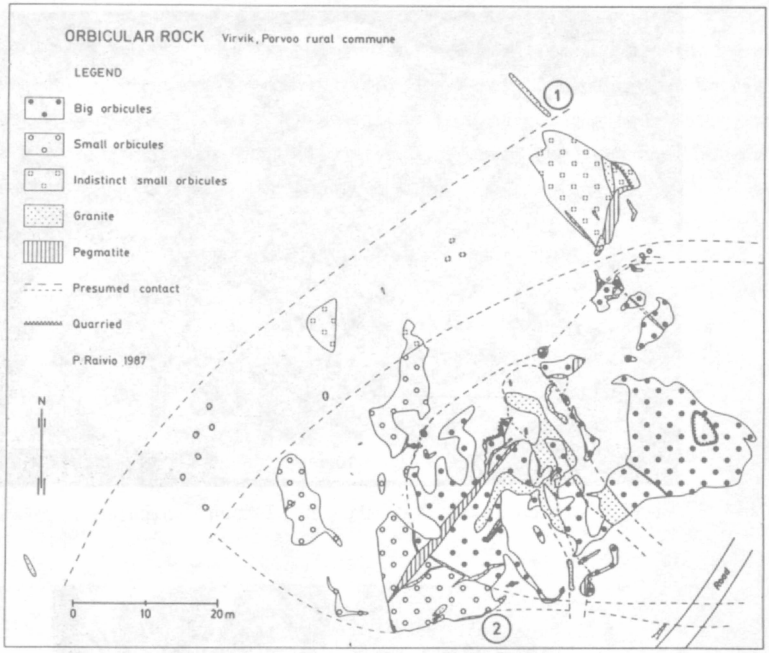


Abb. 14. Virvik: Aufschlußskizze des Orbiculits; mit freundlicher Genehmigung von P. Raivio. Erläuterungen siehe Text.

Am nördlichen Ende des Aufschlusses (Punkt 1 in Abb. 14) und auch innerhalb des Orbiculits steht ein mittelkörniger Granit an, dessen Modalbestand in Tabelle 5 aufgeführt ist. Neben Mikroklin kommt schwach serizitisierter Plagioklas in unterschiedlichen Mengenanteilen vor. Dispers verteilte grobkörnige Alkalifeldspatkristalle geben dem Gestein eine porphyrische Struktur. Der undulös auslöschende Quarz enthält oftmals Flüssigkeitseinschlüsse. Biotit als untergeordneter Gemengteil ist häufig chloritisiert. An den Stellen, wo der Plagioklasanteil zunimmt, ist auch mehr Biotit zu sehen. Akzessorisch findet man Zirkon und nadeligen idiomorphen Apatit; Monazit ist spärlich vorhanden.

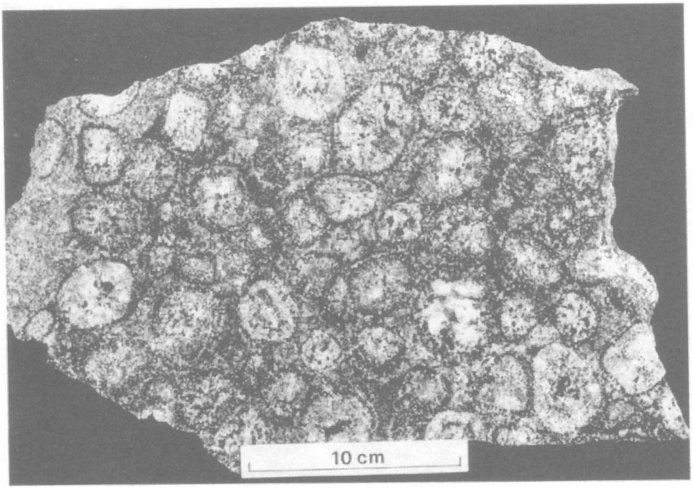


Abb. 15. Virvik: Orbiculitvarietät mit den kleinen Orbiculen.

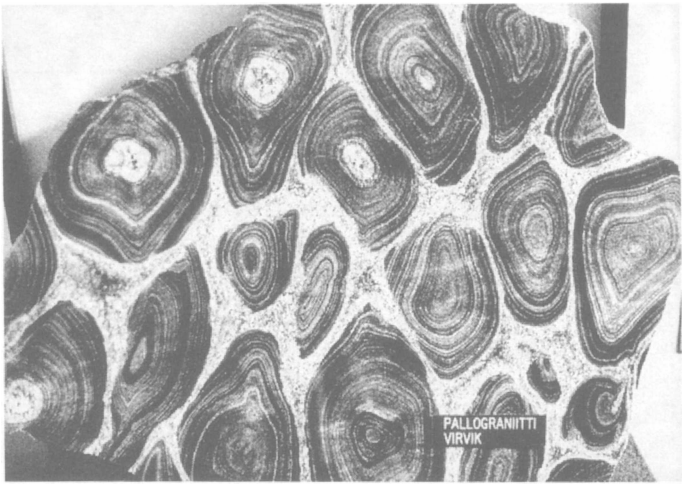


Abb. 16. Virvik: Orbiculitvarietät mit den großen Orbiculen. Der maximale Orbiculdurchmesser beträgt etwa 25 cm.

Laut Frosterus (1892) findet man in feinkörnigeren Formen des Granits akzessorisch chloritisierten Granat, der bis zu 1 cm groß wird. Eigene Befunde konnten dies nicht bestätigen.

Im Gelände wird ersichtlich, daß dieser Granit während oder erst nach der Platznahme des Orbiculitkörpers intrudiert ist. Gleiches gilt für pegmatitische Gänge, die den Orbiculit durchschlagen.

Im südlichen Bereich des Vorkommens ist an einer kleinen Steilwand (Punkt 2 in Abb. 14) der Übergang von beiden Orbiculittypen zum Granit aufgeschlossen (siehe Skizze bei Frosterus, 1892). Die Grenze ist nicht absolut scharf, beide Gesteinstypen (Orbiculit und Granit) greifen ineinander über, gelegentlich liegen kleine Orbicule im Granit. Frosterus (1892) beschreibt an dieser Stelle biotitreiche Schlieren mit erhöhtem Plagioklasanteil, die sich im Granit parallel zum Orbiculit mit den kleinen Orbiculen finden. Im Kontaktbereich zu beobachtende Plagioklasanreicherungen deuten auf eine Assimilation von Orbiculitmaterial durch das granitische Magma hin.

Orbiculitvarietät mit den kleinen Orbiculen

Den größten Teil des Aufschlusses bildet die Varietät mit den kleinen, embryonalen Orbiculen. Die Orbicule liegen dicht gepackt in ihrer Matrix (Abb. 15), nur gelegentlich ist ein Abstand von wenigen cm zwischen einzelnen Orbiculen sichtbar.

Gut ausgebildete kleine Orbicule, deren Modalbestand aus Tabelle 5 zu entnehmen ist, bestehen aus einem hellen Kern und einer dunkleren äußeren Zone, die durchschnittlich 0.5 bis 1 cm breit wird.

Der eigentliche Kem, der den größten Teil des gesamten Orbiculs bildet, besteht vorwiegend aus dicht liegenden, frischen, xenomorphen Plagioklasen. Im Zentrum findet man relativ grobkörnige Biotite sowohl zwischen den Plagioklasen als auch als Einschlüsse im Plagioklas. Oft sieht man im Zentrum des Kerns einen einzigen, bis zu 2 cm großen, einschlußfreien Plagioklas. Mikroklin ist ein untergeordneter, auf Zwickeln und vor allem bei Biotit zu findender Bestandteil des Kerns. Sederholm (1928, Seite 29) beschreibt Kerne, die sich unterteilen lassen

in einen reinen Biotit- und einen reinen Plagioklasanteil. Darüber hinaus beschreibt er Kerne, die fast ausschließlich aus Biotit bestehen. Eigene Befunde konnten dies nicht bestätigen. Es dürfte sich in beiden Fällen um Schnitteffekte handeln.

Es lassen sich bei den Orbiculen zwei oder drei konzentrische Schalen unterscheiden, die fast ausschließlich aus Plagioklas und Biotit bestehen. Durch die in diesem Bereich auftretende konzentrische Anordnung der Biotitlagen und das radialstrahlige Wachstum der Feldspäte erhalten die Orbicule ein schwach ausgeprägtes Radialgefüge. Die äußerste Schale besteht in der Regel aus reinem Plagioklas.

Als Akzessorien findet man Monazit und Apatit, die fast ausschließlich in den biotitreichen Schalen stark angereichert sind. Zirkon ist hier nicht zu sehen. Quarz findet sich untergeordnet in den Orbiculen, bevorzugt als Saum um Biotit (hier nicht undulös auslöschend), oder auf Zwickeln zwischen den Plagioklasen (undulös auslöschend).

Die durch eine schwache Rotfärbung der Alkalifeldspäte charakterisierte Matrix hat ein hypidiomorph-körniges Gefüge und enthält neben schwach serizitisiertem Plagioklas im Vergleich zu den Orbiculen deutlich mehr Mikroklin, Quarz und Biotit (vgl. Tab. 5). Lokale Anreicherungen von Biotit (bis 30 Vol.%) in der Matrix sind dort zu sehen, wo auch mehr Biotit in den Schalen der Orbicule vorhanden ist. Als Akzessorien finden sich Monazit und Zirkon, jedoch kein Apatit.

Orbiculitvarietät mit den großen Orbiculen

Die Kerne der großen Orbicule sind denen der oben beschriebenen kleineren Orbicule ähnlich. Sie bestehen aus vielen xenomorphen Plagioklasindividuen und/oder einem (in seltenen Fällen bis zu 7 cm) großen Plagioklaskristall. Je größer dieser Kristall im Kern ist, desto mehr Biotit ist in der unmittelbaren Umgebung zu sehen. Im Vergleich zu den Kernen der kleinen Orbicule ist mehr Quarz und Mikroklin auf Zwickeln vorhanden.

Auf den Kern folgt nach mehreren biotitreicheren Lagen eine oft über 10 cm breite Zone mit zahlreichen konzentrischen Plagioklas- und Biotit-

lagen. Bis zu 50 Schalen lassen sich makroskopisch unterscheiden. Der Hauptteil der Orbicule besteht hier aus Plagioklas (vgl. Tab. 5), der bei den inneren, biotitreichen Lagen radialstrahlig, weiter außen tafelig und mehr isometrisch ausgebildet ist (Abb. 17).

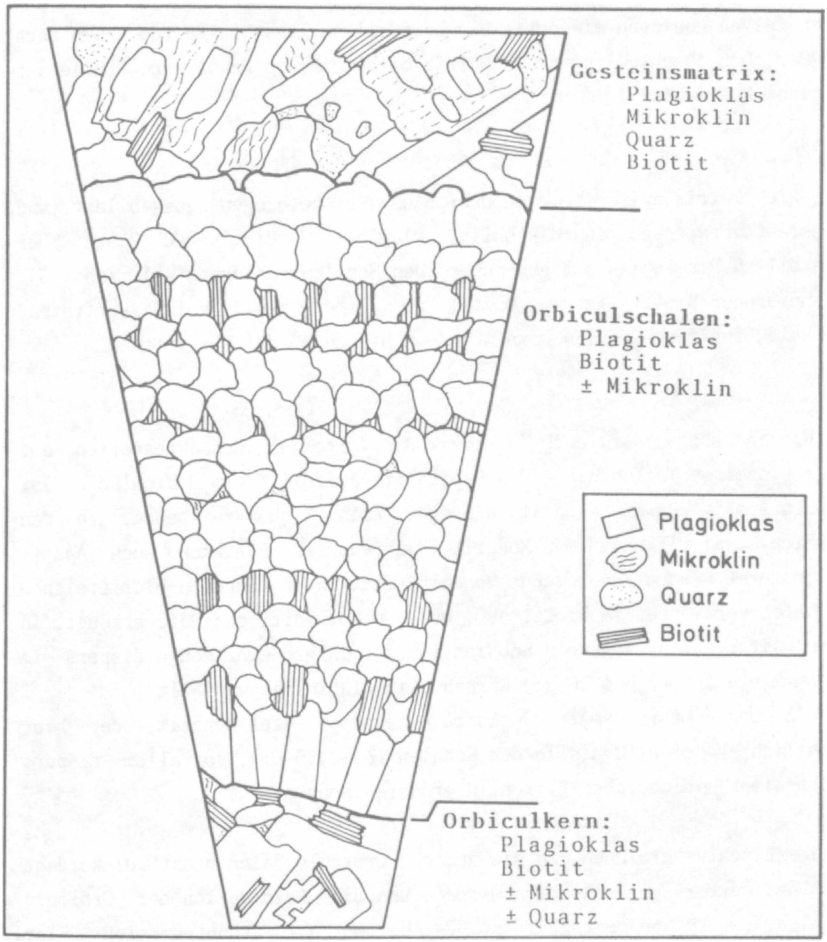


Abb. 17. Virvik: Schematische Darstellung des Orbiculaufbaus bei der großkugeligen Orbiculitvarietät. Für die einzelnen Teilbereiche des Gesteins wurden jeweils nur die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale berücksichtigt. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Unterschiedliche Mengenanteile von Plagioklas und Biotit bei variierenden Abständen zwischen den Lagen lassen die Schalen makroskopisch in unterschiedlichen Farbschattierungen erscheinen. In den plagioklasreichsten Schalenbereichen finden sich geringe Mengen von Quarz und Mikroklin. Schalen, die diskordant auf die weiter innen liegenden Schalen folgen, belegen eindeutig die Kristallisationsabfolge von innen nach außen. Den Abschluß gegen die Matrix bildet in der Regel eine Schale aus reinem Plagioklas.

Die Matrix zwischen den Orbiculen ist heterogen ausgebildet und besteht vorwiegend aus Mikroklin, Plagioklas, Biotit und Quarz. Der Anteil an Plagioklas ist gegenüber den Schalen geringer (vgl. Tab. 5). Xenomorpher Biotit ist im Mittel zu weniger als 5 Vol.% vertreten; lokale Biotitanhäufungen können jedoch bis zu 40 Vol.% erreichen.

Wie in Esbo so ist auch in Virvik die Verteilung der Akzessorien auf die einzelnen Teilbereiche des Orbiculits auffällig. Im Orbiculkern ist neben Apatit etwas Monazit, hingegen kein Zirkon zu sehen. In den Orbiculschalen findet man Monazit, während weder Zirkon noch Apatit beobachtet werden konnte. Der Monazit tritt in den inneren biotitreichen Schalen vorwiegend im Biotit auf, wo er pleochroitische Höfe erzeugt. In den weiter außen liegenden Schalen ist er in größerer Menge dispers in Form kleinster (5 bis 20 µm) Körnchen im Plagioklas verteilt.

In der Gesteinsmatrix findet man neben viel Monazit, der hier deutlich größer wird als in den Schalen (bis 150 µm), vor allem dispers verteilten, idiomorphen Zirkon in größeren Mengen.

In Aufschlußbereichen, wo die äußeren Orbiculschalen nicht diskordant von der Matrix abgeschnitten werden und die Deformation der Orbicule weniger stark ausgeprägt ist (siehe unten), konnten sich klar unterscheidbare Matrixbereiche herausbilden (s. Abb. 18 und Tafel IX. bei Sederholm, 1928). In der unmittelbaren Umgebung der Orbicule ist hier der Anteil an früh kristallisiertem Plagioklas sehr hoch, während Biotit nur untergeordnet vorkommt. Quarz und Mikroklin füllen die Zwickel. Als letztes kristallisierten die Bereiche, die am weitesten von den Orbiculen entfernt sind. Sie sind deutlich grobkörniger ausgebildet

und enthalten nur wenige, oftmals idiomorphe Plagioklase. Sehr grobkörnig ausgebildeter Mikroklin und Quarz sind hier neben relativ grobkörnigem Biotit die Hauptgemengteile.

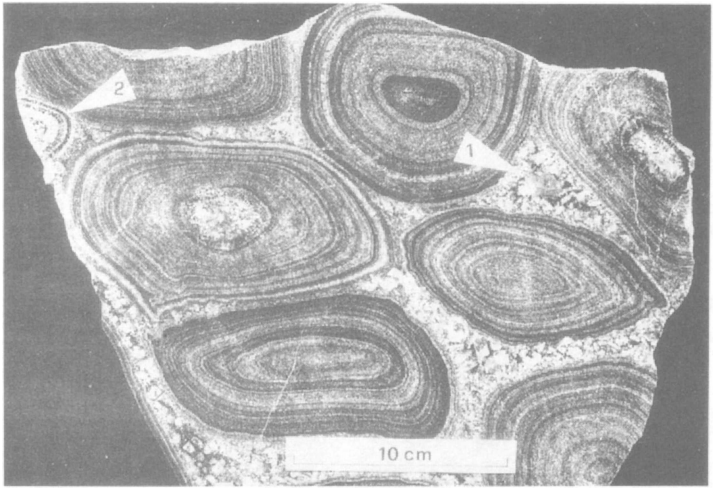


Abb. 18. Virvik: Orbiculitvarietät mit den großen Orbiculen und "zoniertem" Aufbau der Matrix (1). Ein einzelnes kleines Orbicul findet sich zwischen den großen Orbiculen (2). Weitere Erläuterungen siehe Text.

Insbesondere die großen Orbicule sind während und nach ihrer Bildung in vielen Aufschlußbereichen deformiert worden. Bei gegenseitiger Berührung treten Einbuchtungen in den Orbiculen auf. Die Orbicule sind teils ausgelängt und fluidal eingeregelt, teils sind sie dicht gepackt und zeigen keinerlei bevorzugte Orientierung. Man kann davon ausgehen, daß die plastischen Deformationen erfolgten, während die Orbicule in einer weitgehend unverfestigten Matrix schwammen.

Bei den großen Orbiculen, die am weitesten vom Kontakt zu den kleinen Orbiculen entfernt sind, werden die äußeren Schalen zudem diskordant von der Matrix abgeschnitten. Um diese Orbicule legt sich eine bis zu einem cm breite helle Schale (s. Abb. 16 und Tafel VIII bei Sederholm, 1928), die aus grobkörnigem Plagioklas besteht. Die Matrix zwischen den Orbiculen ist hier weniger heterogen ausgebildet und enthält deutlich mehr Plagioklas als die oben genannten Bereiche. Schlierenbildung ist in die-

sen stärker durchbewegten Matrixbereichen des öfteren zu sehen. Die diskordant von der Matrix abgeschnittenen Schalen werden von verschiedenen Autoren als Produkt einer späten Wiederaufschmelzung der äußeren Orbiculbereiche interpretiert (Frosterus 1892; Sederholm 1928; Laiti 1960).

Neben den Deformationen der großen Orbicule beobachtet man auch Rißbildungen, die wie scharfe Schnitte die Orbicule durchtrennen, sich aber nicht in die Matrix fortsetzen. Die Risse sind syngenetisch vor der Kristallisation der Matrix angelegt worden. Dies wird auch dadurch belegt, daß die oben genannte äußere, helle, grobkörnige, feldspatreiche Schale sich um die zerrissenen Kugelteile legt. Eine ausführliche und anschauliche Beschreibung der Deformations- und Ruptionsphänomene gibt Frosterus (1892).

2.2.2. Gesteinschemie

Aus der Literatur sind nur zwei Gesteinsanalysen des Orbiculits von Virvik bekannt, die von Frosterus (1892) publiziert wurden. Die von Frosterus anhand chemischer Analysen gewählten Gesteinbezeichnungen - "Syenit" für die kleinen Orbicule und "Granit" für die Matrix zwischen den großen Orbiculen - sind nach dem Mineralbestand falsch.

Haupt- und Spurenelementanalysen der einzelnen Gesteinsbereiche sind der Tabelle 6 zu entnehmen. Von der Varietät mit den großen Orbiculen wurde eine Gesamtgesteinsanalyse (Vv 19a), sowie Einzelbereichsanalysen von Kernen (Vv 19b1, Vv 19b2), Schalen (Vv 19b3, Vv 19b4) und Matrix (Vv 19c1, Vv 19c2, Vv19c3) angefertigt. Von der Orbiculitvarietät mit den kleinen Orbiculen wurden neben einer Gesamtgesteinanalyse (Vv 4a) je eine Analyse eines Orbiculs (Vv 4b) und der Matrix (Vv 4c) erstellt. Darüber hinaus wurden zwei Analysen des Granits (Vv 5, Vv 15) und eine Analyse von einem der im Orbiculitmassiv zu findenden Pegmatite angefertigt.

Innerhalb der verschiedenen Varietäten des Orbiculits ist der M-Wert recht konstant (zwischen 34 und 37); man kann keine signifikanten Unterschiede zwischen den einzelnen Teilbereichen der Gesteine erkennen. Die

Granitanalysen zeichnen sich durch geringfügig höhere M-Werte aus (Tabelle 6).

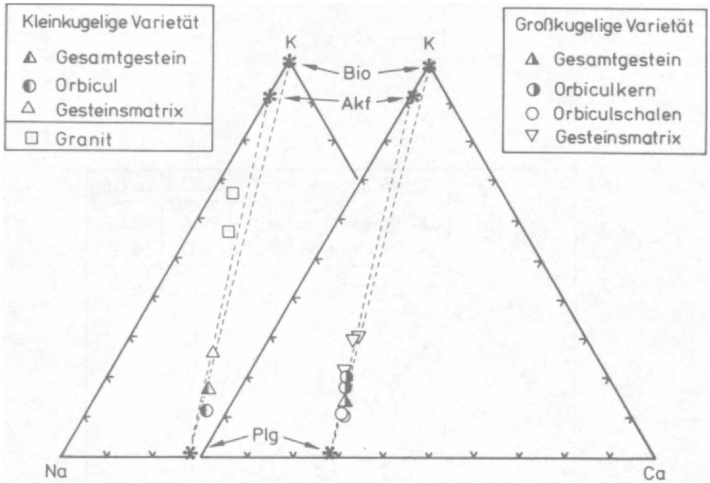


Abb. 19. Virvik: Na-Ca-K-Diagramm (Atomzahlproportionen). Projektionspunkte der Hauptphasen des Orbiculits sind durch (*) gekennzeichnet. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Abbildung 19 zeigt im Ca-Na-K-Dreieck, daß die verschiedenen Orbiculitvarietäten und die einzeln präparierten Bereiche der Orbiculite ein nahezu konstantes Na/Ca-Verhältnis aufweisen. Der Granit hingegen zeigt bei wesentlich höherem K-Gehalt ein höheres Na/Ca-Verhältnis.

Im chondritnormierten SE-Diagramm (Abb. 20) wird ersichtlich, daß der Granit im Vergleich zu den Orbiculiten wesentlich geringere Gehalte an SE-Elementen enthält, wobei die Anreicherung der leichten gegenüber den schweren SE-Elementen weniger deutlich ausgeprägt ist. Den höchsten SE-Gehalt mit der größten negativen Eu-Anomalie und dem höchsten $(La/Lu)_N$-Verhältnis weist die Orbiculitvarietät mit den großen Orbiculen auf.

Betrachtet man die Einzelbereichsanalysen (Abb. 21), so erkennt man, daß die Orbiculkerne die geringsten SE-Gehalte zeigen. Schalen und Matrix, die beide sehr hohe Gehalte an leichten SE-Elementen aufweisen,

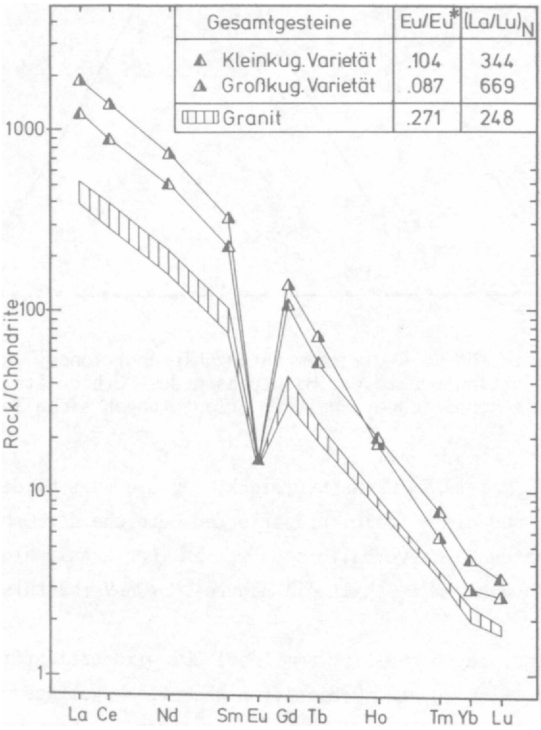


Abb. 20. Virvik: Chondritnormierte SE-Verteilungsmuster für die Gesamtgesteinsanalysen. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 8.

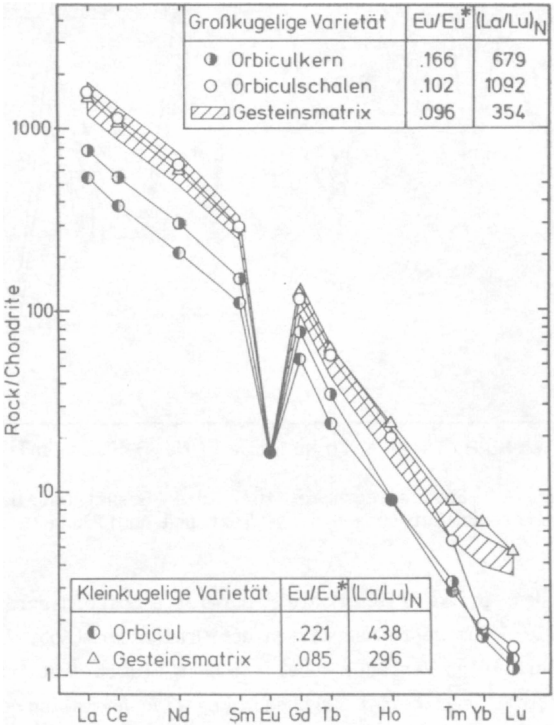


Abb. 21. Virvik: Chondritnormierte SE-Verteilungsmuster für die Einzelbereichsanalysen des Orbiculits. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 8.

lassen bei den schweren SE-Elementen deutliche Unterschiede erkennen. Dies wird auch verdeutlicht durch das sehr hohe $(La/Lu)_N$ von 1092 in den zirkonfreien Schalen der großen Orbicule.

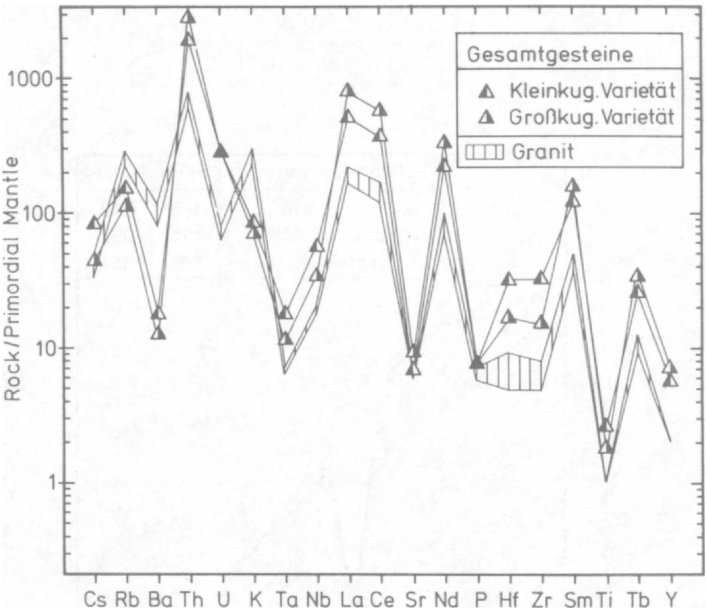


Abb. 22. Virvik: Spiderdiagramme für die Gesamtgesteinsanalysen. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 9.

Das auf den primordialen Mantel normierte Spiderdiagramm für den Granit und die Gesamtgesteinsanalysen der Orbiculite (Abb. 22) zeigt in etwa einen parallelen Verlauf, wobei sich im Granit deutliche positive Anomalien beim Rb und beim K ergeben. Negative Anomalien sind jeweils bei Sr und Ba zu sehen, was auf die Fraktionierung von Feldspat beziehungsweise auf Feldspat im Residuum hinweist. Wie beim Orbiculit von Esbo zeigen alle Gesteine eine ausgeprägte negative Ti-Anomalie und die für orogene Magmatite typische Nb-Ta-Anomalie bei einem Nb/Ta zwischen 40 und 45. Das Th/U-Verhältnis von Orbiculit und Granit liegt konstant zwischen 30 und 35.

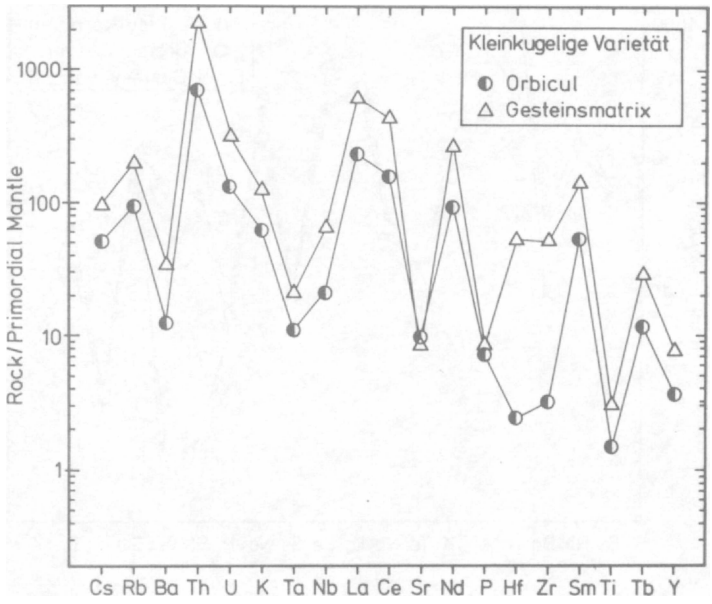


Abb. 23. Virvik: Spiderdiagramme für die Einzelbereichsanalysen der kleinkugeligen Orbiculitvarietät. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 9.

Bei den Einzelbereichsanalysen (Abb. 23 und 24) erkennt man die fast durchgehende Parallelität der Normierungsmuster, wobei die meisten Elemente in der Matrix angereichert sind. Extreme Unterschiede zeigen sich wie in Esbo nur bei Zr und Hf, die in der Matrix der kleinen Orbicule um den Faktor 20, in der Matrix der großen Orbicule um mehr als Faktor 100 gegenüber den Schalen angereichert sind.

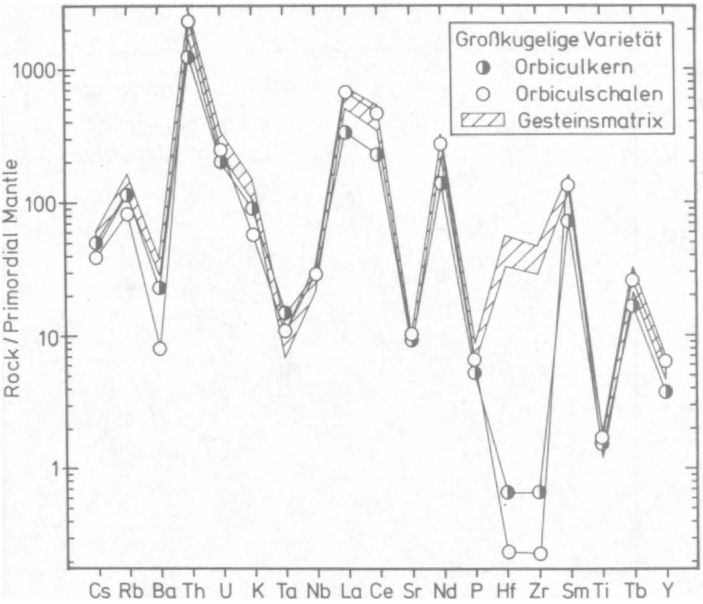


Abb. 24. Virvik: Spiderdiagramme für die Einzelbereichsanalysen der großkugeligen Orbiculitvarietät. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 9.

2.2.3. Mineralchemie

Bei der kleinkugeligen Orbiculitvarietät wurden Plagioklas und Biotit sowohl im Orbicul als auch in der Matrix analysiert. Bei der großkugeligen Varietät wurden in einem Profil vom Orbiculkern über verschiedene Schalen bis zur Matrix Plagioklas, Biotit und Alkalifeldspat analysiert. Die Bereiche, die den einzelnen Spalten in den Tabellen 7 bis 10 zugrunde liegen, sind in den Abbildungen 25 und 26 gekennzeichnet.

Alkalifeldspat: Die Mittelwerte der Alkalifeldspatanalysen, die in Tabelle 7 zusammengefaßt sind, unterscheiden sich nicht signifikant von-

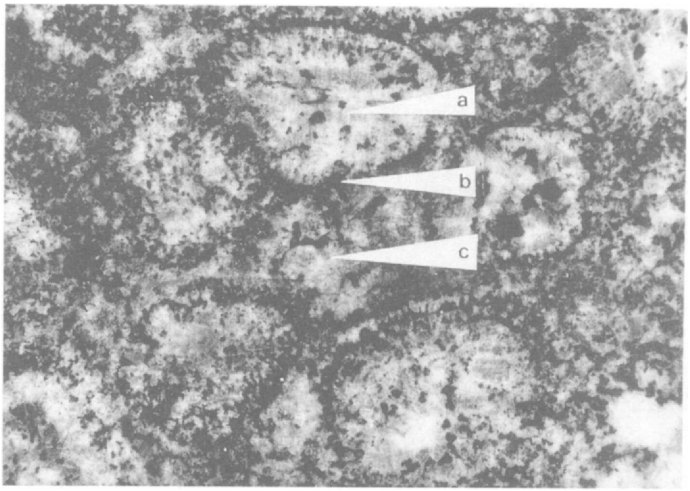


Abb. 25. Virvik: Detailfoto der Orbiculitvarietät mit den kleinen Orbiculen. Die gekennzeichneten Stellen entsprechen den Bereichen, in denen Mikrosondenanalysen von einzelnen Mineralphasen angefertigt wurden (vgl. Tab. 7 bis 10 und Abb. 29 und 30). Bildbreite = 9 cm.

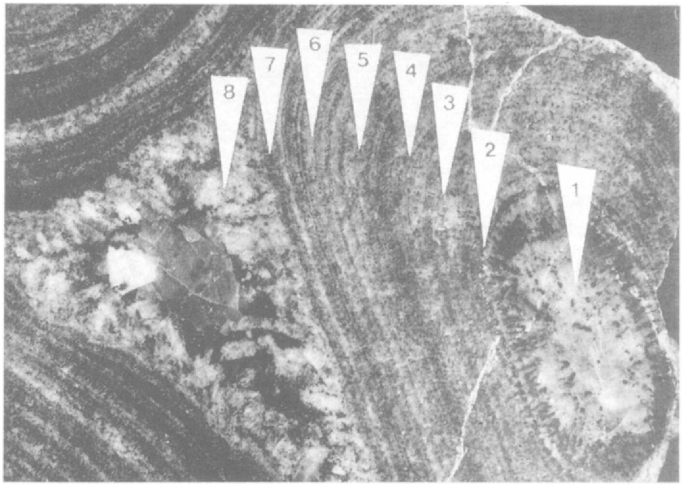


Abb. 26. Virvik: Detailfoto der Orbiculitvarietät mit den großen Orbiculen. Die gekennzeichneten Stellen entsprechen den Bereichen, in denen Mikrosondenanalysen von einzelnen Mineralphasen angefertigt wurden (vgl. Tab. 7 bis 10 und Abb. 29 und 30). Bildbreite = 10 cm.

einander und weisen ein Or:Ab-Verhältnis von etwa 93:7 auf. Innerhalb der Einzelkörner konnten keine systematischen Unterschiede von Kern zu Rand gefunden werden. Die Alkalifeldspäte mit dem relativ höchsten Anteil an Albitkomponente befinden sich im Orbiculkern (Abb. 27). Dies kann (nach Seck 1971) als Hinweis darauf gewertet werden, daß der Orbiculkern die höchsten Kristallisationstemperaturen aufweist. Die Gehalte an CaO, BaO und Fe_2O_3 liegen bei etwa 0.1 Gew.%.

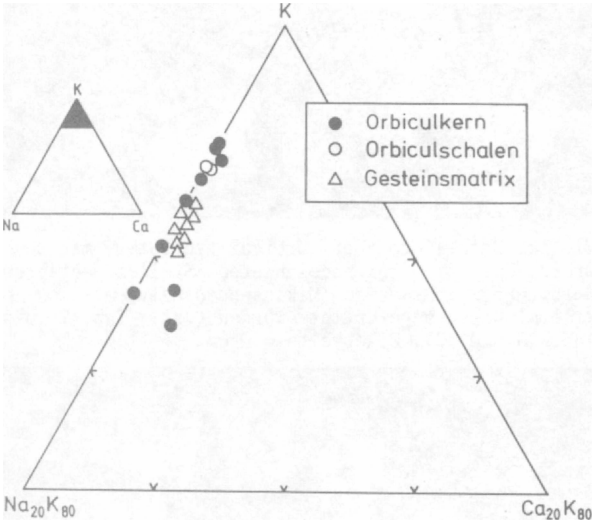


Abb. 27. Virvik: Zusammensetzung der Kalifeldspäte im Orbiculit. Alle Kalifeldspäte wurden in der Varietät mit den großen Orbiculen bestimmt.

Plagioklas: Bei insgesamt 219 Analysen zeigen 216 Punkte An-Gehalte, die zwischen 25 und 32 Mol.% schwanken. Lediglich im Orbiculkern der kleinkugeligen Varietät liegen 3 von 36 Analysen bei geringfügig höheren An-Gehalten von 36 Mol.%. Diese in den Tabellen 8 und 9 nicht berücksichtigten Körner können als mitgeschleppte restitische Plagioklase interpretiert werden, die nicht völlig reäquilibrierten.

Die K_2O-Gehalte sämtlicher Analysen schwanken um 0.2 Gew.%, der mittlere Fe_2O_3-Gehalt ist etwa 0.1 Gew.%, BaO ist zu weniger als 0.05 Gew.% enthalten.

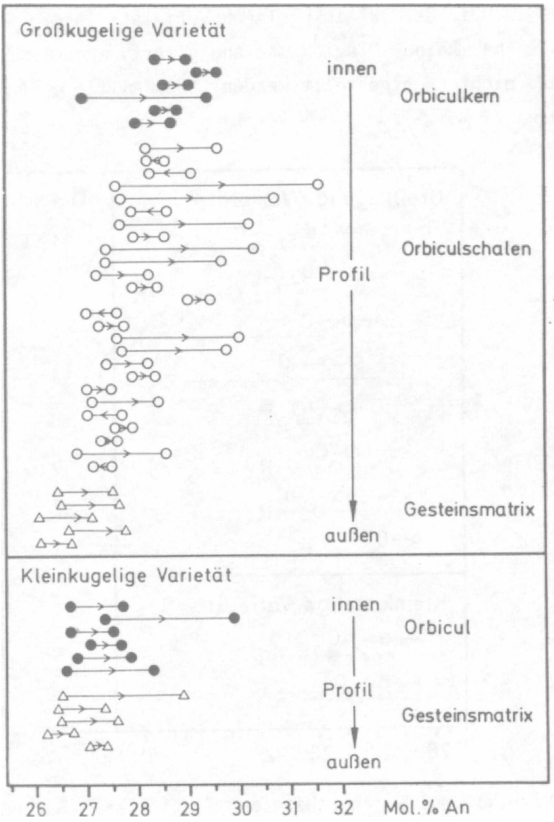


Abb. 28. Virvik: Mol.% Anorthit im Plagioklas eines vollständigen Profiles vom Orbiculkern über die Schalen bis zur Gesteinsmatrix in der Varietät mit den großen Orbiculen. Jeder dargestellte Punkt ist ein Mittelwert von mindestens 2 Analysen, wobei zwischen Kern und Rand der Körner unterschieden wurde. Der Pfeil weist jeweils vom Kern zum Rand. Es bedeuten: •= Orbicul (bei der kleinkugeligen Varietät) beziehungsweise Orbiculkern (bei der großkugeligen Varietät), o= Orbiculschalen, △= Gesteinsmatrix.

Betrachtet man die Mittelwerte aller Analysen aus den einzelnen Bereichen (Tab. 8), so zeigt sich im Anorthitgehalt bei der großkugeligen Varietät eine geringfügige systematische Abnahme im An-Gehalt vom Orbiculkern (28.5 Mol.%) über die Schalen bis zur Matrix (26.6 Mol.%). Bei der kleinkugeligen Varietät (hier wurden in der Biotitschale (b) keine Plagioklase analysiert) konnten entsprechende Unterschiede nicht festgestellt werden. Der mittlere An-Gehalt liegt hier bei etwa 27 Mol.%.

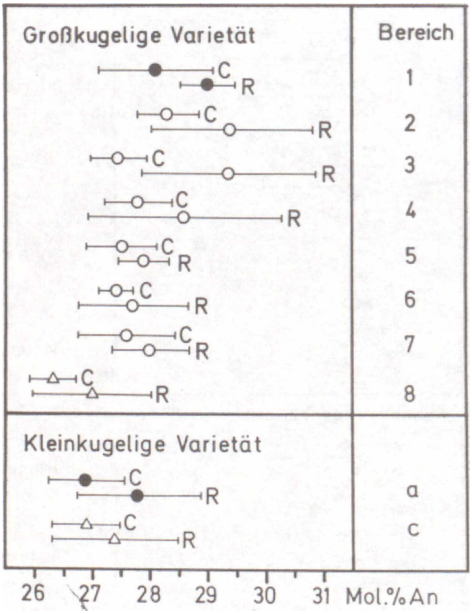


Abb. 29. Virvik: Mol.% Anorthit im Plagioklas. Dargestellt sind jeweils die Mittelwerte aller Kern- (C) und Randanalysen (R) in den einzelnen Bereichen des Orbiculits (vgl. Abb. 25 und 26). Es bedeuten: • = Orbicul (bei der kleinkugeligen Varietät) beziehungsweise Orbiculkern (bei der großkugeligen Varietät), o = Orbiculschalen, △= Gesteinsmatrix. Balken geben die Standardabweichung (1 s) an.

Differenziert man die Einzelkörner nach Kern- und Randanalysen, so erkennt man, daß fast immer der An-Gehalt im Kern etwas geringer ist als am Rand. Dies wird aus Abbildung 28 ersichtlich, wo sämtliche Körner aus dem analysierten Profil dargestellt sind. Mittelt man in den einzelnen Bereichen sämtliche Kern- und Randanalysen, so wird der zum Rand hin

ansteigende An-Gehalt deutlicher. Die entsprechend aufgesplitteten Mittelwerte sind in Tabelle 9 zusammengefaßt und in Abbildung 29 dargestellt.

Biotit: Innerhalb der einzelnen Biotitkristalle und auch im gesamten Profil konnte kein nennenswerter Zonarbau festgestellt werden (vgl. Tab. 10). Die M-Werte der Biotite schwanken zwischen 30 und 34 und liegen im Mittel bei etwa 31.5 (Abb. 30). Lediglich in Schale (b) bei der kleinkugeligen Varietät und in Schale (6) bei der Varietät mit den großen Orbiculen wurde ein etwas höherer M-Wert (33) als in den anderen Bereichen gefunden. Bei beiden Bereichen handelt es sich um - im Vergleich zu den anderen Schalen - relativ mächtige Biotitschalen. Der TiO_2-Gehalt nimmt bei der Varietät mit den großen Orbiculen vom Kern bis zur Matrix geringfügig ab. Der Anteil an CaO und Na_2O liegt jeweils unter 0.05 Gew.%.

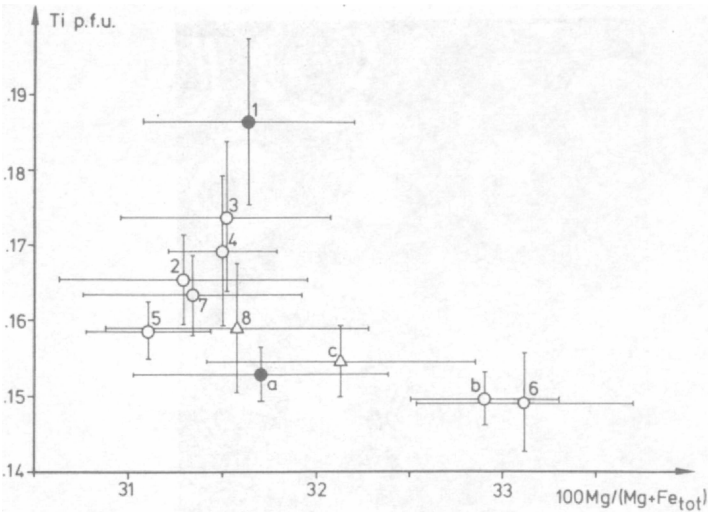


Abb. 30. Virvik: M-Wert gegen Ti-Gehalt (pro Formeleinheit) im Biotit. Dargestellt sind jeweils die Mittelwerte der in Abbildung 25 und 26 gekennzeichneten Bereiche der verschiedenen Orbiculitvarietäten. Es bedeuten: •= Orbicul (bei der kleinkugeligen Varietät) beziehungsweise Orbiculkern (bei der großkugeligen Varietät), o = Orbiculschalen, △= Gesteinsmatrix. Balken geben die Standardabweichung (1 s) an.

2.3. Kangasala

Die Orbiculite bei Kangasala (Finnland), die von Sederholm (1928) erstmals beschrieben wurden, sind nur aus einzelnen Blöcken (bis zu 1.5 m^3) und kleineren Lesesteinen bekannt, die sich heute fast ausschließlich in Museen und privaten Sammlungen befinden. Für eigene Untersuchungen stand daher nur begrenzt Probenmaterial zur Verfügung.

2.3.1. Petrographie

Es lassen sich zwei Orbiculittypen unterscheiden. Einer kleinkugeligen Varietät mit mittleren Orbiculdurchmessern zwischen 5 und 8 cm steht eine großkugelige Varietät gegenüber, bei der die Orbicule Durchmesser bis zu 30 cm erreichen.



Abb. 31.
Kangasala: Kontakt der klein- und großkugeligen Orbiculitvarietät. Bildbreite entspricht etwa 50 cm.

Der Grenzbereich zwischen den beiden Orbiculittypen ist in einem Geröll aufgeschlossen. Er wird durch einen einige cm breiten Saum aus großen radial gewachsenen Plagioklaskristallen ("comb layer") gebildet, wobei die Feldspäte in Richtung auf die großen Orbicule gewachsen sind (Abb. 31), die somit nach den kleinen Orbiculen gebildet worden sind. Kontakte zu einem normal strukturierten Nebengestein sind in den Blöcken nicht aufgeschlossen.

Orbiculitvarietät mit den kleinen Orbiculen

Die kleinkugelige Varietät zeigt Orbicule in verschiedener Form und Ausbildung. Neben gut ausgebildeten Orbiculen (Abb. 32) mit klar definierten Schalen finden sich gelegentlich Bereiche, bei denen die Orbiculstruktur nur angedeutet ist (Abb. 33). Viele Orbicule sind durch Kontakte mit benachbarten Orbiculen geringfügig deformiert. Im Vergleich zu anderen Vorkommen ist der Matrixanteil mit 40 bis 50 Vol.% relativ hoch, da die Orbicule nicht überall dicht gepackt sind.

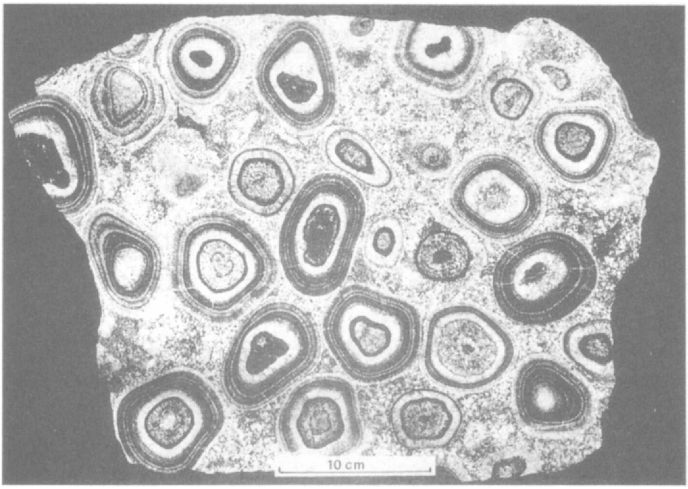


Abb. 32. Kangasala: Kleinkugelige Varietät mit gut ausgebildeten kleinen Orbiculen.

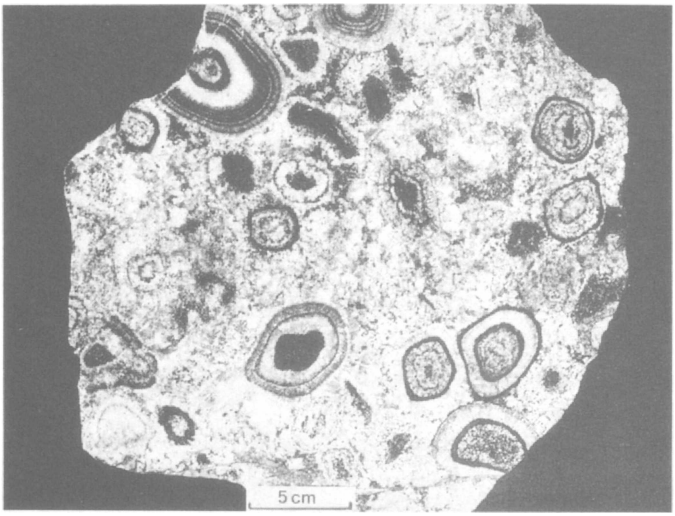


Abb. 33. Kangasala: Kleinkugelige Varietät mit zum Teil schlecht ausgebildeten, nur angedeuteten Orbiculen.

Hauptbestandteile der **Orbiculkerne** sind Plagioklas und Biotit, wobei man mindestens zwei verschiedene Kerntypen unterscheiden kann.

Bei den **Feldspatkernen** handelt es sich um große, einzelne Kristalle oder Kristallaggregate von Oligoklas. Daneben gibt es Biotit als Einschluß oder in Nestern, Quarz auf Zwickeln und gelegentlich primären Muskovit. Monazit ist als Einschluß im Plagioklas zu sehen. Quarz findet sich bevorzugt in Gesellschaft von Biotit und Muskovit.

Die häufigeren lagigen **Plagioklas-Biotit-Gneiskerne** bestehen zu etwa gleichen Anteilen aus Oligoklas und Biotit (vgl. Tab. 11). Beide Minerale bilden ein lagiges, teilweise schlieriges Gefüge. Muskovit ist als Nebengemengteil vorhanden und findet sich bevorzugt am Rand von Biotit. Die Biotite enthalten als Einschlüsse häufig Monazite, die von Strahlungshöfen umgeben sind. Opakphasen sind dispers über den Kern verteilt, Quarz findet sich auf Zwickeln.

Um den Kern legt sich eine ca. 0.5 cm mächtige, sehr dunkle Zone, die fast ausschließlich aus Biotit besteht. Diese Schale ist nicht überall gleichmäßig mächtig ausgebildet und zeichnet die unregelmäßigen Formen der Kerne nach[1)]. Die nicht orientiert gewachsenen, bis zu 1 cm großen Biotitkristalle enthalten im Kern eine Unzahl von kleinsten Monazitkörnern (Abb. 34). Während der Biotit hier vollkommen zerstrahlt ist, ist er in den äußeren monazitfreien Bereichen noch intakt. Die Grenze zwischen zerstrahltem und intaktem Biotit ist scharf ausgebildet. Muskovit ist als untergeordneter Bestandteil dieser Schale randlich um Biotitkristalle, zum Teil orientiert mit diesen verwachsen, zu finden. Lokale Anreicherungen von Quarz mit hypidiomorphen Biotiteinschlüssen treten in der Biotitschicht häufig auf.

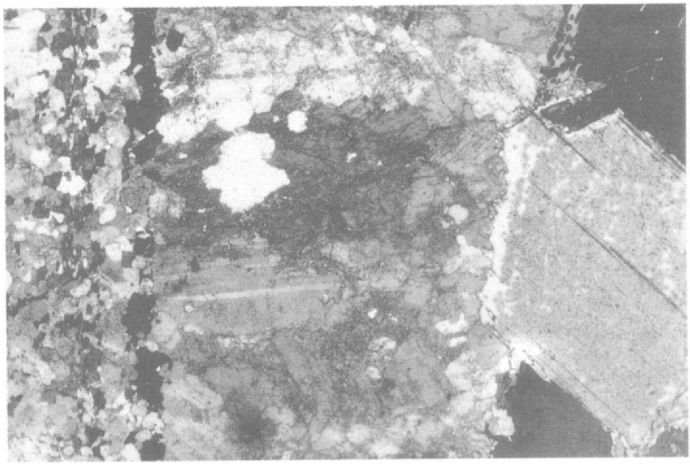


Abb. 34. Kangasala: Übergang von der massiven Biotitschale (links) zur radialstrahligen Plagioklasschale (mitte). Der Biotit in der massiven Biotitschale ist im Inneren von unzähligen kleinsten Monaziten durchsetzt. Am rechten Bildrand ist der Übergang zu den Plagioklas- und Plagioklas-Biotit-Schalen erkennbar. Bildlängskante = 7mm (Detailfoto von Abb. 42)

1) Bei den von Sederholm (1928) beschriebenen Orbiculen mit reinen Biotitkernen (z.B. das Orbicul in der Mitte von Abb. 33) handelt es sich in der Regel um Schnitteffekte, wobei der Schnitt durch diese massive Biotitschicht geht. Der eigentliche Kern dieser Orbicule besteht auch hier aus einem Plagioklas oder aus einem Plagioklas-Biotit-Gneis.

Auf diese innere unregelmäßig ausgebildete biotitreiche Hüllzone folgt eine 0.5 bis 1.5 cm breite, fast ausschließlich aus Plagioklas bestehende Schale (Abb. 34, Mitte), die nach außen hin die äußere Form der Orbicule nachzeichnet. Auf Zwickeln zwischen diesen großen, radial gewachsenen Plagioklasen, die parallel zur Elongation verzwillingt sind (Albitgesetz), finden sich - insbesondere in Kernnähe - gelegentlich Muskovit und Quarz. Wo die Schale besonders breit ist, d.h. insbesondere in den engen Bögen, befindet sich außen eine zur nächsten Schale hin auskeilende Zone mit erhöhtem Biotitgehalt.

Auf die nahezu reine Plagioklasschale folgt nach scharfem Übergang eine an Biotit reiche Schicht (Abb. 34). Nach außen hin beginnt jetzt ein alternierender Schalenbau aus reinen Plagioklas- und Plagioklas-Biotit-Schalen, bei denen der Biotit tangential orientiert ist (vgl. Abb. 35). Die Schalenmächtigkeit variiert von weniger als 1 mm bis zu 1.5 cm, wobei die Übergänge zwischen den einzelnen Schalen teils scharf, teils aber auch diffus ausgebildet sind. Beim Biotit finden sich oft spät kristallisierter Muskovit und Quarz; Monazit ist in allen Schalen in Form kleinster Einschlüsse in den anderen Phasen zu sehen.

Es besteht ein erkennbarer Zusammenhang in Bezug auf die Mächtigkeit einzelner, aufeinander folgender Schalen. Dort, wo eine nahezu reine Plagioklasschale zu sehen ist, folgt eine Schale mit vergleichsweise viel Biotit. Der Kontakt zwischen den an diesen Stellen relativ mächtigen Schalen ist scharf ausgebildet. Der Grenzbereich zwischen den in der Regel weniger mächtigen Schalen, die nicht monomineralisch aufgebaut sind, ist dagegen oft unscharf, wobei in einer Plagioklasschale der Biotitanteil nach außen hin kontinuierlich zunimmt. Der Übergang zur nächsten Plagioklasschale ist dann in der Regel wiederum scharf ausgebildet.

Breite Plagioklasschichten enthalten große tafelige Kristalle, die vorwiegend radial angeordnet sind und meist abrupt an der nächstfolgenden Biotitschicht enden (Abb. 35). In den darauf folgenden, geringmächtigen Lagen ist der feinkristalline Plagioklas granulär ausgebildet. Gelegentlich wachsen die Plagioklase jedoch auch nach einer Zwischenlage aus Biotit radial weiter. Dieses Phänomen findet man insbesondere dort, wo die dazwischenliegende Biotitlage geringmächtig ist.

Den äußeren Abschluß eines Orbiculs bildet eine dünne Lage aus radial gewachsenem tafeligen Plagioklas. Diese Plagioklase enden manchmal zur Matrix hin mit idiomorph ausgebildeten Kristallendflächen.

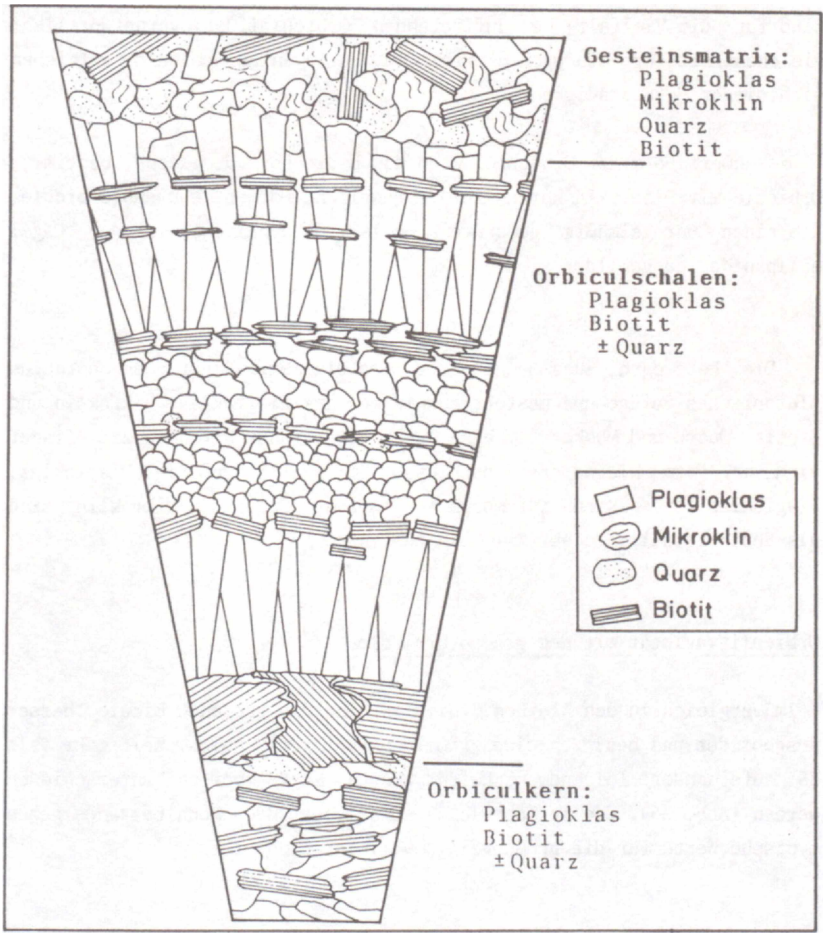


Abb. 35. Kangasala: Schematische Darstellung des Orbiculaufbaus. Für die einzelnen Teilbereiche des Gesteins wurden jeweils nur die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale berücksichtigt. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Betrachtet man eine Gesteinsplatte mit kleinen Orbiculen, so entsteht der Eindruck, daß viele verschiedene Orbicultypen nebeneinander auftreten (Abb. 32). Dieses Phänomen wurde bereits von Sederholm (1928) beschrieben. Bei genauerer Betrachtung stellt man jedoch fest, daß fast alle Orbicule eine sehr ähnliche Schalenabfolge haben. Schnitteffekte sind für die Vielfalt der auftretenden Orbiculbilder verantwortlich; gleiches gilt für die großen Orbicule. Nur wenige Orbicule entziehen sich dieser Gesetzmäßigkeit.

Die äußere Form der Orbicule wird durch die Form der Kerne bestimmt. Orbicule mit Plagioklaskernen zeigen rundliche Formen, während Orbicule, die einen unregelmäßig geformten Gneiskern enthalten, in der Regel ellipsoidal ausgebildet sind.

Die heterogen zusammengesetzte Gesteinsmatrix hat ein normales plutonisches Gefüge und besteht vorwiegend aus Plagioklas, Mikroklin und Biotit. Quarz und Muskovit treten nur untergeordnet auf, Monazit findet sich in Form kleinster Einschlüsse im Biotit und im Plagioklas. Plagioklas ist meistens idiomorph ausgebildet. Quarz und Mikroklin sind als Spätkristallisate auf Zwickeln zu finden.

Orbiculitvarietät mit den großen Orbiculen

Im Vergleich zu den kleinen Orbiculen sind die großen Orbicule besser ausgebildet und besitzen eine größere Anzahl von Schalen. Weit mehr als 25 aufeinander folgende Schalen können makroskopisch unterschieden werden (Abb. 36). Die in Tabelle 11 zusammengefaßten Modalbestände geben typische Werte für die großkugelige Varietät wieder.

Bei den großen Orbiculen werden die Kerne vorwiegend aus schiefrigen Plagioklas-Biotit-Gneisen gebildet. Untergeordnet treten hellere Kerne mit Plagioklas und Quarz auf. Die Gneiskerne sind erheblich größer als die der kleinen Orbicule (bis zu 10 cm). Neben den Hauptgemengteilen Plagioklas und Biotit finden sich in den Gneiskernen Muskovit und Quarz.

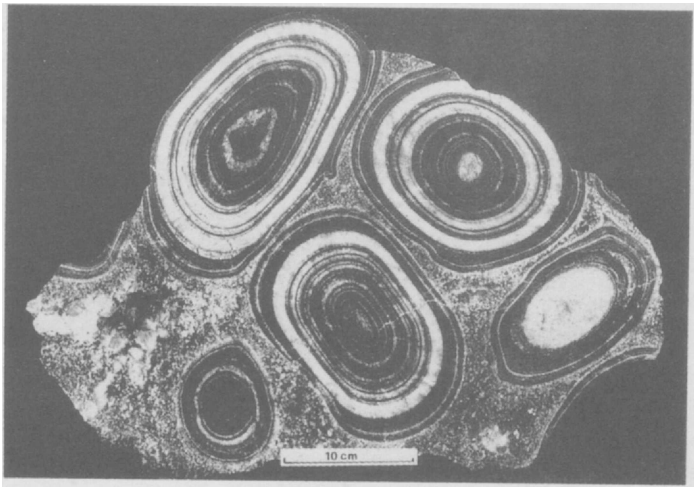


Abb. 36. Kangasala: Großkugelige Varietät.

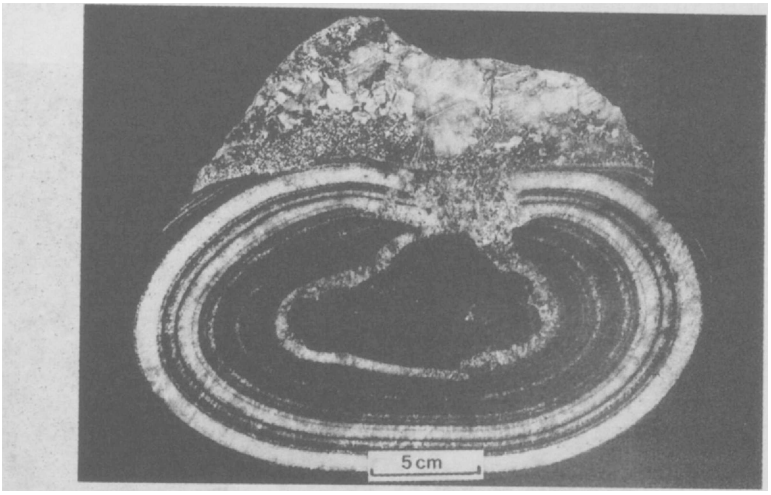


Abb. 37. Kangasala: Großkugelige Varietät. Diskordant auflagernde Schalen belegen eindeutig die Kristallisationsabfolge von innen nach außen.

Die mineralogische Zusammensetzung und das Gefüge der **Schalen** entspricht den kleinen Orbiculen. Die Kristallisationsabfolge der Schalen von innen nach außen kann durch die gelegentlich auftretende diskordante Auflagerung einer äußeren Schale auf die inneren Schichten eindeutig festgelegt werden (Abb. 37). Die Breite von Schalen ist dort, wo sich die Orbicule berühren, gelegentlich geringer als dort, wo die Orbicule frei in der Matrix schwimmen.

Durch Berührung einzelner Orbicule werden vorwiegend die äußeren Bereiche plastisch deformiert (Abb. 31 und 36). Aus der Matrix dringt dabei gelegentlich quarzreiches Material ein und legt sich zwischen die äußeren Schalen (Abb. 43, unten links). Oft beobachtet man, daß sämtliche Schalen aufgebrochen sind und Matrixmaterial bis zum Kern vordringen konnte (Abb. 37). Vereinzelt findet man Orbicule, die rotierte Interngefüge aufweisen (Abb. 38).

Deformationen und gelegentlich gleichzeitig stattfindende syngenetische, lokale Ruptionen in Orbiculen zeigen, daß diese zum Zeitpunkt der Deformation zwar plastisch deformierbar, aber dennoch im Vergleich zur (noch flüssigen) Matrix relativ starr waren.

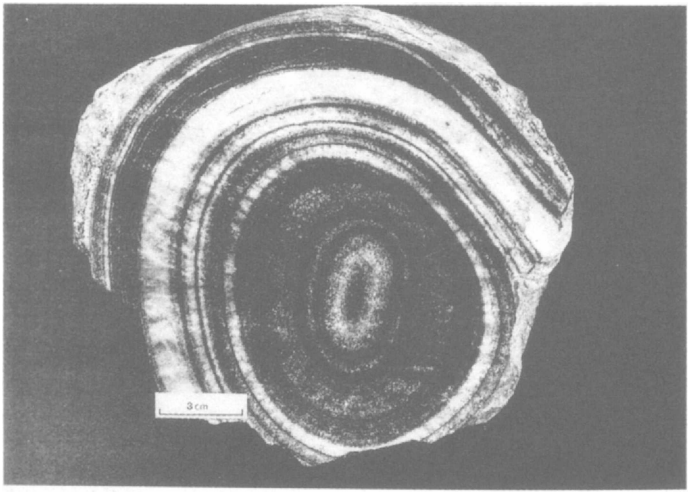


Abb. 38. Kangasala: "Rotierte Interngefüge" in einem großen Orbicul weisen darauf hin, daß zumindest geringfügige Magmenbewegungen innerhalb des Systems während der Kristallisation der Orbiculschalen abgelaufen sind.

Wie bei der kleinkugeligen Varietät, so ist auch hier Plagioklas Hauptbestandteil der heterogenen Matrix. Insbesondere in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Orbiculen nehmen die früh kristallisierten und idiomorph ausgebildeten, zum Teil leicht zonaren Plagioklase etwa 50 Vol.% der Matrix ein. Biotit ist sowohl als Einschluß im Plagioklas als auch im Quarz zu finden. Geringe Anteile von Mikroklin und undulös auslöschendem Quarz füllen hier die Zwickelräume zwischen den Plagioklasen aus, wobei jedes Mineral für sich über große Schliffbereiche gleichsinnig orientiert gewachsen ist.

Der zentrale, am weitesten von den Schalen entfernte Bereich der Matrix ist - wie in einigen Bereichen des Orbiculits von Virvik - pegmatitisch ausgebildet (Abb. 36 links, Abb. 37 und 43). Die bis zu 5 cm großen Quarz- und Mikroklinkristalle sind hier frei von Plagioklaseinschlüssen, lediglich vereinzelte Biotite werden von diesen Großkristallen eingeschlossen. Es kann kein Zweifel daran bestehen, daß ein Großteil der Matrix nach Bildung der Schalen noch nicht kristallisiert war. Der pegmatitische Bereich bildet das letzte Kristallisat.

2.3.2. Gesteinschemie

Zur geochemischen Charakterisierung des Orbiculits konnten von der großkugeligen Varietät mehrere unterschiedliche Schalenbereiche (Ka 3b2; Ka 7b2; Ka 3b1 und Ka 7b1) sowie Matrixbereiche (Ka 6c1; Ka 6c2 und Ka 9c) analysiert werden. Bei der Analyse Ka 7b1 handelt es sich um eine mächtige, nahezu reine Plagioklasschale. Die Analyse Ka 3b3 stammt von einem Plagioklas-Biotit-Gneiskern, wobei Teile der massiven Biotitschicht mit enthalten sind. Die Analysen sind in Tabelle 12 zusammengefaßt.

Der M-Wert der Analysen zeigt geringe Schwankungen zwischen 45 und 50. Nimmt man die Mittelwerte für die einzelnen Bereiche, so kann man eine geringfügige Abnahme des M-Wertes vom Kern (50) über die Schalen (48) bis zur Matrix (46) feststellen.

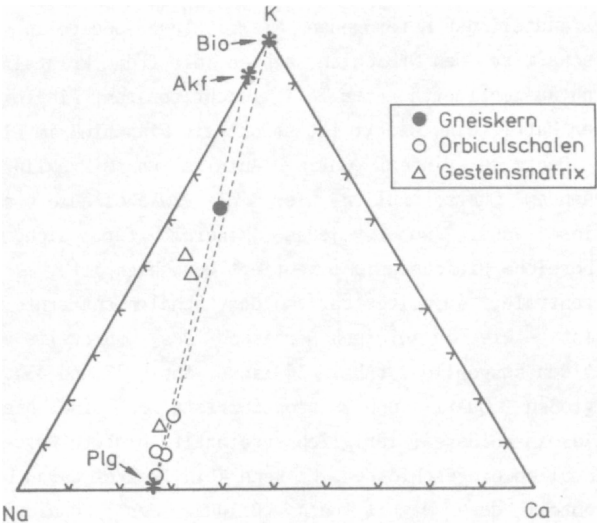


Abb. 39. Kangasala: Ca-Na-K-Diagramm (Atomzahlenproportionen) für die Einzelbereichsanalysen des Orbiculits. Projektionspunkte der Hauptphasen des Orbiculits sind durch (*) gekennzeichnet..

Im Ca-Na-K-Dreieck (Abb. 39) sieht man, daß das Atomzahlenverhältnis Na:Ca von Orbiculkern und Orbiculschalen etwa 26:74 beträgt. In der Matrix liegt dieses Verhältnis im Mittel merklich tiefer bei 20:80. Es wird davon ausgegangen, daß im Vergleich zu den Orbiculschalen in der Matrix der großkugeligen Varietät Plagioklase mit deutlich geringerem An-Gehalt auftreten und daher die Projektionspunkte neben den eingezeichneten Linien für die kleinkugelige Varietät liegen. Da in der Matrix der großkugeligen Varietät keine Mikrosondenanalysen durchgeführt wurden (siehe unten), kann dies jedoch nicht belegt werden.

Auffällig ist bei den Einzelanalysen der Matrix der stark schwankende K_2O-Gehalt, was die starke Heterogenität der Matrix widerspiegelt.

Im SE-Diagramm (Abb. 40) wird deutlich, daß - anders als in Virvik und Esbo - die Matrix die geringsten Konzentrationen an SE-Elementen aufweist. Die Orbiculschalen und der Gneiskern zeigen nicht nur die höchsten SE-Gehalte, sondern auch die stärkste relative Anreicherung der

leichten SE-Elemente. Wie auch in Virvik und Esbo ist das $(La/Lu)_N$-Verhältnis in den Schalen am höchsten. Mit zunehmendem SE-Gehalt beobachtet man eine größer werdende negative Eu-Anomalie.

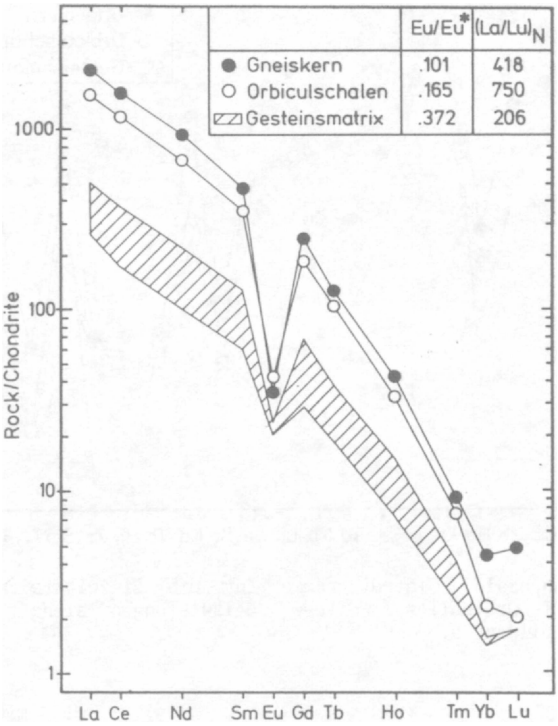


Abb. 40. Kangasala: Chondritnormierte SE-Verteilungsmuster für die Einzelbereichsanalysen des Orbiculit. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 8.

Die Spiderdiagramme (Abb. 41) zeigen für die meisten Elemente in etwa parallele Verteilungsmuster. Wie bei den anderen Vorkommen ist auch hier der Gehalt an Zr und Hf in den Schalen erheblich geringer als in der Matrix, wobei jedoch der Absolutgehalt an beiden Elementen deutlich niedriger ist als bei den bisher genannten Vorkommen. Wie in Esbo und Virvik sieht man auch hier ausgeprägte negative Anomalien bei Ti, Sr und

Ba, sowie eine negative Nb-Ta-Anomalie, wobei das Nb/Ta-Verhältnis im Mittel bei etwa 16 liegt. Das Th/U-Verhältnis liegt in allen Gesteinsbereichen zwischen 12 und 14.

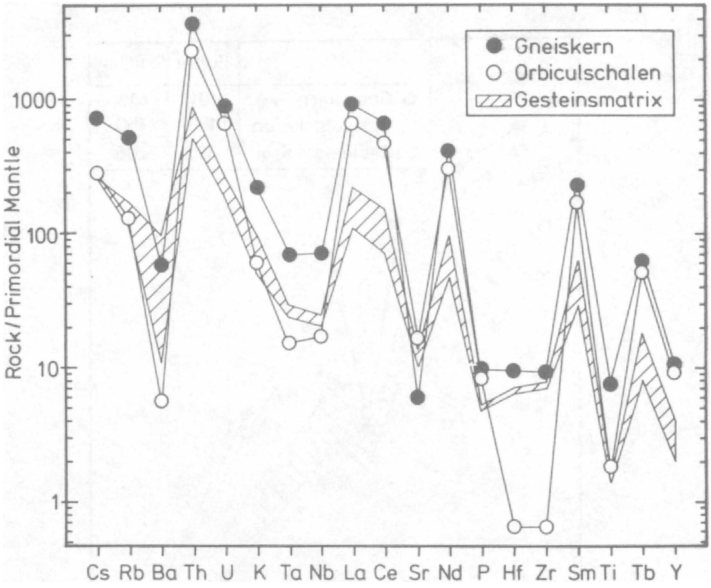


Abb. 41. Kangasala: Spiderdiagramme für die Einzelbereichsanalysen des Orbiculits. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 9.

2.3.3. Mineralchemie

Mit der Mikrosonde konnte bei einem kleinen Orbicul neben einigen Alkalifeldspat- und Muskovitanalysen ein komplettes Plagioklas- und Biotitprofil vom Kern über einzelne Schalen bis zur Matrix analysiert werden (Abb. 42). Bei der Varietät mit den großen Orbiculen wurden lediglich in einem Profil über 4 aufeinander folgende Orbiculschalen Biotit und Plagioklas gemessen (Abb. 43).

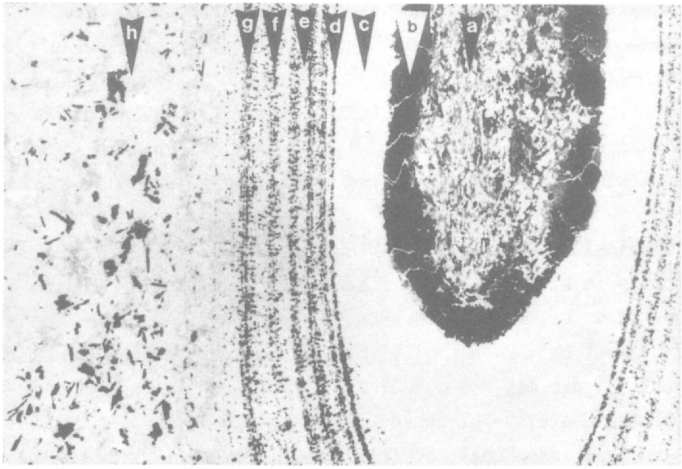


Abb. 42. Kangasala; Detailfoto der Varietät mit den kleinen Orbiculen. Die gekennzeichneten Stellen entsprechen den Bereichen, in denen Mikrosondenanalysen von einzelnen Mineralphasen angefertigt wurden (vgl. Tab. 13 bis 17 und Abb. 44 bis 48). Bildlängskante = 5.5 cm

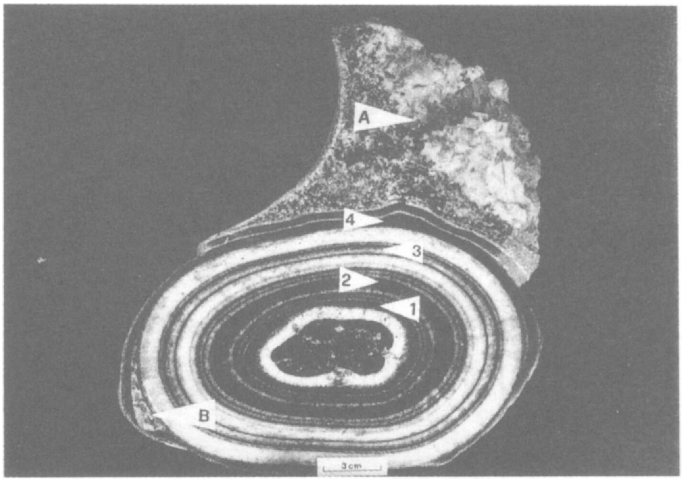


Abb. 43. Kangasala: Großkugelige Varietät. Die mit Zahlen gekennzeichneten Stellen entsprechen den Bereichen, in denen Mikrosondenanalysen von einzelnen Mineralphasen angefertigt wurden (vgl. Tab. 14 bis 16 und Abb. 44 bis 48). Deutlich erkennt man die pegmatitisch ausgebildete Matrix zwischen den großen Orbiculen (A). Quarzreiche Restschmelze aus der Matrix dringt zwischen die äußeren Orbiculschalen ein (B).

Alkalifeldspat: Die analysierten Alkalifeldspäte sind in Tabelle 13 zusanimengefaßt. In der Matrix ergab sich ein Or:Ab-Verhältnis, das bei etwa 91:9 liegt. Unterschiede von Kornrand zu -kern konnten nicht festgestellt werden. Die beiden Analysen in den Schalen, die ein Or:Ab-Verhältnis von 96:4 aufweisen, lagen auf Zwickeln zwischen Biotit und Plagioklas. Alle Analysen wiesen sehr geringe Ca- und Fe-Gehalte auf.

Plagioklas: Den im Mittel höchsten An-Gehalt innerhalb des kompletten Profils im kleinen Orbicul findet man im Orbiculkern (vgl. Tab. 14 und Abb. 44). Bei einer Schwankung zwischen 25 und 30 Mol.% liegt der Mittelwert bei 27.6 Mol.%. Hierbei wurden 2 Analysen nicht berücksichtigt, die mit 35 und 37 Mol.% die absolut höchsten An-Gehalte im gesamten Gestein erbrachten.

Innerhalb des Schalenprofils und in der Matrix schwankt der gemittelte An-Gehalt um 26 Mol.%, systematische Variationen konnten nicht festgestellt werden. Insgesamt schwankt der An-Gehalt hier zwischen 24 und 30 Mol.%.

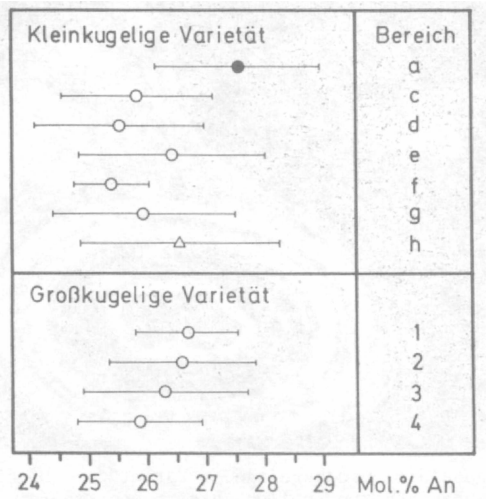


Abb. 44. Kangasala: Mol.% Anorthit im Plagioklas. Dargestellt sind jeweils die Mittelwerte aller Analysenpunkte in den einzelnen Bereichen, die in den Abbildungen 42 und 43 gekennzeichnet sind. Es bedeuten: •= Gneiskern, o = Orbiculschalen, △ = Gesteinsmatrix. Balken geben die Standardabweichung (1 s) an.

Bei den Plagioklasen im großen Orbicul konnte ebenfalls keine signifikante Veränderung des An-Gehaltes im Profil festgestellt werden. Der An-Gehalt liegt wie beim kleinen Orbicul im Mittel für jede Schale bei etwa 26 Mol.% (vgl. Tab. 14 und Abb. 44).

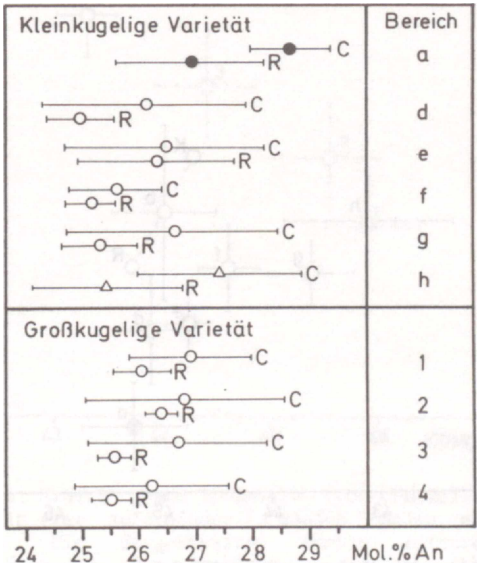


Abb. 45. Kangasala: Mol.% Anorthit im Plagioklas. Die Mittelwerte der Kern- (C) und Randanalysen (R) in den einzelnen Bereichen (vgl. Abb. 42 und 43) sind gesondert aufgeführt. Es bedeuten: • = Gneiskern, o - Orbiculschalen, △ = Gesteinsmatrix. Balken geben die Standardabweichung (1 s) an.

In Tabelle 15 und Abbildung 45 wurde für die einzelnen Bereiche nach Kornrand und -kern unterschieden. Es zeigt sich, daß die An-Gehalte sich zwar nicht signifikant unterscheiden, aber ein geringer Zonarbau mit zum Rand hin geringeren An-Gehalten vorhanden ist. Die K_2O-Gehalte liegen konstant bei etwa 0.2 Gew.%.

Biotit: Im Profil durch das kleine Orbicul (Abb. 42) schwankt der M-Wert in sehr engen Grenzen zwischen 41 und 46. Betrachtet man die Mittelwerte der Einzelbereichsanalysen (Tab. 16), so läßt sich vom Orbiculkern über die Schalen bis zur Matrix eine klare Tendenz zu geringeren M-Werten bei gleichzeitig steigenden Ti-Gehalten feststellen

(Abb. 46). Der gleiche Trend zeigt sich eindeutig auch bei den Schalen im großen Orbicul (Abb. 47).

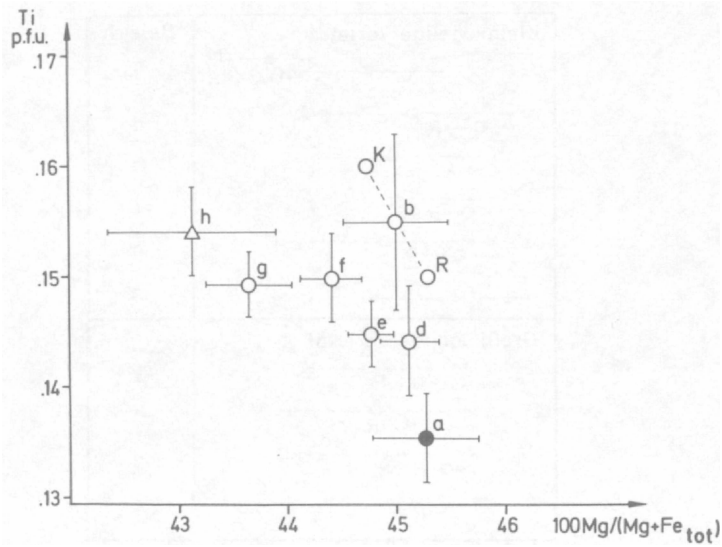


Abb. 46. Kangasala: M-Wert gegen Ti-Gehalt (pro Formeleinheit) für Biotite in einem kleinen Orbicul. Die dargestellten Punkte entsprechen den Mittelwerten in den Bereichen, die in Abbildung 42 gekennzeichnet sind. In der massiven Biotitschale (b) ist innerhalb der Biotite ein Zonarbau vom Kern (C) zum Rand (R) der Körner zu sehen. Weitere Erläuterungen siehe Text. Es bedeuten: • = Gneiskern, o = Orbiculschalen, △= Gesteinsmatrix. Die Balken geben die Standardabweichung (1 s) an.

Innerhalb einzelner Schalen konnte dabei kein Zonarbau der Biotitkörner festgestellt werden. Eine Ausnahme bildet die mächtige Biotitschale, die sich unmittelbar um den reliktischen Gneiskern legt. Hier weisen die Biotite einen generell erhöhten Ti-Gehalt auf, wobei eine Abnahme im Ti-Gehalt vom Kern zum Rand festgestellt wurde (Abb. 46). Die entsprechend aufgegliederten Analysenmittelwerte für diesen Bereich sind in Tabelle 17 aufgeführt.

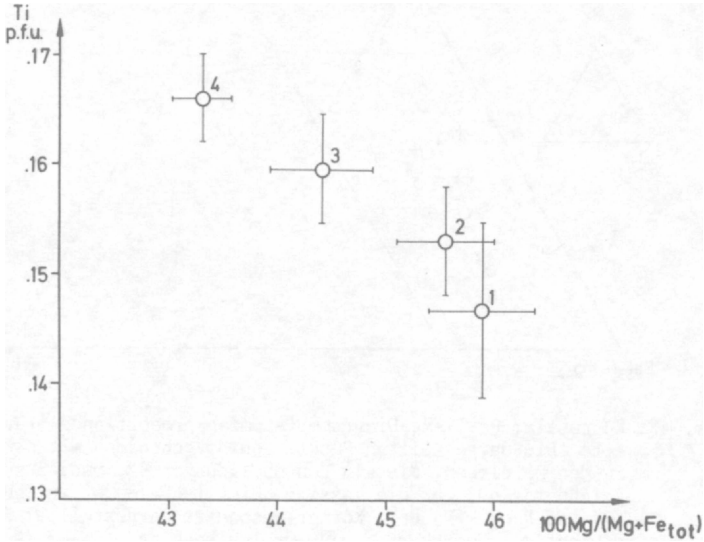


Abb. 47. Kangasala: M-Wert gegen Ti-Gehalt (pro Formeleinheit) für Biotite in vier aufeinander folgenden Schalen eines großen Orbiculs. Die dargestellten Punkte entsprechen den Mittelwerten in den Bereichen, die in Abbildung 43 gekennzeichnet sind. Die Balken geben die Standardabweichung (1 s) an.

Im Fe-Ti-Mg-Dreieck (Abb. 48) wird die Unstetigkeit in der chemischen Zusammensetzung der Biotite besonders deutlich erkennbar. Während die Biotite in den Bereichen d bis h (Abb. 42) eine nahezu lineare Zunahme im Fe-Gehalt aufweisen, zeigen die Biotite des Orbiculkerns geringere Ti-Gehalte, die Biotite der massiven Biotitschale im gleichen Maße erhöhte Ti-Werte.

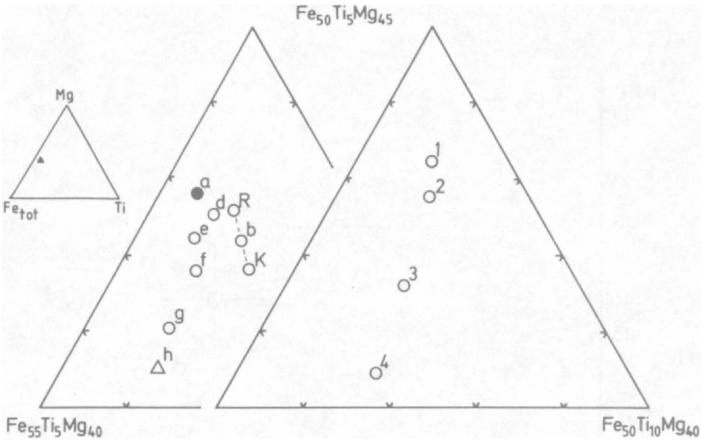


Abb. 48. Kangasala: Fe-Ti-Mg-Diagramm (Atomzahlproportionen) für Biotite. Die dargestellten Punkte entsprechen den Mittelwerten in den Bereichen, die in den Abbildungen 42 und 43 gekennzeichnet sind. Für die massive Biotitschale (b) wurden Kern (C) und Rand (R) der Körner gesondert dargestellt. Es bedeuten: • = Gneiskern, o = Orbiculschalen, △ = Gesteinsmatrix.

Muskovit: Je 2 Muskovite wurden im Orbiculkern und in der Matrix analysiert (Tab. 17). Hierbei zeigte sich, daß die Muskovite in der Matrix bei höherem Mg- und Fe-Gehalt im Vergleich zu den Muskoviten im Orbiculkern deutlich weniger Ti und Al enthalten.

2.4. Kuru

2.4.1. Verbandsverhältnisse und Petrographie

Das Orbiculitvorkommen bei Kuru (Finnland), im Jahre 1960 unmittelbar südlich des Sees Parkusjärvi entdeckt, wird in der Literatur erstmals von Matisto (1961) kurz erwähnt. Seit Simonen im Jahre 1966 dieses Vorkommen ausführlich beschrieben hat, hat sich der Aufschluß durch Steinbrucharbeiten erheblich verändert. Abbildung 49 stellt eine Kartenskizze dar, die die heutigen Aufschlußverhältnisse wiedergibt. Weitere Kurzbeschreibungen des Orbiculits von Kuru stammen von Matisto & Virkkala (1964), Maggetti (1976) und Jokinen (1980).

Der Orbiculit von Kuru ist in ein **älteres granitoides Gestein** intrudiert. Es besteht kein genetischer Zusammenhang zwischen diesem Nebengestein und dem Orbiculit. Sämtliche Kontakte sind scharf ausgebildet, selten sieht man im Nebengestein kontaktparallele schlierige Anreicherungen von Biotit. An einer Stelle (Punkt 1 in Abb. 49) bildet eine wenige cm breite Feldspatschicht eine Art "comb layer" am Kontakt zum Nebengestein.

Im zentralen Teil des Orbiculitmassivs (Punkt 2 in Abb. 49) ist durch die Steinbrucharbeiten ein Quarzmonzonit mit einem normalen mittelkörnigen holokristallinen Gefüge aufgeschlossen. Der Quarzmonzonit ist deutlich von dem älteren Nebengestein zu unterscheiden und steht in einem eindeutigen genetischen Zusammenhang mit dem Orbiculit. Dies wird nicht zuletzt dadurch bewiesen, daß vereinzelt Orbicule in diesem Gestein schwimmen, das gemeinsam mit dem Orbiculit in den älteren Granit eingedrungen ist (Abb. 50).

In diesem Quarzmonzonit, dessen Modalbestand Tabelle 18 zu entnehmen ist, tritt der schwach zonare, hypidiomorphe und leicht serizitisierte Plagioklas mengenmäßig gegenüber dem xenomorphen Mikroklin zurück, Quarz füllt die Zwickel. Der oftmals dünnblättrig ausgebildete Biotit ist mit etwa 15 Vol.% vertreten. Akzessorisch sieht man kleinste langnadelige

Apatite, vereinzelt bis zu 1 mm große, xenomorphe Titanite sowie idiomorphe Zirkone und metamikte Orthite.

Bis zu 10 cm breite Aplitgänge durchschlagen den Orbiculitkörper. Eine Fortsetzung dieser Aplitgänge in die älteren Granite ist nicht aufgeschlossen.

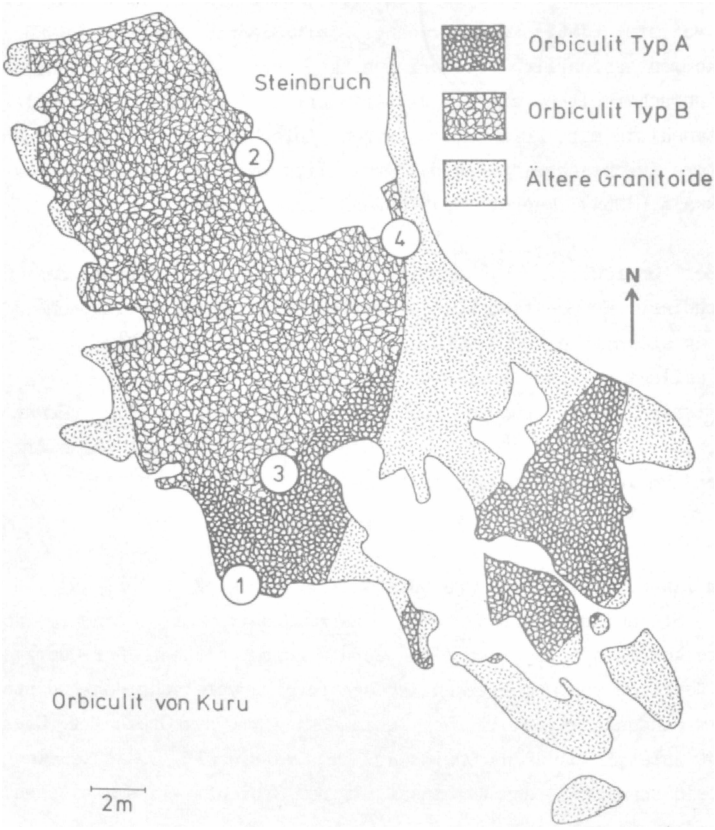


Abb. 49. Kuru: Aufschlußskizze des Orbiculitvorkommens. Erläuterungen siehe Text.

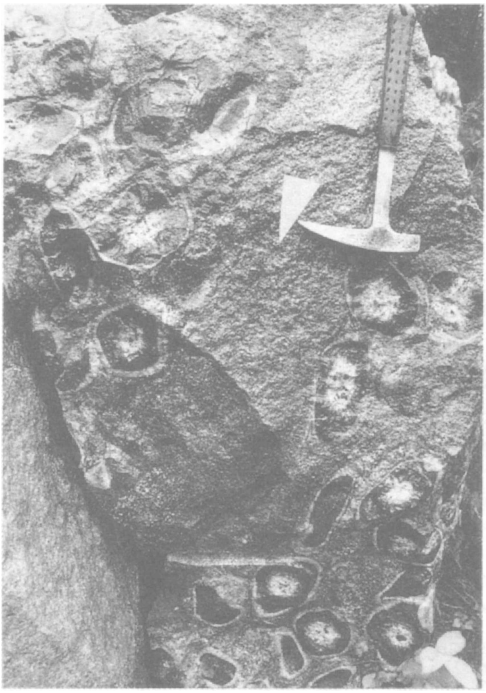


Abb. 50.
Kuru: Quarzmonzonit (Pfeil) im zentralen Bereich des Aufschlusses mit vereinzelt darin schwimmenden Orbiculen des Typs B. Foto entspricht Punkt 2 in Abbildung 49.

Der eigentliche Orbiculitkörper zerfällt in zwei Hauptbereiche, die durch die Art der Orbicule zu unterscheiden sind. Diese beiden Typen, für die Simonen (1966) die Bezeichnung ''esboitic“ und ”granitic orbicules” wählte, werden im Folgenden als Typ A und Typ B bezeichnet. Die Grenze zwischen beiden Orbicultypen wird durch einen bis zu 50 cm breiten Übergangsbereich gebildet (Punkt 3 in Abb. 49), in dem sich die Orbicule des Typs B sukzessive mit allmählich breiter werdendem Mikroklinsaum aus denen des Typs A entwickeln (Abb. 51).

Varietät mit Orbicultyp A

Die Orbiculitvarietät des Typs A (Abb. 52) ist im südlichen und südöstlichen Bereich des Aufschlusses ausschließlich in unmittelbarer Nachbarschaft zum älteren Nebengestein zu finden (vgl. Abb. 49).

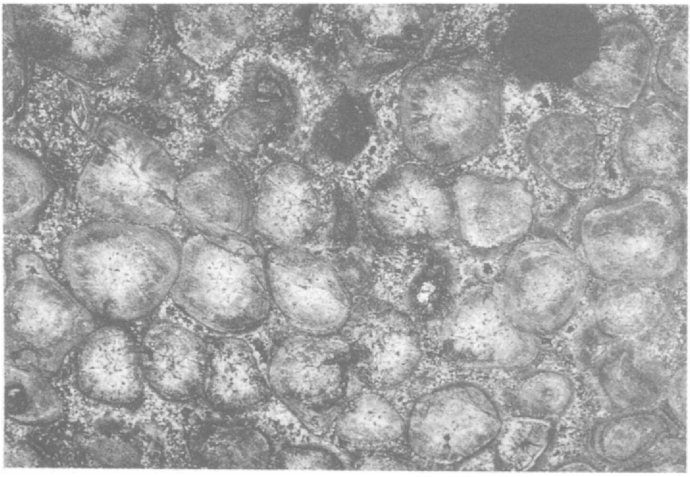


Abb. 51. Kuru: Übergang von Orbiculit Typ A zu Typ B. Auf einer Breite von etwa 50 cm entwickeln sich die Orbicule des Typs B (rechts) durch einen breiter werdenden Mikroklinsaum allmählich aus Orbiculen des Typs A (links). Bildausschnitt entspricht Punkt 3 in Abbildung 49.



Abb. 52. Kuru: Varietät mit Orbiculen des Typs A. Maximaler Orbiculdurchmesser etwa 15 cm.

Die makroskopisch hellen Kerne der Orbicule enthalten nach Simonen (1966) Plagioklas, Hornblende und Biotit, nach eigenen Befunden aber auch Mikroklin und Quarz in nicht unbeträchtlicher Menge (vgl. Tab. 18). Die im Mittel etwa 2 mm großen, meist hypidiomorphen, zum Teil korrodierten Plagioklase werden von großen xenomorphen Mikroklinen (1 bis 2 cm) oder von einer Quarz-Mikroklin-Matrix umschlossen. Das Mengenverhältnis von Plagioklas zu Mikroklin und Quarz schwankt dabei lokal auch innerhalb eines Kerns sehr stark. Es fällt auf, daß der Plagioklas in den mikroklinreicheren Bereichen stärker serizitisiert ist; hier ist auch vermehrt die Bildung von Myrmekit zu beobachten.

Die bis zu 1 cm großen, insbesondere in den mikroklinreicheren Bereichen idiomorph ausgebildeten Amphibole enthalten gelegentlich kleine idiomorphe Plagioklaseinschlüsse. Die Amphibole zeigen einen kräftigen Pleochroismus von einem grünlichen Hellbraun bis zu einem giftigen Blaugrün. Sie sind teilweise, manchmal sogar fast vollständig, in braunen Biotit umgewandelt; Epidot - der nach Mikrosondenanalysen etwa 0.7 Kationen Fe^{3+} pro Formeleinheit enthält - ist in größerer Menge als späte, feinkristalline Bildung vor allem randlich um die Amphibole zu sehen. Akzessorisch treten idiomorpher, metamikter Orthit und kurzprismatischer bis nadeliger Apatit (bis 0.1 mm lang) auf.

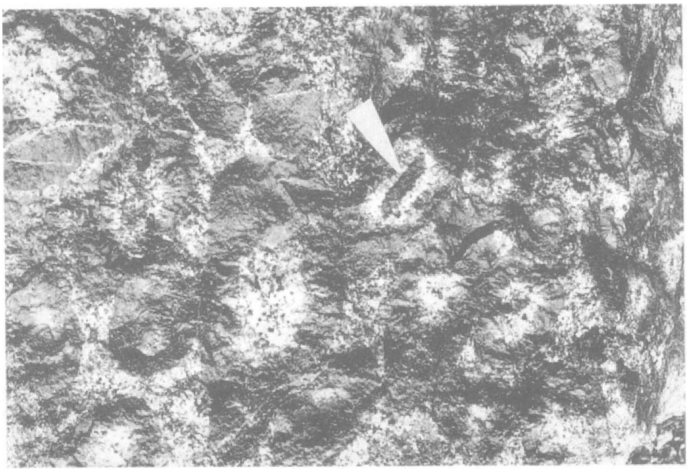


Abb. 53. Kuru: Varietät mit Orbiculen des Typs A, wobei ein Orbiculkern (Pfeil) fast ausschließlich aus dunklen Gemengteilen (Biotit, Hornblende, Opakphasen) besteht. Maximaler Orbiculdurchmesser etwa 15 cm.

Neben den hellen Kernen findet man untergeordnet sehr dunkle Kerne, die zum größten Teil aus Biotit bestehen (Abb. 53). Intensiv gefärbte, kaum umgewandelte Amphibole und xenomorpher Titanit sind hier neben Opakphasen vorhanden. Größere Amphibole schließen dabei oftmals hypidiomorphe Plagioklase ein. An vielen Stellen scheinen solche an mafischen Gemengteilen sehr reiche Partien den innersten Bereich der Orbiculkerne zu bilden, um den herum Mikroklin, Plagioklas und Quarz gehäuft auftreten. Da der Übergang zu den Schalen fließend ist, kann nicht eindeutig festgelegt werden, ob diese Feldspäte und der Quarz zum Orbiculkern gehören, oder aber den Schalen zuzuordnen sind.

Um die Kerne legen sich 5 bis 9 cm (in seltenen Fällen bis zu 15 cm) breite Schalen, die zu über 90 Vol.% aus Plagioklas bestehen. Direkt am Kern ist der tafelige, radial nach außen wachsende Plagioklas frei von Einschlüssen und feinlamellar nach dem Albitgesetz verzwillingt. Quarz findet man hier als Zwickelfüllung. Dieser etwa 1 bis 2 cm breite, im Handstück weiße Bereich, der makroskopisch von den hellen Anteilen des Orbiculkerns kaum zu unterscheiden ist, geht dann in eine sehr dunkle quarzfreie Zone über, wo zwischen den radial wachsenden Plagioklasen feinkörnige Opakphasen (Magnetit und Ilmenit) verteilt sind (siehe auch Abb. 54).

Weiter außen geht dieser radialstrahlige Bereich abrupt in eine hypidiomorph-körnige Zone über, wobei die Opakphasen hier auf makroskopisch gut erkennbaren konzentrischen Bahnen angeordnet sind (Abb. 54). Diese Bahnen werden bei einigen Orbiculen diskordant von der Gesteinsmatrix abgeschnitten. Biotit in unterschiedlichen Anteilen ist insbesondere in diesen äußeren Zonen zu finden, wobei er sehr oft als dünner Mantel um Magnetit und Ilmenit zu sehen ist. Einige Orbicule zeigen bis zu 3 mm breite Lagen, in denen keine Opakphasen, dafür aber vermehrt Biotite auftreten.

Orthit und Zirkon sind in den Schalen nicht vorhanden; nadelig ausgebildeter Apatit ist sehr selten und wird bis zu 20 µm lang. Xenomorpher, bis zu 5 mm großer Titanit tritt sporadisch in den äußeren Bereichen der Orbicule auf.

Die Orbicule liegen dicht gepackt in einer den Kernen ähnlichen, makroskopisch heterogenen Matrix, die aus Plagioklas, Mikroklin, Quarz, Biotit, Amphibol und Titanit in unterschiedlichen Mengenanteilen besteht. Dazu kommen akzessorisch Apatit, Zirkon, Orthit und Epidot.

Hellere Matrixbereiche mit monzo- bis granodioritischer Zusammensetzung enthalten hypidiomorphe, teils korrodierte, leicht zonar gebaute, frische Plagioklase. Dazu kommen xenomorphe Mikrokline und undulös auslöschende Quarze, welche die Zwickel füllen. Vereinzelt treten in dieser mittelkörnigen holokristallinen Matrix bis zu 1 cm große Mikroklinphänokristen mit Plagioklaseinschlüssen auf, ebenso fein verzwillingte einschlußfreie Plagioklasphänokristen, die in ihrer Ausbildung den unmittelbar an den Orbiculkern sich anschließenden Plagioklasen ähnlich sind. Xenomorpher Biotit ist in diesen Matrixbereichen mit weniger als 10 Vol.% vertreten.

Dunklere Matrixbereiche, die in Form von 1 bis 2 cm großen Nestern, oder als bis zu 1 cm breite Lagen zwischen zwei Orbiculen auftreten, bestehen vorwiegend aus Biotit, der hier 50 bis 80 Vol.% einnimmt. Dazu kommt ein kräftig blaugrün gefärbter, frischer, hypidiomorpher Amphibol, der langprismatisch ausgebildet ist. In den helleren Matrixbereichen ist der Amphibol dagegen - wie auch im Orbiculkern - stärker in Biotit umgewandelt. In die biotitreichen Lagen sind bis zu 0.5 cm lange xenomorphe Titanite parallel zu Biotit und Amphibol eingeregelt.

Kurzprismatische bis nadelige idiomorphe Apatite (bis 0.2 mm lang) sind akzessorisch bei Biotiten und Amphibolen zu sehen. Dazu kommen metamikte Orthite und idiomorphe Zirkone, die in den Biotiten pleochroitische Höfe erzeugen.

Varietät mit Orbicultyp B

Die Orbiculitvarietät mit Orbiculen des Typs B (Abb. 55) steht im nördlichen und nordwestlichen Bereich des Aufschlusses an.

Die Orbiculkerne können nicht von denen des Typs A, wie sie oben beschrieben sind, unterschieden werden (Abb. 54).

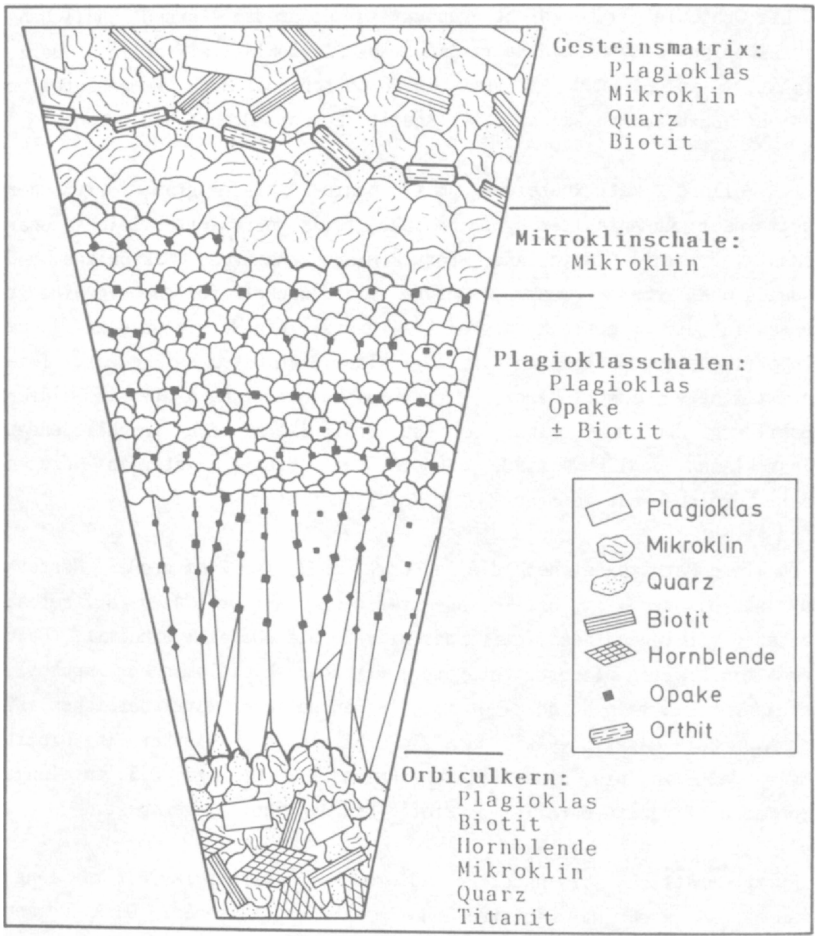


Abb. 54. Kuru: Schematische Darstellung des Orbiculaufbaus beim Orbiculittyp B. Für die einzelnen Teilbereiche des Gesteins wurden jeweils nur die wichtigsten gesteinsbildenden Minerale berücksichtigt. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Auch die Plagioklasschalen sind identisch mit denen des Typs A; lediglich in den äußeren Bereichen scheint der Biotitanteil etwas höher zu sein als bei Typ A, während die Opakphasen weniger häufig sind. Um

diese Plagioklasschale legt sich bei den Orbiculen des Typs B eine bis zu 2 cm breite Schale, die zu mehr als 95 Vol.% aus Mikroklin (vgl. Tab. 18) besteht, der bis zu 2 mm groß wird. Dazu kommt etwas Quarz und sehr wenig Biotit. Diskordante Anlagerung von Mikroklin an die konzentrischen Ilmenit-Magnetit-Bahnen ist bei den Orbiculen des Typs B deutlich ausgeprägt. Myrmekit findet man am Übergang vom Plagioklasbereich zum Mikroklinsaum.

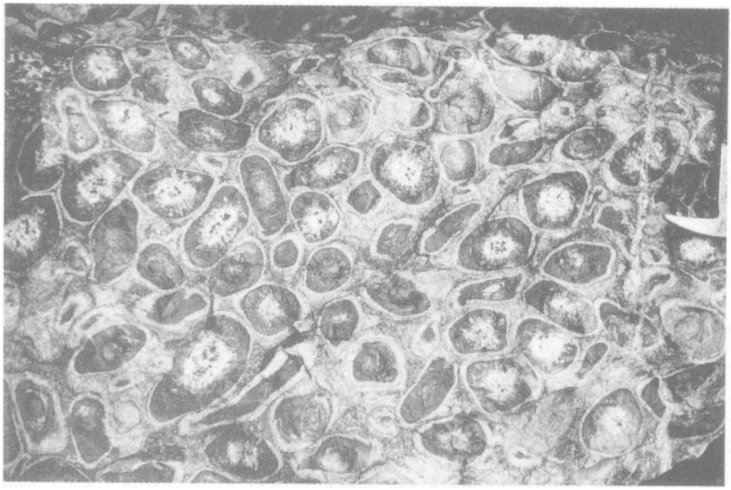


Abb. 55. Kuru: Varietät mit Orbiculen des Typs B. Maximaler Kugeldurchmesser etwa 25 cm.

Eine Besonderheit im Bereich dieses Mikroklinsaums sind zahlreiche, bis fast 2 mm große, idiomorphe, metamikte Orthite, die parallel zur Grenzfläche zwischen der Matrix und dem Mikroklinsaum netzartig die Orbicule umschließen (Abb. 56).

Makroskopisch sind die Mikrokline im mittleren und südlichen Aufschlußbereich - wahrscheinlich durch eine späte hydrothermale Überprägung - rötlich gefärbt, im nördlichen Bereich sind sie dagegen weiß. Hier, am weitesten vom Kontakt zum Nebengestein entfernt, kommt eine weitere sehr helle, ebenfalls bis zu 2 cm breite Schale hinzu, die aus graphisch miteinander verwachsenem Mikroklin und Quarz im Verhältnis

2:1 besteht. Insgesamt ist eine merkliche Zunahme der Orbiculgröße vom Kontakt zu den älteren Granitoiden bis zum kontaktfernsten Bereich zu sehen[1].

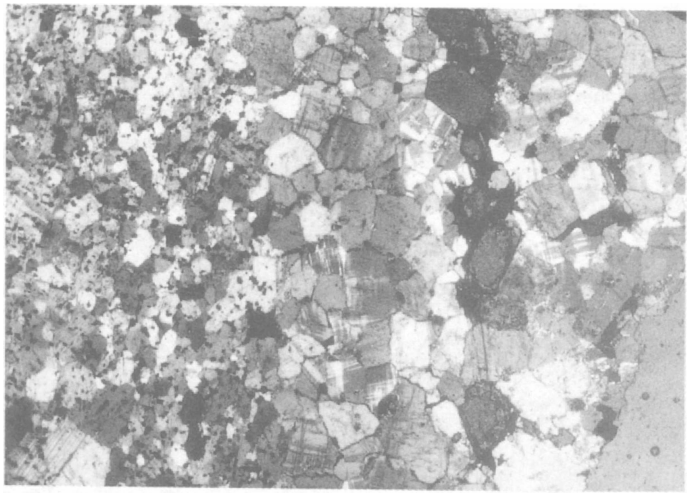


Abb. 56. Kuru: Orbicultyp B: Profilaufnahme von den äußeren Bereichen der von Opakphasen gespickten Plagioklasschalen (links) über die Mikroklinschale (mitte) bis zur Gesteinsmatrix (rechts). Auffällig sind perlschnurartig aufgereihte, idiomorphe, metamikte Orthite am Übergang vom Mikroklinsaum zur Matrix. Bildlängskante = 7 mm.

Feine sekundäre Risse, die durch die Plagioklasschalen gehen, sind mit Titanit und/oder Muskovitschüppchen ausgefüllt. Auch Biotit findet man vermehrt entlang solcher Risse.

Die mit der Entfernung vom Intrusivkontakt zunehmende Orbiculgröße ist beim Orbiculit von Kuru besser zu erkennen als bei den bisher besprochenen Vorkommen. Ein besonders eindrucksvolles Beispiel für das gleiche Phänomen findet man bei Moore & Lockwood (1973a).

Der Anteil der - auch hier sehr inhomogenen - Matrix am Gesamtgestein ist im Orbiculit des Typs B geringfügig größer als beim Typ A. Sie ist in Mineralbestand und Gefüge der Matrix des Typs A ähnlich, in der Regel aber deutlich mikroklin- und quarzreicher. Nach dem Modalbestand hat die Matrix granodioritische bis granitische Zusammensetzung. Orthite und Zirkone sind wesentlich häufiger als in der Matrix des Typs A. Die biotitreichen Partien sind dagegen seltener und enthalten keine frischen Amphibole. Die bis zu 1 cm großen Amphibolphänokristen sind hier bereits während der Kristallisation der Matrix zum größten Teil pseudomorph in Biotit und Epidot umgewandelt worden. Titanite wurden nicht beobachtet.

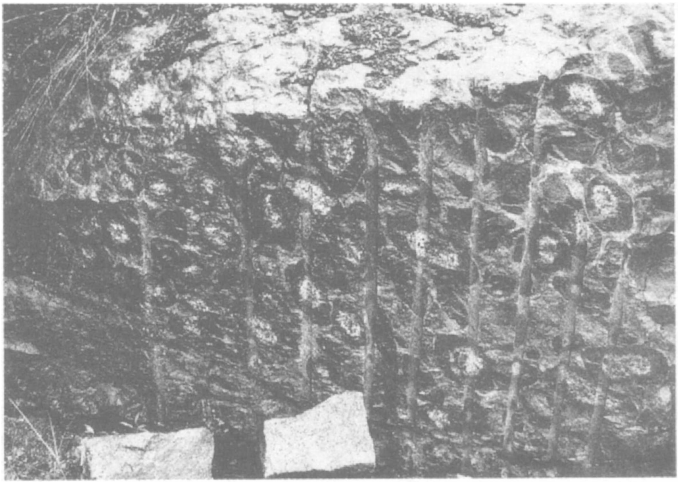


Abb. 57. Kuru: Fluidal eingeregelte Orbicule des Typs B im Kontaktbereich zum älteren Nebengestein (links). Bildausschnitt entspricht Punkt 4 in Abbildung 49.

Die Orbicule des Typs A sind in der Regel rundlich ausgebildet und zeigen kaum Deformationen. Dagegen zeigen die größeren Orbicule des Typs B syngenetische Deformationen und Rupturen, insbesondere in den kontaktnahen Bereichen des nördlichen Aufschlußbereiches (Abb. 57). Hier sind die Orbicule mehr oder weniger stark ausgelängt und parallel zum Kontakt in einer Art von Fluidalgefüge angeordnet. Gelegentlich sieht man von den Orbiculen abgetrennte Fragmente innerhalb der Matrix des Typs B schwimmen. Eine sehr anschauliche Darstellung dieser Phänomene gibt Maggetti (1976).

2.4.2. Gesteinschemie

Anhand der angefertigten Gesteinsanalysen, von denen ein repräsentativer Querschnitt in Tabelle 19 zusammengestellt ist, zeigt sich kein erkennbarer Unterschied zwischen den Orbiculkernen (Ku 18b; Ku 28b1 und Ku 19b) sowie den Plagioklasschalen (Ku 11b2; Ku 17b und Ku 22b2) der Orbicultypen A und B. Daher wurden die Daten für diese Bereiche des Orbiculits nicht nach Typ A und B unterschieden. Anders verhält es sich bei der Matrix, wo Typ A (Ku 22c; Ku 29c1 und Ku 29c2) und Typ B (Ku 11c2; Ku 13c1; Ku 13c3; Ku 24c3 und Ku 18c) gesondert betrachtet werden müssen.

Zusätzlich wurde je eine Analyse der Mikroklinschalen (Ku 11c1) und des Quarzmonzonits (Ku 23) angefertigt.

Aus Tabelle 19 kann man entnehmen, daß der M-Wert innerhalb der Matrix des Typs A (23 bis 25) und des Typs B (21 bis 28) in etwa gleich ist, während der Quarzmonzonit einen höheren M-Wert von 30 aufweist. In den Plagioklasschalen ist der M-Wert sehr gering (2 bis 3).

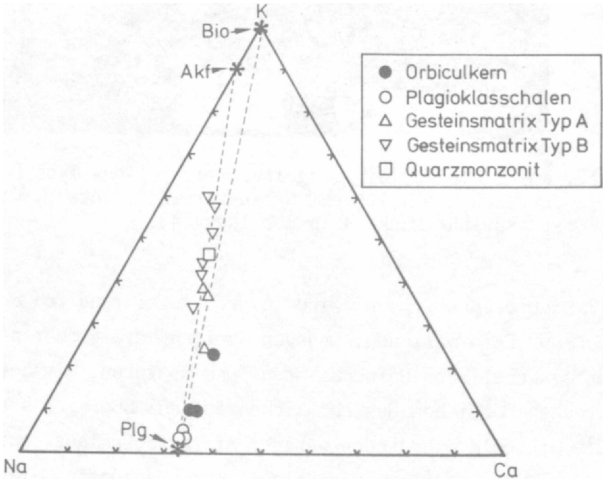


Abb. 58. Kuru: Ca-Na-K-Diagramm (Atomzahlproportionen). Projektionspunkte der Hauptphasen des Orbiculits sind durch (*) gekennzeichnet. Weitere Erläuterungen siehe Text.

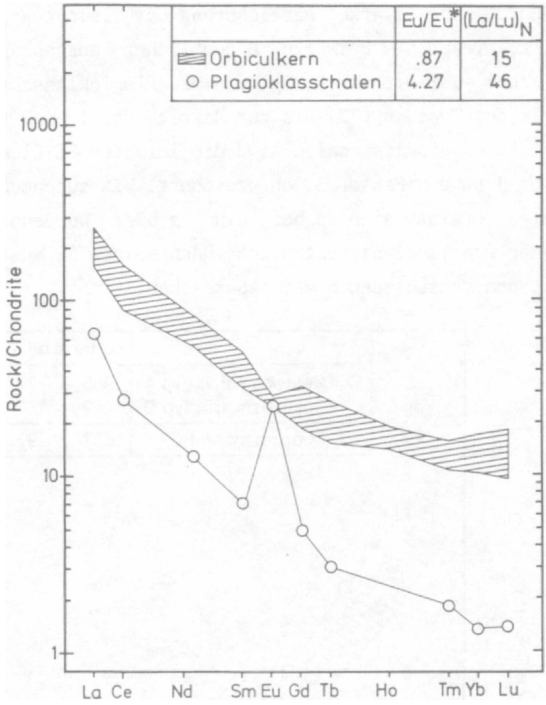


Abb. 59. Kuru: Chondritnormierte SE-Verteilungsmuster für Orbiculkern und Plagioklasschalen. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 8.

Im Ca-Na-K-Diagramm (Abb. 58) erkennt man gut die Heterogenität innerhalb der verschiedenen Matrixbereiche, wohingegen die Plagioklasschalen nahezu konstante Zusammensetzung zeigen. Der Quarzmonzonit weist ungefähr das gleiche Ca/Na-Verhältnis auf wie die Matrix.

In den SE-Diagrammen (Abb. 59 und 60) zeigt sich ein vollkommen anderes Bild als bei den bisher beschriebenen Vorkommen. Im Orbiculkern ist die Anreicherung der leichten SE-Elemente gegenüber den schweren SE-Elementen am geringsten. Das $(La/Lu)_N$-Verhältnis beträgt im Mittel 14.6. Die Plagioklasschalen enthalten - im Vergleich zu den anderen Bereichen - nur sehr geringe Mengen an SE-Elementen und sind durch eine starke

positive Europiumanomalie (Eu/Eu* = 4.27) gekennzeichnet. Die Matrix dagegen ist durch eine starke Anreicherung der leichten SE-Elemente charakterisiert. Diese ist beim Typ B deutlicher ausgeprägt als beim Typ A. Das $(La/Lu)_N$-Verhältnis steigt von den Plagioklasschalen (46.4) über die Matrix des Typs A (72) bis zur Matrix des Typs B (176) stark an. Gegenüber den Plagioklasschalen sind die leichten SE-Elemente in der Matrix des Typs B um den Faktor 30 angereichert. Mit zunehmendem Gehalt an SE-Elementen ergibt sich dabei eine größer werdende negative Eu-Anomalie. Der Quarzmonzonit entspricht nach seinem SE-Muster in etwa dem Mittel aus den verschiedenen Matrixbereichen.

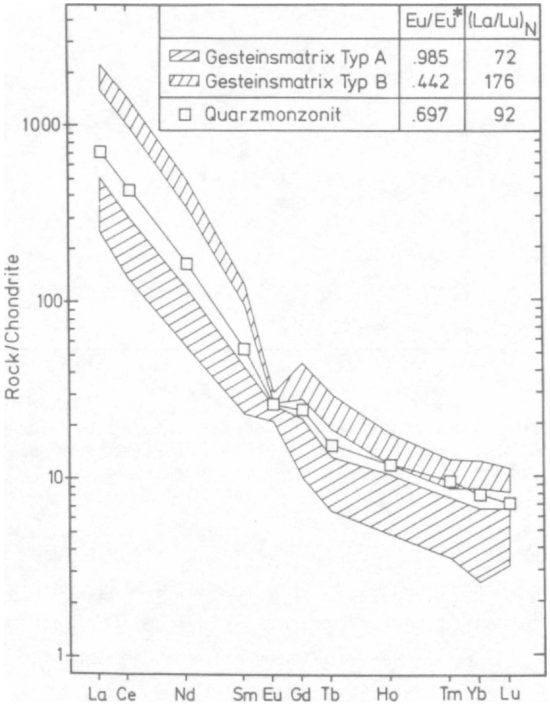


Abb. 60. Kuru: Chondritnormierte SE-Verteilungsmuster für die Matrix des Orbiculits und den Quarzmonzonit. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 8.

In den Spiderdiagrammen (Abb. 61 und 62) zeigt sich der orogene Charakter des Orbiculits, der insbesondere durch die negative Nb-Ta-Anomalie in der Matrix und im Quarzmonzonit dokumentiert wird. Die enge genetische Zusammengehörigkeit von Orbiculit und Quarzmonzonit wird durch die nahezu parallel verlaufenden Muster belegt (Abb. 62).

Die Plagioklasschalen zeigen auch in dieser Darstellung erhebliche Unterschiede zu den Matrixbereichen und dem Quarzmonzonit. Bis auf Sr und Ti sind alle Elemente stark in der Matrix angereichert und weisen in den Plagioklasschalen die geringsten Konzentrationen auf. Dies gilt neben den oben genannten SE-Elementen insbesondere für die Alkalien. Wie bei den anderen Vorkommen ist auch in Kuru eine extreme Anreicherung von Zr in der Matrix festzustellen. Die Anreicherung in der Matrix des Typs B gegenüber den Plagioklasschalen erreicht den Faktor 100.

Geht man davon aus, daß die ersten Orbicule in einem Magma gebildet wurden, das eine dem Quarzmonzonit ähnliche Zusammensetzung hatte, dann kann man fordern, daß die Pauschalzusammensetzung des Orbiculits in etwa dem Quarzmonzonit entspricht. Um dies genau nachvollziehen zu können, müßte man die chemischen Analysen über den gesamten Aufschlußbereich mit seinen unterschiedlichen Orbicul- und Matrixtypen integrieren und mit dem Quarzmonzonit vergleichen.

Auch ohne diese Berechnungen kann bereits der Vergleich der vorhandenen Daten entsprechende Argumente liefern. Die Elemente Si, K, Ba, Rb, Th, U, Zr, Hf und die SE-Elemente sind in der Gesteinsmatrix relativ zu den Orbiculschalen stark angereichert (vergleiche Abb. 61 und 62). Der Quarzmonzonit weist für all diese Elemente Konzentrationen auf, die zwischen den Werten der Orbiculschalen und der Gesteinsmatrix liegen.

Umgekehrt verhält es sich bei den Elementen Sr und Ti, die nach Abbildung 61 in den Plagioklasschalen im Vergleich zu den benachbarten Elementen angereichert sind. In der Gesteinsmatrix des Orbiculittyps B (die im Aufschlußbereich den weitaus größten Teil der Matrix bildet) hingegen ist bei beiden Elementen eine stark negative Anomalie festzustellen (Abb. 62). Auch für die in den Orbiculschalen angereicherten Elemente Al und Fe nimmt der Quarzmonzonit eine intermediäre Stellung zwischen Schalen und Matrix ein. Lediglich der Mg-Gehalt und der berechnete gemittelte M-Wert des Orbiculitkomplexes ist kleiner als der im Quarzmonzonit bestimmte Wert (vgl.Tab. 19).

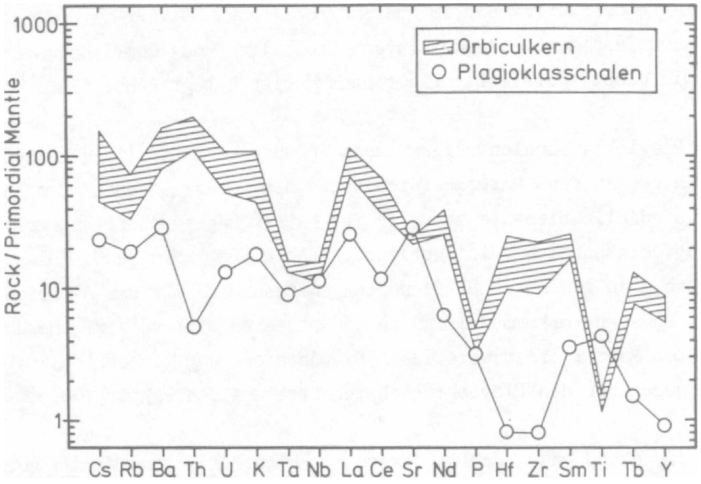


Abb. 61. Kuru: Spiderdiagramme für Orbiculkern und Plagioklasschalen. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 9.

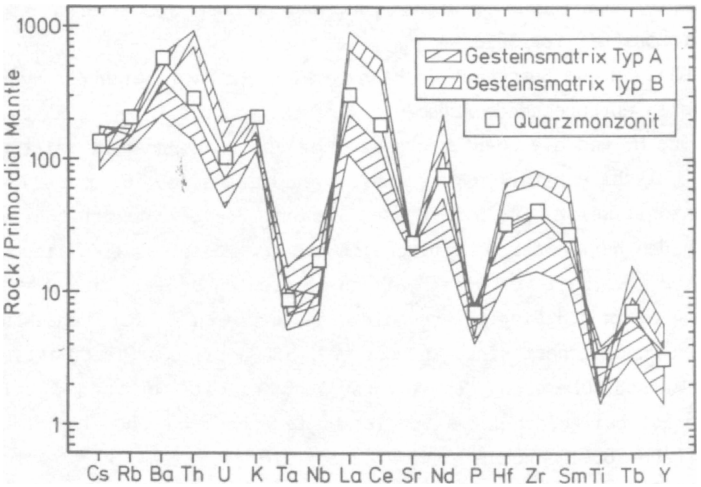


Abb. 62. Kuru: Spiderdiagramme für die Matrix des Orbiculits und den Quarzmonzonit. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 9.

2.4.3. Mineralchemie

Mit der Mikrosonde konnten die Hauptphasen aller Gesteinsbereiche des Orbiculits und des Quarzmonzonits systematisch analysiert werden. Die Ergebnisse sind in den Tabellen 20 bis 26 zusammengefaßt.

Alkalifeldspat: Die gemittelten Analysen sind in Tabelle 20 aufgeführt. Das Na/K-Verhältnis schwankt nur sehr wenig, das Or:Ab-Verhältnis liegt im Mittel für alle Gesteinsbereiche bei etwa 90:10.

Während die Alkalifeldspäte nahezu kein Ca und Fe enthalten, ist deutlich Ba vorhanden. Im Orbiculkern findet man dabei im Mittel signifikant weniger BaO (0.68 Gew.%) als im Mikroklinsaum (0.91 Gew.%) und in der Matrix (0.97 Gew.%). Der höchste mittlere BaO-Gehalt ist im Quarzmonzonit festzustellen (1.26 Gew.%). Die kontinuierliche Zunahme des BaO-Gehaltes bei fortschreitender Kristallisation wird auch aus Abbildung 63 ersichtlich.

Der hohe BaO-Gehalt im Alkalifeldspat wird auch durch die Gesteinsanalyse des Mikroklinsaumes in Tabelle 19 belegt. Der mittlere BaO-Gehalt beträgt hier fast 1 Gew.%.

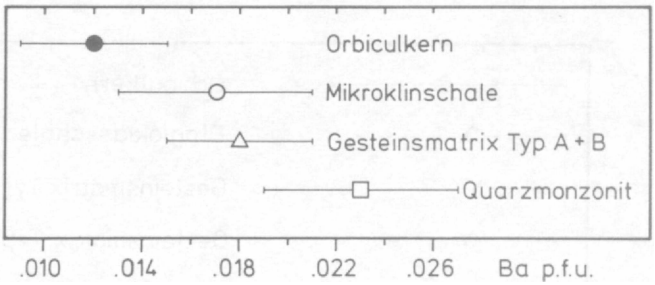


Abb. 63. Kuru: Ba-Gehalt (pro Formeleinheit) im Alkalifeldspat. Dargestellt sind jeweils die Mittelwerte aller Analysen in den verschiedenen Teilbereichen. Balken geben die Standardabweichung (1 s) an.

Eine mögliche Erklärung für die Zunahme des Ba-Gehaltes vom Orbiculkern bis zur Gesteinsmatrix ist die Anreicherung von Ba vor der kristallisierenden Plagioklasfront (siehe Diskussion in Kapitel 3.5.), was bedeutet, daß der Verteilungskoeffizient (Festkörper/Schmelze) deutlich kleiner als 1 ist. Dies führt dazu, daß bei der beginnenden Kristallisation der Mikroklinschale deutlich mehr Ba in den Alkalifeldspat eingebaut werden kann als bei den früh kristallisierten Alkalifeldspäten in den Orbiculkernen. Alternativ wäre denkbar, daß nachdringendes quarzmonzonitisches Magma u.a. höhere Ba-Gehalte aufweist und somit den Chemismus der spät kristallisierenden Alkalifeldspäte bestimmt.

Plagioklas: Die Mittelwerte der Plagioklasanalysen für die verschiedenen Bereiche sind in Tabelle 21 zusammengefaßt. Insgesamt konnten nur sehr geringe Schwankungen des An-Gehaltes zwischen 29 und 35 Mol.% beobachtet werden, wobei im Orbiculkern und in der Matrix die An-Gehalte im Kern eines Kristalls (32 bis 35 Mol.%) tendenziell etwas höher sind als am Rand (29 bis 33 Mol.%). Lediglich eine von etwa 150 Analysen (in Tab. 21 und Abb. 64 nicht berücksichtigt) wies in der Plagioklasschale einen An-Wert von 40 Mol.% auf und lag somit deutlich höher als alle anderen Werte. Der Befund von Simonen (1966), wonach der Plagioklas in der granitisch zusammengesetzten Gesteinsmatrix des Typs B deutlich geringere An-Gehalte aufweist als in den anderen Gesteinsbereichen, kann nicht bestätigt werden.

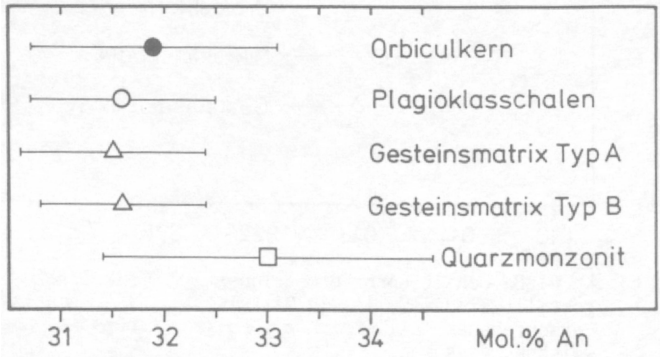


Abb. 64. Kuru: Mol.% Anorthit im Plagioklas. Dargestellt sind jeweils die Mittelwerte aller Analysen in den verschiedenen Teilbereichen. Balken geben die Standardabweichung (1 s) an.

Betrachtet man die Mittelwerte im An-Gehalt von Orbiculkern, -schale und den verschiedenen Matrixbereichen, so kann keinerlei Unterschied festgestellt werden (Abb. 64). Nur im Quarzmonzonit ist der mittlere An-Gehalt mit 33 Mol.% geringfügig höher als im Orbiculit (31 bis 32 Mol.%).

Der K-Gehalt überschreitet nie einen Wert von 0.02 pro Formeleinheit.
BaO und Fe_2O_3 sind fast ausnahmslos zu weniger als 0.15 Gew.% vertreten und weisen keine systematische Variation innerhalb des Gesteins auf.

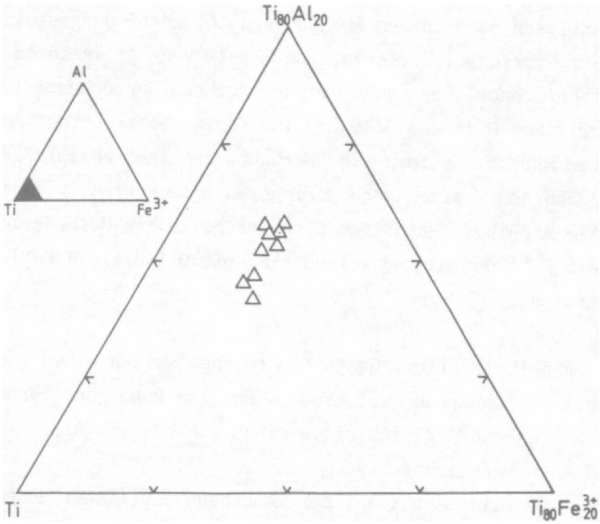


Abb. 65. Kuru: Kationenverhältnisse im Ti-Al-Fe-Dreieck (nach Tulloch 1979) für Titanite aus dem Orbiculit (nur Matrix Typ A). Weitere Erläuterungen siehe Text.

Titanit: In Abbildung 65 sind die Projektionspunkte im Ti-Al-Fe3-Diagramm nach Tulloch (1979) dargestellt. Der Mittelwert dieser Analysen, die alle in der Matrix von Orbiculittyp A gemessen wurden, ist Tabelle 22 zu entnehmen. Da die Summen bei etwa 98 Gew.% liegen, ist anzunehmen, daß noch andere nicht gemessene Elemente in beträchtlicher Menge in diesen Titaniten zu finden sind. Dies mag die mit 3.049 deutlich zu hohe Kationenbesetzung in der Mineralformel erklären.

Es zeigt sich, daß die Titanite, obwohl nicht sekundär, relativ viel Al enthalten. Im Vergleich dazu zeigen Titanite aus vielen anderen Magmatiten geringere Al-Gehalte. Eine Zonierung der Körner vom Kern zum Rand konnte nicht beobachtet werden. Die Fe^{3+}-Gehalte sind relativ konstant, eine geringe Variation ist lediglich im Verhältnis von Al zu Ti zu bemerken (Abb. 65).

Hornblende: Mittelwerte von Analysen aus Orbiculkernen und Matrix des Typs A sind in Tabelle 23 aufgelistet, wobei jeweils nach Kornrand und -kern unterschieden wurde. Die diesen Mittelwerten zugrunde liegenden Einzelanalysen sind in den Abbildungen 66 und 67 dargestellt.

Die Strukturformel wurde auf der Basis von 13 Kationen (ohne Ca, Na und K) berechnet. Der nach dieser Methode errechnete Oxidationsgrad liegt zwischen 0.14 und 0.19 und ist somit recht gering. Andere Berechnungarten würden - sofern sie überhaupt zu einer akzeptablen Kationenbesetzung führten - einen noch geringeren errechneten Oxidationsgrad ergeben. Alle Amphibole enthalten nach der gewählten Methode in der M4-Position kein Fe^{2+} und Mn und weisen eine mit 0.5 bis 0.6 Kationen besetzte A-Position auf.

Die Amphibole aller Gesteinsbereiche weisen einen deutlichen und gleichartigen Zonarbau auf. Vom Kern zum Rand der Körner nimmt der M-Wert ab, während gleichzeitig eine Zunahme von Al (Abb. 66) und auch Al^{IV} zu verzeichnen ist. In der Gesteinsmatrix ist der Zonarbau deutlicher ausgeprägt als in den Orbiculkernen. Während sich die Kerne der Amphibole in ihrer chemischen Zusammensetzung kaum unterscheiden, findet man in den Amphibolrändern der Gesteinsmatrix deutlich weniger Mg und Ti, mehr Al_{tot} und ein geringeres Na/K-Verhältnis als in den Amphibolrändern der Orbiculkerne (Abb. 67).

Es wird davon ausgegangen, daß die Kerne sämtlicher Amphibole (auch in der Matrix) bereits früh kristallisierten und daher eine ähnliche Zusammensetzung aufweisen. Die Ränder der Amphibole in der Gesteinsmatrix konnten sich erst nach der Kristallisation der Plagioklasschalen bilden. Zu diesem Zeitpunkt war es in der Schmelze zu einer starken Verarmung an Ti (durch Kristallisation des Titanomagnetits) und zu einem Absinken des Na/K-Verhältnisses (durch Kristallisation von Plagioklas) gekommen. Dies

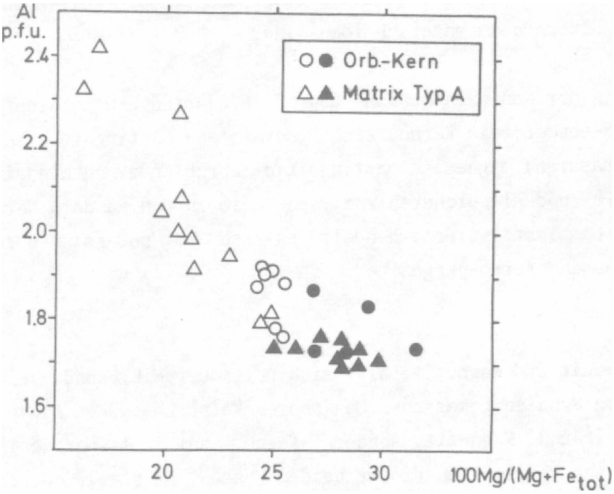


Abb. 66. Kuru: M-Wert gegen Al-Gehalt (pro Formeleinheit) in Amphibolen. Ausgefüllte Symbole stellen Kernanalysen, offene Symbole Randanalysen dar. Weitere Erläuterungen siehe Text.

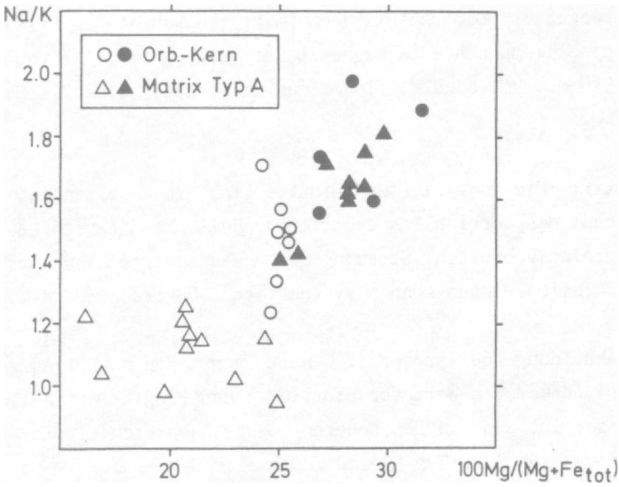


Abb. 67. Kuru: M-Wert gegen das Verhältnis von Na/K in Amphibolen. Ausgefüllte Symbole stellen Kernanalysen, offene Symbole Randanalysen dar. Weitere Erläuterungen siehe Text.

spiegelt sich in der chemischen Zusammensetzung der Ränder der Matrix-amphibole wider, die deutlich von den Rändern der Amphibole in den Orbiculkernen zu unterscheiden sind.

Nach der Nomenklatur von Leake (1978) sind die meisten der Amphibole (insbesondere die Kerne) als "(potassian) hastingsitic hornblende" bis "(potassian) magnesian hastingsitic hornblende" zu klassifizieren. Bei den Fe- und Al-reichsten Analysen, die in den Rändern der Matrixamphi-bole bestimmt wurden, handelt es sich um "potassian-hastingsite" bis "potassian-ferro-pargasite".

Ilmenit und Magnetit: Wie sich unter der Mikrosonde zeigte, sind die in den Schalen gemessenen Opakphasen keine homogenen Einzelkristalle von Ilmenit und Magnetit, sondern feine, zum Teil nur wenige µm breite Entmischungslamellen dieser beiden Phasen. Es scheint daher wahrscheinlich, daß sich beide Phasen im Subsolidusbereich als Entmischungen aus einem vorher stabilen Titanomagnetit bildeten und somit keine Rückschlüsse auf Kristallisationsbedingungen erlauben. Einige repräsentative Analysen von Ilmenit und Magnetit sind in den Tabellen 24 und 25 zusammengefaßt. Der Anteil von Hämatitkomponente im Ilmenit bzw. von Ulvöspinellkomponente im Magnetit ist sehr gering. Während der Ilmenit um 1.9 Gew.% MnO enthält, findet man im Magnetit etwa 0.2 Gew.% an Cr_2O_3 und V_2O_3.

Biotit: Die analysierten Biotite (Tab. 26) weisen in verschiedenen Bereichen des Orbiculits deutliche chemische Unterschiede auf. Trotz einer relativ breiten Streuung der Analysenwerte innerhalb eines einzelnen Teilbereiches können systematische Unterschiede erkannt werden.

In Abbildung 68 ist der Ti-Gehalt gegen den M-Wert aufgetragen. Man erkennt, daß der M-Wert der Biotite in den Plagioklasschalen signifikant niedriger ist als in den anderen Gesteinsbereichen. Die Matrixbiotite weisen von Typ A zu Typ B eine Zunahme im M-Wert auf, während der Ti-Gehalt gleichzeitig weiter abnimmt. Den absolut höchsten M-Wert findet man im Quarzmonzonit. Die Biotite im Orbiculkern entsprechen im M-Wert in etwa denen der Matrix, weisen jedoch im Mittel einen etwas höheren Ti-Gehalt auf.

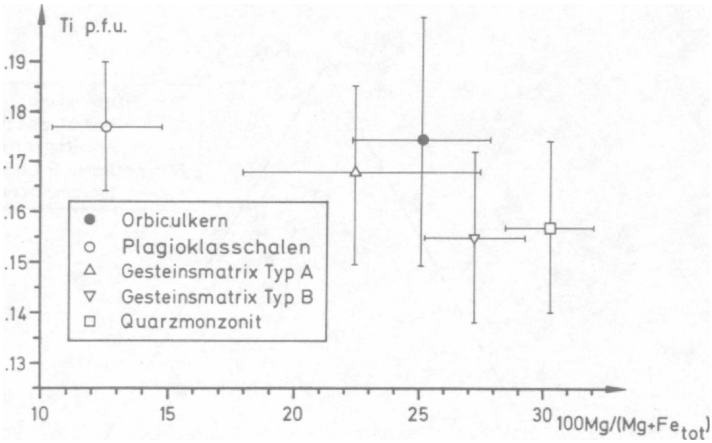


Abb. 68. Kuru: M-Wert gegen Ti-Gehalt für Biotite. Die dargestellten Punkte entsprechen den Mittelwerten in den einzelnen Bereichen. Die Balken geben die Standardabweichung (1 s) an.

Die Biotite der Plagioklasschalen sind nicht nur durch den geringeren M-Wert, sondern auch durch signifikant höhere Gehalte an Al^{VI} von den anderen Biotiten zu unterscheiden.

Die Streubreite der Analysenwerte wird durch die Darstellung im $Al^{VI}Fe^{3+}Ti$ - Fe^{2+} - Mg - Dreieck (Abb. 69) verdeutlicht. Hier sieht man, daß die Analysenfelder der Biotite aus Orbiculkern und Matrix des Typs A sich überlappen, während die Biotite aus der Matrix des Typs B chemisch bereits zu denen des Quarzmonzonits überleiten.

Ein ausgeprägter Zonarbau innerhalb einzelner Körner konnte nicht festgestellt werden. Lediglich der Ti-Gehalt nimmt bei den meisten Biotitkörnern vom Kern zum Rand hin leicht ab, während der M-Wert in gleicher Richtung, insbesondere bei der Matrix des Typs B, etwas zunimmt.

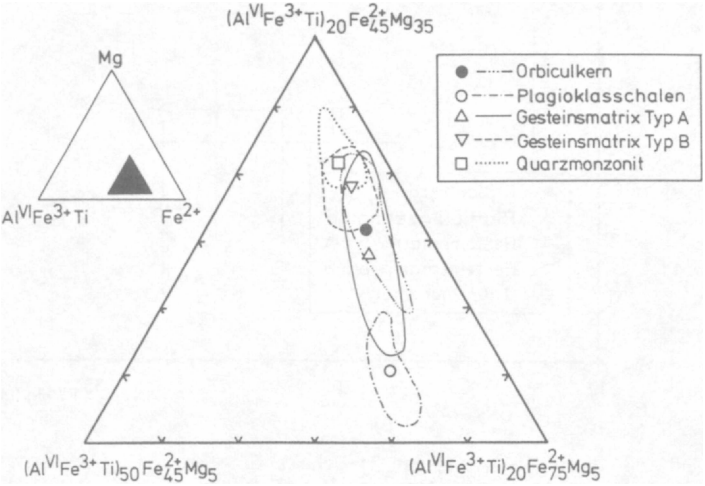


Abb. 69. Kuru: Zusammensetzung der Biotite im Diagramm nach Foster (1969). Die eingezeichneten Felder entsprechen den Streubreiten innerhalb der einzelnen Bereiche. Daneben sind die jeweiligen Mittelwerte (Einzelsymbole) eingezeichnet.

2.5. Großgerungs

Der sehr exotische Cordierit-Orbiculit aus Großgerungs im Waldviertel (Österreich) ist nur aus einigen Lesesteinen bekannt. Die wenigen gefundenen Stücke befinden sich heute fast ausschließlich in Museen, Instituten oder in privaten Sammlungen.

Von dieser mineralogisch und chemisch sehr außergewöhnlich zusammengesetzten Orbiculitvarietät sind aus der Literatur zwei weitere Vorkommen beschrieben worden. Sowohl der Cordierit-Orbiculit aus dem Fichtelgebirge (Bausch 1983) als auch der aus Japan (Yoshiki 1933, Kawano 1933) sind nahezu identisch mit dem Orbiculit von Großgerungs. Dies gilt nicht nur in Bezug auf die mineralogische, sondern auch auf die chemische Zusammensetzung des Orbiculits (siehe unten).

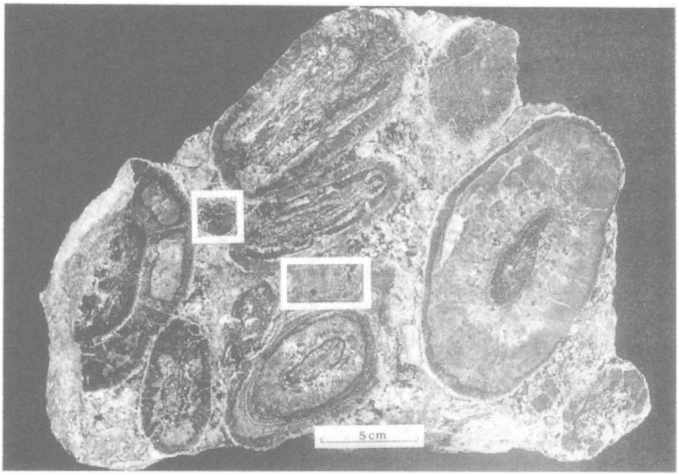


Abb. 70. Cordierit-Orbiculit von Großgerungs: Um die reliktischen Gneiskerne legt sich die Cordieritschale. In der dioritischen Matrix finden sich fingergroße, idiomorphe Cordieritkristalle (eingerahmt).

2.5.1. Petrographie

Die hervorragende, detaillierte petrographische Bearbeitung des Orbiculits von Großgerungs von Thiele (1971) bedarf nur weniger Ergänzungen und soll daher an dieser Stelle nur kurz zusammengefaßt werden:

Im Kem der Orbicule findet man einen Cordierit-Plagioklas-Biotitgneis, der teils erhebliche Mengen Sillimanit, seltener Korund und Andalusit führt. Auch Apatit und Graphit sind gelegentlich sichtbar.

Um den Kem legt sich eine bis zu 3 cm mächtige Schale von säuligem, überwiegend radial nach außen wachsendem Cordierit (Abb. 70), der eine Unzahl kleiner Apatitkörnchen enthält (vgl. Tab 27). Quarz füllt die Zwickel zwischen den Cordieritsäulen, insbesondere nahe am Orbiculkern. In dieser Cordieritschale finden sich gelegentlich konzentrische Lagen mit Muskovit und/oder Biotit. Sporadisch sieht man in den Schalen bis zu 1 cm große, hypidiomorphe Granate, die ebenfalls viele kleine Apatite einschließen.

Bei einigen Orbiculen ist zwischen dem eigentlichen Kem und den Orbiculschalen ein weiterer, bis zu 1 cm breiter Saum zu sehen, der in mehrere Teilbereiche untergliedert werden kann. Nahe am Kern sind vorwiegend Cordierit (mit Apatiteinschlüssen), Quarz und Biotit sichtbar, darauf folgt in der Regel eine Zone, die reich an Muskovit und Quarz ist. Eine etwa 2 mm mächtige Biotitzone mit scharfer Grenze zur Orbiculschale schließt sich an. Diese Biotitzone enthält knapp 10 Vol.% Apatit.

Die heterogene dioritische Matrix zwischen den Orbiculen besteht zu 70 Vol.% aus Plagioklas. Dazu kommen Biotit und Quarz, sowie als Akzessorien Muskovit, Apatit, Zirkon und Opakphasen. Der Plagioklas ist zonar gebaut. Fingerdicke, idiomorphe Cordieritkristalle, die von einer apatitreichen Biotithaut ummantelt sind, schwimmen in dieser ansonsten gleichkörnigen dioritischen Matrix. Im Kern dieser Cordierit-Großkristalle findet man Korund, der als Kristallisationskeim gedient haben

dürfte. Während die Cordierit-Großkristalle im Kern frei von weiteren Einschlüssen sind, enthalten sie in den äußeren Zonen viel Apatit. Auch einige, zum Teil stark verfältelte Biotitgneisrelikte sind in der Matrix vorhanden.

2.5.2. Gesteinschemie

Haupt- und Spurenelementanalysen von einem Gneiskern (GG 5c), zwei Orbiculschalen (GG 3b und GG 5b) und einem Matrixbereich (GG 6a) sind in Tabelle 28 zusammengefaßt.

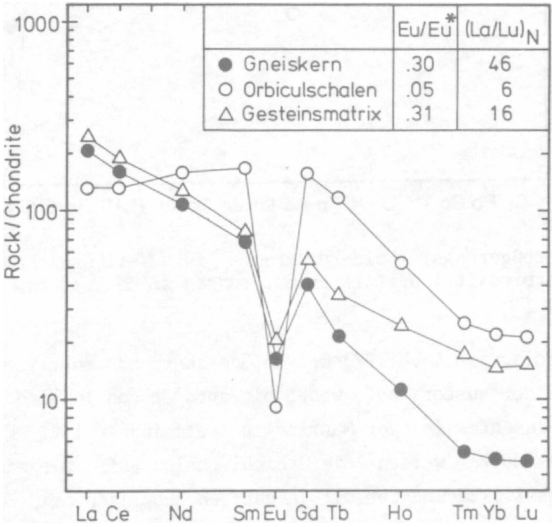


Abb. 71. Großgerungs: Chondritnormierte SE-Verteilungsmuster für Teilbereichsanalysen des Orbiculits. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 8.

Auffällig ist die starke Anreicherung von P_2O_5 in den Orbiculschalen. Die SE-Verteilung zwischen Kern, Schalen und Matrix ist in Abbildung 71 dargestellt. Das SE-Muster für die Schalen spiegelt die zahlreichen Apatite mit deren Vorliebe für die mittleren SE-Elemente wieder. In allen Gesteinsbereichen ist eine deutliche negative Eu-Anomalie festzustellen.

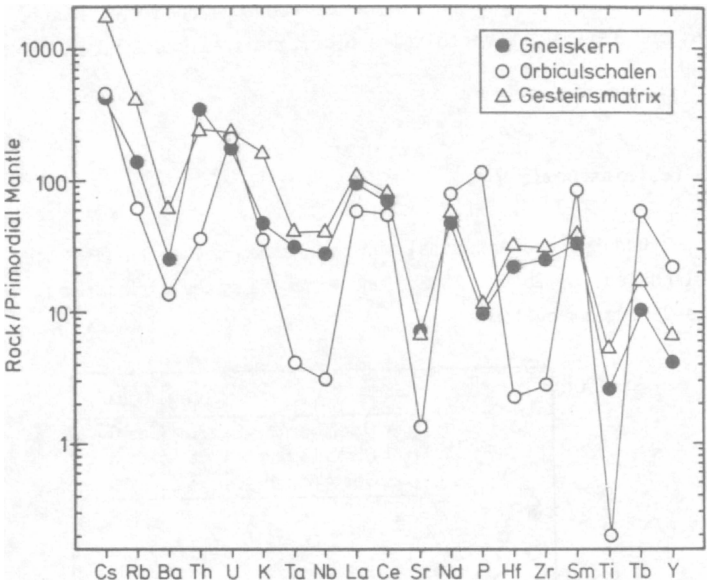


Abb. 72. Großgerungs: Spiderdiagramme für Teilbereichsanalysen des Orbiculits. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 9.

Im Spiderdiagramm (Abb. 72) weisen Gneiskern und Matrix einen parallelen Verlauf der Muster auf, wobei bis auf Sr und Th eine Anreicherung der Spurenelemente in der Matrix zu verzeichnen ist. Ein erheblich abweichendes Muster weisen die Orbiculschalen auf, die ein deutlicher ausgeprägtes Zickzackmuster mit negativen Anomalien bei Ba, Sr und Ti haben, hinzu kommt die negative Nb-Ta-Anomalie. Für Zr und Hf beobachtet man auch hier in der Matrix eine Anreicherung um den Faktor 10 gegenüber den Orbiculschalen.

Nach Kawano (1933) enthält die apatitreiche Cordieritschale des japanischen Vorkommens 2.5 Gew.% P_2O_5, 5.12 Gew.% MgO, 6.52 Gew.% FeO und 1.15 Gew.% Fe_2O_3 Dies entspricht einem M-Wert von 58 und ist somit identisch mit dem M-Wert von Großgerungs.

2.5.3, Mineralchemie

Mit der Mikrosonde wurden die Hauptphasen entlang eines Profils vom Kern eines Orbiculs über die Orbiculschalen bis zur Gesteinsmatrix analysiert, Aus den ca. 120 angefertigten Analysen, die in den Tabellen 29 bis 32 zusammengefaßt sind, ergibt sich folgendes Bild:

Cordierit: Der Cordierit in der Orbiculschale ist sehr homogen zusammengesetzt. Lediglich die innersten 2 mm der Schale, (Spalte 2 in Tab. 29) weisen einen geringfügig - aber signifikant - höheren M-Wert (60) auf als der Rest der Schalen, der einen konstanten M-Wert von etwa 58 zeigt. Die höchsten Na- und K-Gehalte wurden in den Cordieriten der äußeren Zonen der Orbiculschale bestimmt. Im Bereich des Gneiskerns ist der Cordierit geringfügig Mg-reicher und Fe-ärmer (M-Wert um 60) als in den Orbiculschalen.

Die fingerdicken Cordierite in der Matrix weisen einen geringen Zonarbau auf. Im Kern (apatitfrei) sind erhöhte M-Werte (um 63) festzustellen , während die Ränder, in denen viele Einschlüsse von Apatit vorhanden sind, M-Werte um 60 haben.

Biotit: Auch der Biotit (Tab. 30) zeigt kaum Schwankungen im Fe- und Mg-Gehalt. Er hat im Gneiskern die gleiche Zusammensetzung wie in der Matrix. Wie beim Cordierit ist auch beim Biotit in den Orbiculschalen der M-Wert (45) etwas geringer als in der unmittelbar zum Kern hin anschließenden apatitreichen Biotitzone (47).

Muskovit: Im Vergleich zu den Muskoviten aus dem Kernbereich der Orbicule zeigen die Muskovite (Tab. 31) der Orbiculschale insbesondere in den äußeren Zonen erhöhte Na-Gehalte und weniger Ti und Al. Bezüglich Mg und Fe konnten keine Unterschiede zwischen den einzelnen Bereichen gefunden werden.

Plagioklas: Die zonaren Plagioklase der Matrix haben einen Ca-reichen Kern mit An-Gehalten um 50 Mol.% (Tab. 32). Um diese Kerne legt sich ein Oligoklas mit etwa 29 Mol.% Anorthit. Zwischenglieder konnten nicht gefunden werden. Die analysierten Plagioklase im Bereich des Kernes sind ausschließlich Oligoklase mit einem mittleren An-Gehalt von 28 Mol.%.

2.6. Romsaas

Das noritische Orbiculitvorkommen von **Romsaas** (Norwegen), von Meinich (1879) und Hiortdahl (1879) erstmals beschrieben, wurde von Bugge (1906) ausführlich petrographisch bearbeitet. Weitere Publikationen, die sich mit diesem präkambrischen Vorkommen beschäftigen, stammen von Vogt (1921) und Carstens (1957).

2.6.1. Verbandsverhältnisse und Petrographie

Der Orbiculit bildet eine Randfazies innerhalb einer etwa 350 x 150 m großen Noritkuppe. In der näheren Umgebung stehen Gneise und Schiefer an.

Der gesamte Noritkomplex ist unter den Bedingungen der Amphibolitfazies metamorph überprägt. Neben Bereichen, in denen kaum magmatische Relikte erhalten sind, finden sich andere, wo ein Großteil der primären magmatischen Phasen reliktisch erhalten ist.

Da der Norit insbesondere im westlichen und südwestlichen Bereich der Kuppe größere Mengen (bis zu 15 Vol.%) an Ni-haltigem Magnetkies enthält, wurde hier bis zum Ende des letzten Jahrhunderts intensiver Bergbau betrieben. Im Gelände ist klar zu erkennen, daß der Orbiculit ausschließlich zwischen dem stark vererzten Norit und den älteren Gneisen ansteht. Dies wird auch aus einer von Bugge (1906) publizierten Kartenskizze ersichtlich.

Innerhalb der Noritkuppe lassen sich verschiedene **Norittypen** unterscheiden. Plagioklasreiche Norite, die im nördlichen und südöstlichen Teil anstehen, sind kaum oder gar nicht vererzt. Der Plagioklasanteil beträgt in diesen mittelkörnigen Bereichen bis zu 50 Vol.%.

Bronzitreichere Norite, die man in erster Linie in den Dachregionen des Intrusivkomplexes findet, sind in der Regel deutlich grobkörniger ausgebildet; die Bronzite werden bis zu 5 mm groß. Die Zwickelmasse

zwischen diesen großen, früh kristallisierten Pyroxenen beziehungsweise Anhäufungen von kleineren Pyroxenen bildet der mengenmäßig zurücktretende Plagioklas. In diesen makroskopisch fleckig wirkenden Noriten ist eine Kugelstruktur angedeutet.

Feinkörnige, bis zu einem Meter mächtige Ganggesteine, die heute als Granatamphibolite vorliegen, durchschlagen die Noritkuppe und den Orbiculit. Eine Fortsetzung dieser Gänge in die Gneise ist nicht aufgeschlossen.

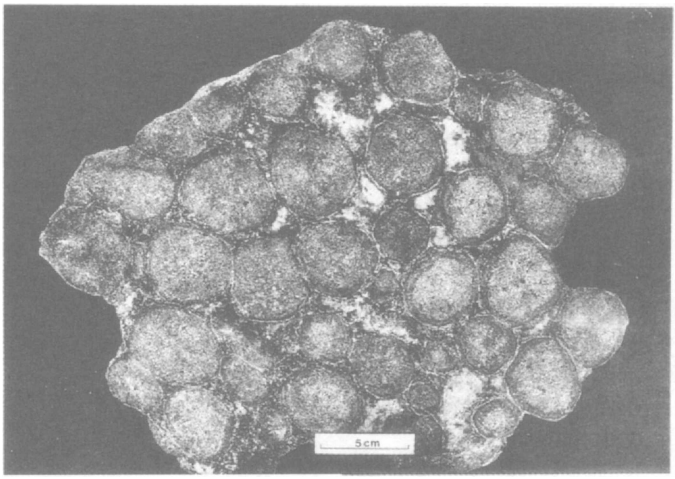


Abb. 73. Romsaas: Großkugelige Varietät.

Beim Orbiculit kann man erkennen, daß die größten **Orbicule** (bis zu 8 cm) unmittelbar im Kontaktbereich zu den älteren Gneisen anstehen, während die Orbiculdurchmesser zum Inneren des Intrusivkörpers kleiner werden. Die Orbicule bestehen fast ausschließlich aus grobkörnigem, nicht zonar gebautem Bronzit, der radialstrahlig ausgebildet ist. Sofern ein Kem in den Orbiculen überhaupt erkennbar ist, besteht dieser aus einzelnen Kristallen von Bronzit und Plagioklas. Oftmals ist ein bis zu 1 cm großer sulfidischer Kern zu sehen.

Die Matrix besteht im wesentlichen aus grobkörnigem Plagioklas und Biotit, dazu kommen Quarz und Apatit. Der Biotit findet sich bei den größten Orbiculen bevorzugt als Saum um die Orbicule, während der Plagioklas die Zwickel füllt. Die mineralogische Differenzierung von Orbiculen und Matrix ist bei den größten Orbiculen (Proben Ro 2 und Ro 36 in Tabelle 33) besonders auffällig. Die Matrix ist hier nahezu frei von Bronzit. Bei kleineren Orbiculen erreicht hingegen auch in der Matrix der modale Anteil an Bronzit lokal bis zu 30 Vol.%.

Nach Carstens (1957) gibt es einen kontinuierlichen Übergang zwischen dem normalstrukturierten Norit über die kleineren Orbicule bis zu den großen Orbiculen mit der nahezu bronzitfreien Matrix.

2.6.2. Gesteinschemie

Während Mineralanalysen wegen der amphibolitfaziellen Überprägung des gesamten Norits wenig sinnvoll erscheinen, können Gesamtgesteinsanalysen Hinweise auf genetische Zusammenhänge zwischen Orbiculit und Norit geben. Es wird dabei davon ausgegangen, daß die Pauschalchemie der verschiedenen Gesteinsbereiche durch die metamorphe Überprägung nicht allzu stark modifiziert wurde.

In Tabelle 33 sind ausgewählte Gesamtgesteinsanalysen der kleinkugeligen Varietät (Ro 4a, Ro 7a), der Varietät mit den mittelgroßen Orbiculen (Ro 22a) und der großkugeligen Varietät (Ro 36a) aufgeführt. Hinzu kommen 3 Analysen des normal strukturierten Norits (Ro 15, Ro 15, Ro 20) und eine Analyse eines Ganggesteins.

Darüber hinaus wurden bei der mittel- und großkugeligen Varietät Orbicule und Matrix getrennt analysiert. Die entsprechenden Orbicul- (Ro 22b, Ro 36b, Ro 2b) und Matrixanalysen (Ro 22c, Ro 36c, Ro 2c) sind ebenfalls Tabelle 33 zu entnehmen.

Alle Gesamtgesteinsanalysen zeigen hohe M-Werte zwischen 63 und 71. Hohe Cr- und Ni-Gehalte weisen darauf hin, daß die Norite sich aus einer wenig differenzierten Mantelschmelze bildeten.

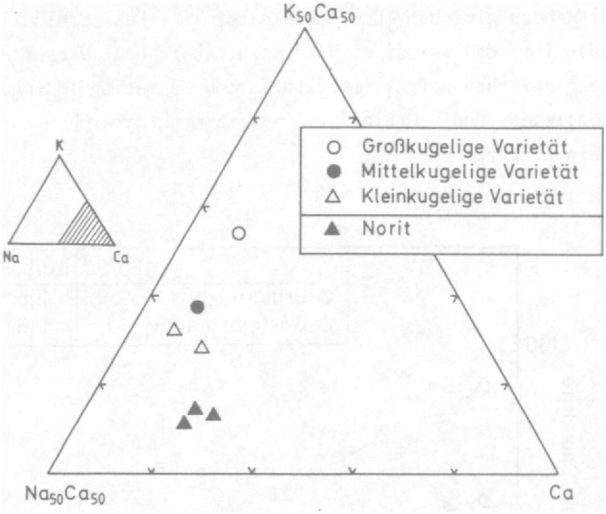


Abb. 74. Romsaas: Ca-Na-K-Diagramm (Atomzahlproportionen). Weitere Erläuterungen siehe Text.

Der M-Wert nimmt innerhalb der Noritkuppe vom Kontakt mit den Gneisen zum Zentrum hin ab. Der höchste M-Wert (71) wurde bei der großkugeligen Varietät bestimmt. Von der Varietät mit den mittelgroßen Orbiculen (69) über die kleinkugelige Varietät (68) bis zum Norit (63 bis 66) nimmt der M-Wert kontinuierlich ab. Parallel dazu sinkt der Cr- und Ni-Gehalt. Den geringsten M-Wert (50 bis 51) weisen die feinkörnigen Ganggesteine auf, die das Noritmassiv durchschlagen. Auch sonst zeigen diese Ganggesteine deutliche geochemische Unterschiede zum Norit und zu den Orbiculiten.

Der Gehalt an K und Rb nimmt vom Norit zur großkugeligen Varietät des Orbiculits zu. Die Zunahme des K-Gehaltes wird aus Abbildung 74 ersichtlich, wo die molaren Verhältnisse im Ca-Na-K-Dreieck dargestellt sind.

Abgesehen von den genannten Unterschieden ergibt sich in Bezug auf die Gesamtgesteinszusammensetzung zwischen normal strukturiertem Norit und Orbiculit kein markanter geochemischer Unterschied. Es ist somit sehr

wahrscheinlich, daß der Orbiculit innerhalb der Noritkuppe eine auf den Kontaktbereich begrenzte, strukturell anders ausgebildete Varietät des Norits bei nahezu gleichem Chemismus darstellt. Das Orbiculitvorkommen von Romsaas ist das einzige Vorkommen, bei dem dieser genetische Zusammenhang zwischen normal strukturiertem Magmatit im Inneren eines Intrusivkomplexes und Orbiculit im Kontaktbereich zum älteren Nebengestein klar zu sehen ist.

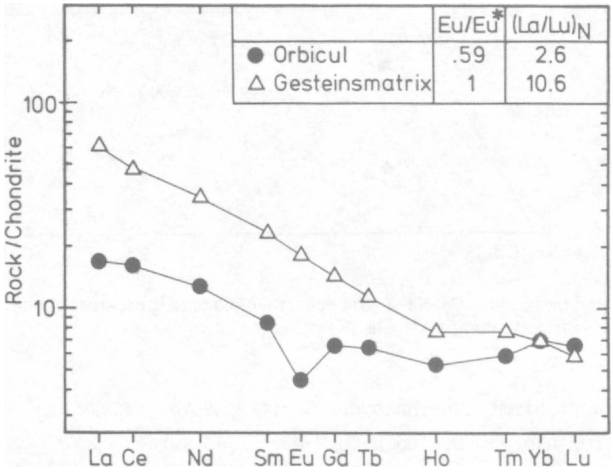


Abb. 75. Romsaas: Chondritnormierte SE—Verteilungsmuster für Orbicule und Matrix des Orbiculits. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 8.

In allen Fällen, wo Orbicul und Matrix getrennt analysiert wurden, konnte festgestellt werden, daß der M-Wert in der Matrix deutlich geringer ist als in den Orbiculen.

SE-Analysen wurden nur für ein Orbicul-Matrix-Paar der großkugeligen Varietät erstellt. Im SE-Diagramm (Abb. 75) wird ersichtlich, daß die leichten SE-Elemente in der Matrix angereichert sind, während die Unterschiede bei den schweren SE-Elementen gering sind.

Im Spiderdiagramm (Abb. 76) wird deutlich, daß alle in diesem Diagramm berücksichtigten Elemente in der Matrix angereichert sind. Eine merkliche positive Anomalie ist beim K, eine negative Anomalie beim Ti zu verzeichnen. Die negative Sr-Anomalie, die in den Orbiculen zu sehen ist, weist ebenso wie die negative Eu-Anomalie im SE-Muster (Abb. 75) auf die mögliche Fraktionierung von Feldspäten hin.

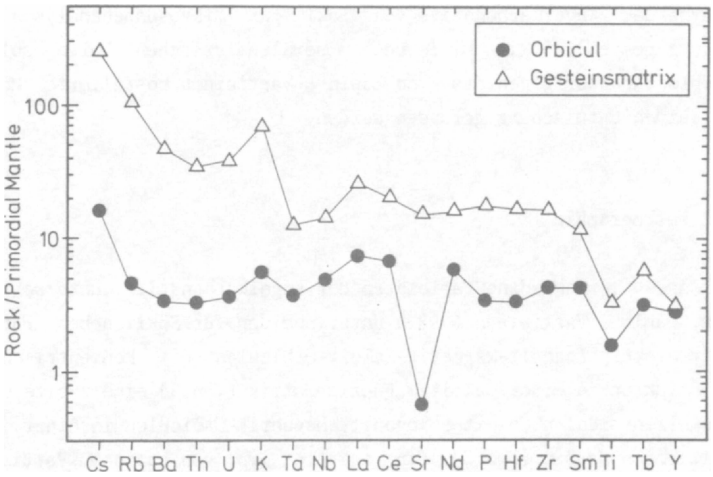


Abb. 76. Romsaas: Spiderdiagramme für Orbicule und Matrix des Orbiculits. Weitere Erläuterungen siehe Text und Abbildung 9.

2.7. Sökli

Die Kugelkarbonatite von Sökli (Finnland) und Vuorijärvi (UdSSR) wurden von Lapin & Vartiainen (1983) beschrieben. Innerhalb der Gruppe der Orbiculite stellen diese nur durch Bohrungen bekannten Gesteine eine Besonderheit dar. Von Herrn Dr. Vartiainen (Rovaniemi) wurden vier Bohrkerne des Kugelkarbonatits von Sökli für Mikrosondenanalysen zur Verfügung gestellt. Mit Hilfe von mineralanalytischen Daten sollten Argumente für oder gegen das von Lapin & Vartiainen postulierte Modell der liquiden Entmischung gefunden werden.

2.7.1. Petrographie

Es können verschiedene Varietäten der Kugelkarbonatite unterschieden werden. Lapin & Vartiainen (1983) unterscheiden für Sökli neben Forsterit-Tetraferriphlogopit-Magnetit-Calcit-Orbiculen mit konzentrisch-zonarer Struktur in einer Calcit-Magnetit-Matrix (Typ 2) eine zweite Gruppe von ellipsoidalen Calcit-Phlogopit- Magnetit-Orbiculen in einer karbonatitischen Matrix (Typ 3). Ein weiterer Typ, von Lapin & Vartiainen als Typ 1 bezeichnet, kommt nur im Kugelkarbonatit von Vuorijärvi vor und konnte bei den vorliegenden Untersuchungen nicht berücksichtigt werden.

Typ 2: Die 6 bis 10 mm großen phoscoritisch[1)] zusammengesetzten Orbicule bestehen vorwiegend aus Olivin und Magnetit und sind in einer sövitischen[1)] Matrix mit deutlichen Gehalten an Apatit, Olivin 'und Magnetit eingebettet (Abb. 77).

Das Gefüge innerhalb der **Orbicule** weist auf eine von außen nach innen fortschreitende Kristallisation hin, wobei sich zuerst radial orientierter Olivin abschied. Darauf folgt eine Zone mit Olivin, Phlogopit und Magnetit. Apatit ist im Kem der Kugeln, aber auch im Grenzbereich

1) Zur Nomenklatur der karbonatitischen Gesteine siehe Vartiainen (1980) und hierin zitierte Literatur.

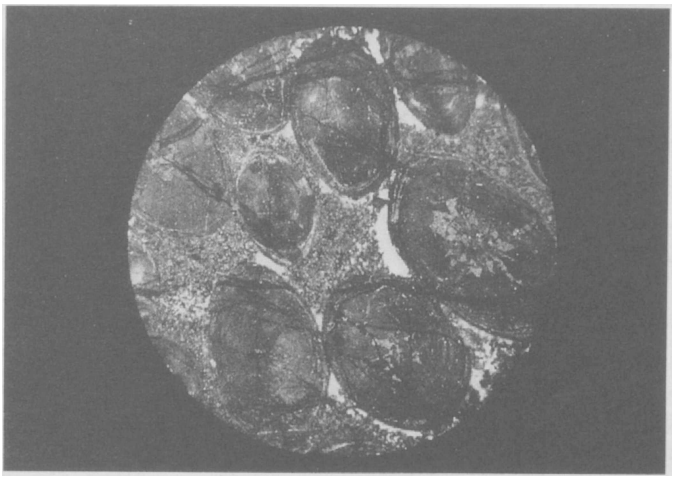


Abb. 77. Kugelkarbonatit von Sökli (Typ 2): Forsterit-Tetraferriphlogopit-Magnetit-Calcit-Orbicule in einer Calcit-Magnetit-Matrix. Bohrkerndurchmesser 32 mm.

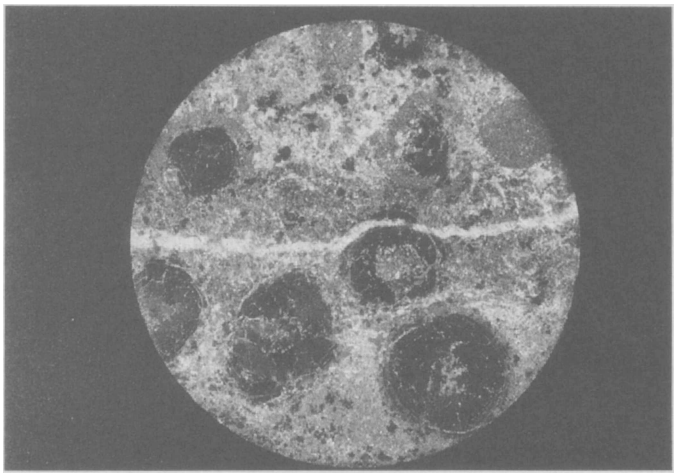


Abb. 78. Kugelkarbonatit von Sökli (Typ 3): Calcit-Phlogopit-Magnetit-Orbicule in einer carbonatitischen Matrix. Bohrkerndurchmesser 26 mm.

zwischen der Olivin- und der Olivin-Phlogopit-Magnetit-Zone zu finden. Im Orbiculkern findet man neben Phlogopit und Magnetit untergeordnet Karbonate. Die sövitische Gesteinsmatrix besteht vorwiegend aus Karbonaten und Magnetit. Hinzu kommen idiomorpher Olivin und Phlogopit.

Lapin und Vartiainen (1983) nehmen auf Grund der beobachteten Gefüge an, daß die Segregation der Orbicule aus der primären Schmelze von einem Ausquetschen der verbleibenden Matrixschmelze begleitet wurde. Dies führte dazu, daß das ursprüngliche Massenverhältnis von silikatischen Schmelztropfen und karbonatreicher Matrix nicht erhalten blieb.

Typ 3: Die von Lapin & Vartiainen (1983) als Typ 3 bezeichneten Orbicule bestehen vorwiegend aus Phlogopit (Abb. 78), hinzu kommen geringe Mengen von Richterit, Apatit, Magnetit und Ilmenit. Magnetit und Ilmenit sind nach dem mikroskopischen Befund primärmagmatisch, es handelt sich also nicht um Entmischungen im Subsolidusbereich. Im Kem und in der Matrix finden sich zusätzlich Karbonate. Einige Orbicule sind von einer Magnetit-Ilmenit-Schale umhüllt, die aus der Matrix kristallisierte und somit nicht zum eigentlichen Orbicul zu rechnen ist.

2.7.2. Mineralchemie

Mit der Mikrosonde wurden die Hauptphasen entlang von Profilen über Orbicule und Matrix des Typs 2 (Probe Sö 3 und Sö 4) und des Typs 3 (Probe Sö 1) analysiert (Tab. 34 bis 40).

Olivin: Olivin hat in der sövitischen Matrix und in den phoscoritischen Orbiculen nahezu die gleiche chemische Zusammensetzung. In den Proben Sö 3 und Sö 4 wurden in jeweils 2 Orbiculen komplette Profile analysiert, von denen einige repräsentative Analysen in Tabelle 34 zusammengefaßt sind. Der Forsteritgehalt schwankt zwischen 93 und 87 Mol.%. Hierbei kann ein geringer Zonarbau von den äußeren (90 bis 93 Mol.%) zu den inneren Schalenbereichen (86 bis 90 Mol.%) festgestellt werden. Dies ist nur erklärbar, wenn die Orbiculränder vor den Orbiculkernen kristallisiert sind. Vereinzelte idiomorphe Olivine im Orbiculkern mit Fo-Gehalten von 90 bis 93 Mol.% können bereits vor der Bildung der äußeren Schalen kristallisiert sein. Bei den idiomorphen

Olivinen in der Matrix (87 bis 90 Mol.% Forsterit) ist kein messbarer Zonarbau zu sehen. Alle Olivine enthalten zwischen 0.5 und 1 Gew.% MnO.

Phlogopit: Die Mineralformelbesetzung der Phlogopite wurde mit einem $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ von 0.5 berechnet, da bei einem geringeren Oxidationsgrad die Tetraederposition nicht vollständig besetzt ist. Phlogopite mit erheblichen Mengen von Fe^{3+} in der Tetraederposition sind in Karbonatiten keine Seltenheit (z.B. Bailey 1984). Repräsentative Analysen sind Tabelle 35 zu entnehmen.

In Bezug auf den M-Wert der Phlogopite, der bei etwa 90 liegt, ist kein Unterschied zwischen Orbicul und Matrix festzustellen. Innerhalb zweier Profile nimmt der Al-Gehalt von den äußeren zu den inneren Schalen deutlich zu. Bei steigendem Al-Gehalt ist dabei gleichzeitig eine Zunahme des K-Gehaltes und eine Abnahme des Si- und Mg-Gehaltes zu verzeichnen. Die höchsten Al-, Ti- und Cr-Gehalte wurden in den Phlogopiten des Orbiculkerns gemessen.

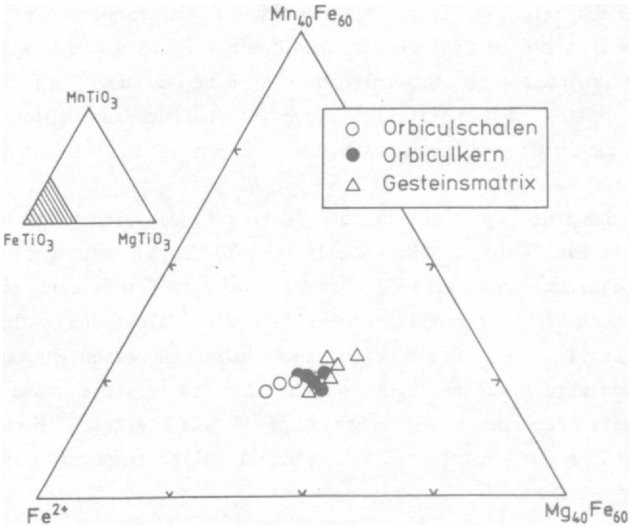


Abb. 79. Sökli: Typ 2. Chemische Zusammensetzung von Ilmeniten im Fe-Mg-Mn-Dreieck.

Ilmenit: In einem Orbicul des Typs 3 konnte in einem Profil Ilmenit gemessen werden. Die Mittelwerte der Analysen sind der Tabelle 36 zu entnehmen. Einzelne Meßpunkte sind im Fe -Mg-Mn-Dreieck in Abbildung 79 dargestellt. Es zeigt sich, daß Mn- und Mg-Gehalt im Ilmenit von den äußeren Schalenbereichen zum Kem der Orbicule signifikant zunehmen und die höchsten Werte in der Gesteinsmatrix erreichen. In der gleichen Richtung steigt die Hämatit-Komponente im Ilmenit geringfügig an. Der von den äußeren Schalen zum Orbiculkern hin ansteigende Mn-Gehalt deutet auf eine in dieser Richtung abnehmende Kristallisationtemperatur hin (Lipman 1971, Haggerty 1976). Gleiches gilt für den Mg-Gehalt (Pickney & Lindsley 1976). Daraus folgt, daß die Matrix die niedrigsten Kristallisationstemperaturen aufweist.

Magnetit: Die Magnetite, die in den Orbicultypen 2 und 3 gemessen wurden, unterscheiden sich deutlich voneinander (Tab. 37). Bei Typ 2 (Probe Sö3 und Sö4) sind merklich höhere Ti-, Mn- und Mg-Gehalte und geringere Fe- und Cr-Gehalte als bei Typ 3 (Probe Sö1) zu verzeichnen.

Unabhängig von diesen systematischen Unterschieden ergibt sich in allen gemessenen Profilen innerhalb einer Probe von den äußeren Schalen der Orbicule zum Orbiculkern hin eine Zunahme des Ti-, Mn- und Mg-Gehaltes im Magnetit. Bei Typ 3 ist außerdem zum Orbiculkern hin eine Zunahme im Cr-Gehalt zu erkennen.

Karbonate: In der sövitischen Matrix findet sich neben nahezu reinem Calcit ein Dolomit (MgO-Gehalt um 20 Gew.%) mit geringen Fe- und Mn-Gehalten. In einem Fall konnten sowohl im Kernbereich eines Orbiculs als auch in der Matrix koexistierender Calcit und Dolomit bestimmt werden (Tab. 38). Die Mischungslücke zwischen beiden Phasen ist dabei im Orbiculkern etwas geringer als in der Matrix. Dies kann - neben den bereits oben genannten Argumenten - als weiterer Hinweis auf die gegenüber der Matrix höhere Kristallisationstemperatur im Orbiculkern gewertet werden.

Richterit: Idiomorphe Richterite (Tab. 39) wurden sowohl im Kem der Orbicule als auch in der Matrix des Typs 2 gefunden. Signifikante chemische Unterschiede konnten dabei nicht festgestellt werden. Die Richterite der Orbiculkerne weisen geringfügig höhere Ti- und Al-Gehalte auf als die Richterite der Matrix.

Titanoklinohumit: Im Kern der Orbicule von Typ 2 konnte wiederholt Titanoklinohumit nachgewiesen werden. Mikrosondenanalysen sind in Tabelle 40 zusammengefaßt. Die geringfügige Unterbesetzung bei der Kationenverteilung kann dadurch bedingt sein, daß erhebliche Mengen von F in der OH-Position vorhanden sind.

3. Diskussion van Modellvorstellungen zur Genese von Orbiculiten

Nachdem die petrographischen und geochemischen Charakteristika von einigen typischen Orbiculiten ausführlich dargestellt worden sind, soll im hier folgenden Kapitel die Genese dieser Gesteine diskutiert werden.

Zunächst wird das von mir bevorzugte Modell zur Genese der rein silikatischen Orbiculite vorgestellt (Kapitel 3.1). Danach folgt die Diskussion anderer Modellvorstellungen (Kapitel 3.2 und 3.3), wobei insbesondere das Modell der liquiden Entmischung ausführlich erläutert wird (Kapitel 3.2).

Nach der Diskussion einiger chemischer Besonderheiten der von mir untersuchten Orbiculite (Kapitel 3.4), werde ich abschließend am Beispiel des Orbiculits von Kuru die Entstehungsgeschichte eines solchen Gesteines beschreiben (Kapitel 3.5).

3.1. Eigene Vorstellungen: Unterkühlung mit heterogener Keimbildung und diffusionskontrolliertem Kristallwachstum

Das nach meiner Auffassung plausibelste Modell für die Genese der weitaus meisten silikatischen Orbiculite läßt sich in wenigen Sätzen wie folgt zusammenfassen:

> Ein Magma, das sich nahe am Liquidus befindet und nur wenige Kristallkeime enthält, wird bei der Intrusion rasch unterkühlt. Es kommt zur heterogenen Kristallkeimbildung an wenigen im Magma vorhandenen Festkörpern. Rasches Kristallwachstum der Liquidusphase führt zur Ausbildung von radialstrahligen Kristallaggregaten, wobei die Kristalle diffusionskontrolliert wachsen und sehr konstante Zusammensetzung aufweisen. Der sich vor der Kristallisationsfront aufbauende Diffusionshof führt zu einer Änderung der Schmelzzusammensetzung, so daß weitere Phasen am Liquidus erscheinen und konzen-

trischschalig um den ursprünglichen Kristallisationskeim abgeschieden werden.
Die für Orbiculite typischen radialstrahligen und konzentrischschaligen Strukturen können solange ausgebildet werden, bis die Abnahme des relativen Unterkühlungsbetrages, der Ablauf der Inkubationszeit mit anschließender homogener Kristallkeimbildung oder aber die Akkumulation der Orbicule mit daraus resultierendem Platzmangel dazu führen, daß die Gesteinsmatrix zwischen den gebildeten Orbiculen mit ''normalem" Gefüge kristallisiert.

Im folgenden soll diese Modellvorstellung ausführlicher erläutert und begründet werden.

Die Kristallisation eines Magmas ist von einer Vielzahl von Parametern abhängig: Keimbildungs- und Kristallwachstumsraten der verschiedenen Phasen, Diffusionskoeffizienten (ihrerseits abhängig von den Gradienten im chemischen Potential der Komponenten) und thermische Diffusion (Transport der Kristallisationswärme). Die thermische Vorgeschichte eines Magmas hat darüber hinaus erhebliche Auswirkungen auf die Inkubationszeit (Donaldson 1979, Dowty 1980). Lofgren (1983) konnte zeigen, daß bereits eine kurzzeitige Überhitzung eines basaltischen Magmas ausreicht, um eine effektive Zerstörung sämtlicher Plagioklaskeime herbeizuführen. Dies führt zu einer erheblichen Vergrößerung der Inkubationszeit (Fenn 1977, Donaldson 1979).

Der am langsamsten ablaufende Teilprozeß wird den Verlauf der Kristallisation bestimmen. In silikatischen Magmen läuft im allgemeinen die thermische Diffusion schneller ab als die chemische Diffusion (z.B. Dowty 1980; Kirkpatrick 1981). Nur bei extremer Abschreckung wird das Kristallwachstum offensichtlich durch die thermische Diffusion kontrolliert (z.B. Pillowlaven, Komatiite).

Bei den folgenden Überlegungen wird von einem Magma ausgegangen, das nur wenige Festkörper beinhaltet und nicht oder allenfalls geringfügig unterkühlt ist und daher auch nur wenige Kristallkeime enthält. Hierfür könnte eine Überhitzung des Magmas relativ kurz vor der Intrusion verantwortlich sein (siehe z.B. Vernon 1985). Bei der Platznahme wird das Magma vor allem am Kontakt zum kälteren Nebengestein "abgeschreckt",

d.h. unterkühlt. Dieser Effekt ist besonders groß in Apophysen des Magmenkörpers, da hier Wärme wegen der relativ zum Magmenvolumen größeren Kontaktfläche schneller abgeführt werden kann.

Denkbar ist nun, daß der Unterkühlungsbetrag nur in diesen stärker abgekühlten Apophysen groß genug ist, um zumindest heterogene Keimbildung und anschließendes diffusionskontrolliertes Kristallwachstum zu ermöglichen. Die heterogene Keimbildung kann am Intrusivkontakt und/oder an den isoliert im Magma befindlichen Festkörpern erfolgen. Solche Festkörper können Xenolithe, Restite und früher aus dem Magma abgeschiedene Kristalle oder Kristallaggregate sein. Dabei braucht die heterogene Keimbildung keinesfalls an jedem im Magma befindlichen Festkörper stattzufinden, sondern es könnten die relativ kalten, vor kurzem aufgenommenen Xenolithe bevorzugt werden.

Die Geschwindigkeit des sich anschließenden Kristallwachstums hängt vom Unterkühlungsbetrag ab. Wegen der geringen Diffusionskoeffizienten in Silikatschmelzen (Hofmann 1980) findet oft bereits bei relativ geringen Unterkühlungsbeträgen ein diffusionskontrolliertes Wachstum statt. Dies kann zur Folge haben, daß die an den isolierten Festkörpern sich bildenden Kristalle radialstrahlig nach außen wachsen. Um frei im Magma schwimmende Festkörper herum kann sich eine Orbiculstruktur, an den Intrusivkontakten ein ”comb layering" ausbilden.

Beim diffusionskontrollierten Wachstum werden die an der Grenzfläche zwischen Kristall und Schmelze befindlichen Gitterbausteine an den Kristall angelagert. Im Unterschied zum grenzflächenkontrollierten Wachstum spielt hier die Geometrie der Anlagerung und damit der Betrag der bei der Anlagerung frei werdenden Energie keine Rolle (Kirkpatrick 1981). Der Kristall kann nur noch so schnell weiterwachsen, wie die zu seinem Aufbau benötigten Komponenten (Bausteine) aus der Schmelze an die Grenzfläche herangeführt werden können. Um den wachsenden Kristall (Sphärolith) entsteht ein Diffusionshof: Die Schmelze verarmt an den Komponenten, für die ein Verteilungskoeffizient > 1 zwischen Kristall und Schmelze gilt; sie reichert sich umgekehrt an Komponenten mit Verteilungskoeffizienten <1 an. Komponenten mit Verteilungskoeffizienten >1 werden in diesem Zusammenhang auch als Hochtemperatur-Komponente, solche mit einem Verteilungkoeffizienten <1 auch als Niedertemperatur-Komponente bezeichnet. Die Änderung der Schmelzzusammensetzung um den wachsenden Sphärolith herum bewirkt eine Herabsetzung der Liqui-

dustemperatur. Bleibt gleichzeitig die tatsächliche Temperatur der Sphärolith-Umgebung konstant oder verringert sich zumindest langsamer als die Liquidustemperatur, so verringert sich damit der Unterkühlungsbetrag, was zu einer Verlangsamung des Kristallwachstums führt. Dies wiederum hat eine Verringerung des Konzentrationsgefälles zur Folge, so daß die Liquidustemperatur wieder steigt und der Unterkühlungsbetrag wieder zunimmt. Es ist leicht vorstellbar, daß sich ein annäherndes Gleichgewicht zwischen beiden Prozessen einstellen wird, d.h. das Konzentrationsgefälle und die Wachstumsgeschwindigkeit werden nahezu konstant bleiben (z.B. Dowty 1980, McBirney 1984).

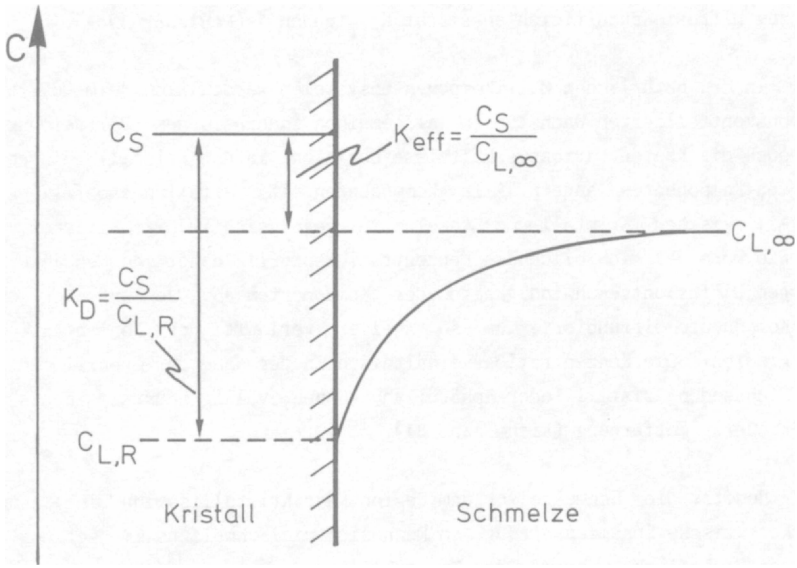


Abb. 80. Abhängigkeit des Verteilungskoeffizienten von einem Diffusionshof vor der Kristallisationsfront. Die Konzentration einer Komponente im Festkörper (C_S) wird bestimmt durch den Gleichgewichtsverteilungskoeffizienten $K_D = C_S/C_{L,R}$.

Der effektive Verteilungskoeffizient $K_{eff} = C_S/C_{L,\infty}$ wird durch das Verhältnis von Kristallwachstumsrate zur Diffusionsgeschwindigkeit bestimmt.

C_S Konzentration der Komponente im Festkörper

$C_{L\,R}$ Konzentration der Komponente in der Schmelze an der Grenzfläche zum wachsenden Kristall

$C_{L,\infty}$ Konzentration der Komponente in unendlicher Entfernung von der Grenzfläche Kristall/Schmelze

Sofern ein stabiler Zustand in Bezug auf das Konzentrationsprofil erreicht ist, entspricht die Konzentration der Hochtemperatur-Komponente im Kristall der Konzentration dieser Komponente in der Schmelze in "unendlicher" Entfernung von der Grenzfläche, was bei wenigen Sphärolithen der Konzentration im Gesamtsystem nahe kommt (McBirney 1984). Zu unterscheiden ist hier der Gleichgewichts-Verteilungskoeffizient K_D vom effektiven Verteilungskoeffizienten K_{eff} * K_D gilt nur für die Grenzfläche; K_{eff} bezeichnet das Verhältnis der Konzentration im Kristall zur Konzentration in der Schmelze in "unendlicher" Entfernung zur Grenzfläche (Abb. 80). Mit steigendem Verhältnis von Wachstumsrate zum Diffusionskoeffizienten strebt K_{eff} gegen 1 (McBirney 1984).

In den natürlichen Multikomponentensystemen werden sich beim diffusionskontrollierten Wachstum im allgemeinen innerhalb des Diffusionshofs auch die Konzentrationsverhältnisse der nicht in den Kristall eingebauten Komponenten ändern. Alle Komponenten mit Verteilungskoeffizienten <1 zwischen Kristall und Schmelze reichem sich im Diffusionshof an. Die Form der sich bildenden Konzentrationsprofile hängt von den jeweiligen Diffusionsgeschwindigkeiten der Komponenten ab. Je langsamer eine Komponente diffundiert, um so steiler verläuft der Konzentrationsgradient. Die Konzentrationsverhältnisse in der Nähe der Grenzfläche zum wachsenden Kristall (oder Sphärolith) können völlig anders sein als in größerer Entfernung (siehe Abb. 81).

Besitzt die Schmelze vor dem Beginn der Kristallisation eine nahezu kotektische Zusammensetzung, so kann sich die Schmelzzusammensetzung an der Grenzfläche während der Kristallisation so weit ändern, daß eine kotektische Linie erreicht wird und eine zweite Phase Liquidusphase wird. Beide Phasen kristallisieren nunmehr gleichzeitig und es baut sich ein radiales Gefüge aus zwei Mineralen auf. Solche Gefüge finden sich im inneren Bereich von vielen Orbiculen wie z.B. Kuru (vgl. Kapitel 2.4.1), Caldera (Aguirre et al. 1976), Davie County (Butler 1973) und Mulaghderg (Hatch 1888; Cole 1916).

Unterschiedliche Mengenanteile einzelner Phasen in den Schalen können sich herausbilden, wenn sich die Diffusionsgeschwindigkeiten der in die Liquidusphasen eingebauten Komponenten (Verteilungskoeffizient >1) stärker unterscheiden.

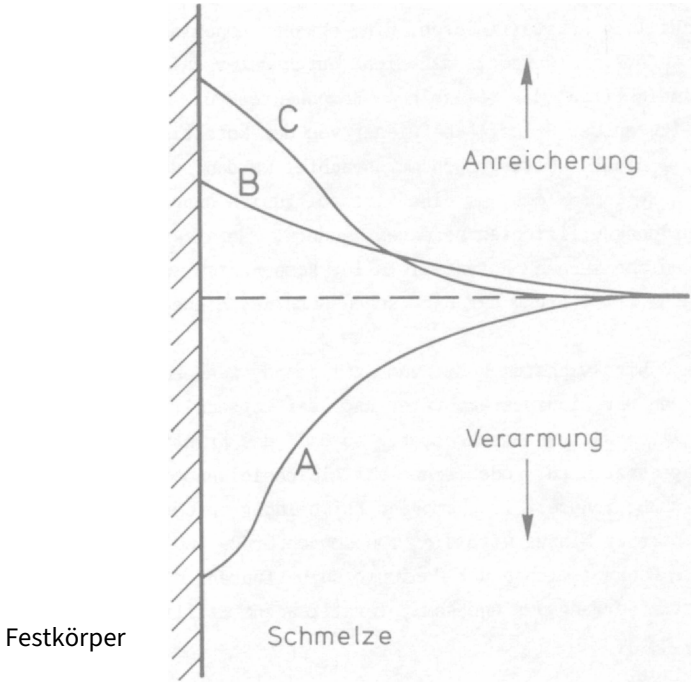


Abb. 81. Schematische Darstellung zur Entwicklung eines aus mehreren Komponenten bestehenden Diffusionshofes vor der Kristallisationsfront. Vor Beginn der Kristallisation soll die Konzentration der Komponenten A, B und C in der Schmelze überall gleich sein. Beim Wachstum des Kristalles nimmt die Konzentration der in den sich bildenden Kristall eingebauten Komponente A vor der Kristallisationsfront ab, gleichzeitig steigt die Konzentration der nicht in den Kristall eingebauten Komponenten B und C an. Der Konzentrationsgradient einer jeden Komponente ist dabei von der Diffusionsgeschwindigkeit der einzelnen Komponenten in der Schmelze und der Wachstumsgeschwindigkeit des Kristalls abhängig. Wenn der relative Anteil einer dieser Komponenten einen bestimmten Wert überschreitet, kann es zur Abscheidung einer zweiten kristallinen Phase kommen.

Problematisch ist die Erklärung von alternierendem Schalenbau, bei dem nonomineralische Schalen und Schalen aus zwei oder mehr Mineralen aufeinanderfolgen (z.B. Kangasala; vgl. Kapitel 2.3.1). Nach dem oben

Gesagten sollten nach Erreichen einer kotektischen Linie zwei Minerale gleichzeitig kristallisieren. Eine erneute monomineralische Schale kann dadurch erklärt werden, daß sich durch unterschiedliche Diffusionsgeschwindigkeiten der einzelnen Komponenten die Zusammensetzung der Schmelze an der Grenzfläche wieder von der kotektischen Linie entfernt. Bei all diesen Überlegungen muß beachtet werden, daß es sich bei natürlichen Systemen immer um eine Interdiffusion handelt, bei der sich die Diffusionskoeffizienten permanent ändern, da sie vom sich laufend ändernden chemischen Potential aller Komponenten abhängen (vgl. Onsager'sche Erweiterung der Fick'sehen Gesetze; siehe z.B. Hofmann 1980).

Das Orbiculwachstum kommt zum Stillstand, wenn entweder die Differenz zwischen der Liquidustemperatur und der tatsächlichen Temperatur einen bestimmten Wert unterschreitet, so daß das Kristallwachstum drastisch herabgesetzt wird, oder wenn bei gleichbleibendem Unterkühlungsbetrag die Inkubationszeit für homogene Keimbildung in der Schmelze verstrichen ist. Darüber hinaus wird die zunehmende Größe und die damit verbundene höhere Packungsdichte der Orbicule dazu führen, daß sich das Kristallwachstum verlangsamt und somit letztlich zum Stillstand kommt.

Das dargestellte Modell erklärt die folgenden, in silikatischen Orbiculiten immer wieder zu beobachtenden Phänomene:

(1) Alle bekannten anstehenden Orbiculitbildungen sind auf die unmittelbaren Kontaktbereiche zum älteren Nebengestein (bevorzugt in Apophysen) beschränkt. Unterkühlung hat demnach bei der Bildung der Orbicule eine Rolle gespielt.

(2) In der Matrix der meisten Orbiculite finden sich nur selten Kristalle, von denen man annehmen muß, daß sie bereits vor den Orbiculschalen kristallisiert sind. Es ist daher wahrscheinlich, daß die Magmen bei der Intrusion nur geringe Mengen von Festkörpern enthielten, an denen dann heterogene Keimbildung erfolgte.

(3) Die Kristallisation der silikatischen Orbicule erfolgte von innen nach außen und ging von einem vorher bereits existierenden kristallinen Kern aus. Innerhalb vieler Vorkommen lassen sich verschiedene

Orbiculvarietäten unterscheiden, wobei klar erkennbar ist, daß sich die großen Orbicule aus den kleinen Orbiculen durch Anlagerung weiterer Schalen entwickelt haben. Die kleineren Orbicule sind dabei fast immer im kontaktnahen Bereich zu sehen.

Unterschiedliche Orbiculvarietäten innerhalb eines Vorkommens lassen sich durch lokale Ansammlung früh gebildeter Orbicule erklären. Da der Anteil der verbleibenden Schmelze zwischen den im kontaktnahen Bereich akkumulierten Orbiculen geringer wird, kommt das Orbiculwachstum hier zum Stillstand, während die Orbicule in den weiter vom Intrusivkontakt entfernten Bereichen oftmals weniger stark akkumuliert sind und daher weitere Schalen bilden können.

(4) Bei vielen Vorkommen beginnt die Orbiculkristallisation mit nur einer Liquidusphase. Erst später kommt eine zweite oder dritte Phase hinzu (Kuru, Esbo, Kangasala, Großgerungs), wobei sich jetzt diese Phasen gemeinsam abscheiden können. Während die erste sich abscheidende Phase fast immer radialstrahlig ausgebildet ist, ist das Ende der Orbiculkristallisation oftmals durch körnige Kristalle ausgezeichnet.

Alternierende Zusammensetzung der Orbiculschalen ist häufig. Bei Kangasala wechseln beispielsweise reine Plagioklasschalen mit biotitreichen Schalen. Selbst wenn streng genommen kein alternierender Schalenbau vorliegt, sondern wie im Beispiel Kuru Plagioklas in der Gesamtschale dominiert, so ändert sich doch der relative Anteil der anderen Minerale wie Magnetit und Biotit teilweise abrupt. Derartige Unterschiede im Aufbau der Orbicule von Vorkommen zu Vorkommen können durch geringe Unterschiede in den Schmelzzusammensetzungen und den physikalischen Kristallisationsbedingungen (z.B. unterschiedliche Diffusionsgeschwindigkeiten einzelner Komponenten) erklärt werden.

(5) Betrachtet man die Mineralzusammensetzungen von Orbiculkern, Orbiculschalen und Gesteinsmatrix, so ergibt sich folgendes:

(a) Bilden Xenokristen oder Xenolithe den Orbiculkern, so können sich Minerale der Kerne in ihrer Zusammensetzung von den entsprechenden Mineralen der Schalen und der Gesteinsmatrix unterscheiden. Stets ist in den Mischkristallphasen der Orbiculkerne ein größerer Anteil an Hochtemperatur-Komponente zu finden.

(b) Innerhalb der Orbiculschalen ergeben sich kaum Variationen in der Mineralzusammensetzung. Dies gilt auch für solche Komponenten oder Parameter, die stark von der Temperatur beziehungsweise der Gesamtzusammensetzung des Systems abhängig sind, wie etwa den Anorthitgehalt der Plagioklase oder den M-Wert (= molares Verhältnis 100 * MgO/(MgO + FeO_{tot}) und den Ti-Gehalt der Biotite. Dies deutet darauf hin, daß die Kristallisation der Schalen bei annähernd konstanter Temperatur erfolgte und daß die effektiven Verteilungskoeffizienten der entsprechenden Komponenten ungefähr gleich 1 waren. Bei einigen Vorkommen konnte eine zwar geringe, aber doch signifikante systematische Variation in der Mineralzusammensetzung von der innersten zur äußersten Schale nachgewiesen werden. Diese Variation belegt entweder eine geringfügige Temperaturabnahme während der Kristallisation und/oder eine im Laufe der Kristallisation der Schalen sich geringfügig verändernde Zusairanensetzung der Restschmelze.[1)]

Die Biotite von Kangasala weisen in der massiven Biotitschicht (siehe Kap. 2.3.3) im Vergleich zu den anderen Schalen in der chemischen Zusammensetzung eine Unstetigkeit auf, die sich nicht mit dem eben beschriebenen einfachen Modell erklären läßt. Der Orbiculkern, um den sich diese Schale legt, ist ein restitischer Biotitgneis. Die Unstetigkeit im Ti-Gehalt in der massiven Biotitschale läßt sich wie folgt erklären: Schmelzprozesse führen dazu, daß sich ebenfalls ein Diffusionsprofil um diesen Kem ausbilden kann. Während der M-Wert des mit der Schmelze koexistierenden Biotits ansteigt, wird in der Schmelze Fe und Ti relativ angereichert. In Bezug auf das Fe ergibt sich ein relativ schneller Konzentrationsausgleich in der Schmelze, während das Ti weniger mobil ist und sich in der Umgebung des Restits anreichert. Bei einsetzender Kristallisation wird dieses Ti als erstes in den sich bildenden Biotit eingebaut. Nachdem das "Ti-Profil" um den Kern durch die Kristallisation des Biotits abgebaut ist, kann sich ein "normaler'' Zonarbau in den folgenden Schalen aufbauen. Der geringfügig sinkende M-Wert bei gleichzeitig ansteigendem Ti-Gehalt belegt dies.

(c) In der Gesteinsmatrix ist die chemische Zusammensetzung der Minerale in der Regel ähnlich wie in den Schalen; ein geringfügiger Zonarbau der Einzelkörner ist jedoch oftmals erkennbar. Gelegentlich kann man Plagioklaskerne mit deutlich erhöhtem Anorthitgehalt beobachten (z.B. Großgerungs). Diese können als Fremdkristalle (Restitmaterial) interpretiert werden, um die herum sich keine Orbiculschalen gebildet haben.

(6) Bei allen Vorkommen besteht eine geochemische Verwandtschaft zwischen Orbiculen und Gesteinsmatrix, wobei sich die Matrix zwanglos als "Restdifferentiat" nach der Orbiculbildung interpretieren läßt. Bei den dioritischen bis quarz-monzodioritischen Orbiculiten enthält die Gesteinsmatrix jeweils deutlich mehr Alkalifeldspat und Quarz als die Orbicule (vgl. Abb. 19, 39, 58) und auch die in Bezug auf die Orbiculminerale inkompatiblen Spurenelemente wie Rb und Cs sind in der Matrix angereichert.

Geht man davon aus, daß heterogene Keimbildung und diffusionskontrolliertes Kristallwachstum die Orbiculitbildung steuern, dann muß man gleichzeitig fordern, daß sich ein solches magmatisches System in relativer Ruhe befindet. Je größer nämlich die Konvektionsbewegungen oder Turbulenzen in einem Magma sind, desto weniger kann sich wegen der Relativbewegung von kristallisierenden Festkörpern (Orbiculen) und umgebender Schmelze ein Diffusionshof vor der Kristallisationsfront ausbilden.

Orbicule, bei denen Schalen diskordant von der Gesteinsmatrix bzw. von weiter außen liegenden Schalen abgeschnitten werden (z.B. Virvik, Kangasala, Kuru) sind in der Literatur immer wieder als Beweise für eine späte Remobilisation (also erneute Aufschmelzung) bereits existierender Schalen angesehen worden (z.B. Frosterus 1892; Sederholm 1928; Moore & Lockwood 1973a; Elliston 1984). Dies sollte beispielsweise durch die Intrusion eines weiteren, höher temperierten oder wasserreicheren Magmenschubs bewirkt worden sein. Mir erscheint es wenig wahrscheinlich, daß einmal kristallisierte Schalen lokal wieder aufgeschmolzen werden, da die molaren Schmelzenthalpien hierfür zu groß sind. Denkbar ist eine solche erneute Aufschmelzung nur, wenn ein neu intrudierendes Magma

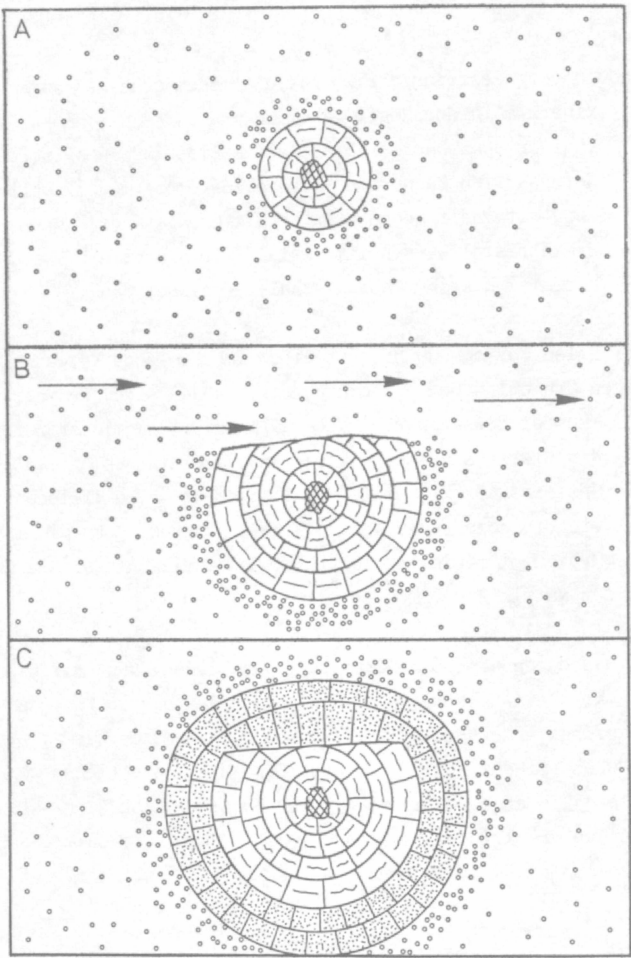


Abb. 82. Schematische Darstellung zur Erklärung des Phänomens von diskordant aufeinanderfolgenden Orbiculschalen. Während der Bildung der ersten Schalen (A) baut sich bei relativer Ruhe und sinkenden Temperaturen im System ein Diffusionshof auf. Nachdringendes Magma führt zu Konvektionsbewegungen innerhalb des Systems und erodiert den entstandenen Diffusionshof (B). Die intrudierende Schmelze ist heißer als die bereits vorhandene Schmelze. Dies führt dazu, daß lokal der Unterkühlungsbetrag herabgesetzt wird und somit sowohl die Keimbildungsrate als auch die Kristallwachstumsrate an diesen Stellen drastisch herabgesetzt werden. Nachdem das System erneut einen relativen Ruhezustand erreicht hat, kommt es zur thermischen Äquilibrierung und es lagern sich weitere Schalen diskordant zu den älteren Schalen an (C).

deutlich höher temperiert ist oder aber sein Volumen erheblich größer ist als das bereits zum Teil kristallisierte Magma mit den Orbiculen. Für beides gibt es nach meinen Untersuchungen keine Hinweise. Außerdem könnte man erwarten, daß die erneute Aufschmelzung komplette Orbicul-schalen erfaßt und nicht einseitig geschieht, wie dies in vielen eindrucksvollen Beispielen aus der Literatur bekannt ist (z.B. Grip & Russell 1971, Moore & Lockwood 1973a, Raivio 1985).

Eine viel zwanglosere Erklärung des Phänomens der "abgeschnittenen" Orbicule ist gegeben, wenn man davon ausgeht, daß nachdringende Schmelze aus dem Internbereich der Intrusion mit gleicher Zusammensetzung wie das Orbiculitmagma und einer geringfügig höheren Temperatur in den Kontakt-bereich nachdringt, wo sich bereits Orbicule bilden konnten. Der vorhan-dene Diffusionshof um die Orbicule herum wird in Fließrichtung erodiert, die lokale Unterkühlung wird herabgesetzt. Dies führt zur Verlangsamung, wenn nicht gar zur Beendigung der Kristallisation (siehe Abbildung 82). Sowohl die Wachstumsrate als auch die Keimbildungsrate (bei körniger Ausbildung der Minerale) werden herabgesetzt. In den ruhigeren (nicht konvektierenden) Bereichen, in die das nachdringende Magma während dieser Zeit nicht vordringen kann, können sich weiterhin Schalen ausbilden. Nachdem das System wieder zur Ruhe gekommen und thermisch ausgeglichen ist, kann sich ein neuer geschlossener Diffusionshof bilden und diskordant aufeinanderfolgende Schalen sind die Folge (vgl. Abb. 82).

Dort, wo das Magma in Bewegung war und diskordant "abgeschnittene" Schalen vorhanden sind, ist die Gesteinsmatrix insgesamt recht homogen zusammengesetzt. Bei vollständig vorhandenem Schalenbau ist auch inner-halb der Gesteinsmatrix ein "Zonarbau" mit oftmals pegmatitisch ausge-bildeten quarz- und alkalifeldspatreichen Zwickeln zu sehen (z.B. Kangasala, Virvik). Dies stützt die Vorstellung, daß hier ein in relativer Ruhe befindliches Magma kristallisierte.

3.2. Liquide Entmischung

In der Literatur wurde verschiedentlich versucht, die Entstehung von Orbiculiten durch liquide Entmischung zu erklären. Vielfach beschränkten sich diese Versuche auf die bloße Hypothese, daß die Orbicule ehemalige entmischte Schmelztropfen darstellen. Fragt man nach den Ursachen dieses unbefriedigenden Zustands, so darf man nicht vergessen, daß bis vor kurzem kaum experimentelle und theoretische Daten über Systeme mit koexistierenden Schmelzphasen vorlagen. Inzwischen ist aber durch Naturbeobachtung und Experiment zweifelsfrei nachgewiesen, daß liquide Entmischung auch in natürlichen magmatischen Systemen eine nicht unbedeutende Rolle spielt (vgl. hierzu Roedder 1979). Unser Wissensstand über Schmelzstrukturen und die Elementverteilung zwischen koexistierenden Schmelzen hat sich verbessert und die Phasenbeziehungen in einigen Modellsystemen mit mindestens zwei Schmelzphasen sind inzwischen bekannt. Auf der Basis dieser neuen Erkenntnisse soll nun die Frage diskutiert werden, ob liquide Entmischung bei der Entstehung von Orbiculiten eine Rolle spielt oder nicht.

Liquide Entmischung in magmatischen Systemen kann durch bloße Abkühlung oder durch Abkühlung und Kristallisation verursacht sein. Die Voraussetzung ist natürlich die Existenz einer Mischungslücke im entsprechenden System. Solche Mischungslücken sind von Silikat-Karbonat-, Silikat-Phosphat-Oxid- und Silikat-Sulfid-Schmelzsystemen bekannt. Auch in reinen Silikatsystemen treten Mischungslücken auf. Ihre Existenz ist sowohl durch Experimente als auch durch Naturbeobachtungen belegt (z.B. Ryerson & Hess 1978, Roedder 1979, Philpotts 1982). Im geschlossenen magmatischen System nimmt die Größe einer solchen Mischungslücke im allgemeinen mit fallender Temperatur und/oder steigendem Druck zu.

Eine stark überhitzte Schmelze (einphasiges Magma) kann durch Temperaturerniedrigung in den Bereich einer Mischungslücke, d.h. in den Bereich zwischen liquidem Solvus und Liquidus geraten. Es bilden sich zwei Schmelzphasen, wobei die mengenmäßig unbedeutendere in Form von Tropfen in der mengenmäßig dominierenden vorliegt. Bei weiterer Abkühlung ändern sich beide Schmelzzusammensetzungen und auch die Mengenverhältnisse.

Beim Erreichen der gemeinsamen Liquidustemperatur beginnt die Kristallisation in beiden Schmelzen, wobei die sich bildenden Kristalle mit beiden Schmelzphasen im Gleichgewicht stehen.[1)]

Mit der weiteren Abkühlung und Kristallisation ist eine fortwährende Änderung der Schmelzzusammensetzungen und der Mengenanteile der beiden Schmelzen verbunden. Dies kann auch dazu führen, daß eine Schmelzphase völlig verschwindet; die sich hieran anschließende Kristallisation ist von der vorangegangenen liquiden Entmischung nicht mehr beeinflußt (Roedder 1979).

Denkbar ist natürlich auch, daß eine Schmelze durch Kristallisation ihre Zusammensetzung ändert und dadurch in den Bereich einer Mischungslücke gerät. Ein derartiges Verhalten wurde an zahlreichen mittelozeanischen Tholeiiten beobachtet. Hier besteht die glasige Grundmasse zwischen den Pyroxen- und Plagioklaseinsprenglingen aus zwei koexistierenden Glasphasen (Philpotts 1982).

In rein silikatischen Systemen mit einer liquiden Mischungslücke unterscheiden sich die beiden koexistierenden Schmelzphasen deutlich in ihrer chemischen Zusammensetzung. In einer stärker vernetzten, Siegreichen Schmelze reichern sich die Alkalien an, während die geringer vernetzte, basischere Schmelzphase stark an Fe und Mn, an HFS- und an SE-Elementen angereichert ist (Watson 1976; Ryerson & Hess 1978). Die Elementverteilung zwischen den beiden Schmelzphasen kann durch temperatur- und druckabhängige Verteilungskoeffizienten beschrieben werden. Die durch Mysen u.a. am Geophysical Laboratory der Carnegie Institution in Washington, D.C., erarbeiteten neuen Modelle zur Struktur von Silikatschmelzen erlauben ein besseres Verständnis der Abhängigkeit der Verteilungskoeffizienten vom Vernetzungsgrad, der durch die Zahl der nichtbrückenbildenden Sauerstoffe pro Tetraederzentralion angegeben wird

Nur im binären monotektischen System verschwindet am Liquidus eine Schmelzphase völlig und es koexistieren unterhalb des Liquidus nur noch eine Schmelzphase und eine Festphase (siehe z.B. Maaloe 1985, S. 35). Dieser Fall spielt aber in natürlichen Systemen keine Rolle, da diese mehr als zwei Komponenten aufweisen.

(siehe Mysen 1987 und darin zitierte Arbeiten). Diese neuen Vorstellungen erlauben eine Extrapolation der in Modellsystemen spezieller Zusammensetzung ermittelten Elementverteilungskoeffizienten zwischen koexistierenden Schmelzen auf anders zusammengesetzte Systeme. Es ist zwar nicht möglich, die Verteilungskoeffizienten zwischen Schmelzphasen in nicht experimentell untersuchten Systemen absolut anzugeben, aber wir sind in der Lage, ein qualitatives bis halbquantitatives Bild von der Elementverteilung zwischen den koexistierenden Schmelzphasen zu zeichnen. Insbesondere müssen sich geochemisch verwandte Elemente bei der Aufteilung auf koexistierende Schmelzphasen gleichsinnig verhalten, d.h. der Verteilungskoeffizient sollte nicht in einem Fall deutlich größer und im anderen Fall deutlich kleiner als 1 sein. Der Vergleich der chemischen Zusammensetzung von Orbiculen und Gesteinsmatrix liefert somit eine Möglichkeit, die Hypothese einer Entstehung der Orbiculite durch liquide Entmischung zu testen. Zuvor seien aber noch einige Überlegungen zu möglichen Kristallisationsabläufen in einem System mit zwei koexistierenden Schmelzen angestellt.

Würde ein System mit zwei koexistierenden Schmelzen, in dem die mengenmäßig unbedeutendere Schmelzphase in Form von ''Tropfen" in der mengenmäßig dominierenden vorliegt, ganz normal kristallisieren, wie es bei Intrusionen üblich ist, so würde sich in Matrix und Kugeln ein normales plutonisches Gefüge ergeben. Als Beispiel für ein solches Gestein kann ein von Lee & "Sharpe (1979) beschriebener sphäroidaler Pyroxenit aus dem Bushveld Complex genannt werden. Ein derartiges Gefüge ist jedoch kein typisches Orbiculitgefüge im Sinne von Leveson (1963). Orbiculite zeichnen sich vielmehr durch einen konzentrischen Schalenbau und/oder ein radialstrahliges Gefüge aus. Ein solches Gefüge kann auf keinen Fall durch einfache liquide Entmischung mit anschließender normaler plutonischer Kristallisation mit geringer Unterkühlung entstanden sein.

Denkbar ist jedoch, daß ein System mit koexistierenden Schmelzphasen zunächst keine oder wenig Kristallkeime enthält (vgl. die Ausführungen in Kapitel 3.1) und dann soweit unterkühlt wird, daß die Rate für homogene Keimbildung gering ist. Eine Kristallisation könnte dann nur durch heterogene Keimbildung an vorhandenen Festkörpern (Fremd- oder Restitmaterial) oder an der Grenzfläche zwischen beiden Schmelzen einsetzen.

Letzteres würde bedeuten, daß die Orbicule von außen nach innen kristallisierten, was bei den silikatischen Orbiculiten, wie gezeigt wurde, nicht der Fall ist. Lediglich bei den Kugelkarbonatiten von Sökli kristallisierten die Orbicule von außen nach innen.

Obwohl also bereits die Gefüge der silikatischen Orbiculite gegen eine liquide Entmischung als primäre Ursache sprechen (siehe hierzu auch Sederholm 1928 und Eskola 1938), sollen im folgenden zusätzlich geochemische Argumente gegen diese Vorstellung angeführt werden:

(1) Beim Kugelnorit von Romsaas sind erhebliche chemische und mineralogische Unterschiede zwischen Orbiculen und Gesteinsmatrix gegeben. Die aus der chemischen Zusammensetzung errechnete Zahl der nichtbrückenbildenden Sauerstoffe pro Tetraederzentralion (im folgenden kurz NBO/T genannt) beträgt 1.65 bei den Orbiculen und 0.3 bei der Matrix (Tab. 41). Im pseudoternären Greig-Diagramm (Greig 1927), das häufig für die Darstellung von Mischungslücken in Silikatsystemen verwendet wird (z.B. Roedder 1979; Mezger et al. 1985), sind verschiedene Orbicul-Matrix-Paare eingezeichnet (Abb. 83). Die Projektionspunkte fallen durchaus in den Bereich, in dem liquide Entmischung zu erwarten wäre. Allerdings verlaufen die "Konoden" zwischen Gesteinsmatrix und Orbiculen "diskordant" zu den bislang bei dieser Mischungslücke bekannten "Konoden", deren Verlauf in etwa parallel der Längserstreckung der Zwei-Schmelzen-Felder ist.
Berechnet man aus den Analysen der beiden Teilbereiche die Verteilungskoeffizienten für die Elemente zwischen Orbiculen und Matrix (Tab. 41), so ergibt sich ein Bild, das mit den experimentellen Befunden nicht im Einklang steht. Die HFS-Elemente Zr, Hf, P, Ti, Ta und Nb sollten in der gering vernetzten Schmelze stark angereichert sein (z.B. Ryerson & Hess 1978). Die Verteilungskoeffizienten liegen jedoch zwischen 0.1 und 0.7. Auch die Seltenen Erden sind nicht, wie bei ehemaligen koexistierenden Schmelzen zu erwarten, in den Orbiculen angereichert, sondern in der Gesteinsmatrix.
Der Nachweis, daß liquide Entmischung bei der Entstehung des metamorph überprägten Orbiculits von Romsaas keine Rolle gespielt hat, zeigt gleichzeitig, daß die Kristallisation von innen nach außen abgelaufen sein muß, da der umgekehrte Weg nur bei koexistierenden Schmelzen denkbar ist.

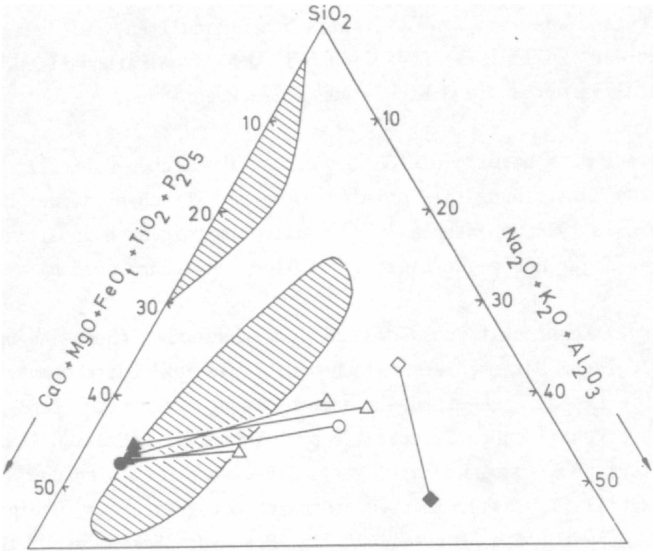


Abb. 83. Pseudoternäres Greig-Diagramm (Gewichtsproportionen) mit Darstellung der Orbiculite von Romsaas (Dreiecke), Davie County (Kreise) und Großgerungs (Rauten). Die schraffierten Felder zeigen die Bereiche an, aus denen liquide Entmischung bekannt ist. Geschlossene Symbole stehen für die Orbicule (bzw. Schalen), offene für die Gesteinsmatrix. Weitere Erläuterungen siehe Text.

(2) Für den gabbroiden Orbiculit von Davie County (North Carolina) wurde von Butler (1973) eine Entstehung durch liquide Entmischung in Betracht gezogen. Die etwa 2 cm großen Orbicule sind radialstrahlig aufgebaut, wobei in den größeren Kugeln ein kleiner Kern erkennbar ist. Während die Kugeln hauptsächlich aus radial gewachsenen Augiten und Hornblenden aufgebaut sind, finden sich in der Matrix neben Plagioklas, Mikroklin und Quarz auch wenig Hornblende und Titanit. Der Orbiculkern, soweit überhaupt erkennbar, enthält neben Augit die Minerale Epidot, Titanit, Plagioklas, Mikroklin, Quarz und Hornblende. Butler (1973) verglich die Zusammensetzung von Kugeln (NBO/T = 1.75) und Gesteinsmatrix (NBO/T = 0.36) und betonte, daß diese im Greig-Diagramm (Abb. 83) in den Bereich fallen, für den liquide Ent-

mischung in der Natur nachgewiesen ist (fälschlicherweise benutzte Butler für seine Darstellung molare Verhältnisse). Roedder (1979, Fig. 2-8, Seite 32) zeigt etwa 30 Paare von Gesteinsanalysen, bei denen liquide Entmischung in Experiment und Natur bewiesen beziehungsweise postuliert wurde. Bis auf ein einziges Paar, das Orbiculitvorkommen von Davie County, verlaufen alle Konoden subparallel zur Längsachse des Zwei-Schmelzen-Feldes.

Die Verteilung einzelner, von Butler analysierter Elemente führt auch für den Orbiculit von Davie County zu dem Schluß, daß liquide Entmischung keine Rolle gespielt haben kann. Genannt seien nur die Verteilungskoeffizienten (basisch/sauer = Orbicul/Matrix) für Ti (0.38), P (0.09) und Zr (0.25). Auch La und Ce sind nicht in den Orbiculen, sondern in der Matrix angereichert.

Tingle (1979, 1981) versuchte das Modell von Butler (1973) durch experimentelle Untersuchungen zu verifizieren. Er kommt jedoch aufgrund seiner Ergebnisse ebenfalls zu dem Schluß, daß liquide Entmischung keine Rolle gespielt haben kann.

(3) Das außergewöhnliche Orbiculitvorkommen von Großgerungs läßt sich im Greig-Diagramm nicht als Produkt einer liquiden Entmischung deuten. Da hier die Orbiculkerne eindeutig Fremdmaterial darstellen, wurden nur die Orbiculschalen mit der Gesteinsmatrix verglichen. Sowohl die Schalen (NBO/T = 0.13) als auch die Gesteinsmatrix (NBO/T = 0.10) zeigen den sehr hohen Vernetzungsgrad der ehemaligen Schmelze an. Geht man trotzdem davon aus, daß in der "basischen" Schmelze, also der jetzigen Cordierit-Apatit-Schale im Vergleich zu der "sauren" Matrix die HFS-Elemente angereichert sein sollten, so trifft dies für P und Y zu, während Zr, Hf, Ti, Nb und Ta stark in der Gesteinsmatrix angereichert sind (vgl. Tab. 41). Die Verteilungskoeffizienten (Schale/Matrix) sind für La, Ce und Eu kleiner als 1, für alle anderen SE-Elemente hingegen deutlich größer.

Es ist somit kaum möglich, die vorhandene Elementverteilung zwischen Schalen und Gesteinsmatrix mit dem Modell der liquiden Entmischung zu erklären. Selbst wenn man davon ausgeht, daß neben den zwei Schmelzphasen Festkörper vorhanden waren, die mehr als 95% (vom Gesamtsystem) der schweren SE-Elemente und der Elemente Zr, Hf, Ti, Nb und Ta enthielten, so müßten diese Festphasen sich ausschließlich

in der Matrixschmelze befunden haben. Dies ist jedoch wenig wahrscheinlich.

(4) Bei den Orbiculitvorkommen von Kuru, Kangasala, Virvik und insbesondere bei dem von Esbo zeigen sich im Greig-Diagramm (Abb. 84) in den Zusammensetzungen von Kern, Schalen und Matrix nur geringe Unterschiede. Die darstellenden Punkte fallen nicht in den Bereich, aus dem liquide Entmischung bekannt ist. Bei der Berechnung der NBO/T erhält man sehr niedrige Werte (Tab. 41); die ehemaligen Schmelzen waren demnach hoch vernetzt. Dies bedeutet gleichzeitig, daß die Schmelzen eine recht hohe Viskosität gehabt haben müssen, was sich auch mit den aus der Literatur bekannten Modellen zur Errechnung von Viskositäten aus der chemischen Zusammensetzung bestätigen läßt (Bottinga & Weill 1972; Shaw 1972; Mysen et al. 1980). Es ist wenig wahrscheinlich, daß es in einer stark vernetzten Schmelze zu einer liquiden Entmischung kommt, bei der beide Schmelzphasen sich in ihrem Vernetzungsgrad kaum unterscheiden.
Auch die Elementverteilungen zwischen den Orbiculen (bzw. Orbicul-schalen bei Anwesenheit von Fremdkernen) und der Gesteinsmatrix sprechen bei allen Vorkommen eindeutig gegen liquide Entmischung.

Kangasala: Die Orbicule kristallisierten eindeutig von innen nach außen um einen Fremdkern. Ein Vergleich von Schalen und Gesteins-matrix zeigt, daß in den basischeren Schalen P, Y und die SE-Elemente angereichert sind, während die Matrix stark erhöhte Gehalte an Ti, Zr, Hf, Nb und Ta aufweist. Die Alkalien sind in der Matrix angereichert.

Virvik: Auch hier kristallisierten die Orbicule von innen nach außen um einen Fremdkern. Zr und Hf sind eindeutig in der saureren Matrix angereichert, während P, Ti, Nb, Ta, Y und die SE-Elemente keine deutliche Fraktionierung aufweisen.

Esbo: Für Schalen und Matrix ergibt sich ein identisches NBO/T von 0.10. Die Verteilungskoeffizienten Schalen/Matrix liegen für die meisten Elemente bei ungefähr 1, wobei P, Y und die SE-Elemente geringfügig in der Matrix angereichert sind. Lediglich Zr und Hf zeigen extreme Verteilungskoeffizienten von ungefähr 0.06. Da für

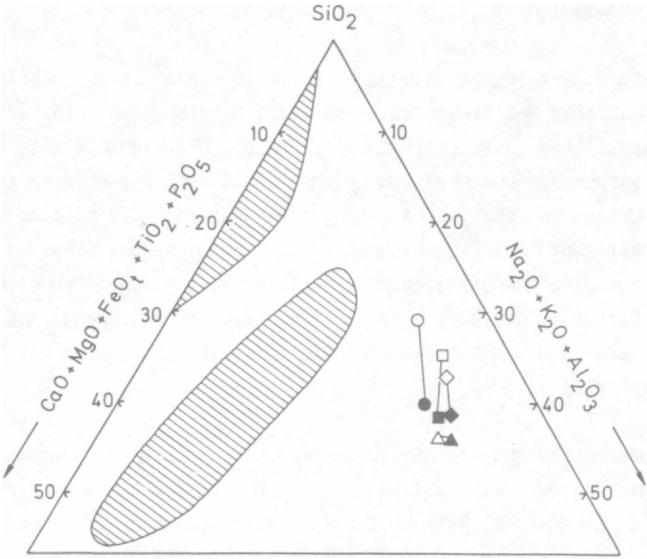


Abb. 84. Pseudoternäres Greig-Diagramm (Gewichtsproportionen) mit Darstellung der Orbiculite von Kangasala (Vierecke), Virvik (Rauten), Esbo (Dreiecke) und Kuru (Kreise). Die schraffierten Felder zeigen die Bereiche an, aus denen liquide Entmischung bekannt ist. Geschlossene Symbole stehen für die Orbicule (bzw. Schalen), offene für die Gesteinsmatrix. Weitere Erläuterungen siehe Text.

Esbo die Richtung der Kristallisation aufgrund der mikroskopischen Befunde nicht eindeutig festgelegt werden kann, ist auch die theoretisch denkbare Möglichkeit zu berücksichtigen, daß die Kristallisation von außen nach innen erfolgte und der Kern der Orbicule nicht Fremdmaterial, sondern Restschmelze der entmischten Tropfen darstellt. Dies bedeutet, daß man die chemische Zusammensetzung des gesamten Orbiculs der Zusammensetzung der Gesteinsmatrix gegenüberstellen müßte. Hier ergeben sich jedoch keine signifikanten Unterschiede. Wegen der gleichartigen Mineralogie und des geringen Teilvolumens des Kerns am gesamten Orbicul (weniger als 5 Vol.-%) ist

der Einfluß des Kerns auf die berechneten Verteilungskoeffizienten gering.

Kuru: Vergleicht man zunächst die basischeren Schalen mit der saureren Gesteinsmatrix, so ergibt sich eine mehr oder weniger deutliche Anreicherung fast aller HFS-Elemente in der Matrix (abgesehen von Ti). In diesem Fall ist die Matrix zwischen den Orbiculen des Typs A herangezogen worden; die gleiche Betrachtung mit der Matrix zwischen den Orbiculen des Typs B würde die Verteilungskoeffizienten lediglich weiter von 1 abweichen lassen. Dieser Sachverhalt ändert sich auch nicht, wenn man statt der Schalen die gesamten Orbicule (Schalen und Kern) mit der Matrix vergleicht.

Zusammenfassend ergibt sich demnach, daß liquide Entmischung bei der Entstehung der rein silikatischen Orbiculite wohl kaum eine Rolle gespielt haben kann. Wie aus Tabelle 41 zu ersehen ist, sind geochemisch verwandte Elemente, wie beispielsweise die HFS-Elemente, nicht gleichsinnig auf die Teilbereiche (Gesteinsmatrix und Orbicule, bzw. Orbicul-schalen) verteilt. Die Elementverteilungen entsprechen auch qualitativ nicht den aus Experimenten und Naturbeobachtungen ermittelten Verteilungskoeffizienten (Watson 1976; Ryerson & Hess 1978).

Wie sieht es nun aber mit Orbiculiten aus, die nicht rein silikatischer Natur sind, wie beispielsweise die **Kugelkarbonatite?** Lapin & Vartiainen (1983) postulierten für die Kugelkarbonatite von **Sökli** eine Entstehung durch liquide Entmischung. Im Zusammenhang mit der Entstehung von Karbonatitmagmen wird liquide Entmischung häufig diskutiert (z.B. Le Bas 1977). Diese Vorstellung wird auch durch experimentelle Befunde gestützt (z.B. Freestone & Hamilton 1980).

Als Begründung für eine Entstehung der Kugelkarbonatite von Sökli durch liquide Entmischung führen Lapin & Vartiainen (1983) vor allem mikroskopische Befunde an. Die Entmischung der ursprünglichen Schmelze in einen sövitischen (karbonatreichen und silikatarmen) und einen phoscoritischen (karbonatarmen und silikatreichen) Anteil führt nach diesen Autoren zur Ausbildung der Kugelstruktur, die dann bei der

folgenden Kristallisation, die von der Kugeloberfläche nach innen hin fortschreitet, erhalten bleibt.

Eigene Befunde (vgl. Kap. 2.7) ergaben, daß die petrographischen und geochemischen Charakteristika der Kugelkarbonatite von Sökli mit dem Modell der liquiden Entmischung gut erklärt werden können. Es ergeben sich keine Widersprüche zu dem von Lapin & Vartiainen (1983) formulierten Modell. Dies gilt sowohl in Bezug auf das Gefüge als auch in Bezug auf die Mineralchemie. Die Daten können wie folgt interpretiert werden:

Nachdem die ursprüngliche Schmelze in einen sövitischen und einen phoscoritischen Anteil entmischt ist, kommt es in den phoscoritischen "Tropfen" zur Kristallisation von Olivin. Die ersten Kristallkeime bilden sich heterogen an der Grenzfläche der phoscoritischen Tropfen zur sövitischen Matrix. Während die Kristallisation von außen nach innen fortschreitet, bilden sich auch in der sövitischen Matrix Olivine mit der gleichen chemischen Zusammensetzung. Das Gleichgewicht zwischen allen Phasen bleibt zunächst erhalten. Bei fortschreitender Kristallisation bildet die radiale, nach innen wachsende Olivinschicht in der Außenzone der phoscoritischen Kugeln jedoch eine Diffusionsbarriere, die eine weitere Gleichgewichtseinstellung zwischen den beiden "Restschmelzen" verhindert. Innerhalb der Kugeln nimmt der Forsterit-Gehalt des kristallisierenden Olivins nach innen hin ab und ist im Kern der Orbicule am geringsten. Wegen der nicht mehr möglichen Gleichgewichtseinstellung weisen Phasen, die erst relativ spät zu kristallisieren begonnen haben (z.B. Phlogopit, Richterit), in Orbiculkern und sövitischer Matrix unterschiedliche Zusammensetzungen auf.

Die vom Orbiculrand zum -kern hin ansteigenden Mn-Gehalte im Ilmenit unterstützen die Vorstellung, daß die Kristallisation der Orbicule vom Rand zum Kern hin erfolgte (vgl. Kap. 2.7.2).

Das in den phoscoritischen Schmelztropfen enthaltene Karbonat kristallisiert zum Schluß im Kern der Orbicule in Form von Dolomit und Calcit. Die im Vergleich zu den koexistierenden Karbonaten der sövitischen Matrix kleinere Mischungslücke zwischen Calcit und Dolomit im Orbiculkern kann durch eine höhere Solidus-Temperatur der phoscoritischen Schmelztropfen erklärt werden.

3.3. Gedanken zu anderen Modellvorstellungen

In Kapitel 3.1 wurde davon ausgegangen, daß Wärmeentzug im Kontaktbereich eines intrudierten Magmas zur lokalen Unterkühlung führt. In der Orbiculitliteratur ist daneben des Öfteren postuliert worden, daß ein plötzlicher H_2O-Verlust für die Unterkühlung einer silikatischen Schmelze im plutonischen Milieu verantwortlich ist (z.B. Maggetti et al. 1978; Symes et al. 1987). Wie steht es mit dieser Ansicht?

In Abbildung 85 ist für P = constant das Kristallisationsintervall für ein tonalitisches Magma in Abhängigkeit vom Wassergehalt im System dargestellt (nach Wyllie 1977). Dieses System wurde gewählt, weil ein Tonalit am ehesten mit den plagioklasreichen Orbiculiten vergleichbar ist. Befindet sich das System im wasserübersättigten Bereich oberhalb des Liquidus (Punkt 1 in Abb. 85), d.h. besteht es aus einer wassergesättigten Schmelze und einer H_2O-Fluidphase, so kann ein plötzlicher Verlust von Wasser auftreten (Pfeil). Hierdurch wird sich jedoch die Liquidustemperatur des Systems nicht ändern. Das System bewegt sich maximal bis an die Wassersättigungskurve. Geht man dagegen von einem wasserübersättigten System unterhalb des Liquidus aus (Punkte 2 und 3 in Abb. 85), so kann bei einem Wasserverlust (Pfeile) wiederum die Wassersättigungskurve erreicht werden. In diesem Fall ergibt sich eine geringfügig erhöhte Liquidustemperatur, d.h. eine stärkere Unterkühlung nicht nur in Bezug auf den Liquidus des Gesamtsystems, sondern auch in Bezug auf den Liquidus einzelner Phasen (z.B. Hbl-out, Bio-out in Abb. 85).

Aus neueren experimentellen Untersuchungen und Naturbeobachtungen (Kristallisationsabfolgen) wissen wir jedoch, daß silikatische Magmen in der Regel nicht H_2O-gesättigt sind (z.B. Wyllie 1979). Gegen ein ursprünglich H_2O-gesättigtes Orbiculitmagma spricht weiterhin, daß in fast allen bekannten silikatischen Orbiculiten eine hydroxylfreie Phase (in aller Regel Plagioklas) die erste Liquidusphase ist, d.h. die Kristallisation der Orbiculschalen beginnt mit Plagioklas. Plagioklas ist jedoch in den meisten silikatischen Magmensystemen unabhängig vom Druck nur im stark H_2O-untersättigten Bereich Liquidusphase (vgl. Wyllie 1977). Ein Wasserverlust eines Systems, das sich im wasser-

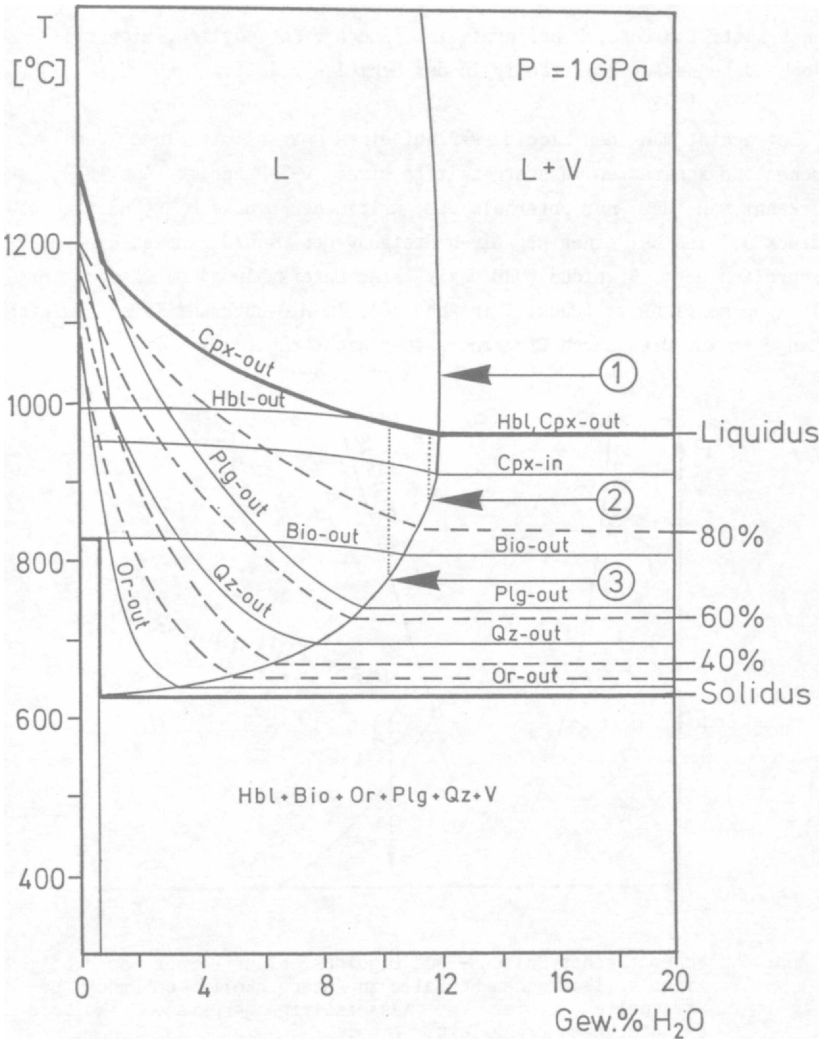


Abb. 85. Schmelz Intervall eines Tonalits bei P = 1 GPa in Abhängigkeit vom Wassergehalt im System (nach Wyllie 1977). Eingezeichnet ist neben Liquidus und Solidus (dicke Linien) das jeweilige Auftreten der Mineralphasen (durchgezogene Linien) sowie der Anteil an Schmelze am Gesamtsystem (gestrichelte Linien). Weitere Erläuterungen siehe Text.

untersättigten Bereich befindet, ist jedoch nicht möglich. Hier ist das vorhandene Wasser vollständig in der Schmelze gelöst.

Betrachtet man den Liquidusverlauf eines Magmas mit einem realistischen und konstanten Wassergehalt in einem P-T-Diagramm (Abb. 86), so erkennt man, daß nur unterhalb des kritischen Drucks P_k ("Sättigungsdruck"), also bei einer negativen Steigung der Liquiduskurve, ein Unterschreiten des Liquidus (und damit eine Unterkühlung) durch Druckentlastung möglich ist (Punkt 1 in Abb. 86). Im H_2O-untersättigten Bereich hingegen ist dies durch Druckentlastung nicht möglich.

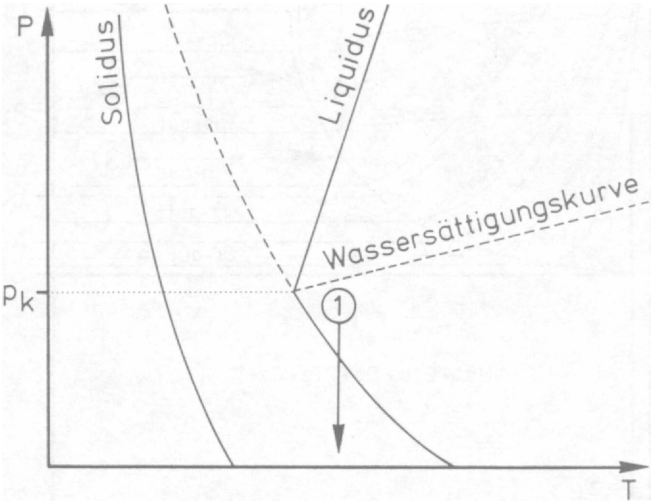


Abb. 86. Schematischer Solidus- und Liquidusverlauf einer wasserhaltigen silikatischen Schmelze in Abhängigkeit vom Druck (gestrichelte Linie = Wassersättigungskurve). Weitere Erläuterungen siehe Text.

Eine durchaus häufig zu vertretene Vorstellung geht davon aus, daß die Orbicule Reaktionsprodukte eines Magmas mit Xenolithen darstellen (Frosterus 1892, 1896, Chrustschoff 1894, Benedicks & Tenow 1911, Cole 1916, Nockolds 1931, Koide 1951, Palmer et al. 1967, Dahl & Palmer 1979, 1981a, 1981b, 1982, 1983). Aus der Natur sind viele Beispiele bekannt,

bei denen sich in einem Magma Reaktionshöfe um Xenolithe gebildet haben. Diese sind jedoch in keinem Fall mit typischen Orbiculstrukturen vergleichbar. Sollte diese Vorstellung gültig sein, so wäre zu erwarten, daß zwischen Orbiculkern und Gesteinsmatrix deutliche chemische Unterschiede bestehen und daß die Orbiculschalen in ihrer Zusammensetzung zwischen Kern und Matrix vermitteln. Dies ist jedoch, wie in Kapitel 2 gezeigt wurde, nicht der Fall.

Viele Autoren postulieren, daß die Genese von Orbiculiten durch periodisch sich ändernde physikalische Parameter erklärt werden kann. So wird beispielsweise die Möglichkeit diskutiert, daß Orbicule in einem Magmenkörper wiederholt auf- und absteigen und somit bei unterschiedlichen Druck- und Temperaturbedingungen kristallisieren; weiterhin könnten in tiefenzonierten Magmenkörpern unterschiedliche Schmelzzusammensetzungen für die Kristallisation der mineralogisch unterschiedlichen Schalen verantwortlich sein (Carstens 1957; Moore & Lockwood 1973a; Maggetti & Van Diver 1975, Maggetti 1976, Maggetti et al. 1978). Später würden sich dann die Orbicule in geeigneten Fallen (z.B. Apophysen) akkumulieren. Gemäß diesen Vorstellungen könnte etwa ein gerade aufgenommener, kälterer Xenolith in einer in Ruhe befindlichen Schmelze absinken und lokal (um sich herum) eine Unterkühlung hervorrufen, die zur Kristallisation von Orbiculschalen führt. Die Kristallisationswärme müßte vom Kern aufgenommen werden. Die Orbiculkristallisation würde aufhören, wenn der Xenolith beziehungsweise das gesamte Orbicul die gleiche Temperatur erreicht hat wie das Magma. Danach könnte das Orbicul bei einem erneuten Intrusionsschub wieder in seichtere Bereiche befördert werden, abkühlen und wiederum absinken; eine neue Schale könnte kristallisieren usw.

Gegen periodisch sich ändernde physikalische Parameter bei der Bildung der Orbicule spricht die sehr konstante Zusammensetzung der Mischkristallphasen in allen Schalen eines Orbiculs. Auch energetische Betrachtungen zeigen, daß das oben skizzierte Modell keine Gültigkeit haben kann. Schmelzenthalpien der betreffenden silikatischen Phasen betragen etwa 50 cal/g; die Wärmekapazitäten der entsprechenden Minerale liegen bei 0.2 cal g^{-1} deg^{-1}. Dies bedeutet, daß bei der Kristallisation von 1 g Substanz eine Energiemenge freigesetzt wird, die ausreicht, um 1 g eines anderen Festkörpers um 100°C zu erhitzen. Bei einem mittleren Mengenverhältnis von Kern zu Schalen von 1:20, wie es bei den meisten

Orbiculiten angetroffen wird, würde daher die bei der Kristallisation der Schalen freiwerdende Energie dazu ausreichen, den kristallinen Kern bereits nach kurzer Zeit auf Solidustemperatur aufzuheizen und danach eventuell sogar zu schmelzen. Nur ein Bruchteil der Schalen könnte kristallisieren, bevor eine weitere Abfuhr der Kristallisationswärme in Richtung Orbiculkern nicht mehr möglich wäre und somit die Kristallisation der Schalen stagnieren würde. Die Ableitung der freiwerdenden Kristallisationswärme in Richtung auf relativ kalte Xenolithkerne kann demnach zwar durchaus die erstmals einsetzende heterogene Keimbildung und Schalenbildung beeinflussen und unterstützen, auf keinen Fall jedoch die Kristallisation kompletter Orbicule mit mächtigen Schalen erklären.

Das von Moore & Lockwood (1973a) ausführlich beschriebene ”comb layering" am Intrusivkontakt wird insbesondere in Vergesellschaftung mit gabbroiden Orbiculiten (z.B. Nockolds 1931, Mourant 1932, Van Diver & Maggetti 1973, 1975) gefunden. Vergleichbare Strukturen werden jedoch oftmals auch ohne gleichzeitige Orbiculitbildungen angetroffen (Wager & Brown 1951, 1967, Taubeneck & Poldervaart 1960, Moore & Lockwood 1973a, Maaloe 1978, Petersen 1985). Die Entstehung des ”comb layering” wird in der jüngeren Literatur durch das von Rutter & Chalmers (1953) formulierte Modell des "constitutional supercooling” (Abb. 87) erklärt (siehe auch Tiller et al. 1953 und Keith & Padden 1963). So konnte Petersen (1985) zeigen, daß die Bildung von solchen exotischen Gefügen im Kontaktbereich der Lardalit-Intrusion (Norwegen) durch ein entsprechendes Modell beschrieben werden kann.

Nach dem Modell des constitutional supercooling bilden sich comb layers im Kontaktbereich eines Intrusivkomplexes zum älteren Nebengestein. Der über einen längeren Zeitraum vorhandene Temperaturgradient von kristallisierendem Magma und kälterem Nebengestein ist die treibende Kraft bei der Ausbildung der comb layers. Die Kristallisationswärme wird nach diesem Modell stets über den neu gebildeten Kristall in Richtung auf das kältere Nebengestein abgeführt. Das Verhältnis von relativer lokaler Unterkühlung und Keimbildungs- und Wachstumsrate der Minerale bestimmt dann die auftretenden Gefüge (McBirney & Noyes 1979, Petersen 1985).

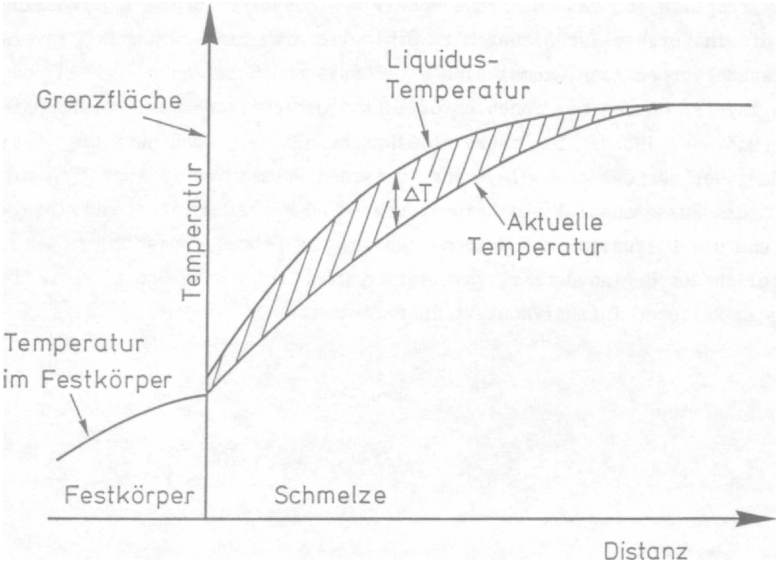


Abb. 87. Schematische Darstellung des ''Constitutional Supercooling" an der Grenzfläche zwischen einem wachsenden Kristall (Festkörper) und der an den Kristall angrenzenden Schmelze. Der Kristall hat eine geringere Temperatur als die Schmelze; freiwerdende Kristallisationswärme wird über den Kristall abgeführt. Durch den Einbau der Hochtemperaturkomponente in den Kristall und den entstehenden Diffusionshof mit höheren Konzentrationen an Niedertemperaturkomponente ist die Liquidustemperatur der verbleibenden Schmelze an der Grenzfläche gesunken. Dies kann dazu führen, daß der Unterkühlungsbetrag △ T in einiger Entfernung von der Grenzfläche seinen größten Wert erreicht. Dies kann in der Ausbildung von elongierten Kristallen resultieren, die ein "comb layering" bilden (Rutter & Chalmers 1953, Lofgren 1980).

Wie bereits diskutiert kann bei Orbiculen wegen des relativ geringen Volumens der Orbiculkerne die Temperaturdifferenz zwischen Orbiculkern und Magma nicht die Kristallisation sämtlicher Schalen bewirken. Es ist daher fraglich, ob das einfache Modell des constitutional supercooling auf die in Vergesellschaftung mit Orbiculiten zu findenden comb layers angewandt werden kann, zumal sich die Gefüge und Schalenabfolgen in den comb layers von den mit ihnen assoziierten Orbiculiten kaum unterscheiden (McKinney 1985). Es erscheint wahrscheinlicher, daß auch die Ausbildung der für das comb layering typischen Strukturen in erster Linie durch das Zusammenspiel von Keimbildungs- und Wachstumsrate von Kristallen und die Diffusion der Komponenten in der Schmelze gesteuert wird. Lediglich der Beginn der Kristallisation wird durch heterogene Keimbildung am kälteren Intrusivkontakt initiiert.

3.4. Besonderheiten in der chemischen Zusammensetzung von silikatischen Orbiculiten

Die von Leveson (1966) anhand der Matrixzusammensetzung vorgenommene Einteilung der Orbiculite und die vielfach falsche Klassifizierung in früheren Publikationen haben dazu geführt, daß in der Zusammenstellung von Leveson (1966) der Anteil der Granite und Gabbros bei den Orbiculiten sehr hoch ist. Die Einteilung nur nach der Gesteinsmatrix ist nicht sinnvoll, da die Entstehung der Schalen stets in unmittelbarem Zusammenhang mit der Matrix zu sehen ist, die Matrix also nur die ungefähre Zusammensetzung der "Restschmelze" nach der Orbiculgenese darstellt. Klassifiziert man die Orbiculite anhand der Gesamtzusammensetzung der Gesteine (ohne Xenolithmaterial), so ergibt sich ein sehr viel einfacheres Bild. Sehr viele Orbiculite weisen dann eine dioritische bis quarzmonzodioritische Zusammensetzung auf. Nach einer von Raivio (pers. Mitt. 1987) vorgenommenen Zusammenstellung der 62 aus Finnland bekannten Orbiculite besitzen mehr als 70% der Vorkommen eine solche Zusammensetzung. Alle diese Gesteine weisen sehr hohe Al-Gehalte auf, ohne daß sie jedoch peralumisch sind. Schmelzen dieser Zusammensetzung scheinen demnach bei günstigen Randbedingungen bevorzugt zur Ausbildung von Orbiculen zu neigen.

Neben den dominierenden dioritischen bis quarzmonzodioritischen Orbiculiten repräsentieren die in dieser Arbeit nicht näher untersuchten gabbronoritischen Orbiculite die mengenmäßig zweitwichtigste Gruppe. Diese Orbiculite, zu denen die von der Kanalinsel Alderney (Nockolds 1931; Mourant 1932), Reichenbach im Odenwald (Maggetti & Van Diver 1975, Maggetti et al. 1978), Fisher Lake in Californien (Moore & Lockwood 1973a, 1973b, McKinney 1985), Deer Creek in Californien (Moore & Lockwood 1973a) und Langtrask in Schweden (Grip & Russell 1971) gehören, weisen einen komplexeren Schalenbau auf. Auch hier gilt jedoch, daß einzelne Mischkristallphasen nur eine sehr geringe chemische Variation von den innersten zu den äußersten Schalen aufweisen und daß Plagioklas die wichtigste Phase ist, die meist radialstrahliges Wachstum zeigt.

Bei allen dioritischen Orbiculiten ist das Element Zr stark in der Gesteinsmatrix angereichert, während in den Schalen nur sehr wenig Zr

vorhanden ist. Dies gilt nicht nur für die in dieser Arbeit vorgestellten Orbiculite. Weitere eigene chemische Analysen (z.B. von Mullaghderg in Irland) und petrographische Befunde aus der Literatur (z.B. Frosterus 1896, Seite 15) deuten darauf hin, daß die Anreicherung von Zr in der Gesteinsmatrix ein sehr typisches Merkmal von Orbiculiten ist. Im Durchschnitt enthält die Gesteinsmatrix etwa 10 bis 50 mal so viel Zr wie die Orbiculschalen. Typische Konzentrationswerte sind deutlich weniger als 100 ppm für die Orbiculschalen (oft weniger als 10 ppm) und in vielen Fällen deutlich mehr als 400 ppm für die Gesteinsmatrix (vgl. Tabellen 2, 6, 12 und 19). Die Werte für die Gesteinsmatrix liegen somit erheblich höher als bei den meisten vergleichbaren granitoiden Gesteinen. Zudem haben U-Pb-Isotopenuntersuchungen gezeigt, daß ein Großteil der Zirkone in normal strukturierten Granitoiden restitischen Ursprungs ist (obere Schnittpunktsalter in Diskordia-Diagrammen). Wie sind nun die hohen Zr-Gehalte in der Matrix von Orbiculiten bei gleichzeitig niederen Gehalten in den Orbiculschalen zu erklären?

Wenn bereits vor Beginn der Kristallisation der Schalen Zirkone im Magma vorhanden gewesen wären, so müßten diese von den später wachsenden Schalen eingeschlossen worden sein oder aber sich vor der Kristallisationsfront angereichert haben. Beides wurde jedoch nicht beobachtet. Dies spricht dafür, daß das Magma primär keine Zirkone enthielt und daß die Kristallisation von Zirkon erst nach der Orbiculbildung einsetzte. Auch Held (1977) beobachtete in Orbiculiten aus den Sandia Mountains (New Mexico) eine sehr starke Anreicherung des Minerals Zirkon in der Matrix. Er nahm an, daß diese Zirkone erst bei der Kristallisation der Matrix gebildet wurden.

Zr ist ein Element, das nur in geringem Maße in den granitoiden Hauptgemengteilen wie Feldspäten, Biotit und Hornblende eingebaut wird. Lediglich im Clinopyroxengitter findet Zr in erwähnenswertem Ausmaß Platz. Untersuchungen zur Löslichkeit von Zr in silikatischen Schmelzen (Watson 1979, Watson & Harrison 1985, 1984) ergaben, daß die Löslichkeit mit steigendem (Na+K+2Ca)/(Al*Si) zunimmt. Dieses Verhältnis beträgt bei den hier vorliegenden Orbiculiten in der Matrix meist ungefähr 1.8, was recht hoch ist und eine hohe Löslichkeit von Zr zur Folge hat. Nach Har-

rison & Watson (1983) kann auch die Bildung von Zr-Halogen-Komplexen zu einer Erhöhung der Löslichkeit von Zr in silikatischen Schmelzen führen.

Die Verteilung der Phase Zirkon in den Orbiculiten kann demnach durchaus mit dem Modell des diffusionskontrollierten Wachstums erklärt werden, wenn man annimmt, daß während der Bildung der Orbicule die Löslichkeit des Minerals Zirkon in der Schmelze nicht überschritten wurde. Somit reicherte sich Zr in der Restschmelze, der späteren Matrix, an. Keines der anderen in Kapitel 1.3 genannten Modelle kann eine befriedigende Erklärung für die starke Anreicherung von Zr in der Matrix der Orbiculite liefern.

Auffällig bei den vier untersuchten dioritischen Orbiculiten aus Finnland ist der extrem hohe Gehalt an SE-Elementen. Aus der Literatur ist ähnliches bislang nicht bekannt. Thiele (1967) beschreibt große Mengen von Monazit aus dem Orbiculit von Pabneukirchen (Österreich); wie in Kangasala findet sich Monazit vor allem in einer massiven Biotitschicht um den Kern und in den Plagioklasschalen. Man kann davon ausgehen, daß viele dioritische Orbiculite, bei denen kleinste Epidotkristalle als Einschlüsse in Plagioklas beschrieben worden sind (z.B. Sederholm 1928, Eskola 1938, Kanwar 1977), in Wirklichkeit keinen Epidot, sondern Monazit enthalten.

Es ergeben sich vier theoretische Erklärungsmöglichkeiten für die hohen SE-Gehalte und die sehr steilen chondritnormierten SE-Muster:

(a) Die SE-Muster sind das Ergebnis von umfangreichen Fraktionierungsvorgängen während des Magmenaufstiegs;
(b) Die SE-Muster ergaben sich beim Aufstieg des Magmas durch Assimilation von entsprechend zusammengesetztem Nebengestein;
(c) Die SE-Muster rühren von einer SE-Zufuhr durch fluide Phasen her (Komplexierung);
(d) Die SE-Muster waren bereits durch das Edukt der Magmen vorgegeben.

Eine Entstehung der steilen SE-Muster allein durch fraktionierte Kristallisation aus einem Magma mit einem ursprünglich flacheren Muster (a) erscheint wenig wahrscheinlich. Von allen in Granitoiden möglichen Phasen haben nur Granat und Zirkon entsprechende Verteilungskoeffizienten, die eine Anreicherung der leichten und eine Abreicherung der

schweren SE-Elemente in der Restschmelze bewirken können. Die stark negative Eu-Anomalie weist aber darauf hin, daß Feldspat (hier wohl vor allem Plagioklas) eine große Rolle bei den abfraktionierten Phasen gespielt hat. Berücksichtigt man die Forderung, daß wegen der Entstehung der Orbicule die Magmen wenig Festkörper und Kristallkeime enthalten haben sollten (Kap. 3.1), so erscheint diese Möglichkeit insgesamt wenig wahrscheinlich. Entsprechendes gilt für die Annahme, daß das Orbiculitmagma zunächst keine hohen Gehalte an SE-Elementen aufwies und die hohen Gehalte erst durch Assimilation von entsprechend zusammengesetztem Nebengestein erreicht wurden (b). Was die Möglichkeit (c) betrifft, so ist in dieser Arbeit bereits argumentiert worden, daß die Orbiculitmagmen wohl kaum H_2O-gesättigt waren. Für eine nennenswerte Überprägung durch eine Fluidphase im Subsolidusbereich gibt es ebenfalls keinerlei petrographische und mineralchemische Hinweise.

Man kann demnach davon ausgehen, daß das Edukt bereits stark an leichten SE-Elementen angereichert war (d). Diese These scheint noch am wahrscheinlichsten, zumal dadurch auch die Verteilung der SE-Elemente zwischen den Teilbereichen der dioritischen bis quarzmonzodioritischen Orbiculite widerspruchsfrei erklärt werden kann.

Beim Orbiculit von Kangasala bilden an Monazit reiche reliktische Gneise des öfteren den Kern der Orbicule. In Kapitel 3.1 wurde argumentiert, daß vor der Kristallisation der massiven Biotitschale ein vom Schmelzprozeß herrührender Diffusionshof um die reliktischen Gneiskerne herum bestanden haben muß. Dieser Diffusionshof enthielt wahrscheinlich eine besonders hohe Konzentration von SE-Elementen, da diese wegen ihrer höheren Ladung sehr viel langsamer diffundieren sollten als die zweiwertigen Kationen. Dies kann die starke Konzentrierung der SE-Elemente und damit von Monazit in der massiven Biotitschale erklären. Eine entsprechende Anreicherung von Monazit wurde auch von Thiele (1967) im Orbiculit von Pabneukirchen beobachtet.

Anders verhält es sich in Kuru, wo die SE-Elemente vor Beginn der Kristallisation homogen in der Schmelze verteilt waren. Da sich während der Kristallisation der Schalen keine SE-Phase abschied, führte dies zu einer starken Anreicherung der SE-Elemente vor der Kristallisationsfront

der Orbicule und letztlich zur Abscheidung von Orthit randlich außerhalb der Orbicule.

In Virvik und Esbo war Monazit bereits während der Kristallisation der Schalen Liquidusphase. Das schnelle Wachstum der Plagioklasschalen führte dazu, daß hier nur kleinste Monazitkörner gebildet wurden, während später bei der wahrscheinlich sehr viel langsamer ablaufenden Kristallisation der Matrix große Monazitkörner entstanden. Das frühe Auftreten von Monazit als Liquidusphase ist hier gleichzeitig dafür verantwortlich, daß die Anreicherung der SE-Elemente in der Matrix relativ zu den Orbiculen sehr viel weniger ausgeprägt ist als bei Kuru. Es wurde hier eben kein starkes Diffusionsprofil in Bezug auf die SE-Elemente vor den kristallisierenden Orbiculen aufgebaut.

Die Vorstellung, daß die außergewöhnliche chemische Zusammensetzung vieler Orbiculite nicht durch die Schmelz- oder Fraktionierungsprozesse bedingt ist, sondern mit der chemischen Zusammensetzung des Eduktes erklärt werden muß, kann beispielsweise auch durch das Th/U-Verhältnis gestützt werden. Dies wurde in Kapitel 2.1.2 bereits kurz diskutiert.

Alle untersuchten finnischen silikatischen Orbiculite weisen Th/U-Verhältnisse auf, die weit über den Werten für die mittlere Zusammensetzung des Erdmantels (Heier & Carter 1964, Allegre et al. 1988) beziehungsweise der kontinentalen Kruste (Rogers 1964, Taylor & McLennon 1985) liegen. Magmatische Gesteine besitzen fast ausnahmslos [1)] Th/U-Verhältnisse zwischen 3 und 5. Während dieses Verhältnis in Kuru und

[1)] Aus der Front Range Provinz in Colorado, in der viele Th-reiche Granitoide (Phair & Gottfried 1964) zu finden sind, sind wenige Analysen mit hohen Th/U-Verhältnissen bekannt. Der hier zu findende Silver Plume Granit, der als internationaler Gesteinsstandard GSP bekannt ist (z.B. Gladney et al. 1983), weist ein außergewöhnliches Th/U-Verhältnis von 50 auf und ist mit seiner negativen Nb-Ta-Anomalie als typisches orogenes Gestein einzustufen. Das Alter dieser Colorado Front Range Granitoide entspricht mit ca. 1.4 bis 1.8 Ga in etwa dem Alter der Svekokareliden, in denen die meisten finnischen Orbiculite zu finden sind.

Kangasala bei 10 bis 15 liegt, sind in Virvik und Esbo Werte zwischen 30 und 50 zu verzeichnen. Derartig hohe Th/U-Verhältnisse können durch Fraktionierungsprozesse aus einem Magma mit "normalen" Th/U-Verhältnissen nicht erzeugt werden. Es verbleibt nur die Möglichkeit, als Edukt für diese Gesteine ein Sedimentgestein anzunehmen, bei dem ein durch Verwitterungsprozesse erhöhtes Th/U-Verhältnis gegeben war. Allerdings weisen die betreffenden Orbiculite einen metalumischen Charakter auf, der ein unreifes Sediment als Edukt voraussetzt. Für die Annahme subduktionsbezogener Magmen sprechen die klar ausgeprägten negativen Nb-Ta-Anomalien.

Offen bleibt die Frage, ob auch andere dioritische bis quarzmonzodioritische Orbiculite ähnlich hohe Th/U-Verhältnisse aufweisen, oder aber diese finnischen Orbiculite diesbezüglich eine Sonderstellung einnehmen.

3.5. Die Genese silikatischer Orbiculite, dargestellt am Beispiel Kuru

In diesem Abschnitt soll das in Kapitel 3.1 bereits skizzierte allgemeine Modell exemplarisch auf den Orbiculit von Kuru angewendet werden. Dieses Vorkommen wurde gewählt, da bei diesem Orbiculit ein im Vergleich zu anderen Vorkommen komplexerer Kristallisationsablauf vorliegt. Die im folgenden beschriebenen Mikrogefüge sind in Abbildung 54 skizziert, die Makrogefüge sind in den Cartoons der Abbildung 88 dargestellt. Die Entstehung der Orbicule kann in folgenden Schritten abgelaufen sein:

A: Ein H_2O-untersättigtes, quarzmonzonitisch zusammengesetztes Magma, das sich knapp unterhalb der Liquidustemperatur befindet, steigt relativ rasch adiabatisch auf. Während des Aufstiegs werden eventuell vorhandene Kristallkeime weitestgehend zerstört (Annäherung an Liquidus, vgl. Abb. 86). Einige größere Kristalle oder Kristallaggregate bleiben jedoch erhalten.

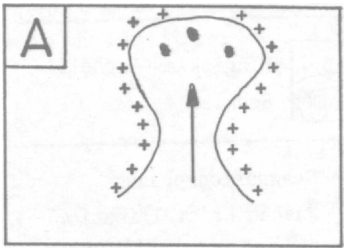
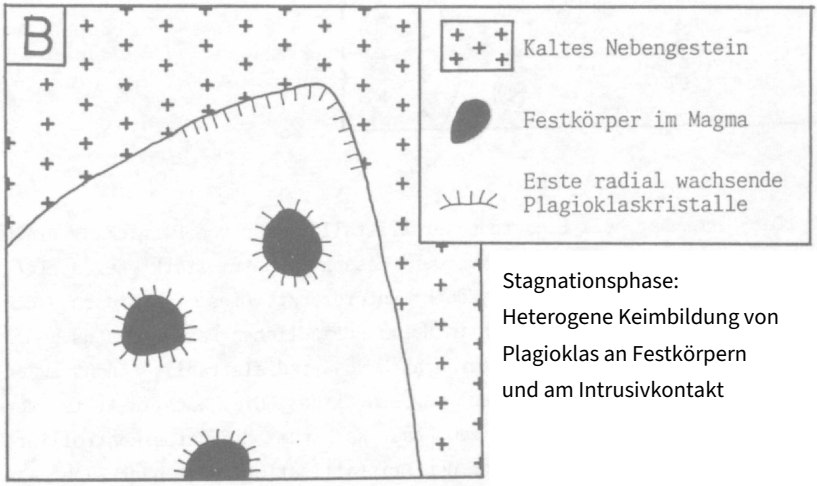
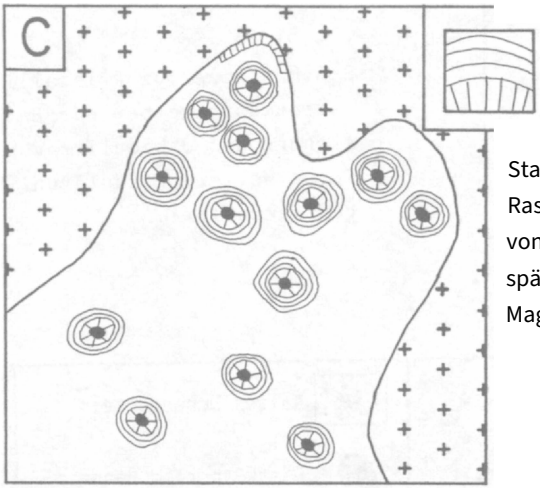


Abb. 88 A - F:
Schemaskizze zur Kristallisationsabfolge bei der Entstehung des Orbiculits von Kuru. Weitere Erläuterungen siehe Text.



Stagnationsphase:
Heterogene Keimbildung von Plagioklas an Festkörpern und am Intrusivkontakt

B: Das Magma erreicht einen Zustand relativer Ruhe und Teile sind in einer Apophyse gefangen; das Nebengestein ist zunächst deutlich kälter als das Magma. In der Apophyse wird das Magma wegen der schnelleren Wärmeabfuhr ins Nebengestein und der besseren Abschirmung gegen Konvektionsbewegungen stärker unterkühlt als anderswo. Nimmt man an, daß wenig Kristallkeime vorhanden sind und wegen der Unterkühlung die homogene Keimbildung unterdrück wird, so kann eine Kristallisation nur über heterogene Keimbildung an vorhandenen Grenzflächen erfolgen. Geeignete Orte sind im Magma befindliche Festkörper (Restite, Xenolithe) und der Kontakt zum Nebengestein. Plagioklas ist Liquidusphase und kristallisiert.



Plagioklas-Magnetit

Stagnationsphase:
Rasche Kristallisation
von zunächst Plagioklas,
später Plagioklas und
Magnetit

C: Das Magma hat beim Einsetzen der Kristallisation von Plagioklas einen Unterkühlungsbetrag erreicht, der dessen Wachstum stark begünstigt, die homogene Keimbildung jedoch unterdrückt. Dies führt dazu, daß viele der bei der Intrusion im Magma befindlichen Festkörper nach der heterogenen Keimbildung sehr rasch von radialstrahlig nach außen wachsenden Plagioklasschalen umgeben sind. Die Wachstumsrate der Plagioklase ist so hoch, daß das Wachstum diffusionskontrolliert erfolgt. In der Schmelze vor der Kristallisationsfront baut sich ein Diffusionshof auf. Es stellen sich relativ bald annähernd konstante Verhältnisse ein. Der sogenannte effektive Verteilungskoeffizient für die Anorthitkomponente wird ungefähr gleich 1. Die kristallisierenden Plagioklase haben demnach eine Zusammensetzung, die in etwa der mittleren Zusammensetzung des Magmas in Bezug auf die Komponenten An und Ab gleichkommt. Da die nicht oder nur untergeordnet in Plagioklas eingebauten Komponenten mit unterschiedlicher Geschwindigkeit von der Kristallisationsfront wegdiffundieren, ergeben sich mit wachsender Entfernung von der Kristallisationsfront unterschiedliche Mengenverhältnisse dieser Komponenten. Relativ zu den entsprechenden Konzentrationsprofilen für diese Komponenten kann sich die Kristallisationsfront verschieben. Dies kann dazu führen, daß an der Kristallisationsfront eine weitere Liquidusphase stabil wird, in

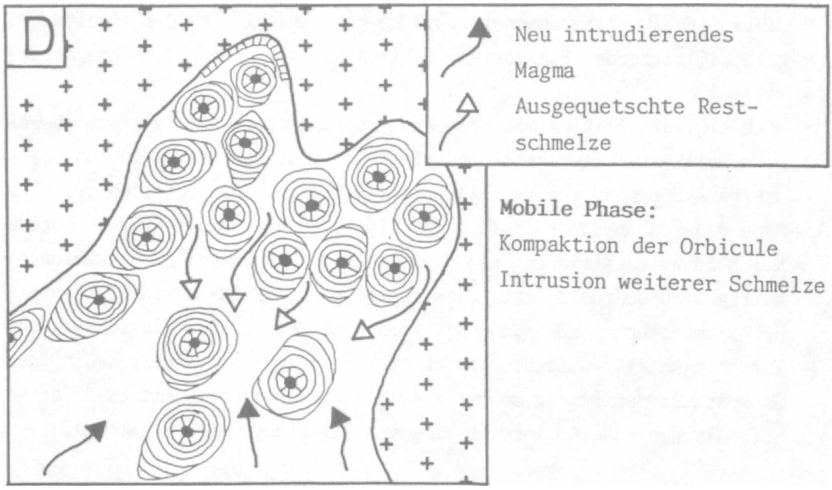
diesem Fall Titanomagnetit. Nunmehr umschließt der weiterhin kristallisierende Plagioklas zahlreiche kleinere Titanomagnetitkristalle.

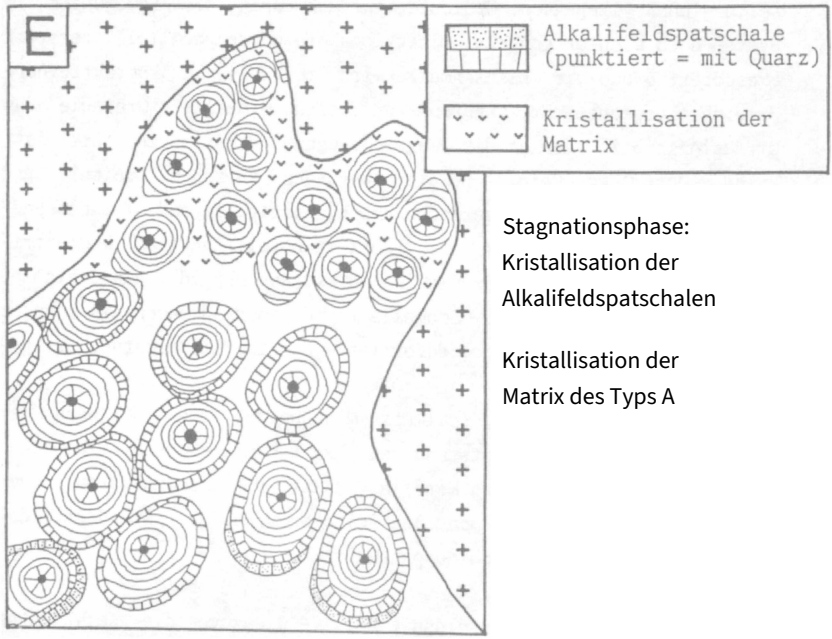
Nach einiger Zeit nimmt bei kaum veränderter Kristallisationsgeschwindigkeit - also annähernd gleichartig bleibendem Diffusionshof - die Rate für homogene Keimbildung im Diffusionshof plötzlich zu. Dies kann dadurch bedingt sein, daß die Inkubationszeit für homogene Keimbildung verstrichen ist oder aber der relative Unterkühlungsbetrag sich geändert hat. Dies führt dazu, daß das radialstrahlige Wachstum abrupt endet und ein körniges Gefüge aus Plagioklas und Titanomagnetit entsteht. Durch geringfügige Schwankungen in der Schmelzzusammensetzung an der Kristallisationsfront kommt es zu einer periodischen An- und Abreicherung von Titanomagnetit (Schalenbau).

D: Ein erneuter Intrusionsschub kann dazu führen, daß das in relativer Ruhe befindliche System in Bewegung gerät. Orbicule, die in Kontaktnähe bereits vor dem Intrusionsschub dichter gepackt lagen als die weiter innen liegenden Orbicule, werden durch die Bewegungen im System noch dichter gepackt, Diffusionshöfe werden zum Teil zerstört ("erodiert") und die Restschmelze wird teilweise in kontaktfernere Bereiche ausgequetscht. Während an Teilen einzelner Orbicule das Diffusionsprofil durch die Magmenbewegung bereits zerstört ist, können dort, wo keine Relativbewegungen zwischen Orbicul und umgebender Schmelze stattgefunden haben, Plagioklas und Titanomagnetit weiter kristallisieren. Dies führt zu unvollständigen konzentrischen Schalen. Lokal werden die in Kontaktnähe befindlichen Orbicule, die zwar im Vergleich zur Schmelze rigid, aber dennoch als Ganzes plastisch deformierbar sind, deformiert und in Fließrichtung eingeregelt.

Darüberhinaus findet eine teilweise Mischung zwischen der nach der Orbiculkristallisation entstandenen "Restschmelze" und dem zugeführten quarzmonzonitischen Material statt. Die Zusammensetzung der die Orbicule umgebenden Schmelze wird dadurch so verändert, daß nunmehr Alkalifeldspat Liquidusphase ist.

E: Die Keimbildung von Alkalifeldspat soll - wie zuvor die Keimbildung von Plagioklas - nur heterogen an Festkörpern stattfinden. Diese Festkörper sind jetzt die bereits weitgehend kristallisierten Orbi-


D
Neu intrudierendes Magma
Ausgequetschte Rest-schmelze
Mobile Phase:
Kompaktion der Orbicule
Intrusion weiterer Schmelze


E
Alkalifeldspatschale (punktiert = mit Quarz)
Kristallisation der Matrix
Stagnationsphase:
Kristallisation der Alkalifeldspatschalen
Kristallisation der Matrix des Typs A

cule, die eine geringere Temperatur aufweisen als das nachgedrungene quarzmonzonitische Magma.

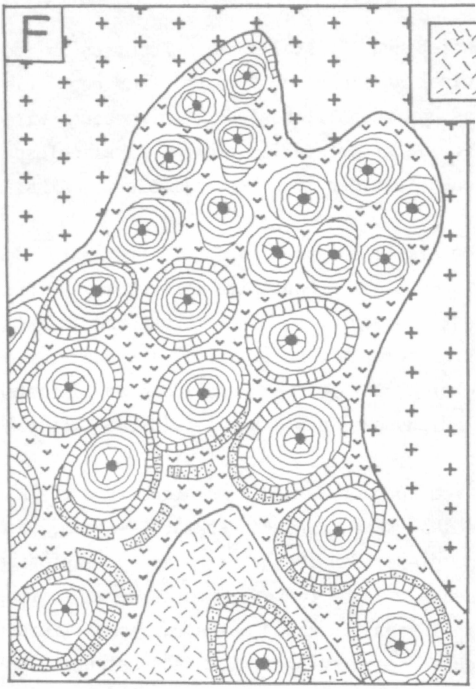
Während der unter (C) beschriebenen Kristallisation kommt es in der verbleibenden Schmelze zu einer Anreicherung von Ba, da dieses Element kaum in den Plagioklas und den Titanomagnetit eingebaut wird. Dies hat zur Folge, daß der jetzt kristallisierende Alkalifeldspat deutlich mehr Ba einbauen kann als der früh kristallisierte Alkalifeldspat der Orbiculkerne.

Obwohl die Wachstumsrate der Alkalifeldspäte nicht so groß ist, daß ein radialstrahliges Gefüge entsteht, baut sich erneut ein Diffusionshof vor der Kristallisationsfront auf. Die sich ändernde Zusammensetzung in diesem Diffusionshof führt schließlich dazu, daß zumindest im kontaktferneren Bereich, wo die Schalenbildung am längsten anhält, Quarz als zweite Liquidusphase neben Alkalifeldspat kristallisiert.

Mit zunehmender Entfernung vom Kontakt wird die Mächtigkeit der Alkalifeldspatschalen größer. Dies kann dadurch erklärt werden, daß während der Kristallisation dieser Schalen stets eine geringfügige Bewegung im System vorhanden war, die (ohne den vorhandenen Diffusionshof nachhaltig zu beeinflussen) zu einer weiteren Kompaktierung relativ kontaktnaher Orbicule bei gleichzeitigem Ausquetschen des verbleibenden Schmelzmaterials in kontaktfernere Bereiche führte.

Während dieser Phase der Kristallisation der Alkalifeldspatschalen beginnt im kontaktnahen Bereich die Gesteinsmatrix zwischen den Orbiculen des Typs A zu kristallisieren. Eine erhöhte Keimbildungsrate (homogene Keimbildung), bedingt durch die an dieser Stelle bereits weiter abgesunkene Temperatur und das Verstreichen der Inkubationszeit, führt dazu, daß keine weiteren Orbiculschalen entstehen.

Die Ränder der in der Gesteinsmatrix gebildeten Amphibole unterscheiden sich deutlich von denen des Orbiculkerns. Sie zeigen neben einem erheblich geringeren M-Wert und geringeren Ti-Gehalten ein niedrigeres Na/K-Verhältnis. Dieser Zonarbau kann dadurch erklärt werden kann, daß die Kristallisation von Plagioklas und Titanomagnetit in den Schalen eine Anreicherung von Kalium und ein Absinken des Ti-Gehaltes in der verbleibenden Schmelze bewirkt hat. Der Chemismus der Amphibolränder steht somit in ursächlichem Zusammenhang mit der veränderten chemischen Zusammensetzung der Restschmelze.



F: Die permanente Ausquetschung der sauren Restschmelze aus den kontaktnäheren Bereichen hat dazu geführt, daß die zuletzt kristallisierende Matrix zwischen den Orbiculen des Typs B deutlich saurer ist als die ursprüngliche quarzmonzonitische Schmelze. Die Schmelzzusammensetzung hat sich soweit geändert, daß die Amphibole nicht mehr stabil sind. Die Schmelze reagiert mit den bereits abgeschiedenen Amphibolen unter Bildung von Biotit. Das freiwerdende Ca wird in Epidot eingebaut, der als Korona um viele pseudomorphosierte Hornblenden zu sehen ist.

Die chemische Zusammensetzung der Biotite in der Gesteinsmatrix verändert sich im Laufe der Zeit durch das nachdringende quarzmonzonitische Magma zu höheren M-Werten hin. Diese Vorstellung wird dadurch unterstützt, daß der M-Wert bei vielen Biotitkörnern der Matrix des Typs B vom Kern zum Rand hin leicht ansteigt.

Die feinen Biotitsäume um die Opakphasen in den äußeren Schalen der Orbicule des Typs B wurden in dieser Zeit gebildet. Geringe Mengen

alkalireicher Schmelze dringen in die äußeren Schalen ein und es kommt zur Reaktion mit Titanomagnetit unter Bildung von Biotit. Der im Vergleich zur Matrix signifikant geringere M-Wert dieser Biotite wird somit erklärt.

Der Gesamtverteilungskoeffizient für die SE-Elemente zwischen Festkörper und Schmelze war während der gesamten bisherigen Zeit deutlich kleiner als 1, abgesehen von Eu, das als Eu^{2+} in Plagioklas eingebaut wurde. Es kam somit unmittelbar vor der Kristallisationsfront zu einer starken Anreicherung der SE-Elemente. Die Kristallisation der Matrix geht deshalb einher mit der Bildung idiomorpher Orthite, die wie ein Netz die Orbicule des Typs B umgeben.

Auch die Elemente Zr und Hf wurden bis zu diesem Zeitpunkt kaum in die kristallisierenden Phasen eingebaut und durch Akkumulation der Orbicule vor allem in der Matrix zwischen den Orbiculen des Typs B erheblich angereichert. Idiomorphe Zirkone kristallisieren in der Matrix gemeinsam mit den anderen Mineralphasen.

Bei einem letzten Intrusionsschub gelangen einige Orbicule in die nachrückende quarzmonzonitische Schmelze. Die äußeren Schalen einiger Orbicule werden lokal abgetrennt und schwimmen jetzt als Orbiculbruchstücke frei in der Schmelzmatrix. Auch die quarzmonzonitische Schmelze kristallisiert jetzt relativ schnell, worauf der langprismatische oder nadelige Habitus einiger Phasen (z.B. Biotit, Apatit) hindeutet.

Das dargestellte Modell erklärt sowohl die strukturellen als auch die geochemischen Charakteristika des Orbiculits von Kuru ohne Widersprüche.

4. Literatur

Adams, F.D. (1898): Nodular Granite from Pine Lake, Ontario. Geol. Soc. Am. Bull., 9: 163-172.

Affholter, K.A. & Lambert, E.E. (1982): Newly described occurrences of orbicular rock in Precambrium granite, Sandia and Zuni Mountains, New Mexico. New Mexico Geol. Soc. Guidebook, 33: 225-232.

Aguirre, L., Herve, A.F. & Del Campo, M. (1976): An orbicular Tonalite from Caldera, Chile. J. Fac. Sei. Hokkaido, Univ. Ser. IV, 17, No 2: 231-259.

Allegre, C.J., Lewin, E. & Dupre, B. (1988): A coherent crust-mantle model for the uranium-thorium-lead isotopic System. Chern. Geol., 70: 211-234.

Altherr, R. (1981): Zur Petrologie der miozänen Granitoide der Zentral-ägäis (Griechenland). Habilitationsschrift, Technische Universität Braunschweig, 218 S.

Bäckström, H. (1893): Causes of magmatic differentiation. J. Geol., 1: 773-779.

Bäckström, H. (1894): Tvenne nyupptäckta svenska klotgraniter. Geol. Foren. Stockholm Förh., 16: 107-130.

Bäckström, H. (1905): Ein Kugelgranit von Spitzbergen. Geol. Foren. Stockholm Förh., 27: 254-259.

Bailey, S.W. (1984): Crystal Chemistry of the true micas. In: Reviews in Mineralogy, Volume 13: Micas (Bailey, S.W., ed.), Mineral. Soc. Am., Washington D.C.: 13-60.

Bausch, W.M. (1983): Orbicularit im Fichtelgebirge. Fortschr. Mineral., 6h Bh. 1: 16-17.

Bayer, G., Rogers, J.J.W., Adams, J.A.S. & Haack, U.K. (1969): Thorium. In: Handbook of Geochemistry (Wedepohl, K.H., ed.), Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.

Benedicks, C. & Tenow, 0. (1911): Künstliche Nachbildung von Schmelz- und Kugelstrukturen in Gesteinen. Geol. Foren. Stockholm Förh., 33: 105-110.

Berg, G. (1937): Kugelgranite im Riesengebirge. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin, 58: 677-690.

Bottinga, Y. & Weill, D.F. (1972): The viscosity of magmatic silicate liquids: A model for calculation. Am. J. Sei., 272: 438-475.

Bourges, F. (1982): Le plutonisme batholitique carbonifere en Corse meridionale. These 3e cycle, Universite de Toulouse-III, 231 S.

Brögger, W.C. & Bäckström, H. (1887): Om forekomsten af 'klotgranit' i Wasastaden, Stockholm. Geol. Foren. Stockholm Förh., 9: 307-362.

Brookins, D.G., Enz, R.D. & Kudo, A.M. (1975): K-Ar and Rb-Sr age determinations of orbicular granite Sandia Mountains, New Mexico. Isochron West, 12: 11-12.

Buch, L. von (1802): Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. Band 1, Haude und Spener, Berlin 1802.

Bugge, C. (1906): Studien über Kugelgesteine. I. Der Kugelnorit zu Romsaas. Christiana Videnskab-Selskabs Forh., 8: 1-26.

Butler, J.R. (1973): Orbicular rocks from Davie County, North Carolina Piedmont. Southeast. Geol., 15: 127-139.

Carl, J.D. & Amstutz, G.C. (1958): Three-dimensional Liesegang rings by diffusion in a colloidal matrix, and their significance for the Interpretation of geological phenomena. Geol. Soc. Am. Bull., 69: 1467-1468.

Carstens, H. (1957): On the orbicular structure in the norite of Romsaas, Norway. Nor. Geol. Tidsskr., 37: 279-280.

Chrustschoff, K. von (1885): Note sur le granite variolitique de Craftsbury en Amerique. Bull. Soc. Fr. Mineral., 8*: 132-142.

Chrustschoff, K. von (1886): Note sur le granite variolitique de Craftsbury en Amerique. Am. Nat., 20: 275-276.

Chrustschoff, K. von (1888): Notice sur la granulite variolitique de Fonni pres de Ghittorrai (Sardaigne). Bull. Soc. Fr. Mineral., 11: 173-176.

Chrustschoff, K. von (1894): Über holocrystalline makrovariolitische Gesteine. Mem. Acad. Imp. Sei. St. Petersbourg, VII.-Ser., 42, No 3: 1-243.

Cole, G.A.J. (1916): On the mode of occurrence and origin of the orbicular granite of Mullaghderg, County Donegal. Sei. Proc. R. Dublin Soc., 15: 141-158.

Collette, G. & Bourges, F. (1983): Conditions de formation des structures orbiculaires dans les roches magmatiques (exemple des gabbros orbiculaires de Sainte-Lucie-de-Tallano, Corse du Sud). C.R. Seances Acad. Sei., Ser. 2, 296: 709-714.

Conybeare, C.E.B. (1951): An occurrence of orbicular structure, of metasomatic origin, in the Gold Coast. Geol. Mag., 88: 145-147.

Crowle, A.J., Lueker, D.C. & Gaskell, H.S. (1963): Periodic (Liesegang) precipitation of Chemicals. Nature, 199: 623-624.

Dahl, P.S. & Palmer, D.F. (1979): Mineralogical and Chemical zonation in orbicular rocks from the Lars Granodiorite, Antarctica. Geol. Soc. Am., Abstr. w. Prog., 11, No 1: 9.

Dahl, P.S. & Palmer, D.F. (1981a): Field study of orbicular rocks in Taylor Valley, Southern Victoria Land. Anarctic J. U.S., 16, No 5: 47-49.

Dahl, P.S. & Palmer, D.F. (1981b): Petrochemistry and origin of orbicular rocks from Taylor Valley, Antarctica. Geol. Soc. Am., Abstr. w. Prog., 13, No 7: 435.

Dahl, P.S. & Palmer, D.F. (1982): Petrographie and Chemical study of orbicular rocks in Western Taylor Valley, Southern Victoria Land. Antarctic J. U.S., 17, No 5: 22-24.

Dahl, P.S. & Palmer, D.F. (1983): The petrology and origin of orbicular tonalite from Western Taylor Valley, southem Victoria Land, Antarctica. In: Antartic Earth Science, 4th international Symposium (Oliver, L.; ed.), Cambridge University Press 1983: 156-159.

Daugherty, F.W. & Asquith, G.B. (1971): Orbicular rocks from Sandia Mountains, Bernalillo County, New Mexico. Geol. Soc. Am., Abstr. w. Prog., 3, No 6: 375-376.

Delesse, A. (1848): Sur la diorite orbiculaire de Corse. Ann. d. Chim. et Phys., Ser. 3, 24: 435-442.

Donaldson, C.H. (1979): An experimental investigation of the delay in nucleation of olivine in mafic magmas. Contrib. Mineral. Petrol. 69: 21-32.

Dowty, E. (1980): Crystal growth and nucleation theory and the numerical Simulation of igneous crystallization. In: Hargraves, R.B. (ed.): Physics of magmatic processes, Princeton University Press 1980: 419-486.

Eberz, G.(1987): I-Type microgranitoid enclaves and their host rocks from the Swifts Creek Pluton, SE-Australia: implications for the generation of I-Type magmas. Ph.D. Thesis, Monash University, Clayton, Australia: 317 S.

Elliston, J.N. (1984): Orbicules: An indication of the Crystallisation of hydrosilicates, I. Earth Sei. Rev., 20: 265-344.

Emerson, D.O. (1963): Orbicular and banded structures near Fisher Lake, Placer County, California. Geol. Soc. Am. Abstr., 73: 38.

Enz, R.D., Kudo, A.M. & Brookins, D.G. (1979): Igneous origin of the orbicular rocks of the Sandia Mountains, New Mexico: Summary. Geol. Soc. Am. Bull., 90: 138-140.

Erzinger, J. (1981): Zur Geochemie von Selen und Thallium in magmatischen Gesteinen - mit einem Beitrag zur Analytik von Selen in geochemischen Matrizes. Diss. Univ. Karlsruhe 1981, 131 S..

Eskola, P. (1919): Föredrag om en ny upptäckt klotdiorit fran Pöytis i SW-Finland. Medd. Geol. Foren. Helsingfors: 4-5.

Eskola, P. (1937): Uusi pallogranittilöytö Saimaan Lintusaaresta. Bull. Comm. Geol. Fini., 119: 18.

Eskola, P. (1938): On the esboitic Crystallisation of orbicular rocks. J. Geol., 46: 448-485.

Fenn, P.M. (1977): The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts. Can. Mineral., 15: 135-161.

Foster, M.D. (1969): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 345-B: 11-49.

Freestone, I.C. & Hamilton, D.L. (1980): The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites - An experimental study. Contrib. Mineral. Petrol., 73: 105-117.

Frosterus, B. (1892): Über ein neues Vorkommnis von Kugelgranit unfern Wirvik bei Borga in Finland, nebst Bemerkungen über ähnliche Bildungen. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 13: 177-210.

Frosterus, B. (1896): Über einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finnland. Bull. Comm. Geol. Fini., 4: 1-38.

Futugami, T. (1937): Ball diorite from Ainoura, Saga Prefecture. Our Minerals, 6: 10-13.

Gauthier, A. & Lafranchi, F. (1980): La diorite orbiculaire: Histoire d'une decouverte. Bull. Soc. Preh. Fr., 77/9: 280-282.

Gelman, M.L. (1962): Effect of microheterogeneity of magmatic melt on the texture of titanium-enriched orbicular Diorite. Geochemistry, 2: 167-175.

Gladney, E.S., Burns, C.E. & Roelandts, I. (1983): 1982 Compilation of element concentrations in eleven United States Geological Survey rock Standards. Geostand. Newsl., 7: 3-226.

Goodspeed, G.E. (1940): Orbicular rock from Buffalo Hump, Idaho. Geol. Soc. Am. Abstr., 51: 1928.

Goodspeed, G.E. (1942): Orbicular rock from Buffalo Hump, Idaho. Am. Mineral., 27: 37-47.

Goodspeed, G.E. (1973): Orbicular rock occurring near Banks, Idaho. University of Washington, Seattle, Washington 1973, 33 S.

Green, T.H. & Pearson, N.J. (1987): An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. Geochim. Cosmochim. Acta, 51: 55-62.

Greig, J.W. (1927): Immiscibility in silicate melts. Am. J. Sei., 13: 1-44 und 133-154.

Grip, E. (1965): Klotgranit i Västerbotten. Geologi Geol. Soc. Fini., 9-10: 133.

Grip, E. & Russel, R.V. (1971): Two new boulders of orbicular rocks from the Skellefte District, Northern Sweden. Geol. Foren. Stockholm Förh., 93: 177-214.

Haggerty, S.E. (1976): Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: Reviews in Mineralogy, Volume 3: Oxide Minerals (Rumble, D., ed.), Mineral. Soc. Am., Washington D.C.: Hg1O1-Hg277.

Härme, M. (1980) :Kivilajikartan selitys, lehti C1-D1, Helsinki. Suomen geologinen yleiskartta 1:400 000: 1-95.

Härme, M. (1986): The history of the petrologic study in Finland. Geol. Surv. Fini. Bull., 336: 41-78.

Harrsion, T.M. & Watson, E.B. (1983): Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content. Contrib. Mineral. Petrol., 84: 66-72.

Hatch, F.H. (1888): On the spheroid-bearing granite of Mullaghderg, County Donegal. Q. J. Geol. Soc. London, 44: 548-560.

Heier, K.S. & Carter, J.L. (1964): Uranium, thorium, and potassium contents in basic rocks and their bearing on the nature of the upper mantle. In: The natural radiation environment, (Adams, J.A.S. & Lowder, W.M., eds.), Chicago University Press: 63-85.

Held, H.L. (1977): Zircon distribution patterns in selected orbicular rocks. Thesis. Bachelor*s Univ. Texas at Dallas USA, 53 S.

Henderson, P. (1984): Rare earth element geochemistry. Elsevier, 510 S..

Hiorthdal, T. (1879): Mineralanalyser fra Romsaas. Nyt mag. for Naturvidensk., 24: 138-142.

Hoffman, D.R. (1975): Petrology of the Lawson Peak orbicular gabbro. Geol. Soc. Am., Abstr. w. Prog., 7j 325-326.

Hofmann, A.W. (1980): Diffusion in natural silicate melts: a critical review. In: Hargraves, R.B. (ed.): Physics of magmatic processes, Princeton University Press 1980: 385-417.

Holst, N.0. & Eichstädt, F. (1884): Klotdiorit fran Slättsmossa, Järeda socken, Kalmar län. Geol. Foren. Stockholm Förh., 7: 134-142.

Iddings, J.P. (1909): Igneous rocks. Wiley & Sons, New York, 454 S..

Ishioka, K. (1953): On orbicular esboite from the Amo mine, Central Japan. J. Earth Sei., Nagoya Universitiy, 1: 85-106.

Johannsen, A. (1932): A descriptive petrography of the igneous rocks. Univ. Chicago Press, 2: 428 S..

Johannsen, A. (1937): A descriptive petrography of the igneous rocks. Univ. Chicago Press, 3: 360 S..

Jokinen, J. (1980): Poikelus. Kurun teollisuuskivitutkimus. Tutkimusseloste: Detaljikartoitus v. 1980: 45-46.

Kalb, G. (1916): Kugeldioritgeschiebe von Funkenwalde bei Stettin. Cbl. Mineral. Geol. Paläont., 1916: 155-158.

Kanwar, R.C. (1977): Orbicular granite from Dhauladhar ränge, north of Dharamsala, Himachal Pradesh, India. J. Geol. Soc. India, 16: 377-378.

Kawano, Y. (1933): Chemical studies of the orbicular rocks from Minedera-yama. Proc. Imp. Acad. Jpn., 9: 613-616.

Keith, H.D. & Padden, F.J. (1963): A phenomenological theory of spherulitic crystallization. J. Appl. Phys., 34: 2409-2421.

Kemp, J.F. (1903): A new spheroidal granite. Science, New Ser. 18: 503-504.

Kirkpatrick, R.J. (1981): Kinetics of crystallization of igneous rocks. In: Reviews in Mineralogy, Volume 8: Kinetics of geochemical processes (Lasaga, A.C. & Kirkpatrick, R.J., eds.), Mineral. Soc. Am., Washington D.C.: 321-398.

Kirchmayer, M. (1972): Orbiculite und Orbiculitgesteine. Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, H. 1/2: 10-18.

Knopf, A. (1908): Seward Peninsula Tin Deposits. U.S. Geol. Surv. Bull., 358: 1-71.

Kobayashi, H. (1972): Some notes on orbicular rocks. J. Fac. Sei. Hokkaido, Univ. Ser. IV,]5: 101-108.

Koide, H. (1951): An orbicular rock in andesite from Akagi Volcano, Japan. Geol. Surv. Jpn. Rep., 139: 1-15.

Kramar, U. & Puchelt, H. (1982): Reproducibility tests for INAA determinations with AGV-1, BCR-1 and GSP-1 and new data for 17 geochemical reference materials. Geostand. Newsl., 6: 221-227.

Laitakari, I. & Lahti, S.I. (1984): A boulder of orbicular rock from Replot (Raippaluoto), Western Finland. Bull. Geol. Surv. Fini., 56: 233-235.

Laitala, M. (1984): Kallioperäkarttojen seltykset, lehdet 3012 ja 3021, Pellinki ja Porvoo. Suomen geologinen kartta, 1:100 000: 53 S..

Laiti, I. (1960): The orbicular granite of Virvik. Int. Geol. Congress. XXI. Session, Norden. Guide to excursions Nos. A37, A38, C32, C33: 14-16.

Lapin, A.V. & Vartiainen, H. (1983): Orbicular and spherulitic carbonatites from Sökli and Vuorijärvi. Lithos, 16: 53-60.

Lawson, A.C. (1902): On an orbicular gabbro from San Diego County »California. Science, 15: 415.

Lawson, A.C. (1904): The orbicular gabbro at Dehasa, San Diego County. Calif. Univ. Dep. Bull., _3, No 17: 383-396.

Leake, B. (1978): Nomenclature of amphiboles. Can. Mineral., 16: 501-520.

Le Bas, M.J. (1977): Carbonatite - Nephelinite Volcanism. Wiley, 347 S..

Lee, C.A. & Sharpe, M.R. (1979): Spheroidal Pyroxenite aggregations in the Bushveld complex - a special case of silicate liquid immiscibility. Earth Planet. Sei. Lett., 44: 295-310.

Leonhard, K.C. von (1823): Charakteristik der Felsarten. Heidelberg 1823.

Leveson, D.J. (1963): Orbicular rocks of the Lonesome Mountain Area, Beartooth Moutains, Montana and Wyoming. Geol. Soc. Am. Bull., 74: 1015-1040.

Leveson, D.J. (1966): Orbicular rocks: A review. Geol. Soc. Am. Bull., 77: 409-426.

Leveson, D.J. (1973): Origin of comb layering and orbicular structure, Sierra Nevada Batholith, California : Discussion. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 4005-4006.

Liesegang, R.E. (1913): Geologische Diffusionen. Steinkopf, Dresden-Leipzig, 180 S.

Lipman, P.W. (1971): Iron-Titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ash-flow sheets from Southern Nevada. J. Geol., 79: 438-456.

Loewinson-Lessing, F. & Vorobjeva, 0. (1929): Contributions to the knowledge of orbicular structures in igneous rocks. C.R. Akad. Sei. U.R.S.S., 1929: 351-356.

Lofgren, G.E. (1980): Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In: Hargraves, R.B. (ed.): Physics of magmatic processes, Princeton University Press 1980: 487-551.

Lofgren, G.E. (1983): Effect of heterogeneous nucleation on basaltic textures: A dynamic crystallization study. J. Petrol., 24: 229-255.

Maaloe, S. (1978): The origin of rhythmic layering. Mineral. Mag., 42: 337-345.

Maaloe, S. (1985): Principles of igneous petrology. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.

Maggetti, M. (1976): Der Kugeldiorit des Naturhistorischen Museums Freiburg. Soc. Frib. Sei. Nat., Bull., 65: 157-164.

Maggetti, M. & Van Diver, B.B. (1975): Die Orbiculite vom Zehnes bei Reichenbach (Odenwald). Fortschr. Mineral. 53, Bh. 1: 51.

Maggetti, M., Van Diver, B.B., Galetti, G. & Sommerauer, J. (1978): PT-conditions of orbicular gabbro from Reichenbach, West Germany. Neues Jahrb. Mineral. Abh. 134, H. 1: 52-75.

Maley, T.S. (1975): An occurrence of orbicular rocks near Shoup, Idaho. Geol. Soc. Am., Abstr. w. Prog., 7: 626.

Masuda, A. & Nakamura, N. (1973): Fine structures of mutually normalized rare-earth pattems of chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta., 37: 239-248.

Matalon, R. & Parker, A. (1955): The Liesegang phenomenon. J. Colloid Sei., JO: 46-62.

Matisto, A. (1961): Pallograniittikallio Kurussa. Geologi, 19 (7): 55.

Matisto, A. & Virkkala, K. (1964): Tampereen seudun geologia. WSOY, Helsinki-Porvoo, 137: 66-67.

Matisto, A. & Vuorio, K. (1967): Kangasalan pallograniitin löytöhistoria. Geologi, 19: 31-33.

McBirney, A.R. (1984): Igneous petrology. Freeman, Cooper & Company, San Franzisco, 509 S.

McBirney, A.R. & Noyes, R.M. (1979): Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. J. Petrol., 20: 487-554.

McKinney, D.B. (1981): Comb layered and orbicular rocks near Fisher Lake, California. Geol. Soc. Am. Abstr. w. Prog., 13: 507.

McKinney, D.B. (1985): Origin of the comb layered and orbicular rocks near Fisher Lake, Sierra Nevada Batholith, California. Ph. D. Thesis, John Hopkins University, Baltimore, Maryland.

Meinich, L. (1879): Om forekomsten af nikkelmalm i Smalenene. Nyt mag. for Naturvidensk., 24: 125-142.

Mezger, K. , Altherr, R., Okrusch, M., Henjes-Kunst, F. & Kreuzer, H. (1985): Genesis of acid/basic rock associations: a case study. The Kallithea intrusive complex, Samos, Greece. Contrib. Mineral. Petrol. 90: 353-366.

Milch, L. (1898): Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Neues Jahrb. Mineral., Beil.-Band 12: 115-237.

Moore, J.G. & Lockwood, J.P. (1970): Geometry and genesis of Willow Lake-Type banded rocks in the Central Sierra Nevada, California. Geol. Soc. Am., Abstr. w. Prog., *2z* 120-121.

Moore, J.G. & Lockwood, J.P. (1973a): Origin of comb layering and orbicular structure, Sierra Nevada Batholith, California. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 1-20.

Moore, J.G. & Lockwood, J.P. (1973b): Origin of comb layering and orbicular structure, Sierra Nevada Batholith, California, Reply. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 4007-4009.

Mourant, A.E. (1932): Orbicular rocks in the Channel Islands. Geol. Mag., 69: 77-83.

Mutanen, T. (1973): Pallokiven magmaattinen synty. Geologi, 25 (7): 69-71.

Mutanen, T. (1974): Petrography and protoclastic structures of the Orbiculite boulders from Sääkslahti, Toivakka, Finland and the magmatic genesis of Orbiculites. Bull. Geol. Soc. Fini., 46, No 1: 53-74.

Mysen, B.O. (1987): Magmatic silicate melts: Relations between bulk composition, structure and properties. In: Mysen, B.O. (Ed.), Magmatic Processes: Physicochemical Priniciples, The Geochemical Society, Spee. Publ. No. 1: 375-399.

Mysen, B.O., Virgo, D. & Scarfe, C.M. (1980): Relations between anionic structure and viscosity of silicate melts - a Raman spectroscopic study. Carnegie Inst. Washington Year Book, 79: 312-313.

Nentien, M. (1897): Etüde sur la Constitution geologique de la Corse. Mem. Carte Geol. France, 224 S..

Nockolds, S.R. (1931): On an orbicular diorite from the Island of Alderney. Geol. Mag., 68: 499-506.

Pääjärvi, A. & Söderholm, K. (1979): Uusin pallokiviensiintymä Maaningalla. Geologi, 31, No 1: 6-7.

Palmer, D.F., Bradley, J. & Prebble, W.M. (1967): Orbicular granodiorite from Taylor valley, South Victoria Land, Antarctica. Geol. Soc. Am. Bull., 78: 1423-1428.

Petersen, J.S. (1985): Columnar-dentritic feldspars in the Lardalite Intrusion, Oslo region, Norway: 1. Implications for unilateral solidification of a stagnant boundary layer. J. Petrol., 26: 223-252.

Phair, G. & Gottfried, D. (1964): The Colorado Front Range, Colorado, U.S.A., as a uranium and thorium province. In: The natural radiation environment, (Adams, J.A.S. & Lowder, W.M., eds.), Chicago University Press: 7-38.

Phillips, W.J. (1973): Interpretation of crystalline spheroidal structures in igneous rocks. Lithos, 6: 235-244.

Philpotts, A.R. (1982): Compositions of immiscible liquids in volcanic Rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 80: 201-218.

Pibum, M.D. (1961): An orbicular diorite from Placer County, California. B.S. thesis, Davis University, California, 41 S..

Pickney, L.R. & Lindsley, D.H. (1976): Effects of magnesium on iron-titanium oxides. Geol. Soc. Am., Abstr. w. Prog., 1976 Annual Meetings, 8j 1051.

Pinkerton, J. (1811): Petrology. London 1811.

Poldervaart, A. & Taubeneck, W.H. (1959): Layered intrusions of Willow Lake Type. Geol. Soc. Am. Bull., 70: 1395-1398.

Raivio, P. (1985): Virtain Ohtolan Pallogabrot. Pro gradu thesis of the Department of Geology, University of Helsinki, 117 S..

Reusch, H.H. (1883): Note sur la geologie de la Corse. Bull. Soc. Geol. Fr., Ser. 3., 11: 53-67.

Roedder, E. (1979): Silicate liquid immisciblity in magmas. In: The evolution of the igneous rocks, (Yoder, H.S., ed.), Princeton University Press: 15-57,

Rogers, J.J.W. (1964): Statistical tests of the homogeneity of the radioactive components of granitic rocks. In: The natural radiation environment, (Adams, J.A.S. & Lowder, W.M., eds.), Chicago University Press: 51-62.

Rose, G. (1842): Geber den Granit des Riesengebirges. Annalen der Physik und Chemie, Folge 2, 56: 617-625.

Rosenbusch, H. (1907): Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verl., 2.: 716 S..

Rutter, J.W. & Chalmers, B. (1953): A prismatic substructure formed during solidification of metals. Can. J. Phys., 3}: 15-39.

Ryerson, F.J. & Hess, P.C. (1978): Implications of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. Geochim. Cosmochim. Acta, 42: 921-932.

Seck, H.A. (1971): Koexistierende Alkalifeldspäte und Plagioklase im System NaAlSi3O8-KAlSi3O8-CaA12Si2O8-H2O bei Temperaturen von 65C °C bis 900 °C. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 115: 315-345.

Sederholm, J.J. (1928): On orbicular granites, spotted and nodular granites etc. and on the Rapakivi texture. Bull. Comm. Geol. Fini., 83: 1-105.

Shaw, H.R. (1972): Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. Am. J. Sei., 272: 870-893.

Silberstein, G. (1933): Zum Problem der Kugelgranite. Bull. Comm. Geol. Fini., 102: 34-35.

Simonen, A. (1938): Chemical study of the orbicular rock in Kemijärvi. Bull. Comm. Geol. Fini., 123: 47-49.

Simonen, A. (1941): Orbicular rocks from Kemijärvi and Esbo. Bull. Comm. Geol. Fini., 126: 107-142.

Simonen, A. (1950): Three new bculders of orbicular rock in Finland. Suomen Geologinen Seura, 150, No 23: 31-39.

Simonen, A, (1966): Orbicular rock in Kuru, Finland. C.R. Soc. Geol. Fini., 38: 93-107.

Simonen, A. (1980): The Precambrium in Finland. Geol. Surv. Fini. Bull., 304: 1-58.

Simonen, A. & Laitakari, I. (1971): Tiedättekö uusia pallogranittiesiintymiä? Geologi, 5-6: 75.

Stern, K.H. (1954): The Liesegang Phenomenon. Chern. Rev., 54: 79-99.

Streckeisen, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. Earth Sei. Rev., 12: 1-34.

Sun, S.-S. & Hanson, G.N. (1976): Rare earth element evidence for differentiation of McMurdo volcanics, Ross Island, Antarctica. Contrib. Mineral. Petrol., 54: 139-155.

Symes, R.F., Bevan, J.C. & Qasim Jan, M. (1987): The nature and origin of orbicular rocks from near Deshai, Swat Kohistan, Pakistan. Mineral. Mag., 51: 635-647.

Taubeneck, W.H. & Poldervaart, A. (1960): Geology of the Elkhorn mountains, Northeastern Oregon: Part 2. Willow Lake Intrusion. Geol. Soc. Am. Bull., 7k 1295-1322.

Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985): The Continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific publications, 312 S..

Tenow, 0. & Benedicks, C. (1910): On de s.k. basiska utöndringarna i Uppsalagraniten och om klotgranitens bildningsätt ur fysikalisk synpunkt. Geol. Foren. Stockholm Förh., 32: 1506-1518.

Thiele, 0. (1967): Ein Orbiculit im östlichen Mühlviertel (Oberösterreich). Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien, 10: 93-108.

Thiele, 0. (1971): Ein Cordierit-Kugeldiorit aus dem westlichen Waldviertel (Nieder-Österreich). Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1971, H 3: 409-423.

Thompson, T.B. & Giles, D.L. (1974): Orbicular rocks of the Sandia Mountains, New Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., 85: 911-916.

Thompson, T.B. & Giles, D.L. (1980): Igneous origin of the orbicular rocks of the Sandia Mountains, New Mexico: Discussion and reply. Geol. Soc. Am. Bull., 9k 245-247.

Tiller, W.A., Jackson, K.A., Rutter, J.W. & Chalmers, B. (1953): The redistribution of solute atoms during the solidification of metals. Acta Metall., k 428-437.

Tingle, T.N. (1979): An experimental study of liquid immiscibility in the Davie County orbicular rock, Central North Carolina, Piedmont. B.S. Thesis, University of Davis California, 104 S..

Tingle, T.N. (1981): An experimental study of liquid immiscibility in the Davie County orbicular rock, Central North Carolina, Piedmont. EOS, 62, No 45: 1063-4064.

Tulloch, A.J. (1979): Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. Contrib. Mineral. Petrol., 69: 105-117.

Van Diver, B.B. & Maggetti, M. (1973): Comb layering and orbicular structure in the Reichenbach orbiculite, Odenwald, West Germany. Geol. Soc. Am. Abstr., 5: 846-847.

Van Diver, B.B. & Maggetti, M. (1975): Orbicular gabbro from Reichenbach in the Bergsträsser Odenwald, Germany. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 125: 1-26.

Van Hook, A. (1938): SuperSaturation and Liesegang ring formation I. J. Phys. Chern., 42: 1191-1200.

Vartiainen, H. (1966): Pallogranitti. Kivilajiharvinaisuus Misin alueella. Titaani £: 14-15.

Vartiainen, H. (1980): The petrography, mineralogy and petrochemistry of the Sökli carbonatite massif, northern Finland. Geol. Surv. Fini. Bull., 313: 126 S.

Vernon, R.H. (1985): Possible role of superheated magma in the formation of orbicular granitoids. Geology, 13: 843-845.

Viluksela, E. (1965): Om Klotperidotit. Geologi Geol. Soc. Fini., 9-10: 144.

Vogt, J.H.L. (1889): Norske ertsforekomster. Archiv for mathematik og naturvidenskab, Kristiania, 12: 84-90.

Vogt, J.H.L. (1921): The physical chemistry of the crystallization and magmatic differentiation of igneous rocks. J. Geol., 29: 427-443.

Wager, L.R. & Brown, G.M. (1951): A note on rhythmic layering in the ultrabasic rocks of Rhuro. Geol. Mag., 88: 166-168.

Wager, L.R. & Brown, G.M. (1967): Layered igneous rocks. Freeman & Co, San Francisco, 588 S..

Wagner, C. (1950): Mathematical analyses of the formations of periodic precipitations. J. Colloid Sei., _5: 85-97.

Watson, E.B. (1976): Two liquid partition coefficients. Experimental data and geochemical implications. Contrib. Mineral. Petrol., 56: 119-134.

Watson, E.B. (1979): Zircon Saturation in felsic liquids: Experimental results and application to trace element geochemistry. Contrib. Mineral. Petrol., 70: 407-419.

Watson, E.B. & Harrison, T.M. (1983): Zircon Saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth Planet. Sei. Lett., 64: 295-304.

Watson, E.B. & Harrison, T.M. (1984): Accessory minerals and the geochemical evolution or crustal magmatic Systems: a summary and prospectus of experimental approaches. Phys. Earth Planet. Inter., 35: 19-30.

Watson, T.L. (1904): Orbicular gabbro diorite from Davie County, North Carolina. J. Geol., 12: 294-303.

Wennström, A. (1984): Vihdin pallokiven jäljillä. Geologinen tutkimuslaitos, kallioperäosaston toimintakertomus vuodelta 1983: 31-32.

Wiman, E. (1927): Über den Gebirgsrand der Umgebung von Upsala und über den rudimentären Kugelgranit bei Kabogarde. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 22: 1-54.

Wood, D.A., Joron, J.-L., Treuil, M., Norry, M. & Tarney, J. (1979): Elemental and Sr isotopic variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. Contrib. Mineral. Petrol., 70: 319-339.

Woodford, A.0. & Harriss, T.F. (1938): Geological reconnaissance across San Pedro Martir, Baja California. Geol. Soc. Am. Bull., 49: 1297-1336.

Wyllie, P.J. (1977): Crustal anatexis: an experimental review. Tectonophysics 43: 41-71.

Wyllie, P.J. (1979): Magmas and volatile components. Am. Mineral., 64: 469-500.

Yoshiki, B. (1933): Petrographie notes on the orbicular rock from Minedera-yama. Proc. Imp. Acad. Jpn., 9: 609-616.

Zirkel, F. (1866): Lehrbuch der Petrographie. Band 2, 1. Aufl., Bonn.

Anhang

Abkürzungen:

Qz	Quarz	Mona	Monazit
Plg	Plagioklas	Ap	Apatit
Akf	Alkalifeldspat	Zirk	Zirkon
Hbl	Hornblende	Orth	Orthit
Bio	Biotit	Sil	Sillimanit
Mus	Muskovit	And	Andalusit
Tit	Titanit	Kor	Korund
Mgt	Magnetit	Cord	Cordierit
Ilm	Ilmenit	Gt	Granat

C	Mineralkern (Core)	
R	Mineralrand (Rim)	
p.f.u.	per formular unit	
NBO/T	Nichtbrückenbildende	Sauerstoffe pro Tetraederzentralion

Methodik

Modalbestände:

Die Modalbestände wurden mit einem Pointcounter bestimmt. Pro Schliff wurden dabei - je nach Korngröße - zwischen 500 und 1000 Punkte ausgezählt. Da insbesondere viele Matrixbereiche sich als sehr inhomogen erwiesen, wurden keine Einzelergebnisse, sondern maximale und minimale Werte für die verschiedenen Minerale angegeben.

Die in den Tabellen benutzten Kürzel bedeuten:

in merklichen Mengen vorhanden (0.1 bis 0.7 Vol.-%)
in Spuren vorhanden (0.1 Vol.-%)
in geringen Spuren vorhanden
nicht beobachtet

Aufbereitung:

Mit einer Gesteinsquetsche mit Widia-Schneiden wurden alterierte Gesteinsbereiche abgetrennt, bevor die frischen Gesteinspartien in kleinere Stücke (5-10 cm) aufgeteilt wurden. Bei Gesamtgesteins-analysen wurde darauf geachtet, daß die Probenmenge groß genug war, um ein repräsentatives Bild des Gesteins darzustellen. Bei Teilanalysen des Orbiculits wurden mit einer Diamantsäge die anderen Bereiche sorgfältig vom zu analysierenden Bereich abgetrennt. Nachdem das Material in einem Backenbrecher mit Backen aus gehärtetem Mn-Stahl auf bis zu max. 1 cm große Stücke zerkleinert war, wurde es in einem Achatmahlgefäß in der Scheibenschwingmühle analysenfein gemahlen. Das bei 110°C getrocknete Probenpulver bildete das Ausgangsmaterial für die Analytik.

Gesteinsanalytik:

Für die Bestimmung der Hauptelemente SiO_2, TiO_2, Al_2O_3 Fe_2O_3(tot), MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, und P_2O_5 wurden Schmelztabletten (1 g Probe und 4 g Spektromelt A 12, Firma Merck) hergestellt. Die Spurenelemente Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, Y, Zn und Zr wurden aus Pulver-Preßtabletten gemessen, wobei jeweils ca 5 g Probensubstanz mit einigen Tropfen einer 2.5%igen Mowiol-Lösung versetzt und bei einem Druck von etwa 4 Tonnen für einige Minuten gepreßt wurden.

Die Messung erfolgte durch wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenz-analyse in einem vollautomatischen Spektrometer des Typs PHILIPS PW 1450/20. Zur Messung aller Elemente wurde eine Rh-Röhre benutzt. Die Standardisierung erfolgte über internationale Gesteinsstandards, die bei jedem Meßzyklus mitgemessen wurden. Während bei den Hauptelementen eine interne Korrektur der Daten über Alpha-Faktoren erfolgte, wurde bei den Spurenelementen eine Massenkorrektur über den Rh-Compton-Peak vorgenommen.

Bedingt durch die z.T. sehr außergewöhnliche Gesteinschemie mit sehr hohen Gehalten an SE-Elementen, Th, U und anderen Elementen ergaben sich erhebliche Probleme bei der RFA-Analytik einiger Elemente durch Interfe-renzen sowohl erster als auch zweiter Ordnung. Dies führte dazu, daß

einige Elemente nicht mit Routineprogrammen analysiert werden konnten, sondern unter besonderen Bedingungen (spezielle Eichung, Dotierung von Standards, kleines Meßfenster) gemessen werden mußten. Daß sich trotzdem in Bezug auf einige Elemente für magmatische Gesteine ungewöhnliche Verhältnisse ergaben, hängt somit also nicht von der Analytik, sondern von den untersuchten Gesteinen ab!

H_2O wurde bei ca. 1100°C über Stickstoffatmosphäre aus dem Gesteinspulver ausgetrieben und dann mit einer modifizierten Karl-Fischer-Apparatur der Firma METROHM austitriert.

FeO wurde titrimetrisch mit 0.1n $KMnO_4$ bestimmt. Tl wurde nach der Methode von Erzinger (1981) über Verdampfung und Abscheidung am Kühlfinger angereichert und mit einer Graphitrohr-AAS gemessen.

Die Seltenen Erden sowie die Elemente Co, Ta, Cs, U, Th und Hf wurden mit Hilfe der Neutronenaktivierung (INAA) nach der Methode von Kramar und Puchelt (1982) bestimmt. Co- und Th-Werte, die in den Tabellen im Anhang mit Nachkommastelle(n) angegeben sind, wurden mit der INA-Analyse, andere mit der RFA bestimmt.

Die mit der wellenlängendispersiven RFA gemessenen Ba-Werte wurden mit der energiedispersiven RFA überprüft. Die Anregung erfolgte mit einer Radionuclid-Quelle (^{241}Am), gemessen wurde mit einem planaren Si(Li)-Detektor von KEVEX mit 165 eV FWHD bei 5.9 KeV in Verbindung mit einem Vielkanalanalysator (4096 Kanäle). Auch La und Ce wurden - sofern keine INAA-Daten vorlagen - ebenfalls mit dieser Anordnung bestimmt.

Mineralanalytik:

Die Mineralanalytik wurde an polierten Gesteinsdünnschliffen mit Hilfe Wellenlängen- und energiedispersiver Mikrosonden durchgeführt:

- Mineralogisches Institut der Universität Köln: ARL-EMX-Sonde ausgerüstet mit KEVEX 5100 Quantex-Ray System. Standardbedingungen: 15 kV Beschleunigungsspannung, 500 mA Probenstrom auf Ni.

- Institut für Physikalische Chemie der Universität Hannover: Camebax, wellenlängendispersive Mikrosonde von Cameca. Standardbedingungen: 15 kV Beschleunigungsspannung, 18 nA Strahlstrom.

Die Eichung erfolgte anhand von Reinoxidstandards und natürlichen Mineralen. Zur Matrixkorrektur dienten ZAF und PAP.

Da geringfügige systematische Analysenfehler nicht ausgeschlossen werden können, wurde darauf geachtet, daß alle Analysen eines bestimmten Minerals aus einer Lokalität bei einem einzigen Meßtermin erfaßt wurden, um einen möglichen Unterschied in der Eichung bei der Messung auszuschließen.

Es wurde nach Möglichkeit eine größere Anzahl von Analysenpunkten gemessen, um Streuungen in der Mineralzusammensetzung voll zu erfassen. Bei der Messung von Feldpäten wurde der Strahl stets defokussiert, um einerseits das Abdampfen von Alkalien zu minimieren und andererseits vorhandene Tieftemperatur-Entmischungen (bei den Alkalifeldspäten) nicht zu erfassen. Die in den Abbildungen in Kapitel 2 angegebenen Standardabweichungen beziehen sich auf die Mittelwerte der Messungen innerhalb eines Teilbereiches des jeweiligen Orbiculits.

Nicht bei jedem Meßzyklus wurden alle in der jeweils vorhandenen Phase vorhandenen Nebenkomponenten voll erfaßt. Daher fehlen zum Beispiel bei den Biotiten vielfach die Mn-Werte.

Mineralformelberechnung:

Da insbesondere bei der energiedispersiven Bestimmung geringe Variationen in der Analysensumme - bedingt durch schwankenden Probenstrom - auftreten können, wurde bei den meisten Mineralen eine Normierung der Analysensumme nach der Formelberechnung vorgenommen. Um einen besseren Vergleich zu haben, wurde diese Prozedur auch für die wellenlängen-dispersiv gemessenen Punkte beibehalten. Energiedispersiv gemessene Minerale, die in ihrer Analysensumme um mehr als 2 Gew.-% von der idealen

Analysensumme abwichen, wurden für die Berechnung nicht berücksichtigt. Hier ergab sich oftmals auch eine geringe Abweichung von der idealen Formelbesetzung.

Für die Mineralformelberechnung der verschiedenen Phasen wurden folgende Berechnungsparameter benutzt:

Plagioklas: 8 Sauerstoffe; Fe_{tot} als Fe^{3+}.
Normierungssumme 100.

Alkalifeldspat: 8 Sauerstoffe; Fe_{tot} als Fe^{3+}.
Normierungssumme 100.

Biotit: 10.5 Sauerstoffe ohne X-Position.
$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ = 0.85. Dies entspricht in etwa dem mittleren Verhältnis von $Fe2^{+}/(Fe2^{+}+Fe3^{+})$ in allen Gesteinen (bzw. Gesteinsteilbereichen), in denen Biotit die einzige wichtige Fe-Mg-Phase ist.
Normierungssumme 96 auf wasserfreier Basis.

Phlogopit: 10.5 Sauerstoffe ohne X-Position.
$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ = 0.50.
Die Tetraederposition wird mit Si, Al und Fe^{3+} auf 4 aufgefüllt. Normierungssumme 96 auf wasserfreier Basis.

Muskovit: 10.5 Sauerstoffe ohne X-Position.
$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ = 0.85.
Normierungssumme 96 auf wasserfreier Basis.

Amphibol: 23 Sauerstoffe
Normierungssumme 98 auf wasserfreier Basis,
a) Kuru: Kationenzahl 13 ohne Ca, Na und K.
b) Sökli: Fe_{tot} als Fe^{2+}.

Titanit: 5 Sauerstoffe; Fe_{tot} als Fe^{3+}.

Cordierit: 18 Sauerstoffe ohne Na und K, da diese Kationen in den von SiO_4- und AlO_4-Tetraedern gebildeten tunnelartigen Hohlräumen sitzen und nicht in das Cordierit-Gitter selbst eingebaut sind. Fe_{tot} wurde als Fe^{2+} berechnet.

Olivin: 4 Sauerstoffe; Fe_{tot} als Fe^{2+}.
Normierungssumme 100.

Ilmenit: 3 Sauerstoffe bei einer Kationensumme von 2.
Normierungssumme 100.

Magnetit: 4 Sauerstoffe bei einer Kationensumme von 3.
Normierungssumme 100.

Titanoklinohumit: 17 Sauerstoffe; Fe_{tot} als Fe^{2+}.
Normierungssumme 97 auf wasser- und fluorfreier Basis.

Karbonate: 1 Sauerstoff; Fe_{tot} als Fe^{2+}.

Tabelle 1. Modalbestände Esbo

	Qz	Plg	Akf	Bio	Mona	Zirk	Ap	Gt
Großkugelige Orbiculitvarietät								
Orbiculkern	S-8	52-54	34-36	5-6	♦	+	♦	♦
Orbiculschalen	1-2	80-82	3-4	13-15	++	-	-	-
Gesteinsmatrix	1-2	67-83	5-8	6-23	+++	♦+♦	-	+
Quarzmonzodiorit	4-13	54-77	8-24	6-11	+	+	+	1-4
Granit (Quarzsyenit)	20	14	61	4	-	+	+	-

Abkürzungen:

Qz	Quarz
Plg	Plagioklas
Akf	Alkalifeldspat
Bio	Biotit
Mona	Monazit
Zirk	Zirkon
Ap	Apatit
Gt	Granat

Tabelle 2. Esbo: Haupt- und Spurenelementanalysen
(Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm)

Großkugelige Orbiculitvarietät

	Orbiculkern		Orbiculschalen		Gesteinsmatrix		
Probe	Es 7b	Es 16b	Es 22b	Es 4b	Es 4c	Es 16c	Es 22c
SiO2	62.78	61.96	56.20	55.71	57.73	56.54	52.92
TiO2	.22	.29	.74	.82	.32	.46	1.31
Al_2O_3	20.58	21.29	23.47	23.33	23.62	23.28	21.57
Fe2O3	.22	.27	.57	.65	.32	.44	.96
FeO	.98	1.30	3.13	3.64	1.36	1.96	5.66
MnO	<.01	.01	.01	.02	.01	.01	.02
MgO	.38	.50	1.02	1.22	.57	.82	1.91
CaO	3.69	3.69	5.68	5.50	5.78	5.36	4.46
Na2O	4.16	4.49	5.98	5.65	6.22	5.93	4.89
K2O	5.63	6.01	2.22	2.39	1.97	2.14	3.35
P2O5	.16	.15	.13	.13	.17	.30	.17
H2O	.22	.27	.57	.65	.32	.44	.96
Summe	99.02	100.23	99.72	99.71	98.39	97.68	98.18
M-Wert	36.5	36.7	33.3	34.0	38.2	38.3	34.3
Cr	9	11	19	23	8	10	33
Co	1	2.5	5.2	6	2.4	3.3	9.8
Ni	7	10	13	13	9	11	18
Sc	-	1.73	4.19		2.25	3.53	8.67
Cu	3	3	7	5	4	5	8
Zn	35	43	82	94	49	64	157
Ga	26	28	36	37	40	41	48
Cs	-	.22	.37	-	.26	.30	.78
Rb	119	133	85	90	51	51	165
Tl	-	.66	—		.31	.36	1.08
Ba	891	821	199	235	122	91	279
Sr	235	309	283	279	307	307	243
Pb	40	40	41	44	41	64	456
Th	39	41	195	230	185	448	260
U	-	.9	3.2		3.9	9.9	5.5
Nb	6	9	27	30	14	21	53
Ta	—	.20	.49	-	.21	.26	.96
Zr	126	96	83	92	1093	1702	1407
Hf	-	2.49	2.01	—	27.6	44.2	36.3
Y	9	9	17	20	16	31	21
La	101	124	509	699	551	1275	730
Ce	162	190	886	1076	970	2389	1363
Nd	-	75	335	—	386	987	545
Sm	—	10.0	39.5		45.9		61.6
Eu	-	1.84	1.97	—	1.99	2.30	1.79
Gd	-	5.3	19.6		20.1	58.5	31.6
Tb		.49	1.70		1.91	5.75	4.01
Ho	—	.4	.47		1.01		2.29
Tm	-	.10	.20	-	.26	.60	.43
Yb	-	.23	.22	—	1.23	2.12	1.51
Lu	-	.04	.03	-	.15	.25	.17

Tabelle 2. (Fortsetzung)

	Quarzmonzodiorit					Granit	Pyroxengneis
Probe	Es 10	Es 11	Es 24	Es 25	Es 26	Es 27	Es 1
SiO2	58.90	62.13	57.95	62.35	58.37	68.67	54.59
TiO2	.58	.46	.33	.36	.57	.25	1.34
AL2O3	21.21	20.72	23.40	19.95	22.24	15.59	16.04
Fe2O3	.61	.51	.71	.96	.81	.40	1.35
FeO	3.04	2.23	1.31	2.32	2.48	.89	9.29
MnO	.02	.02	.01	.04	.02	.01	.13
MgO	1.09	.94	.51	1.00	1.11	.36	4.70
CaO	4.03	4.64	5.13	3.37	4.64	.83	7.34
Na2O	4.48	5.11	6.00	4.30	5.71	2.57	2.31
K2O	4.53	2.57	2.18	4.76	2.33	8.67	1.37
P2O5	.23	.14	.20	.14	.12	.09	.13
H2O	.61	.61	.60	.66	.79	.40	1.35
Summe	99.33	100.08	98.33	100.21	99.19	98.73	99.94
M-Wert	35.1	38.4	31.8	35.9	38.1	33.9	44.4
Cr	17	16	7	13	19	3	168
Co	5.1	4.1			-		25
Ni	10	7	5	3	7	<2	47
Sc	5.61	3.59	-	-	-	-	-
Cu	<3	3	14	4	4	<3	26
Zn	80	67	50	97	78	31	175
Ga	32	30	34	27	32	17	22
Cs	.52	.38				—	-
Rb	136	84	60	134	88	207	53
Tl			-	—			-
Ba	750	274	239	954	271	1104	90
Sr	253	236	223	283	225	184	248
Pb	35	28	46	36	33	40	10
Th	88	77	280	34	130	47	<3
U	1.5	2.0		-		—	—
Nb	28	22	17	15	27	9	8
Ta	.55	.44	—	-	-	-	-
Zr	215	338	599	146	309	109	81
Hf	5.86	10.06	—		-	—	-
Y	17	17	22	20	13	9	25
La	262	197				-	26
Ce	472	342		-	-	-	24
Nd	190	140			-	-	—
Sm	25.1	19.1				-	-
Eu	1.78	1.59		-	-	-	-
Gd	13.0	10.8			-	-	-
Tb	1.12	.99		-	-	-	—
Ho	.95	.79	-	-	-	-	-
Tm	.23	.16				-	-
Yb	.87	.69		-	-	-	—
Lu	.12	.09	-	-	-	-	-

Tabelle 3. Esbo: Feldspatanalysen

	Alkalifeldspat		Plagioklas		
	Orb-Kern	Matrix	Orb-Kern	Schalen	Matrix
n[a]	9	7	19	75	58
SiO2	64.57	64.44	59.94	59.65	59.75
Al2O3	18.84	18.72	25.33	25.49	25.36
Fe2O3	.03	.03	.05	.08	.06
CaO	.06	.03	6.69	6.89	6.86
BaO	.24	.23	.05	.04	.06
Na2O	1.05	.69	7.72	7.49	7.63
K2O	15.21	15.86	.22	.35	.28
Summe	100.00	100.00	99.99	99.99	100.00
Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen					
Si	2.980	2.981	2.671	2.661	2.665
Al	1.024	1.021	1.330	1.340	1.333
Fe3+	.001	.001	.002	.003	.002
Ca	.003	.002	.319	.329	.328
Ba	.004	.004	.001	.001	.001
Na	.094	.062	.667	.648	.660
K	.896	.936	.013	.020	.016
Summe	5.002	5.007	5.003	5.002	5.005
Mol.% An	-	-	32.5	33.5	33.0
Streubreite der Analysenwerte					
	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
SiO2	64.26-64.96	64.18-64.58	59.37-60.67	58.63-60.19	58.70-60.22
Al2O3	18.69-19.12	18.62-18.82	24.85-25.76	25.11-26.14	24.89-26.02
Fe2O3	.00- .08	.00- .08	.01- .08	.00- .34	.00- .28
CaO	.04- .11	.00- .07	6.20- 7.04	6.49- 7.40	6.49- 7.56
BaO	.09- .37	.15- .35	.00- .18	.00- .25	.00- .33
Na2O	.79- 1.51	.49- .79	7.40- 7.94	7.10- 7.72	7.20- 8.01
K2O	14.84-15.47	15.74-16.00	.12- .34	.22- .49	.13- .48
Streubreite der Kationenbesetzung					
Si	2.965-2.991	2.973-2.986	2.650-2.699	2.623-2.680	2.628-2.685
Al	1.015-1.040	1.015-1.026	1.303-1.354	1.321-1.375	1.308-1.373
Fe3+	.000- .003	.000- .003	.000- .003	.000- .011	.000- .009
Ca	.002- .005	.000- .003	.295- .336	.309- .354	.310- .362
Ba	.002- .007	.003- .006	.000- .003	.000- .004	.000- .006
Na	.071- .135	.044- .071	.640- .685	.615- .667	.623- .693
K	.873- .912	.928- .946	.007- .019	.012- .028	.007- .027
Summe	4.990-5.019	4.999-5.019	4.992-5.015	4.990-5.017	4.985-5.023
Mol.% An	-	-	29.9-34.2	31.8-36.3	31.0-36.4

[a]) Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 3. (Fortsetzung)

	Plagioklas					
	Orb-Kern		Schale		Matrix	
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
n[a]	10	9	38	37	31	27
Si02	60.15	59.70	59.87	59.42	59.95	59.54
AL2O3	25.16	25.51	25.34	25.65	25.24	25.50
Fe2O3	.05	.05	.04	.13	.03	.09
CaO	6.53	6.86	6.74	7.05	6.70	7.04
BaO	.05	.06	.05	.02	.06	.06
Na2O	7.83	7.61	7.57	7.42	7.72	7.52
K2O	.23	.21	.38	.32	.31	.25
Summe	100.00	100.00	99.99	100.01	100.01	100.00
Kationenbesetzung auf der Basis von			8 Sauerstoffen			
Si	2.680	2.662	2.670	2.651	2.673	2.657
Al	1.321	1.341	1.332	1.349	1.326	1.341
Fe3+	.002	.002	.001	.004	.001	.003
Ca	.312	.328	.322	.337	.320	.336
Ba	.001	.001	.001	.000	.001	.001
Na	.676	.658	.655	.642	.668	.651
K	.013	.012	.021	.018	.018	.014
Summe	5.005	5.004	5.002	5.001	5.007	5.003
Mol.% An	31.6	33.4	32.7	34.3	32.3	33.9
Streubreite der Analysenwerte						
	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
SiO2	59.71-60.67	59.37-60.17	59.38-60.19	58.63-59.96	59.38-60.22	58.70-59.95
AL2O3	24.85-25.35	25.21-25.76	25.11-25.61	25.37-26.14	24.89-25.59	25.21-26.02
Fe2O3	.01- .07	.01- .08	.00- .14	.00- .34	.00- .11	.00- .28
CaO	6.20- 6.70	6.62- 7.04	6.49- 6.97	6.75- 7.40	6.49- 6.99	6.74- 7.56
BaO	.00- .16	.00- .18	.00- .25	.00- .15	.00- .27	.00- .33
Na2O	7.74- 7.94	7.40- 7.82	7.32- 7.72	7.10- 7.69	7.50- 8.01	7.20- 7.87
K2O	.12- .34	.13- .32	.28- .49	.22- .46	.16- .48	.13- .41
Streubreite der Kationenbesetzung						
Si	2.665- 2.699	2.650- 2.679	2.655- 2.680	2.623- 2.671	2.655- 2.685	2.628-2.671
Al	1.303- 1.333	1.323- 1.354	1.321- 1.346	1.333- 1.375	1.308- 1.344	1.325-1.373
Fe3+	.000- .002	.000- .003	.000- .005	.000- .011	.000- .004	.000- .009
Ca	.295- .320	.315- .336	.309- .333	.322- .354	.310- .334	.322- .362
Ba	.000- .003	.000- .003	.000- .004	.000- .003	.000- .005	.000- .006
Na	.669- .685	.640- .676	.633- .667	.615- .665	.648- .693	.623- .680
K	.007- .019	.007- .018	.016- .028	.012- .026	.009- .027	.007- .023
Summe	4.996- 5.013	4.992- 5.015	4.994- 5.017	4.990- 5.016	4.996- 5.023	4.985-5.021
Mol.% An	29.9- 32.7	31.9- 34.2	31.8- 33.6	32.9- 36.3	31.0- 33.8	32.4-36.4

a) Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 4. Esbo: Biotitanalysen

	Orb-Kern	Schale	Matrix 1	Matrix 2	Orb-Kern	
					Kern	Rand
n[a]	24	39	8	27	12	12
SiO2	34.59	34.31	34.25	34.47	34.58	34.60
Al2O3	14.86	14.61	14.56	15.26	14.85	14.87
TiO2,	4.71	4.76	5.15	4.44	4.70	4.72
Fe2O3	4.18	4.29	4.33	4.21	4.18	4.17
FeO	21.30	21.88	22.06	21.46	21.32	21.28
MnO	.09	.09	.09	.08	.09	.08
MgO	6.83	6.60	6.33	6.55	6.83	6.84
K2O	9.45	9.46	9.22	9.53	9.45	9.45
Summe	96.01	96.00	95.99	96.00	96.00	96.01
Kationensumme auf	der Basis von		10.5 Sauerstoffen (ohne X-Position)			
Si	2.684	2.675	2.667	2.679	2.684	2.684
Al IV	1.316	1.325	1.333	1.321	1.316	1.316
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al VI	.043	.018	.004	.076	.042	.043
Ti	.275	.279	.302	.259	.274	.275
Fe3+	.244	.252	.254	.246	.244	.244
Fe2+	1.382	1.427	1.436	1.395	1.384	1.381
Mn	.006	.006	.006	,005	.006	.005
Mg	.790	.768	.735	.759	.790	.791
Y	2.740	2.750	2.737	2.740	2.740	2.739
K	.936	.941	.916	.945	.936	.935
Summe	7.676	7.691	7.653	7.685	7.676	7.674
M-Wert	32.7	31.4	30.3	31.6	32.7	32.7

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
SiO2	34.14-35.14	33.88-34.63	34.14-34.36	34.09-34.90	34.28-35.14	34.14-34.82
AL2O3	14.50-15.38	14.36-15.02	14.39-14.72	14.81-16.10	14.50-15.38	14.57-15.19
TiO2	4.52- 4.85	4.48- 5.35	4.89- 5.30	. 3.55- 5.42	4.52- 4.78	4.54- 4.85
Fe2O3	4.04- 4.31	4.15- 4.39	4.27- 4.37	4.09-4.30	4.04- 4.31	4.10- 4.28
FeO	20.59-21.96	21.14-22.36	21.76-22.28	20.83-21.95	20.59-21.96	20.88-21.83
MnO	.04- .13	.03- .17	.06- .14	.02- .15	.04- .13	.05- .11
MgO	6.70- 7.03	5.93- 7.05	6.17- 6.46	5.98-7.11	6.70- 7.03	6.78- 6.93
K2O	9.07- 9.76	9.02- 9.78	8.95- 9.42	9.28-9.81	9.07- 9.76	9.21- 9.64

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.656-2.706	2.651- 2.690	2.660-2 .674	2.657- 2.706	2.664-2, .706	2.656- 2.700
Al	1.327-1.396	1.318- 1.377	1.324-1 .350	1.361- 1.467	1.327-1 .396	1.335- 1.388
Ti	.264- .283	.263- .312	.286- .311	.208- .318	.264- .280	.264- .283
Fe3+	.234- .252	.243- .257	.250- .256	.238- .253	.234- .252	.239- .251
Fe2+	1.326-1.427	1.376- 1.455	1.416-1 .448	1.351- 1.432	1.326-1 .427	1.352- 1.420
Mn	.003- .009	.002- .011	.004- .009	.001- .010	.003- .009	.003- .007
Mg	.776- .811	.686- .818	.717- .749	.696- .821	.776- .811	.784- .803
K	.896- .968	.893- .971	.887- .938	.918- .970	.896- .968	.911- .953
Summe	7.633-7.700	7.604- 7.729	7.624-7 .668	7.629- 7.732	7.633-7 .700	7.655- 7.689
M-Wert	32.2-33.4	28.8- 33.6	29.7-30.8	29.7- 33.4	32.2-3 3.2	32.2- 33.4

a) b) Anzahl der Analysenpunkte
Es wurde angenommen, daß FeO = 0.85 x FeO_{tot} ist.

Tabelle 4. (Fortsetzung)

	Schale		Matrix 1		Matrix 2	
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
n[a]	19	20	4	4	15	12
Si02	34.28	34.34	34,30	34.20	34.43	34.52
A1203	14.61	14.62	14.57	14.56	15.14	15.40
$Ti02_b$	4.78	4.74	5.17	5.14	4.52	4.33
Fe203°	4.29	4.29	4.33	4.33	4.23	4.19
FeO	21.87	21.88	22.06	22.06	21.55	21.35
MnO	.09	.08	.10	.09	.08	.09
MgO	6.61	6.59	6.30	6.35	6.54	6.56
K20	9.47	9.45	9.17	9.28	9.51	9.55
Summe	96.00	95.99	96.00	96.01	96.00	95.99

Kationensumme auf der Basis von 10.5 Sauerstoffen (ohne X-Position)

Si	2.673	2.677	2.669	2.665	2.677	2.681
Al IV	1.327	1.323	1.331	1.335	1.323	1.319
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al VI	.016	.020	.005	.002	.065	.090
Ti	.280	.278	.303	.301	.264	.253
Fe 3+	.252	.252	.253	.254	.247	.245
Fe 2+	1.427	1.427	1.436	1.437	1.401	1.386
Mn	.006	.006	.006	.006	.005	.006
Mg	.769	.766	.731	.738	.758	.759
Y	2.750	2.749	2.734	2.738	2.740	2.739
K	.942	.939	.910	.922	.943	.946
Summe	7.692	7.688	7.644	7.660	7.683	7.685
M-Wert	31.4	31.3	30.2	30.4	31.5	31.7

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	33.88-34.57	34.06-34.63	34.22-34.36	34.14-34.33	34.09-34.90	34.12-34.74
A12O3	14.42-14.87	14.36-15.02	14.40-14.68	14.39-14.72	14.81-15.71	14.94-16.10
Ti02	4.51- 5.35	4.48- 5.06	5.01- 5.29	4.89- 5.30	3.57- 5.31	3.55- 5.42
Fe2O3	4.15- 4.39	4.21- 4.37	4.27- 4.37	4.31- 4.34	4.11- 4.30	4.09- 4.30
FeO	21.14-22.36	21.45-22.30	21.76-22.28	21.96-22.11	20.96-21.95	20.83-21.92
MnO	.06- .14	.03- .17	.06- .14	.07- .11	.02- .12	.06- .15
MgO	5.93- 7.05	6.05- 6.94	6.17- 6.39	6.20- 6.46	6.04- 7.11	5.98- 6.99
K20	9.02- 9.78	9.16- 9.74	8.95- 9.38	9.20- 9.42	9.28- 9.74	9.29- 9.81

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.651- 2.690	2.659-2. .690	2.660- 2.674	2.660-2. .670	2.657-2. .706	2.662-2.7OO
Al	1.326- 1.366	1.318-1. .377	1.324- 1.346	1.324-1 .350	1.361-1. .430	1.374-1.467
Ti	.264- .312	.263- . .296	.293- .310	.286- .311	.208- . .310	.208- .318
Fe3+	.243- .257	.247- . .256	.250- .256	.252- . .254	.239- . .253	.238- .251
Fe2+	1.376- 1.455	1.399-1. .453	1.416- 1.448	1.429-1 .442	1.354-1. .432	1.351-1.425
Mn	.004- .009	.002- . .011	.004- .009	.005- .007	.001- . .008	.004- .010
Mg	.686- .818	.703- . .808	.717- .741	.722- .749	.700- . .821	.696- .809
K	.893- .971	.911- . .971	.887- .931	.914- .938	.918- .967	.920- .970
Summe	7.604- 7.729	7.640-7. .727	7.624- 7.660	7.657-7 .668	7.656-7 .732	7.629-7.729
M-Wert	28.8- 33.6	29.3-3; 2.9	29.7- 30.8	29.9-3I 9.8	29.9-3: 3.2	29.7-33.4

Anzahl der Analysenpunkte
' Es wurde angenommen, daß FeO ■ 0.85 x FeO_{tot} ist.

Tabelle 5. Modalbestände Virvik

	Qz	Plg	Akf	Bio	Mona	Zirk	Ap
Orbiculit							
Varietät mit den kleinen Orbiculen							
Gesamtgestein	4	75	7	13			
Orbicule	2	83	6	8			+
Gesteinsmatrix	6	63	15	15	++	++	-
Varietät mit großen Orbiculen							
Gesamtgestein	4	78	7	10			
Orbiculkern	2-3	76-78	7-11	9-12			+
Orbiculschalen	<1	85-87	4-5	8-9	++	-	-
Gesteinsmatrix	9-11	57-66	16-22	6-9	++	+++	-
Granit	20-23	20-27	44-55	5-6	+	++	++

Abkürzungen:

Qz	Quarz
Plg	Plagioklas
Akf	Alkalifeldspat
Bio	Biotit
Mona	Monazit
Zirk	Zirkon
Ap	Apatit

Tabelle 6. Virvik: Haupt- und Spurenelementanalysen
(Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm)

Großkugelige Varietät

	Gesamt-gestein	Orbiculkem		Orbiculschalen		Gesteinsmatrix		
Probe	Vv 19a	Vv 19b1	Vv 19b2	Vv 19b3	Vv 19b4	Vv 19c1	Vv 19c2	Vv 19c3
Si02	58.32	59.20	57.85	58.19	57.97	62.24	62.08	62.76
Ti02	.46	.39	.57	.42	.39	.45	.47	.30
A12O3	22.45	22.76	22.62	23.56	23.49	20.41	20.21	21.04
Fe2O3	.74	.56	.77	.60	.61	.72	.70	.43
FeO	2.18	2.10	2.89	2.04	1.85	1.95	2.03	1.43
MnO	.02	.02	.02	.02	.01	.02	.01	.01
MgO	.95	.79	1.12	.77	.73	.86	.86	.76
CaO	4.50	4.53	4.55	5.04	5.07	3.27	3.28	3.64
Na20	6.27	6.12	6.07	6.95	6.85	4.99	4.81	5.67
K20	2.23	2.76	2.40	1.73	1.68	4.27	4.22	3.13
P2O5	.16	.11	.14	.13	.12	.18	.16	.13
H20	.83	.73	.75	.63	.62	.70	.71	.88
Summe	99.11	100.07	99.75	100.08	99.39	100.06	99.54	100.18
M-Wert	37.3	35.1	35.8	34.7	35.1	37.1	36.5	42.7
Cr	16	40	52	12	10	8	7	5
Co	3.4	3.3	4	3.2	3	3.0	3	1.8
Ni	7	6	6	6	6	8	8	7
Sc	4.93	4.26		4.25	-	5.15	-	3.28
Cu	3	<3	<3	<3	<3	3	3	<3
Zn	63	61	82	60	59	64	65	41
Ga	35	35	37	38	37	27	26	30
Cs	.87	.92		.72		1.18	-	.90
Rb	100	100	105	72	60	133	133	100
T1	.74	.55	-	.59		—	.81	-
Ba	95	170	121	60	64	289	293	218
Sr	199	205	189	206	206	184	183	189
Pb	46	36	31	43	46	51	49	38
Th	273	118	99	233	248	252	251	166
U	7.9	5.2		6.3	-	8.9	-	6.0
Nb	22	18	27	18	17	22	22	14
Ta	.49	.62		.44		.47	-	.30
Zr	162	<10	<10	<10	<10	523	598	323
Hf	5.94	.24	-	.08	-	19.77	-	11.6
Y	34	18	18	31	30	33	31	24
La	574	233	242	482	600	537	618	368
Ce	1068	428	404	890	1004	1033	1063	679
Nd	420	173	-	359	-	420	-	280
Sm	60.4	27.7		53.4	-	60.3	•	45.5
Eu	1.29	1.26	-	1.30		1.25	-	1.16
Gd	34.6	16.9	-	29.4	-	35.6	-	24.0
Tb	3.48	1.63	-	2.66	-	3.10	-	2.07
Ho	1.37	.66		1.47		1.68	-	1.08
Tm	.19	.10		.17	-	.26	-	.17
Yb	.62	.33	-	.40	-	1.20	-	.81
Lu	.088	.035	-	.045	-	.15	-	.11

Tabelle 6. (Fortsetzung)

	Kleinkugelige Varietät			Granit		Pegmatit
	Gesamt-gestein Orbicule		Gesteins-matrix			
Probe	Vv 4a	Vv 4b	Vv 4c	Vv 5	Vv 15	Vv 13
Si02	57.42	58.97	57.95	69.31	68.90	73.76
Ti02	.68	.37	.76	.26	.26	.19
Al 203	22.53	23.49	21.27	15.82	16.19	13.19
Fe2O3	.85	.47	1.03	.33	.29	.44
FeO	3.35	1.87	3.68	1.32	1.36	1.65
MnO	.02	.01	.02	.01	.01	.02
MgO	1.21	.66	1.35	.57	.70	.46
CaO	4.30	4.92	3.54	1.28	.67	.59
Na2O	5.90	6.58	5.11	2.93	2.57	2.22
K2O	2.58	1.87	3.80	7.21	8.87	6.53
P2O5	.16	.15	.17	.12	.15	.09
H20	.74	.50	.77	.44	.60	.64
Summe	99.74	99.86	99.45	99.60	100.57	99.78
M-Wert	34.4	33.9	34.3	38.6	43.5	28.6
Cr	57	24	60	12	13	10
Co	5.0	2.6	5.6	1.8	2.0	1.2
Ni	13	11	13	5	6	5
Sc	8.40	4.48	9.52	3.06	2.95	5.81
Cu	<3	<3	<3	<3	<3	4
Zn	91	54	111	40	40	43
Ga	34	37	34	20	20	19
Cs	1.59	.98	1.80	.91	.64	1.23
Rb	135	82	170	194	239	253
T1						
Ba	135	95	257	625	866	70
Sr	200	217	192	164	163	44
Pb	49	39	59	52	64	49
Tb	186	69	218	76	58	107
U	7.8	3.5	8.3	2.1	1.8	8.9
Nb	36	20	40	12	13	31
Ta	.77	.47	.88	.28	.31	.95
Zr	355	35	567	86	55	382
Hf	11.3	.83	18.3	3.28	1.71	15.2
Y	28	17	32	10	10	52
La	370	166	433	162	121	186
Ce	700	299	830	323	228	413
Nd	292	120	343	127	94	177
Sm	46.0	20.5	53.2	19.2	14.4	34.5
Eu	1.16	1.21	1.13	1.02	1.10	.29
Gd	28.1	13.8	31.2	11.3	8.0	24.2
Tb	2.50	1.14	2.88	1.20	.95	2.68
Ho	1.47	.67	1.74	.71	.63	2.64
Tm	.26	.09	.28	.12	.12	.62
Yb	1.10	.37	1.44	.52	.43	3.31
Lu	.11	.04	.15	.056	.062	.42

Tabelle 7. Virvik: Alkalifeldspatanalysen

	Kern	Schalen	Matrix
Bereich[3]	1	4	8
n[b]	10	2	10
Si02	64.61	64.69	65.19
Al 203	18.46	18.34	18.49
Fe2O3	.04	.20	.04
CaO	.09	.01	.08
BaO	.07	.13	.09
Na 20	.89	.68	.88
K20	15.84	15.94	15.24
Summe	100.00	99.99	100.01

Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen

Si	2.988	2.993	3.001
Al	1.006	1.000	1.003
Fe 3+	.002	.007	.001
Ca	.004	.000	.004
Ba	.001	.002	.002
Na	.080	.061	.078
K	.934	.941	.895
Summe	5.015	5.004	4.984

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max
SiO2	64.23-64.91	64.52-64.86	65.04-65.47
Al 203	18.23-18.89	18.30-18.39	18.35-18.64
Fe203	.00- .13	.09- .32	.00- .09
CaO	.00- .43	.00- .02	.01- .15
BaO	.00- .19	.06- .21	.00- .25
Na20	.58- 1.32	.67- .69	.60- 1.00
K20	15.17-16.47	15.91-15.96	15.07-15.59

Streubreite der Kationenbesetzung

Si	2.966-3.000	2.989-2.996	2.996-3.007
Al	.995-1.028	.999-1.001	.996-1.011
Fe 3+	.000- .005	.003- .011	.000- .003
Ca	.000- .021	.000- .001	.000- .008
Ba	.000- .004	.001- .004	.000- .005
Na	.052- .119	.060- .062	.054- .089
K	.894- .974	.938- .944	.883- .916
Summe	5.006-5.022	5.OO2-S.OO8	4.976-4.991

[3)] Bereiche sind in Abbildung 26 gekennzeichnet.
Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 8. Virvik: Plagioklasanalysen

	Großkugelige Varietät					
Bereich[3]	Orb-Kern 1	Schale 2	Schale 3	Schale 4	Schale 5	Schale 6
n[b]	16	12	20	35	8	8
Si02	60.96	60.80	61.02	61.11	61.12	61.14
A12O3	24.65	24.66	24.43	24.44	24.30	24.26
Fe2O3	.06	.11	.12	.07	.15	.17
CaO	5.87	5.97	6.06	5.93	5.89	5.85
BaO	.03	.05	.05	.04	.04	.04
Na 20	8.20	8.20	8.09	8.14	8.31	8.35
K20	.24	.22	.22	.27	.20	.19
Summe	100.01	100.01	99.99	100.00	100.01	100.00
Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen						
Si	2.710	2.705	2.714	2.717	2.718	2.719
Al	1.291	1.293	1.280	1.280	1.274	1.272
Fe3+	.002	.004	.004	.002	.005	.006
Ca	.280	.284	.289	.283	.281	.279
Ba	.000	. 001	.001	.001	.001	.001
Na	.707	.707	.698	.701	.717	.720
K	.013	.013	.012	.016	.011	.011
Summe	5.003	5.007	4.998	5.000	5.007	5.008
MolA An	28.5	28.9	28.5	28.2	27.7	27.5

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	60.51-61.63	60.05-61.20	59.87-61.52	59.89-61.64	60.71-61.49	60.81-61.39
A12O3	24.06-24.87	24.38-25.15	24.10-25.08	24.06-25.14	24.02-24.54	24.11-24.50
Fe2O3	.00- .25	.02- .34	.01- .31	.00- .23	.07- .21	.06- .30
CaO	5.28- 6.08	5.77- 6.51	5.74- 6.82	5.55- 6.95	5.75- 6.03	5.44- 6.23
BaO	.00- .26	.00- .16	.00- .23	.00- .15	.00- .15	.00- .13
Na 20	8.05- 8.56	7.88- 8.37	7.61- 8.41	7.57- 8.38	8.26- 8.36	8.09- 8.48
K20	.15- .35	.18- .28	.18- .30	.16- .43	.18- .21	.10- .34

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.695- 2.739	2.678- 2.720	2.671-2.732	2.671- 2.737	2.703-2.733	2.706-2.728
Al	1.260- 1.304	1.277- 1.322	1.261-1.318	1.259- 1.321	1.258-1.288	1.265-1.285
Fe3+	.000- .008	.001- .011	.000- .010	.000- .008	.002- .007	.002- .010
Ca	.251- .289	.275- .311	.273- .326	.264- .332	.274- .288	.259- .297
Ba	.000- .005	.000- .003	.000- .004	.000- .003	.000- .003	.000- .002
Na	.694- .738	.681- .722	.658- .725	.655- .722	.712- .721	.698- .732
K	.008- .020	.010- .016	.010- .017	.009- .025	.010- .012	.006- .019
Summe	4.998- 5.010	5.001- 5.011	4.993-5.008	4.990- 5.013	5.000-5.015	5.001-5.013
MolA An	25.6- 29.6	27.6- 31.6	26.8-32.2	26.1- 32.7	26.7-28.7	26.3-29.1

, x Bereiche sind in den Abbildungen 25 und 26 gekennzeichnet.
Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 8. (Fortsetzung)

	Großkugelige Varietät		Kleinkugelige Varietät	
	Schale	Matrix	Orb-Kern	Matrix
Bereich[3]	7	8	a	c
n[b]	20	23	33	41
Si02	61.23	61.64	61.34	61.40
A12O3	24.34	24.18	24.25	24.37
Fe 203	.09	.03	.05	.05
CaO	5.91	5.62	5.81	5.60
BaO	.03	.04	.04	.05
Na2O	8.22	8.28	8.33	8.33
K20	.19	.22	.19	.20
Summe	100.01	100.01	100.01	100.00

Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen

Si	2.721	2.736	2.726	2.726
Al	1.275	1.265	1.270	1.276
Fe 3+	.003	.001	.002	.002
Ca	.281	.267	.276	.266
Ba	.000	.001	.001	.001
Na	.708	.712	.718	.718
K	.011	.012	.011	.012
Summe	4.999	4.994	5.004	5.001
MolA An	27.8	26.6	27.3	27.1

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	60.82-61.69	61.19-62.06	60.76-61.82	60.62-61.83
Al 203	24.14-24.66	23.89-24.59	23.94-24.72	24.01-24.85
Fe 203	.00- .36	.00- .12	.00- .29	.00- .23
CaO	5.61- 6.22	5.25- 6.05	5.55- 6.37	5.34- 6.26
BaO	.00- .25	.00- .29	.00- .24	.00- .28
Na 20	7.95- 8.48	7.92- 8.47	7.98- 8.60	7.99- 8.61
K20	.14- .29	.07- .39	.10- .34	.10- .34

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.705-2.737	2.717-2.751	2.702-2.742	2.700-2.742
Al	1.262-1.292	1.249-1.287	1.253-1.296	1.257-1.302
Fe3*	.000-.012	.000- .004	.000- .010	.000-.008
Ca	.267-.296	.249- .288	.264- .304	.254-.299
Ba	.000-.004	.000- .005	.000- .004	.000-.005
Na	.685-.732	.682- .728	.688- .741	.690-.742
K	.008-.016	.004- .022	.006- .019	.006-.019
Summe	4.989-5.017	4.981-5.005	4.990-5.015	4.986-5.015
MolA An	26.7-29.3	25.2-28.7	26.0-30.0	25.9-29.7

Bereiche sind in den Abbildungen 25 und 26 gekennzeichnet.
Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 9. Virvik: Plagioklasanalysen

	Großkugelige Varietät						
Bereich[a]	Orb-Kern 1		Schale 2		Schale 3		Schale 4
	Kem	Rand	Kem	Rand	Kem	Rand	Kem
n[b]	8	8	6	6	10	10	19
Si02	61.07	60.84	60.97	60.63	61.32	60.73	61.23
Al 203	24.58	24.72	24.57	24.75	24.27	24.59	24.38
Fe2O3	.02	.09	.09	.13	.06	.19	.04
CaO	5.78	5.96	5.85	6.08	5.87	6.25	5.86
BaO	.04	.02	.01	.08	.06	.05	.05
Na20	8.27	8.14	8.27	8.12	8.21	7.97	8.14
K20	.25	.23	.23	.21	.22	.22	.29
Summe	100.01	100.00	99.99	100.00	100.01	100.00	99.99
Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen							
Si	2.714	2.705	2.711	2.699	2.725	2.703	2.722
Al	1.287	1.295	1.288	1.298	1.271	1.290	1.277
Fe3+	.001	.003	.003	.004	.002	.006	.001
Ca	.275	.284	.279	.290	.279	.298	.279
Ba	.001	.000	.000	.001	.001	.001	.001
Na	.713	.702	.713	.701	.707	.688	.701
K	.014	.013	.013	.012	.012	.013	.016
Summe	5.005	5.002	5.007	5.005	4.997	4.999	4.997
MolA An	28.1	29.0	28.3	29.4	27.5	29.4	27.8
Streubreite der Analysenwerte							
	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	60.67-61.63	60.51-61.07	60.77-61.20	60.05-61.07	61.05-61.52	59.87-61.40	60.80-61.55
Al 203	24.06-24.82	24.64-24.87	24.38-24.81	24.47-25.15	24.10-24.45	24.24-25.08	24.14-24.78
Fe2O3	.00- .10	.00- .25	.02- .34	.03- .21	.01- .11	.01- .31	.00- .10
CaO	5.28- 5.97	5.61- 6.08	5.79- 5.94	5.77- 6.51	5.74- 6.12	5.83- 6.82	5.58- 6.10
BaO	.00- .26	.00- .09	.00- .07	.00- .16	.00- .23	.00- .11	.00- .15
Na 20	8,17- 8.56	8.05- 8.23	8.16- 8.37	7.88- 8.30	8.05- 8.41	7.61- 8.21	8.03- 8.30
K20	.15- .35	.19- .32	.18- .28	.18- .23	.18- .29	.18- .30	.16- .39
Streubreite der Kationenwerte							
Si	2.699-2.739	2.695- 2.713	2.702-2.720	2.678-2.714	2.714- 2.732	2.671-2.727	2.705- 2.733
Al	1.260-1.301	1.291- 1.304	1.277-1.300	1.284-1.322	1.261- 1.281	1.271-1.318	1.264- 1.299
Fe3*	.000- .003	.000- .008	.001- .011	.001- .007	.000- .004	.000- .010	.000- .003
Ca	.251- .284	.267- .289	.275- .283	.275- .311	.273- .292	.277- .326	.265- .291
Ba	.000- .005	.000- .002	.000- .001	.000- .003	.000- .004	.000- .002	.000- .003
Na	.704- .738	.694- .710	.704- .722	.681- .717	.694- .725	.658- .708	.692- .715
K	.008- .020	.011- .018	.010- .016	.010- .013	.010- .016	.010- .017	.009- .022
Summe	5.000-5.010	4.998- 5.006	5.005-5.009	5.001-5.011	4.993- 5.008	4.993-5.007	4.990-5.007
MolA An	25.6-29.3	27.9-29.6	27.6-29.1	27.9-31.6	26.8-28.6	27.5-32.2	27.0-29.1

.x Bereiche sind in den Abbildungen 25 und 26 gekennzeichnet.
Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 9. (Fortsetzung)

Großkugelige Varietät

Bereich’	Schale 4	Schale 5		Schale 6		Schale 7	
	Rand	Kem	Rand	Kem	Rand	Kern	Rand
n»	16	4	4	4	4	10	10
Si02	60.97	61.20	61.03	61.24	61.04	61.33	61.12
A12O3	24.50	24.25	24.34	24.24	24.29	24.30	24.38
Fe2O3	.10	.13	.18	.09	.24	.04	.14
CaO	6.02	5.86	5.92	5.82	5.88	5.90	5.92
BaO	.02	.05	.02	.03	.05	.01	.04
Na 20	8.13	8.31	8.31	8.38	8.31	8.23	8.20
K20	.26	.20	.19	.19	.19	.18	.20
Summe	100.00	100.00	99.99	99.99	100.00	99.99	100.00
Kationenbesetzung		auf der Basis		von 8 Sauerstoffen			
Si	2.712	2.722	2.715	2.723	2.716	2.725	2.717
Al	1.284	1.271	1.276	1.270	1.274	1.272	1.278
Fe 3*	.003	.004	.006	.003	.008	.001	.005
Ca	.287	.279	.282	.277	.280	.281	.282
Ba	.000	.001	.000	.001	.001	.000	.001
Na	.701	.717	.717	.723	.717	.709	.707
K	.015	.012	.011	.011	.011	.010	.011
Summe	5.002	5.006	5.007	5.008	5.007	4.998	5.001
MolA An	28.6	27.5	27.9	27.4	27.7	27.6	28.0

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
SiOZ	59.89-61.64	60.71-61.49	60.77-61.39	61.16-61.33	60.81-61.39	60.90-61.69	60.82-61.64
A12O3	24.06-25.14	24.02-24.54	24.20-24.41	24.11-24.34	24.16-24.50	24.14-24.66	24.18-24.61
Fe2O3	.00- .23	.07- .19	.10- .21	.06- .12	.16- .30	.00- .10	.00- .36
CaO	5.55- 6.95	5.75- 6.02	5.82- 6.03	5.77- 5.87	5.44- 6.23	5.70- 6.22	5.61- 6.12
BaO	.00- .11	.00- .15	. 00- .06	.00- .13	.00- .13	.00- .08	.00- .25
Na2O	7.57- 8.38	8.26- 8.36	8.30- 8.34	8.27- 8.48	8.09- 8.47	7.95- 8.48	7.97- 8.34
K20	.16- .43	.19- .21	.18- .20	.17- .21	.10- .34	.14- .23	.14- .29

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.671-2.737	2.703-2.733	2.707-2.727	2.719-2.726	2.706-2.728	2.707-2.737	2.705-2.735
Al	1.259-1.321	1.258-1.288	1.267-1.281	1.265-1.275	1.268-1.285	1.262-1.292	1.268-1.289
Fe3+	.000- .008	.002- .006	.003- .007	.002- .004	.005- .010	.000- .003	.000- .012
Ca	.264- .332	.274- .287	.277- .288	.275- .280	.259- .297	.271- .296	.267- .292
Ba	.000- .002	.000- .003	.000- .001	.000- .002	.000- .002	.000- .001	.000- .004
Na	.655- .722	.712- .721	.715- .720	.712- .732	.698- .730	.685- .732	.687- .719
K	.009- .025	.011- .012	.010- .011	.010- .012	.006- .019	.008- .013	.008- .016
Summe	4.992-5.013	5.000-5.015	5.001-5.014	5.002-5.012	5.001-5.013	4.989-5.017	4.992-5.010
MolA An	26.1-32.7	26.7-28.7	27.2-28.5	27.0-27.8	26.3-29.1	26.8-29.3	26.7-29.0

Bereiche sind in den Abbildungen 25 und 26 gekennzeichnet.
Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 9. (Fortsetzung)

	Großkugelige Varietät		Kleinkugelige Varietät			
Bereich	Matrix 8		Kern a		Matrix c	
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
n»	12	10	18	15	24	17
Si02	61.69	61.56	61.47	61.18	61.46	61.31
Al 203	24.13	24.24	24.19	24.32	24.36	24.40
Fe 203	.02	.04	.03	.07	.04	.07
CaO	5.57	5.72	5.73	5.90	5.53	5.69
BaO	.04	.02	.03	.04	.04	.06
Na 20	8.31	8.23	8.36	8.30	8.36	8.30
K20	.24	.18	.19	.19	.22	.18
Summe	100.00	99.99	100.00	100.00	100.01	100.01
Kationenbesetzung	auf der Basis		von 8 Sauerstoffen			
Si	2.738	2.732	2.730	2.720	2.729	2.723
Al	1.262	1.268	1.266	1.275	1.274	1.277
Fe3+	.001	.001	.001	.002	.001	.002
Ca	.265	.272	.273	.281	.263	.271
Ba	.001	.000	.001	.001	.001	.001
Na	.715	.709	.720	.715	.719	.715
K	.014	.010	.011	.011	.013	.010
Summe	4.996	4.992	5.002	5.005	5.000	4.999
MolA An	26.3	27.0	26.9	27.8	26.9	27.4

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	61.37-62.02	61.19-62.06	60.94-61.82	60.76-61.67	61.05-61.83	60.62-61.64
A12O3	23.89-24.35	23.97-24.59	23.94-24.54	24.04-24.72	24.01-24.73	24.16-24.85
Fe2O3	.00- .07	.00- .12	.00- .13	.00- .29	.00- .09	.00- .23
CaO	5.45- 5.63	5.25-6.05	5.55- 6.07	5.60- 6.37	5.34- 5.65	5.40- 6.26
BaO	.00- .21	.00- .10	.00- .15	.00- .24	.00- .20	.00- .28
Na20	8.17- 8.46	7.92-8.47	8.11- 8.60	7.98- 8.54	8.09- 8.61	7.99- 8.49
K20	.16- .39	.07- .28	.10- .34	.12- .24	.17- .34	.10- .27

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.729-2.751	2.717-2.749	2.710-2.742	2.702-2.737	2.713-2.742	2.700- 2.735
Al	1.249-1.273	1.253-1.287	1.253-1.286	1.258-1.296	1.257-1.294	1.265- 1.302
Fe3+	.000- .002	.000- .004	.000- .004	.000- .010	.000- .003	.000- .008
Ca	.259- .268	.249- .288	.264- .289	.267- .304	.254- .269	.257- .299
Ba	.000- .004	.000- .002	.000- .003	.000- .004	.000- .003	.000- .005
Na	.703- .728	.682- .727	.698- .741	.688- .736	.696- .742	.690- .731
K	.009- .022	.004- .016	.006- .019	.007- .013	.009- .019	.006- .015
Summe	4.987-5.005	4.981-5.001	4.990-5.012	4.997-5.015	4.986-5.015	4.993- 5.008
MolA An	25.4-27.0	25.2-28.7	26.0-28.8	26.4-30.0	25.9-28.0	26.4- 29.7

?% Bereiche sind in den Abbildungen 25 und 26 gekennzeichnet.
Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 10. Virvik: Biotitanalysen

	Großkugelige Varietät					
Bereich[8]	Orb-Kern 1	Schale 2	Schale 3	Schale 4	Schale 5	Schale 6
n[b]	57	17	34	14	7	9
SiO2	34.43	34.33	34.38	34.51	34.60	34.76
Al 203	15.66	15.52	15.47	15.70	16.10	16.69
TiO2_	3.19	2.82	2.96	2.89	2.71	2.57
Fe2O3[c]	4.35	4.46	4.43	4.38	4.35	4.19
FeO	22.17	22.75	22.56	22.34	22.20	21.35
MgO	6.77	6.84	6.85	6.78	6.62	6.98
K20	9.43	9.29	9.34	9.39	9.41	9.46
Summe	96.00	96.01	95.99	95.99	95.99	96.00
Kationenbesetzung	auf der Basis		von 10.5 Sauerstoffen (ohne		X-Position)	
Si	2.680	2.679	2.681	2.687	2.689	2.686
Al IV	1.320	1.321	1.319	1.313	1.311	1.314
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al VI	.117	.106	.103	.127	.164	.206
Ti	.187	.165	.174	.169	.159	.149
Fe3+	.255	.262	.260	.257	.255	.244
Fe2+	1.443	1.484	1.472	1.455	1.443	1.380
Mg	.786	.795	.797	.787	.767	.804
Y	2.788	2.812	2.806	2.795	2.788	2.783
K	.937	.924	.929	.933	.933	.933
Summe	7.725	7.736	7.735	7.728	7.721	7.716
M-Wert	31.6	31.3	31.5	31.5	31.1	33.1

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	34.07-34.65	34.07-34.49	34.15-34.55	34.28-34.69	34.33-34.72	34.45-35.08
Al 203	15.21-15.99	15.34-15.67	15.28-15.71	15.48-16.08	15.93-16.23	16.41-17.13
TiO2	2.96- 3.74	2.66- 3.05	2.68- 3.37	2.77- 3.02	2.61- 2.77	2.36- 2.69
Fe2O3	4.27- 4.45	4.39- 4.56	4.35- 4.55	4.28- 4.50	4.33- 4.42	4.08- 4.27
FeO	21.76-22.72	22.38-23.25	22.16-23.20	21.82-22.94	22.08-22.52	20.82-21.77
MgO	6.49- 7.06	6.58- 7.05	6.63- 7.13	6.61- 6.96	6.52- 6.77	6.78- 7.09
K20	9.25- 9.58	9.20- 9.41	9.05- 9.56	9.06- 9.53	9.33- 9.54	9.30- 9.60

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.663-2.700	2.663-2.688	2.666-2.693	2.671-2.695	2.673-2.701	2.667-2.703
Al	1.402-1.464	1.414-1.435	1.406-1.443	1.421-1.471	1.461-1.485	1.496-1.556
Ti	.173- .220	.156- .179	.157- .198	.162- .177	.152- .162	.137- .156
Fe 3+	.250- .262	.257- .269	.255- .268	.250- .264	.253- .259	.237- .249
Fe2+	1.415-1.485	1.455-1.522	1.443-1.516	1.417-1.495	1.433-1.467	1.342-1.411
Mg	.755- .818	.766- .818	.773- .828	.765- .808	.756- .783	.782- .817
K	.919- .952	.915- .937	.900- .953	.900- .949	.925- .947	.918- .944
Summe	7.692-7.749	7.720-7.748	7.710-7.758	7.711-7.746	7.712-7.734	7.704-7.726
M-Wert	30.2-32.6	30.2-32.2	30.6-32.8	31.0-32.0	30.7-31.7	32.3-33.8

a) Bereiche sind in den Abbildungen 25 und 26 gekennzeichnet,
x Anzahl der Analysenpunkte
[7] Es wurde angenommen, daß FeO - 0.85 x FeO ist.

Tabelle 10. (Fortsetzung)

	Großkugelige Varietät		Kleinkugelige Varietät		
Bereich[a]	Schale 7	Matrix 8	Orb-Kern a	Schale b	Matrix c
n[b]	12	41	16	10	22
Si02	34.61	34.69	34.61	34.87	34.85
A12O3	16.14	16.70	16.10	16.49	16.26
Ti02„	2.80	2.73	2.62	2.57	2.65
Fe2O3[c]	4.32	4.24	4.35	4.21	4.26
FeO	22.01	21.63	22.16	21.45	21.72
MgO	6.63	6.59	6.79	6.94	6.79
K20	9.50	9.42	9.38	9.46	9.47
Summe	96.01	96.00	96.01	95.99	96.00
Kat ionenbesetzung	auf der Basis		von 10.5 Sauerstoffen (ohne X-Position)		
Si	2.689	2.684	2.688	2.696	2.700
Al IV	1.311	1.316	1.312	1.304	1.300
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Al VI	.167	.207	.162	.199	.184
Ti	.163	.159	.153	.150	.155
Fe3+	.252	.247	.254	.245	.248
Fe 2+	1.430	1.400	1.440	1.387	1.407
Mg	.768	.760	.786	.800	.784
Y	2.78	2.773	2.795	2.781	2.778
K	.941	.930	.929	.933	.936
Summe	7.721	7.703	7.724	7.714	7.714
M-Wert	31.3	31.6	31.7	32.9	32.1

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
SiOZ	34.41-34.81	34.45-35.08	34.40-34.79	34.62-34.99	34.65-35.00
A12O3	15.95-16.39	16.05-17.21	15.90-16.52	16.31-16.67	16.05-16.49
Ti02	2.65- 2.97	2.53- 3.16	2.51- 2.76	2.48- 2.71	2.53- 2.83
Fe 203	4.25- 4.38	4.12- 4.41	4.26- 4.40	4.15- 4.29	4.18- 4.39
FeO	21.69-22.33	20.99-22.47	21.73-22.43	21.14-21.88	21.29-22.39
MgO	6.37- 6.85	6.21- 6.99	6.49- 7.32	6.81- 7.12	6.54- 7.15
K2O	9.35- 9.61	9.16- 9.64	9.15- 9.50	9.31- 9.68	9.28- 9.62

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.677-2.705	2.668-2.701	2.670-2.699	2.687-2.703	2.692-2.709
Al	1.463-1.497	1.468-1.562	1.458-1.505	1.492-1.517	1.469- 1.504
Ti	.155- .174	.147- .184	.147- .161	.145- .158	.147- .164
Fe3*	.248- .257	.239- .257	.248- .258	.241- .251	.243- .257
Fe2*	1.406-1.455	1.352-1.459	1.406-1.460	1.364-1.420	1.377- 1.454
Mg	.740- .793	.717- .805	.752- .847	.785- .819	.756- .824
K	.927- .953	.907- .952	.906- .942	.917- .958	.916- .950
Summe	7.705-7.741	7.669-7.728	7.701-7.742	7.697-7.748	7.703- 7.729
M-Wert	30.2-32.2	30.2-33.1	30.5- 33.6	32.2-33.5	30.8-33.5

Bereiche sind in den Abbildungen 25 und 26 gekennzeichnet.
(Anzahl der Analysenpunkte
[J] Es wurde angenommen, daß FeO ■ 0.85 x FeO_ * ist. tot

Tabelle 11. Modalbestände Kangasala

	Qz	Plg	Akf	Mus	Bio	Mona	Zirk
Gneiskern	5	48	<1	4	43	++	+
Orbiculschalen	1-3	73-90	<1	1	6-20	+◆	
Gesteinsmatrix	19-28	33-55	10-30	1-4	10-12	+	◆

Abkürzungen:

Qz	Quarz
Plg	Plagioklas
Akf	Alkalifeldspat
Mus	Muskovit
Bio	Biotit
Mona	Monazit
Zirk	Zirkon

Tabelle 12. Kangasala: Haupt- und Spurenelementanalysen (Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm)

	Gneiskern	Orbiculschalen			Gesteinsmatrix			
Probe	Ka 3b3	Ka 3b2	Ka 7b2	Ka 3b1	Ka 7b1	Ka 6c1	Ka 6c2	Ka 9c
Si02	43.35	55.23	59.15	59.12	60.90	64.43	65.06	67.44
Ti02	1.94	.70	.24	.24	.03	.37	.32	.40
A1203	19.89	22.96	23.86	23.87	24.27	17.95	18.37	17.52
Fe2O3	5.33	2.39	.61	.77	.09	.66	.50	.76
FeO	8.06	2.09	1.01	.89	.10	2.36	1.99	2.30
MnO	.06	.01	<.01	<.01	<.01	.03	.01	.01
MgO	7.21	2.30	.90	.73	<.05	1.37	1.36	1.33
CaO	1.13	3.98	4.33	4.89	5.20	1.45	.99	2.71
Na2O	2.04	6.03	7.28	7.25	8.03	3.37	3.36	4.88
K2O	6.68	2.49	1.31	1.19	.50	5.92	6.46	1.51
P2O5	.21	.21	.16	.14	.11	.11	.12	.10
H20	3.12	.92	.83	.50	.26	1.39	1.57	1.06
Summe	99.02	99.31	99.68	99.59	99.49	99.41	100.11	100.02
M-Wert	50.0	49.2	50.8	45.2	-	45.2	49.9	44.2
Cr	256	25	9	8	2	22	18	17
Co	31.9	10.5	3	3.2	<1	6.2	5	5.0
Ni	71	15	9	15	5	13	12	11
Sc	28.38	9.62	-	2.96	-	5.89		6.85
Cu	36	12	7	6	5	20	10	3
Zn	369	138	47	54	14	91	73	98
Ga	41	31	27	26	25	21	22	23
Cs	13.76	7.13		3.40		4.98		5.09
Rb	450	164	62	59	8	204	268	96
T1	3.89	1.36				1.36		.68
Ba	430	59	56	26	25	1466	1400	80
Sr	137	361	432	417	396	321	318	236
Pb	49	62	47	44	38	41	37	26
Th	337	318	196	144	92	34	37	84
U	23.8	23.3		12.6		2.6		7.1
Nb	46	17	5	6	3	13	12	15
Ta	2.95	1.02	-	.31		1.04		1.26
Zr	104	<10	<10	<10	<10	88	66	80
Hf	3.38	.34		.13		2.52	—	2.31
Y	49	56	37	32	23	10	10	20
La	643	647	416	312	259	79	99	156
Ce	1244	1227	677	584	426	137	159	295
Nd	548	528	-	252		59		128
Sm	88.4	88.5	-	43.8		11.2		24.2
Eu	2.49	3.21	-	2.68		1.72		1.50
Gd	64.0	65.7		30.2		7.4		17.2
Tb	6.08	6.88	-	3.20		.90		1.85
Ho	3.09	3.43	-	1.38		.53		1.11
Tm	.29	.35	-	.13		.08		.14
Yb	.90	.68		.29		.30		.32
Lu	. 16	.091	-	.037	-	.056		.056

Tabelle 13. Kangasala: Alkalifeldspatanalysen

	Kleinkugelige Varietät	
	Schale	Matrix
Bereich[3]	d	h
n[b]	2	7
SiO2	64.66	64.71
A12O3	18.35	18.55
Fe2O3	.02	.00
CaO	.05	.06
BaO	.28	.19
Na2O	.41	.98
K20	16.23	15.52
Summe	100.00	100.00

Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen

Si	2.995	2.989
Al	1.002	1.010
Fe 3+	.001	.000
Ca	.002	.003
Ba	.005	.004
Na	.037	.087
K	.959	.915
Summe	5.001	5.008

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max
Si02	64.54-64.79	64.64-64.89
A12O3	18.30-18.40	18.47-18.65
Fe2O3	.00- .03	.00- .01
CaO	.04- .05	.04- .09
BaO	.23- .33	.00- .35
Na20	.38- .44	.83-1.05
K2O	16.16-16.30	15.29-15.85

Streubreite der Kationenbesetzung

Si	2.994-2.997	2.986-2.992
Al	1.000-1.003	1.007-1.015
Fe 3+	.000- .001	.000-.000
Ca	.002- .003	.002-.004
Ba	.004- .006	.000-.006
Na	.034- .040	.074-.094
K	.954- .965	.900-.934
Summe	4.995-5.008	5.003-5.010

Bereiche sind in Abbildung 42 gekennzeichnet.
Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 14. Kangasala: Plagioklasanalysen

Kleinkugelige Varietät

Bereich[0]	Gneiskem a	Schale c	Schale d	Schale e	Schale f	Schale g
n[b]	10	24	8	7	7	22
Si02	61.54	61.82	61.87	61.54	61.88	61.75
A12O3	24.35	23.99	23.99	24.21	23.88	24.00
Fe2O3	.08	.03	.06	.13	.08	.03
CaO	5.83	5.52	5.40	5.51	5.44	5.54
BaO	.03	.03	.02	.09	.03	.05
Na20	8.20	8.40	8.50	8.35	8.49	8.42
K2O	.17	.21	.15	.16	.21	.20
Summe	100.00	100.00	99.99	99.99	100.01	99.99

Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen

Si	2.724	2.743	2.744	2.732	2.746	2.741
Al	1.274	1.255	1.254	1.267	1.249	1.256
Fe 3+	.003	.001	.002	.004	. 003	.001
Ca	.278	.262	.257	.262	.259	.263
Ba	.000	.001	.000	.002	. 000	.001
Na	.706	.723	.731	.719	.730	.725
K	.010	.012	.009	.009	.012	.011
Summe	4.995	4.997	4.997	4.995	4.999	4.998
MolA An	27.6	25.8	25.5	26.5	25.4	26.0

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	60.82-62.17	60.89-62.26	61.27-62.19	60.96-62.03	61.74-61.99	60.89-62.17
A12O3	23.81-24.66	23.54-24.52	23.72-24.46	23.85-24.76	23.66-24.09	23.60-24.63
Fe2O3	.00- .16	.00- .15	.00- .14	.10- .17	.00- .18	. 00- .15
CaO	5.28- 6.23	5.18-6.19	5.13- 5.95	5.10- 5.91	5.28- 5.71	5.26-6.23
BaO	.00- .11	.00- .15	.00- .08	. 00- .24	. 00- .08	. 00- .17
Na20	8.00- 8.43	7.99-8.69	8.18- 8.81	7.99- 8.68	8.23- 8.79	8.02-8.72
K2O	.14- .20	.10- .38	.09- .21	.15- .18	.13- .26	.12- .29

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.705-2.755	2.708-2.762	2.720-2.756	2.708-2.751	2.739-2.751	2.709-2.757
Al	1.244-1.292	1.231-1.286	1.241-1.280	1.247-1.297	1.238-1.259	1.235-1.290
Fe3+	.000- .005	.000-.005	.000- .005	. 003- .006	.000- .006	.000-.005
Ca	.251- .297	.246-.295	.244- .283	.242- .281	.251- .271	.250-.297
Ba	.000- .002	.000-.003	.000- .001	.000- .004	.000- .001	.000-.003
Na	.690- .725	.688-.748	.705- .758	.689- .746	.708- .757	.692-.750
K	.008- .011	.006-.022	.005- .012	.008- .010	.007- .015	.007-.016
Summe	4.987-5.OOS	4.986-5.017	4.986-5.011	4.987-5.005	4.990-5.014	4.989-5.006
MolA An	24.7-29.4	23.9-29.0	24.3-28.2	24.7-28.9	24.6-26.5	24.2-29.1

. x Bereiche sind in den Abbildungen 42 und 43 gekennzeichnet.
' Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 14. (Fortsetzung)

	Kleink. Var.	Großkugelige Varietät			
Bereich[3]	Matrix h	Schale 1	Schale 2	Schale 3	Schale 4
n[b]	49	15	19	13	14
Si02	61.57	61.49	61.51	61.60	61.67
A12O3	24.13	24.15	24.18	24.10	24.09
Fe2O3	.02	.08	.02	.01	.07
CaO	5.65	5.68	5.63	5.55	5.40
BaO	.06	.05	.04	.10	.04
Na2O	8.36	8.39	8.43	8.43	8.53
K20	.21	.18	.19	.21	.19
Summe	100.00	100.02	100.00	100.00	99.99
Kationenbesetzung auf		der Basis	von 8i Sauerstoffen		
Si	2.734	2.731	2.732	2.736	2.738
Al	1.263	1.264	1.266	1.261	1.260
Fe3+	.001	.003	.001	.000	.002
Ca	.269	.270	.268	.264	.257
Ba	.001	.001	.001	.002	.001
Na	.719	.722	.726	.726	.734
K	.012	.010	.010	.012	.011
Summe	4.999	5.001	5.004	5.001	5.003
Mol.% An	26.6	26.7	26.7	26.3	25.9

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min t-lax	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	60.71-62.37	60.89-^61.85	60.62-61.88	60.99-61.97	60.88-62.10
Al 203	23.58-24.82	23.94- 24.43	23.92-24.74	23.87-24.54	23.83-24.73
Fe2O3	.00- .20	.00- .25	.00- .09	.00- .06	.00- .18
CaO	5.15- 6.29	5.37- 6.17	5.26- 6.37	5.29- 6.25	5.20- 6.06
BaO	.00- .37	.00- .19	.00- .14	.00- .37	.00- .12
Na20	7.95- 8.70	8.10- 8.52	8.09- 8.70	7.92- 8.69	8.11- 8.77
K20	.11- .37	.15- .23	.15- .25	.16- .32	.12- .23

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.699- 2.764	2.712- 2.745	2.698- •2.745	2.712- 2.747	2.705- 2.752
Al	1.232- 1.301	1.252- 1.280	1.252-•1.298	1.250- 1.286	1.246- 1.295
Fe3+	.000- .007	.000- .008	.000-• .003	.000- .002	.000- .006
Ca	.245- .300	.255- .294	.250-■ .304	.251- .298	.247- .289
Ba	.000- .006	.000- .003	.000-■ .002	.000- .007	.000- .002
Na	.686- .749	.698- .733	.698-■ .749	.683- .748	.699- .755
K	.006- .021	.009- .013	.008-■ .014	.009- .018	.007- .013
Summe	4.986- 5.013	4.993- 5.009	4.992- •5.008	4.992- 5.015	4.988- 5.018
Mol.% An	24.0- 30.0	25.4- 28.7	25.1- •30.1	25.2- 29.2	24.7- 29.2

a) Bereiche sind in den Abbildungen 42 und 43 gekennzeichnet.
b) Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 15. Kangasala: Plagioklasanalysen

	Kleinkugelige Varietät					
creich[3]	Gneiske ni a		Schale d		Schale e	
n[b]	Kern 4	Rand 6	Kem 4	Rand 4	Kern 4	Rand 3
Si02	61.05	61.54	61.69	62.04	61.54	61.54
Al 203	24.52	24.23	24.10	23.88	24.27	24.14
Fe2O3	.04	.10	.03	.10	.12	.14
CaO	6.07	5.68	5.49	5.31	5.47	5.56
BaO	.02	.03	.03	.02	.07	.12
Na 20	8.10	8.26	8.49	8.51	8.36	8.34
K20	.19	.16	.17	.14	.17	.16
Summe	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Kationenbesetzung auf d ler Basis von 8 Sauerstoffen						
Si	2.714	2.732	2.738	2.751	2.732	2.733
Al	1.285	1.268	1.261	1.248	1.270	1.264
Fe 3+	.001	.003	.001	.003	.004	.005
Ca	.289	.270	.261	.252	.260	.264
Ba	.000	.001	.001	.000	.001	.002
Na	.698	.711	.731	.731	.720	.718
K	.011	.009	.009	.008	.010	.009
Summe	4.998	4.994	5.002	4.993	4.997	4.995
MolA An	28.7	26.9	26.1	25.0	26.5	26.4
Streubreite der Analysenwerte						
	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	60.82-61.34	60.99-62.17	61.27-62.19	61.90-62.18	60.96-61.97	61.10-62.03
A12O3	24.35-24.66	23.81-24.52	23.72-24.46	23.77-23.94	23.93-24.76	23.85-24.52
Fe2O3	.00- .09	.05- .16	.00- .05	.07- .14	.10- .15	.11- .17
CaO	5.84- 6.23	5.28- 6.02	5.13- 5.95	5.17- 5.63	5.10- 5.91	5.26- 5.87
BaO	.00- .06	.00- .11	.00- .08	.00- .06	.00- .24	.04- .23
Na20	8.00- 8.27	8.13- 8.43	8.18- 8.81	8.26- 8.70	8.08- 8.68	7.99- 8.54
K20	.17- .20	.14- .18	.13- .21	.09- .17	.15- .18	.15- .17
Streubreite der Kationenwerte						
Si	2.705-2.724	2.712-2.755	2.720-2.756	2.745-2.755	2.708-2.748	2.717-2.751
Al	1.275-1.292	1.244-1.285	1.241-1.280	1.243-1.252	1.252-1.297	1.247-1.285
Fe 3+	.000- ,003	.002- .005	.000- .002	.002- .005	.003- .005	.004- .006
Ca	.278- .297	.251- .287	.244- .283	.245- .267	.242- .281	.250- .280
Ba	.000- .001	.000- .002	.000- .001	.000- .001	.000- .004	.001- .004
Na	.690- .712	.699- .725	.705- .758	.710- .748	.696- .746	.689- .735
K	.010- .011	.008- .010	.007- .012	.005- .010	.009- .010	.008- .010
Summe	4.994-5.000	4.987-5.005	4.996-5.011	4.986-5.004	4.988-5.OO2	4.987-5.005
MolA An	27.6-29.4	24.7-28.6	24.3-28.2	24.5-25.9	24.7-28.9	24.8-28.2

a) Bereiche sind in den Abbildungen 42 und 43 gekennzeichnet.
b) Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 15. (Fortsetzung)

Kleinkugelige Varietät

Bereich[a]	Schale f		Schale g		Matrix h	
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
n[b]	3	4	11	11	25	2
Si02	61.87	61.89	61.59	61.91	61.34	61.88
Al 203	23.94	23.84	24.14	23.87	24.27	23.94
Fe2O3	.02	.12	.03	.03	.01	.03
CaO	5.48	5.40	5.67	5.41	5.82	5.41
BaO	.01	.04	.04	.06	.08	.04
Na 20	8.46	8.50	8.31	8.53	8.25	8.52
K20	.20	.21	.21	.19	.22	.19
Summe	99.98	100.00	99.99	100.00	99.99	100.01
Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen						
Si	2.745	2.747	2.735	2.748	2.726	2.746
Al	1.252	1.247	1.263	1.248	1.271	1.252
Fe3+	.001	.004	.001	.001	.000	.001
Ca	.261	.257	.270	.257	.277	.257
Ba	.000	.001	.001	.001	.001	.001
Na	.728	.732	.716	.734	.711	.733
K	.011	.012	.012	.011	.013	.011
Summe	4.998	5.000	4.998	5.000	4.999	5.001
MolA An	25.6	25.2	26.6	25.3	27.4	25.4

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	61.74-61.95	61.77-61.99	60.89-62.17	61.58-62.12	60.71-62.37	60.81-62.36
A1203	23.66-24.09	23.71-23.94	23.74-24.63	23.60-24.10	23.60-24.82	23.58-24.48
Fe203	.00- .04	.06- .18	.00- .08	.00- .15	.00- .07	.00- .20
CaO	5.32- 5.71	5.28- 5.49	5.29- 6.23	5.26- 5.62	5.20- 6.29	5.15- 6.26
BaO	.00- .04	.00- .08	.00- .17	.00- .13	.00- .37	.00- .15
Na2O	8.23- 8.79	8.33- 8.73	8.02- 8.57	8.38- 8.72	7.95- 8.65	8.17- 8.70
K20	.16- .24	.13- .26	.17- .29	.12- .23	.15- .37	.11- .25

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.739-2.751	2.742- 2.751	2.709-2.756	2.734- 2.757	2.699-2 .764	2.706-2.763
Al	1.238-1.259	1.241- 1.253	1.241-1.290	1.235- 1.261	1.232-1 .301	1.233-1.284
Fe3+	.000- .001	.002- .006	.000- .003	.000- .005	.000- .002	.000- .007
Ca	.253- .271	.251- .261	.252- .297	.250- .267	.247- .300	.245- .298
Ba	.000- .001	.000- .001	.000- .003	.000- .002	.000- .006	.000- .003
Na	.708- .757	.717- .751	.692- .738	.721- .750	.686- .743	.704- .749
K	.009- .014	.007- .015	.010- .016	.007- .013	.008- .021	.006- .014
Summe	4.990-5.014	4.992- 5.009	4.989-5.004	4.991- 5.006	4.992-5.007	4.990-5.013
MolA An	24.6-26.5	24.6- 25.7	24.7-29.1	24.2-•26.3	24.0-30.0	24.0-29.1

^! Bereiche sind in den Abbildungen 42 und 43 gekennzeichnet.
[J] Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 15. (Fortsetzung)

Großkugelige Varietät

Bereich[3]	Schale 1		Schale 2		Schale 3	
	Kern	Rand	Kern	Rand	Kern	Rand
n[b]	5	4	4	5	4	4
Si02	61.50	61.66	61.47	61.55	61.47	61.76
Al 203	24.16	24.02	24.19	24.15	24.11	23.99
Fe 203	.02	.14	.04	.04	.00	.01
CaO	5.75	5.56	5.66	5.54	5.69	5.36
BaO	.04	.01	.02	.06	.16	.07
Na20	8.35	8.45	8.43	8.48	8.36	8.57
K20	.19	.17	.21	.18	.21	.24
Summe	100.01	100.01	100.02	100.00	100.00	100.00
Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen						
Si	2.731	2.738	2.730	2.734	2.733	2.742
Al	1.265	1.257	1.266	1.264	1.263	1.255
Fe3+	.001	.005	.001	.001	.000	.000
Ca	.273	.264	.269	.263	.271	.255
Ba	.001	.000	.000	.001	.003	.001
Na	.719	.727	.726	.731	.721	.738
K	.011	.009	.012	.010	.012	.014
Summe	5.001	5.000	5.004	5.004	5.003	5.005
MolA An	26.9	26.0	26.8	26.4	26.7	25.5

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	61.06-61.83	61.42-61.85	60.67-61.81	61.40-61.61	60.99-61.82	61.55-61.97
A12O3	23.94-24.43	23.94-24.11	23.97-24.74	24.13-24.16	23.87-24.54	23.93-24.03
Fe2O3	.00- .06	.13- .16	. 01- .06	. 00- .09	. 00- .00	. 00- .04
CaO	5.40- 6.17	5.37- 5.68	5.40- 6.25	5.50- 5.59	5.35- 6.25	5.29-5.50
BaO	.00- .10	.00- .02	.00- .04	.00- .12	.06- .37	.00- .21
Na20	8.10- 8.51	8.30- 8.52	8.12- 8.59	8.36- 8.54	7.92- 8.53	8.50-8.69
K20	.16- .23	.15- .18	.17- .24	.16- .19	.16- .28	.19- .32

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.715-2.745	2.729-2.744	2.700-2.743	2.729-2.736	2.712-2.746	2.735-2.747
Al	1.252-1.280	1.252-1.263	1.254-1.297	1.263-1.266	1.250-1.286	1.252-1.259
Fe3+	.000- .002	.004- .005	.000- .002	.000- .003	.000- .000	.000- .001
Ca	.257- .294	.255- .270	.257- .298	.262- .266	.255- .298	.251- .262
Ba	.000- .002	.000- .000	.000- .001	.000- .002	.001- .007	.000- .004
Na	.698- .732	.714- .733	.701- .740	.720- .735	.683- .735	.731- .748
K	.009- .013	.009- .010	.010- .014	.009- .011	.009- .016	.011- .018
Summe	4.998-5.008	4.993-5.007	5.000-5.008	4.998-5.007	4.992-5.011	4.996-5.015
Mol.\ An	25.5-28.7	25.4-26.6	25.5-29.8	26.2-26.6	25.3-29.2	25.2-26.0

[3]) Bereiche sind in den Abbildungen 42 und 43 gekennzeichnet.
Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 15. (Fortsetzung)

	Großkugelige Varietät	
Bereich[a]	Schale 4	
	Kern	Rand
n[b]	7	7
Si02	61.61	61.74
A12O3	24.17	24.02
Fe2O3	.04	.11
CaO	5.47	5.33
BaO	.04	.04
Na20	8.49	8.57
K2O	.18	.19
Summe	100.00	100.00

Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen

Si	2.735	2.741
Al	1.264	1.256
Fe 3+	.001	.004
Ca	.260	.254
Ba	.001	.001
Na	.731	.738
K	.010	.011
Summe	5.002	5.005
MolA An	26.2	25.5

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max
SiO2	60.88-62.10	61.60-62.05
Al 203	23.93-24.73	23.83-24.12
Fe2O3	.00- .10	.03- .18
CaO	5.23- 6.06	5.20- 5.49
BaO	.00- .12	.00- .10
Na20	8.11- 8.76	8.25- 8.77
K20	.12- .21	.13- .23

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.705-2.751	2.737-2.752
Al	1.251-1.295	1.246-1.263
Fe3+	.000- .003	.001- .006
Ca	.248- .289	.247- .261
Ba	.000- .002	.000- .002
Na	.699- .755	.710- .755
K	.007- .012	.007- .013
Summe	4.988-5.018	4.989-5.017
MolA An	25.1-29.2	24.7-25.9

[a] Bereiche sind in den Abbildungen 42 und 43 gekennzeichnet.
[b] Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 16. Kangasala: Biotitanalysen

	Kleinkugelige Varietät					
Bereich[8]	Gneiskern a	Schale b	Schale d	Schale e	Schale f	Schale g
n[b]	13	30	6	5	5	6
SiO2	35.43	35.26	35.34	34.88	35.12	35.18
Al 203	18.47	18.42	18.07	17.91	18.09	18.11
TiOZ	2.40	2.74	2.54	2.54	2.63	2.62
Fe2O3[c]	3.41	3.37	3.41	3.50	3.46	3.46
FeO	17.41	17.20	17.37	17.83	17.62	17.66
MgO	9.50	9.29	9.43	9.54	9.29	9.03
K20	9.37	9.71	9.85	9.80	9.80	9.95
Summe	95.99	95.99	96.01	96.00	96.01	96.01
Kationenbesetzung auf der Basis von 10.5 Sauerstoffen (ohne					X-Position)	
Si	2.663	2.659	2.672	2.648	2.659	2.668
AL IV	1.337	1.341	1.328	1.352	1.341	1.332
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
A1VI	.299	.296	.282	.251	.273	.287
Ti	.135	.155	.144	.145	.150	.149
Fe3+	.193	.191	.194	.200	.197	.198
Fe 2+	1.094	1.085	1.099	1.132	1.116	1.120
Mg	1.065	1.044	1.062	1.079	1.049	1.021
Y	2.786	2.771	2.781	2.807	2.785	2.775
K	.898	.934	.950	.949	.947	.962
Summe	7.684	7.705	7.731	7.756	7.732	7.737
M-Wert	45.3	45.0	45.1	44.8	44.4	43.6

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
SiO2	34.95-35.74	34.56-35.60	34.97-35.67	34.24-35.28	34.90-35.41	34.99-35.32
Al 203	18.26-18.91	17.63-18.93	17.98-18.19	17.70-18.17	17.98-18.22	17.97-18.20
Ti02	2.31- 2.52	2.49- 3.00	2.39- 2.65	2.46- 2.60	2.48- 2.69	2.56- 2.70
Fe 203	3.38- 3.46	3.29- 3.51	3.37- 3.46	3.43- 3.62	3.43- 3.48	3.43- 3.54
FeO	17.23-17.64	16.80-17.91	17.16-17.66	17.47-18.48	17.50-17.73	17.51-18.07
MgO	9.42- 9.64	8.85- 9.86	9.29- 9.61	9.36- 9.79	9.08- 9.45	8.95- 9.16
K20	9.01- 9.97	9.25- 9.94	9.67-10.03	9.64- 9.97	9.74- 9.90	9.67-10.05

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.648-2.677	2.623-2.681	2.656-2.693	2.611-2.675	2.646-2.676	2.657-2.678
Al	1.613-1.668	1.578-1.681	1.604-1.619	1.588-1.622	1.607-1. .624	1.606-1.627
Ti	.130- .142	.141- .170	.136- .151	.140- .148	.141- . .153	.146- .154
Fe3+	.191- .195	.186- .201	.191- .197	.195- .208	.195- . .198	.196- .202
Fe2+	1.081-1.107	1.056-1.137	1.084-1.116	1.107-1.178	1.106-1. .125	1.110-1.146
Mg	1.056-1.076	.995-1.116	1.046-1.084	1.057-1.112	1.023-1. .068	1.011-1.036
K	.861- .964	.885- .956	.932- .972	.938- .964	.940- . .958	.936- .973
Summe	7.648-7.759	7.665-7.761	7.715-7.762	7.740-7.783	7.708-7. .752	7.716-7.751
M-Wert	45.0-45.7	44.1-46.0	44.5-45.6	44.5-45.1	44.0-4^ 1.7	42.9-44.2

Bereiche sind in Abbildung 43 gekennzeichnet.
J .Anzahl der Analysenpunkte
' Es wurde angenommen, daß FeO ■ 0.85 x FeO ist.

Tabelle 16. (Fortsetzung)

	Kleink. Var.	Großkugelige Varietät			
Bereich[3]	Matrix h	Schale 1	Schale 2	Schale 3	Schale 4
?	18	5	6	8	3
Si02	35.06	35.46	35.19	35.22	35.05
A12O3	18.07	18.09	18.00	17.91	17.95
TiOZ	2.71	2.59	2.69	2.80	2.91
Fe2O3[c]	3.53	3.37	3.40	3.43	3.48
FeO	18.02	17.20	17.32	17.49	17.75
MgO	9.02	9.63	9.57	9.23	8.95
K2O	9.58	9.65	9.84	9.91	9.90
Summe	95.99	95.99	96.01	95.99	95.99
Kationenbesetzung auf		der Basis von		10.5 Sauerstoffen (ohne	X-Position)
Si	2.655	2.672	2.662	2.669	2.660
AL IV	1.345	1.328	1.338	1.331	1.340
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
A1VI	.268	.278	.266	.269	.266
Ti	.154	.147	.153	.160	.166
Fe3+	.201	,191	.193	.196	.199
Fe2+	1.142	1.084	1.095	1.108	1.127
Mg	1.019	1.082	1.078	1.042	1.013
Y	2.784	2.782	2.785	2.775	2.771
K	.926	.928	.949	.958	.959
Summe	7.710	7.710	7.734	7.733	7.730
M-Wert	43.1	45.9	45.6	44.4	43.3

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	34.53-35.60	35.37-35.61	34.76-35.49	34.92-35.46	34.99-35.16
Al 203	17.80-18.33	17.90-18.17	17.76-18.31	17.51-18.09	17.92-18.00
Ti02	2.60- 2.87	2.45- 2.76	2.57- 2.80	2.68- 2.97	2.86- 3.00
Fe2O3	3.46- 3.68	3.34- 3.39	3.34- 3.49	3.37- 3.51	3.47- 3.50
FeO	17.62-18.75	17.04-17.29	17.03-17.80	17.16-17.90	17.67-17.85
MgO	8.42- 9.41	9.46-10.00	9.29-10.01	9.03- 9.74	8.91- 9.00
K20	9.09- 9.97	9.30- 9.80	8.90-10.19	9.65-10.04	9.80-10.06

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.621-2.673	2.659-2.681	2.615-2.691	2.649- 2.683	2.655-2.665
Al	1.591-1.633	1.593-1.615	1.587-1. 621	1.566- 1.617	1.602-1. .608
Ti	.148- .163	.138- .157	.146- . ,160	.153- .170	.163- . .171
Fe3+	.197- .210	.189- .192	.190- . 199	.192- .200	.198- .200
Fe2+	1.116-1.190	1.073-1.087	1.077-1. 129	1.086- 1.136	1.120-1. .133
Mg	.954-1.065	1.065-1.120	1.050-1. ,121	1.021- 1.102	1.010-1 .017
K	.871- .967	.891- .944	.853- . .985	.934- .969	.949- .976
Summe	7.638-7.748	7.694-7.717	7.677-7. .773	7.723- 7.745	7.721-7 .747
M-Wert	41.0-43.9	45.4-46.7	44.9-46.1	43.6- 45.2	43.2-43.6

3) Bereiche sind in den Abbildungen 42 und 43 gekennzeichnet.
' Anzahl der Analysenpunkte
Es wurde angenommen, daß FeO • 0.85 x FeO ist.

Tabelle 17. Kangasala: Biotit- und Muskovitanalysen

	Kleinkugelige Varietät massive Biotitschale		Muskovit	
Bereich	b Kern	b Rand	Gneiskern a	Matrix h
n[b]	16	14	2	2
Si02	35.28	35.24	45.87	46.61
A12O3	18.62	18.20	36.07	34.99
Ti02	2.83	2.64	.41	.07
Fe2O3[c]	3.34	3.41	.17	.24
FeO	17.05	17.38	.88	1.24
MgO	9.11	9.50	.96	1.28
K20	9.77	9.64	11.64	11.58
Summe	96.00	96.01	96.00	96.01
Kationenbesetzung auf der Basis von 10.5 Sauerstoffen (ohne X-Position)				
Si	2.659	2.659	3.039	3.090
AH IV	1.341	1.341	.961	.910
T	4.000	4.000	4.000	4.000
Al VI	.312	.277	1.856	1.824
Ti	.160	.150	.021	.003
Fe3+	.190	.194	.009	.012
Fe 2*	1.075	1.097	.049	.068
Mg	1.023	1.068	.095	.127
Y	2.760	2.786	2.030	2.034
K	.939	.928	.984	.979
Summe	7.699	7.714	7.014	7.013
M-Wert	44.7	45.3	62.4	61.3

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max
Si02	35.02-35.54	34.56-35.60
Al 203	18.07-18.93	17.63-18.76
Ti02	2.61- 3.00	2.49- 2.82
Fe2O3	3.29- 3.38	3.34- 3.51
FeO	16.80-17.26	17.01-17.91
MgO	8.85- 9.38	9.24- 9.86
K20	9.53- 9.94	9.25- 9.88

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.642-2.672	2.623-2.681
Al	1.608-1.681	1.578-1.665
Ti	.148- .170	.141- .160
Fe 3+	.186- .192	.189- .201
Fe 2*	1.056-1.090	1.071-1.137
Mg	.995-1.056	1.038-1.116
K	.913- .956	.885- .952
Summe	7.665-7.716	7.667-7.761
M-Wert	44.1-45.3	44.6-46.0

. x Bereiche sind in Abbildung 42 gekennzeichnet.
{ Anzahl der Analysenpunkte
[7] Es wurde angenommen, daß FeO ■ 0.8S x FeO ist.

Tabelle 18. Modalbestände Kuru

	Qz	Plg	Akf	Bio	H)1	Tit	Opake	Orth	Ap	Zirk
Orbiculit Typ A										
Orbiculkern	9-18	60-78	5-17	2-5	3-6	+	<1	+	+	++
Plagioklasschalen	<2	88-94	<1	2-4	+	+	3-6	-	♦	-
Gesteinsmatrix	6-24	43-63	13-25	9-16	2-6	1	<2	++	+	++
Orbiculit Typ B										
Plagioklasschalen	<2	88-92	<1	3-4	♦	+	3-5		+	-
Mikroklinschale	1-2	1-2	94-96	1	-	-	♦	+	-	-
Gesteinsmatrix	16-28	25-37	23-48	3-9	<1	-	♦	+++		+++
Quarzmonzonit	10	41	34	15	-	+	+	++	+	++

Abkürzungen:

Qz	Quarz
Plg	Plagioklas
Akf	Alkalifeldspat
Bio	Biotit
Hbl	Hornblende
Tit	Titanit
Orth	Orthit
Ap	Apatit
Zirk	Zirkon

Tabelle 19. Kuru: Haupt- und Spurenelementanalysen
(Hauptelernente in GewA, Spurenelemente in ppm)

	Quarz-monzonit	Orbiculkern		Plagioklasschalen				Mikroklin-schale
Probe	Ku 23	Ku 18b	Ku 28b1	Ku 19b	Ku 11b2	Ku 17b	Ku 22b2	Ku 11c1
Si02	60.82	61.28	65.03	62.70	55.47	53.59	55.43	63.69
Ti02	.79	.36	.30	.32	1.04	1.23	.93	.11
A12O3	18.79	21.09	19.38	19.48	23.26	22.63	23.07	18.80
Fe2O3	.74	.89	.73	.95	4.16	5.15	3.74	.21
FeO	3.41	2.14	1.80	2.10	2.83	3.51	2.67	.45
MnO	.03	.02	.01	.03	.03	.05	.03	<.01
MgO	1.01	.27	.29	.44	.11	.10	.11	.09
CaO	2.73	5.68	5.03	4.91	6.07	6.14	6.14	.40
Na20	3.57	5.75	5.32	4.57	6.80	6.57	6.79	2.07
K2O	6.57	1.45	1.34	3.31	.57	.49	.58	12.56
P2O5	.15	.10	.09	.07	.06	.07	.06	.02
H20	.50	.33	.30	.37	.28	.29	.21	.20
Summe	99.11	99.36	99.62	99.25	100.68	99.82	99.76	98.60
M-Wert	30.6	14.1	17.3	20.9	2.9	2.1	3.1	20.1
Cr	13	7	8	7	13	16	12	4
Co	6.7	3.3	3.0	3.7	4.5	5.5	4.6	.8
Ni	8	5	5	4	4	6	5	6
Sc	5.87	12.30	12.81	18.20	2.18	2.62	2.53	.63
Cu	<3	<3	<3	3	4	4	<3	<3
Zn	76	70	61	57	103	138	101	19
Ga	24	26	25	24	36	36	36	14
Cs	2.62	1.04	3.11	.84	.51	.35	.46	1.01
Rb	180	30	42	62	23	14	11	224
T1	.91	-	-	.28		-	-	
Ba	4450	620	630	1280	250	180	220	7930
Sr	553	561	509	511	666	617	664	508
Pb	50	16	15	22	14	15	12	36
Th	28	11	19	14	<.8	<.8	<.8	33
U	2.7	1.4	1.9	2.8	<.5	<.5	<.5	1.3
Nb	11	7	7	10	7	8	6	<3
Ta	.37	.57	.69	.66	.38	.40	.35	.05
Zr	475	98	105	240	11	<10	<10	275
Hf	11.78	3.42	4.69	8.41	.28	.29	.32	7.91
Y	15	28	26	42	4	5	4	4
La	219	49.6	83.4	68.0	17.6	18.1	18.6	252
Ce	344	70.3	131	104	21.5	21.2	21.9	385
Nd	100	33.0	49.1	47.4	8.04	7.67	7.84	89.6
Sm	10.5	6.45	8.22	9.84	1.32	1.38	1.35	8.28
Eu	1.93	1.83	1.88	2.03	1.90	1.73	1.84	1.75
Gd	6.02	4.81	6.10	8.41	1.28	1.50	.96	3.19
Tb	.72	.84	.76	1.32	.16	.15	.13	.30
Ho	.90	1.10	1.08	1.40	.22	.26	<.3	.30
Tm	.32	.35	.35	.51	.06	.06	.06	.11
Yb	1.77	2.45	2.23	3.78	.31	.25	.23	.35
Lu	.24	.33	.31	.5	.055	.048	.033	.1

Tabelle 19. (Fortsetzung)

	Gesteinsmatrix Typ A			Gesteinsmatrix Typ B				
Probe	Ku 22c	Ku 29c1	Ku 29c2	Ku llc2	Ku 13c1	Ku 13c3	Ku 24c3	Ku 18c
Si02	56.34	67.23	67.10	65.13	67.96	68.45	67.56	71.33
Ti02	.97	.48	.41	.39	.38	.42	.38	.20
Al 203	20.73	16.73	17.05	17.58	15.96	15.71	16.99	14.62
Fe 203	1.15	.99	.96	.65	.85	.91	.72	.39
FeO	5.62	2.55	2.04	1.95	1.85	1.93	1.87	1.00
MnO	.07	.04	.03	.01	.01	.03	.02	<.01
MgO	1.17	.62	.50	.42	.40	.50	.54	.22
CaO	4.70	3.06	2.89	2.21	2.24	2.40	2.85	1.60
Na 20	4.84	3.41	3.49	2.96	3.14	3.24	3.89	2.38
K20	3.61	4.43	4.78	6.68	5.25	4.80	4.15	6.71
P2O5	.17	.12	.09	.10	.12	.12	.12	.07
H20	.63	.41	.36	.45	.41	.41	.39	.31
Summe	100.00	100.07	99.70	98.53	98.57	99.92	99.48	98.83
M-Wert	23.8	24.3	23.4	22.7	21.3	24.4	27.6	22.4
Cr	16	7	9	10	7	10	8	6
Co	9.5	5.1	4.1	3.7	3.7	4	3.9	1.9
Ni	10	5	6	7	7	6	6	5
Sc	8.14	5.19	1.93	2.24	2.33	-	3.39	2.29
Cu	9	<3	3	4	3	<3	<3	<3
Zn	131	66	59	57	60	69	59	35
Ga	32	19	20	20	21	19	21	17
Cs	3.35	2.81	2.50	1.55	3.34	-	2.23	1.39
Rb	137	117	114	140	140	131	130	137
T1			-	.75	-	-	.78	-
Ba	1620	2530	3010	4750	3550	3560	2723	4160
Sr	523	463	486	496	450	433	440	444
Pb	16	18	18	31	44	26	28	32
Tb	22	13	22	89	67	59	79	86
U	1.9	1.2	1.5	3.2	3.6	—	5.1	4.0
Nb	16	8	5	4	4	4	6	3
Ta	.66	.36	.29	.22	.25	—	.46	.13
Zr	451	221	159	736	881	846	866	879
Hf	11.35	5.83	4.30	20.38	21.85	—	22.90	24.16
Y	17	12	7	20	18	15	28	20
La	156	78	124	672	486	479	572	628
Ce	239	109	177	1084	785	671	900	991
Nd	70.0	32.8	46.9	289	202	-	243	273
Sm	8.16	4.52	5.19	24.7	18.4		22.3	23.6
Eu	1.92	1.55	1.53	2.24	1.94	-	1.97	2.04
Gd	5.73	3.19	2.71	11.70	7.37	—	10.00	10.27
Tb	.66	.45	.33	1.50	.93	-	1.27	1.01
Ho	.84	.45	.56	1.35	.91	-	1.21	.57
Tm	.26	.18	.12	.43	.29		.42	.36
Yb	1.46	1.06	.57	1.91	1.88	-	2.72	2.19
Lu	.23	.16	.11	.29	.30	-	.38	.31

Tabelle 20. Kuru: Alkalifeldspatanalysen

	Orbicul-kero	Mikroklin-schale	Gesteins-matrix	Quarz-monzonit
n[a]	14	36	23	16
Si02	64.51	64.35	64.12	63.85
Al 203	18.80	18.65	18.67	18.78
Fe2O3	.08	.03	.08	.08
CaO	.00	.01	.02	.01
BaO	.68	.91	.97	1.26
Na20	1.03	1.12	1.09	1.09
K20	14.91	14.92	15.06	14.93
Summe	100.01	99.99	100.01	100.00

Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen

Si	2.981	2.981	2.976	2.968
Al	1.024	1.018	1.021	1.029
Fe3+	.003	.001	.003	.003
Ca	.000	.001	.001	.001
Ba	.012	.017	.018	.023
Na	.092	.101	.098	.099
K	.879	.882	.892	.886
Summe	4.991	5.001	5.009	5.009

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	64.28-64.83	63.82-64.74	63.65-64.85	63.40-64.39
A12O3	18.65-18.91	18.46-18.92	18.46-18.95	18.38-19.04
Fe2O3	.03- .16	.00- .14	.00- .20	.02- .15
CaO	.00- .02	.00- .10	.00- .09	.00- .04
BaO	.33- .90	.43- 1.39	.62- 1.22	.80- 1.77
Na20	.81- 1.28	.83- 1.65	.72- 1.66	.85- 1.29
K2O	14.44-15.23	14.35-15.42	14.46-15.47	14.54-15.29

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.975-2.988	2.963-2 1.993	2.960- 2.997	2.955- 2.989
Al	1.016-1.031	1.007-1 1.034	1.006- 1.036	1.006- 1.045
Fe3+	.001- .005	.000- .005	.000- .007	.001- .005
Ca	.000- .001	.000- .005	.000- .005	.000- .002
Ba	.006- .016	.008- .025	.011- .022	.015- .032
Na	.072- .115	.074- .148	.065- .150	.076- .116
K	.851- .899	.846- .911	.855- .918	.865- .904
Summe	4.983-5.003	4.980-5 i.015	4.983- 5.028	4.990- 5.028

Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 21. Kuru: Plagioklasanalysen

	Orbicul-kern	Plagioklas-schalen	Gesteinsma-trix Typ A	Gesteinsma-trix Typ B	Quarz-monzonit
n[a]	33	51	19	7	13
Si02	60.08	60.22	60.20	60.27	59.84
A12O3	25.15	25.09	25.04	25.05	25.35
Fe2O3	.15	.12	.14	.02	.10
CaO	6.67	6.62	6.63	6.64	6.87
BaO	• 05	.04	.02	n.b.	.04
Na2O	7.75	7.76	7.83	7.83	7.64
K2O	.15	.15	.15	.18	.16
Summe	100.00	100.00	100.01	99.99	100.00

Kationenbesetzung auf der Basis von 8 Sauerstoffen

Si	2.677	2.681	2.681	2.684	2.667
Al	1.320	1.317	1.314	1.314	1.332
Fe 3+	.005	.004	.005	.001	.003
Ca	.318	.316	.316	.317	.328
Ba	.001	.001	.000	n.b	.001
Na	.670	.670	.676	.676	.660
K	.008	. 009	. 008	. 010	. 009
Summe	4.999	4.998	5.000	5.002	5.000
MolA An	31.9	31.6	31.5	31.6	33.0

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	59.55-60.90	59.60-60.70	59.76-60.62	59.98-60.73	59.27-60.58
Al 203	24.66-25.48	24.71-25.47	24.56-25.30	24.88-25.27	24.77-25.67
Fe203	.01- .28	.00- .37	.00- .31	.00- .13	.00- .20
CaO	6.10- 7.07	6.28- 7.03	6.24- 7.02	6.27- 6.90	6.24-7.25
BaO	.00- .29	. 00- .32	. 00- .10	n.b.	.00- .17
Na20	7.38- 8.16	7.51- 8.06	7.49- 8.13	7.66- 8.01	7.35-8.10
K20	.08- .31	.06- .29	.05- .32	.08- .30	.10- .27

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.656-2.706	2.661-2.700	2.668-2.700	2.673-2.699	2.646-2.696
Al	1.294-1.339	1.296-1.338	1.289-1.327	1.303-1.326	1.299-1.350
Fe 3+	.000- .009	.000- .012	.000- .011	.000- .004	. 000- .007
Ca	.291- .338	.299- .336	.297- .335	.298- .329	.298- .347
K	.005- .018	.003- .017	.003- .018	.005- .017	.006- .015
Ba	.000- .005	. 000- .006	. 000- .002	n.b.	.000- .003
Na	.638- .704	.648- .696	.647- .702	.661- .690	.635- .699
Summe	4.988-5.009	4.985-5.015	4.993-5.011	4.994-5.008	4.992-5.008
MolA An	29.7-33.8	29.9-33.2	29.5-32.9	30.1-32.5	30.0-34.8

Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 22. Kuru: Titanitanalysen

	Gesteinsmatrix Typ A
n[a]	9
Si02	30.13
Ti02	34.78
A12O3	2.75
Fe2O3	1.52
Mn	.08
CaO	28.65
Summe	97.91

Kationenbesetzung auf der Basis von 5 Sauerstoffen

Si	1.005
Ti	.872
Al	.108
Fe3	.038
Mn	.002
Ca	1.024
Summe	3.049

a1 Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 23. Kuru: Amphibolanalysen

	Orbiculkern		Gesteinsmatrix Typ A	
	Kern	Rand	Kern	Rand
n[a]	5	7	9	11
Si02	41.03	40.45	41.55	40.20
Ti02	1.64	1.86	1.81	1.24
A12O3	9.69	10.08	9.39	11.06
Fe2O3	5.24	4.64	4.42	4.09
FeO	20.36	21.67	21.11	22.90
MnO	.42	.42	.48	.43
MgO	5.64	4.82	5.42	3.94
CaO	11.13	11.11	11.13	11.48
Na20	1.51	1.43	1.38	1.12
K2O	1.32	1.48	1.29	1.54
Cr2O3	.01	.02	.02	.01
	97.99	97.98	98.00	98.01

Kationenbesetzung auf der Basis von 13 Kationen (ohne Ca, Na und K)

Si	6.393	6.342	6.472	6.324
A1IV	1.607	1.658	1.528	1.676
T	8.000	8.000	8.000	8.000
A1VI	.172	.206	.196	.375
Ti	.192	.220	.213	.146
Cr	.001	.003	.002	.001
Fe3	.614	.548	.518	.484
Mg	1.311	1.128	1.259	.923
Fe2	2.654	2.840	2.750	3.014
Mn	.055	.056	.063	.057
M1-M3	4.999	5.001	5.001	5.000
Ca	1.858	1.867	1.858	1.936
Na	.142	.133	.142	.064
M4	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	.314	.300	.273	.279
K	.262	.296	.256	.309
A	.576	.596	.529	.588
Ox.-Grad^	.19	.16	.16	.14

a) Anzahl der Analysenpunkte
Der Oxidationsgrad ist definiert als $Fe^{3}/(Fe^{2+}+Fe)$.

Tabelle 24. Kuru: Ilmenitanalysen aus der Plagioklasschale

Ti02	52.42	52.27	52.10	52.47
Fe 203	.47	.76	1.07	.38
FeO	45.16	45.05	44.93	45.18
MnO	1.94	1.93	1.90	1.97
Summe	99.99	100.01	100.00	100.00

Kationenverteilung auf der Basis einer Kationensumme von 2

Ti	.995	.993	.990	.996
Fe3	.009	.014	.020	.007
Fe2	.954	.952	.949	.954
Mn	.042	.041	.041	.042
Summe	2.000	2.000	2.000	1.999

Tabelle 25. Kuru: Magnetitanalysen aus der Plagioklasschale

Ti02	1.66	.36	.27	.64
Fe2O3	65.27	67.93	68.08	67.17
FeO	32.58	31.37	31.29	31.64
Cr2O3	.20	.14	.10	.19
V2O3	.29	.20	.25	.35
Summe	100.00	100.00	99.99	99.99

Kationenverteilung auf der Basis einer Kationensumme von 3

Ti	.048	.010	.008	.019
Fe3	1.889	1.969	1.973	1.946
Cr	.006	.004	.003	.006
V	.009	.006	.008	.011
Fe2	1.048	1.010	1.008	1.019
Tet	1.952	1.989	1.992	1.982

Tabelle 26. Kuru: Biotitanalysen

	Orbicul-kern	Plagioklas-schale	Gesteinsma-trix Typ A	Gesteinsma-trix Typ B	Quarz-monzonit
n[a]	52	46	77	32	37
Si02	35.34	34.79	35.02	35.53	35.89
A1203	15.83	16.56	16.18	16.37	16.30
Ti02.	2.97	2.99	2.86	2.66	2.72
Fe2O3°	4.51	4.94	4.62	4.37	4.21
FeO	23.00	25.20	23.57	22.30	21.44
MgO	5.12	2.38	4.53	5.52	6.15
K20	9.23	9.13	9.21	9.24	9.29
Summe	96.00	95.99	95.99	95.99	96.00

Kationenbesetzung auf der Basis von 10.5 Sauerstoffen (ohne X-Position)

Si	2.747	2.735	2.731	2.747	2.760
A1IV	1.253	1.265	1.269	1.253	1.240
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
A1VI	.197	.269	.219	..239	.238
Ti	.174	.177	.168	.155	.157
Fe 3+	.264	.292	.271	.254	.243
Fe 2+	1.495	1.657	1.538	1.442	1.379
Mg	.593	.279	.526	.636	.705
Y	2.723	2.674	2.722	2.726	2.722
K	.915	.916	.917	.911	.911
Summe	7.638	7.590	7.639	7.637	7.633
Mg-Wert	25.2	12.5	22.5	27.3	30.2

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	34.16-35.84	33.59-35.35	34.03-35.80	34.92-36.04	35.07-36.35
Al 203	14.40-16.89	15.98-18.07	15.20-16.90	15.84-17.12	15.71-16.90
Ti02	2.08- 4.68	2.32- 3.31	2.21- 3.47	2.09- 3.11	1.99- 3.06
Fe 203	4.30- 4.98	4.77- 5.21	4.34- 4.97	4.17- 4.59	4.08- 4.43
FeO	21.94-25.41	24.34-26.54	22.15-25.35	21.29-23.40	20.81-22.61
MgO	3.39- 6.23	1.46- 3.32	2.70- 6.33	4.85- 6.36	5.71- 7.65
K20	9.03- 9.52	8.87- 9.41	8.95- 9.43	9.05- 9.43	9.04- 9.42

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.677-2.772	2.663- 2.765	2.671-2.767	2.716-2 .772	2.700-2.784
Al	1.321-1.547	1.484- 1.671	1.393-1.561	1.449-1 .553	1.431-1.529
Ti	.122- .274	.138- .197	.129- .204	.121- .181	.115- .177
Fe 3+	.250- .296	.281- .311	.253- .295	.242- .269	.235- .258
Fe2+	1.417-1.678	1.593- 1.765	1.433-1.674	1.369-1 .525	1.331-1.463
Mg	.399- .718	.172- .388	.318- .730	.561- .731	.656- .878
K	.894- .942	.894- .948	.892- .938	.892- .931	.891- .925
Summe	7.583-7.695	7.563-7.635	7.587-7.711	7.583-7.664	7.603-7.686
M-Wert	16.8-30.1	7.7- 17.0	13.9-30.0	24.4-30.6	27.8-35.3

Anzahl der Analysenpunkte
Es wurde angenommen, daß FeO - 0.85 x FeO_{tot} ist..

Tabelle 27. Modalbestände Großgerungs (nach Thiele 1971).

	Qz	Plg	Cord	Bio	Mus	Ap	Opake	Sil	And	Kor
Gneiskern	0-7	20-47	14-35	26-34	6-11		<1	<3	0-7	++
Orbiculschalen	0-7		-	84-93	0-6	2-10	4-8			
Gesteinsmatrix	6-19	49-73		*)	17-27					

) Cordierit-Großkristalle nicht mitgerechnet

Abkürzungen:

Qz	Quarz
Plg	Plagioklas
Cord	Cordierit
Bio	Biotit
Mus	Muskovit
Ap	Apatit
Sil	Sillimanit
And	Andalusit
Kor	Korund

Tabelle 28. Großgerungs: Haupt- und Spurenelementanalysen (Hauptelemente in GewA, Spurenelemente in ppm)

	Gneiskern	Orbiculschalen	Gesteinsmatrix	
Probe	GG 5c	GG 3b	GG 5b	GG 6a
Si02	45.30	46.70	45.70	61.85
Ti02	1.32	.05	.05	.66
A12O3	25.30	28.60	28.60	19.82
Fe2O3	2.76	1.03	.88	1.06
FeO	7.15	7.29	7.05	3.79
MnO	.09	.23	.22	.05
MgO	4.50	5.87	6.09	2.44
CaO	1.81	3.25	3.60	3.07
Na2O	2.63	.54	.74	3.86
K2O	4.86	1.11	1.00	1.35
P2O5	.24	2.38	2.57	.20
H20	3.35	2.44	2.95	1.41
Summe	99.31	99.49	99.45	99.56
M-Wert	45.4	56.0	58.0	47.8
Cr	173	13	8	32
Co	23.1	11.9	11.8	10.0
Ni	47	12	16	17
Sc	18.52	1.06	1.13	6.95
Cu	47	15	19	14
Zn	376	152	169	116
Ga	40	50	49	31
Cs	22.42	12.20	6.83	8.20
Rb	357	51	53	118
T1	.48		.32	.93
Ba	460	93	146	192
Sr	149	31	32	157
Pb	32	36	5	29
Th	24	3	3	33
U	6.20	6.77	5.32	4.59
Nb	25	<3	<3	17
Ta	1.72	.19	.16	1.32
Zr	349	29	34	281
Hf	11.11	.72	.88	8.02
Y	32	113	99	20
La	78.4	39.8	43.5	69.4
Ce	151.8	101.3	112.3	130.7
Nd	76.7	92.2	97.1	63.9
Sm	14.7	31.2	32.5	13.1
Eu	1.50	.56	.74	1.20
Gd	14.2	39.6	42.3	10.5
Tb	1.75	5.90	5.72	1.06
Ho	1.82	4.21	3.58	.83
Tm	.56	.95	.68	.14
Yb	3.01	5.04*	3.95	.99
Lu	.39	.56	.47	.15

Tabelle 29. Großgerungs: Cordieritanalysen

	Gneiskern	Orbiculschale (nahe am Kern)	Orbiculschale	Gesteinsmatrix
n[a]	14	6	15	12
Si02	48.59	48.58	48.55	48.86
A12O3	33.12	33.10	33.07	33.12
FeO	9.40	9.45	9.71	8.99
MnO	.20	.17	.20	.16
MgO	7.69	7.71	7.48	7.86
K20	.02	.01	.01	n.b.
Na20	.22	.07	.21	n.b.
Summe	99.24	99.08	99.23	98.99
Kationenbesetzung auf der Basis von 18 Sauerstoffen (ohne K, Na)				
Si	4.992	4.991	4.994	5.007
A1IV	1.008	1.009	1.006	.993
T	6.000	6.000	6.000	6.000
A1VI	3.002	2.998	3.003	3.007
Fe	.807	.812	.835	.770
Mn	.017	.015	.017	.014
Mg	1.177	1.180	1.147	1.201
X	2.001	2.007	1.999	1.985
K	.003	.001	.002	n.b.
Na	.043	.014	.042	n.b.
Summe	11.049	11.020	11.046	10.992
M-Wert	59.3	59.2	57.9	60.9
Streubreite der Analysenwerte				
	Min Max	Min Max	Min Max	Min Max
Si02	48.38-48.88	48.37-48.69	48.44-48.67	48.44-49.36
A12O3	32.95-33.38	33.03-33.19	32.93-33.20	32.83-33.37
FeO	9.19- 9.56	9.24- 9.60	9.60- 9.97	8.30- 9.90
MnO	.13- .28	.00- .26	.14- .26	.07- .25
MgO	7.52- 7.88	7.58- 7.82	7.24- 7.61	7.54- 8.20
K2O	.00- .07	.00- .05	.00- .07	n.b.
Na 20	.13- .32	.00- .25	.00- .38	n.b.
Streubreite der Kationenwerte				
Si	4.971-5.013	4.978-5.000	4.989-5.002	4.988-5.051
Al	3.989-4.042	3.996-4.018	3.997-4.022	3.974-4.021
Fe	.789- .822	.794- .827	.825- .859	.709- .852
Mn	.012- .025	.000- .023	.012- .023	.006- .022
Mg	1.151-1.208	1.161-1.196	1.111-1.167	1.156-1.251
K	.000- .009	.000- .007	.000- .009	n.b.
Na	.026- .063	.000- .050	.000- .076	n.b.
Summe	11.02-11.08	11.00-11.06	11.00-11.09	10.96-11.01
M-Wert	58.4- 60.2	58.8- 60.1	56.9- 58.4	57.8- 63.8

[a]) Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 30. Großgerungs: Biotitanalysen

	Gneiskern	Orbiculschale	Gesteinsmatrix
n[a]	21	7	8
Si02	35.79	35.60	35.59
Al 203	19.49	19.42	19.59
T102	1.79	1.88	1.83
Fe2O3[D]	3.29	3.39	3.32
FeO	16.78	17.27	16.91
MgO	9.67	9.36	9.46
K20	9.20	9.08	9.29
Summe	96.01	96.00	95.99

Kationenbesetzung auf der Basis von 10.5 Sauerstoffen (ohne [-Position)

Si 2.667		2.659	2.659
Al 1.333		1.341	1.341
T 4.000		4.000	4.000
AlVI	.379	.369	.384
Ti	.100	.105	.103
Fe3+	.185	.190	.186
Fe 2+	1.046	1.079	1.056
Mg 1.074		1.042	1.054
Y 2.784		2.785	2.783
K	.875	.865	.886
Summe 7.659		7.650	7.668
M-Wert	46.6	45.1	45.9

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max
Si02 35.49-36.10		35.42-35.92	35.27-35.97
A12O3	19.08-19.84	19.25-19.59	19.30-19.75
Ti02	1.51- 2.21	1.80- 1.98	1.50- 2.06
Fe2O3	3.24- 3.36	3.34- 3.43	3.25- 3.36
FeO 16.51-17.14		17.04-17.50	16.59-17.15
MgO	9.21-10.06	9.12- 9.64	9.31- 9.64
K2O	9.04- 9.43	8.88- 9.20	9.17- 9.52

Streubreite der Kationenwerte

Si 2.648-2.687	2.649-2.675	2.641-2.678
Al 1.674-1.741	1.689-1.726	1.707-1.743
Ti .085- .124	.101- .111	.084- .116
Fe3* .181- .189	.187- .193	.182- .189
Fe2+ 1.026-1.070	1.061-1.096	1.033-1.072
Mg 1.025-1.115	1.017-1.070	1.034-1.073
K .860- .899	.844- .878	.874- .911
Summe 7.643-7.686	7.630-7.665	7.638-7.700
M-Wert 44.9-47.9	44.4-46.2	45.3-46.5

Anzahl der Analysenpunkte
Es wurde angenommen, daß FeO ■ 0.85 x FeO_{tQt} ist.

Tabelle 31. Großgerungs: Muskovitanalysen

	Gneiskern	Orbiculschale
n[a]	8	10
Si02	46.4S	46.21
Al 203	37.94	37.23
Ti02	.13	.75
FeO	.78	.78
MgO	.46	.51
K20	9.43	9.87
Na 20	.81	.66
Summe	96.00	96.01

Kationenbesetzung auf der Basis von 10.5 Sauerstoffen (ohne X-Position)

Si	3.020	3.018
Al	.980	.982
T	4.000	4.000
A1VI	1.927	1.884
Ti	.006	.037
Fe	.042	.042
Mg	.045	.050
Y	2.020	2.013
K	.782	.823
Na	.103	.084
X	.885	.907
Summe	6.905	6.920

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max
Si02	45.99-47.26	45.84-46.50
Al 203	36.56-38.94	36.41-37.71
Ti02	.00- .51	.13- 1.85
FeO	.50- .97	.65- .89
MgO	.27- .86	.35- .66
K2O	8.37- 9.92	9.56-10.23
Na 20	.40- 1.44	.50- .78

Streubreite der Kationenwerte

Si	3.OOO-3.O74	3.002-3.032
Al	2.811-2.959	2.805-2.906
Ti	.000- .025	.007- .091
Fe	.027- .051	.035- .049
Mg	.026- .083	.034- .065
K	.688- .827	.795- .854
Na	.052- .181	.064- .099
Summe	6.864-6.942	6.878-6.951

[a]) Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 32. Großgerungs: Plagioklasanalysen

	Gneiskern	Gesteinsmatrix	
		Kern	Rand
n[a]	5	5	5
SiO2	61.22	55.80	60.64
Al 203	24.48	28.10	24.82
CaO	5.78	10.34	6.20
K20	.19	.13	.16
Na20	8.33	5.64	8.17
Summe	100.00	100.01	99.99
Kationenbesetzung auf der Basis		von 8 Sauerstoffen	
Si	2.719	2.509	2.698
Al	1.282	1.489	1.301
Ca	.275	.498	.295
K	.011	.007	.009
Na	.717	.491	.705
Summe	5.004	4.994	5.008
MolA An	27.8	49.4	29.8

Streubreite der Analysenwerte

	Min Max	Min Max	Min Max
SiO2	60.91-61.68	55.25-56.24	59.85-61.28
Al 203	24.00-24.66	27.82-28.40	24.50-25.56
CaO	5.17- 6.11	10.02-10.86	5.68- 7.07
K20	.13- .29	.09- .15	.08- .24
Na20	7.99- 8.95	5.36- 5.84	7.29- 8.54

Streubreite der Kationenwerte

Si	2.708-2.739	2.488-2.525	2.665-2.721
Al	1.256-1.292	1.474-1.508	1.282-1.341
Ca	.246- .291	.482- .524	.270- .337
K	.007- .016	.005- .009	.005- .013
Na	.687- .770	.468- .510	.629- .738
Summe	4.989-5.023	4.987-5.004	4.986-5.031
MolA An	25.1-29.1	48.0-51.6	27.6-33.9

Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 33. Romsaas: Haupt- und Spurenelementanalysen (Hauptelemente in GewA, Spurenelemente in ppm)

	Kleinkugelige Varietät		Mittelkugelige Varietät			Großkugelige Varietät		
	Gesamtgestein		Gesamt-gestein	Orbicul	Matrix	Gesamt-gestein	Orbicul	Matrix
Probe	Ro 5a	Ro 7a	Ro 22a	Ro 22b	Ro 22c	Ro 36a	Ro 36b	Ro 36c
Si02	53.20	52.76	53.37	53.13	57.58	52.16	51.91	54.08
Ti02	.70	.71	.79	.62	.66	.64	.41	.87
A12O3	7.79	8.45	6.65	4.09	15.94	7.31	3.83	18.41
Fe2O3	1.52	1.56	1.19	2.00	1.25	1.11	1.86	.88
FeO	12.06	12.23	12.94	14.83	4.79	11.58	12.88	5.03
MnO	.24	.25	.25	.31	.06	.24	.29	.04
MgO	16.41	15.89	17.19	20.54	6.25	17.26	21.80	6.76
CaO	4.05	3.97	3.39	2.74	5.98	3.91	2.80	6.33
Na 20	1.09	1.21	.91	.38	3.07	.70	.25	2.90
K20	.84	1.00	.93	.49	1.29	1.61	.52	2.11
P205	.18	.28	.21	.06	.51	.15	.07	.34
H20	2.23	2.06	1.66	1.56	1.15	2.65	3.14	1.76
Summe	100.31	100.37	99.48	100.75	98.53	99.32	99.76	99.51
M-Wert	68.5	67.5	68.6	68.8	65.3	71.0	72.8	67.4
Cr	2019	1935	2342	3095	527	2412	3485	217
Co	67	68	74	88	30	65	78	25
Ni	350	331	447	404	516	412	459	137
Cu	63	48	116	75	276	47	48	14
Zn	168	185	170	206	57	169	182	61
Ga	9	11	10	8	16	12	7	19
Rb	30	44	37	16	51	72	18	91
Ba	162	185	213	118	250	184	67	230
Sr	103	115	83	17	373	66	10	337
Pb	4	7	7	4	11	5	5	13
Th	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Nb	8	9	10	11	5	10	5	9
Zr	126	182	134	103	156	112	44	184
Y	28	26	29	33	17	21	16	20

Tabelle 33. (Fortsetzung)

	Großkugelige Varietät		Norit	Norit	Norit	Gang-gestein
	Orbicul	Matrix				
Probe	Ro 2b	Ro 2c	Ro 14	Ro 20	Ro 15	Ro 11
Si02	52.26	57.14	51.88	52.17	52.04	46.15
Ti02	.40	.82	.63	.67	.87	2.22
A12O3	3.76	19.18	16.21	14.10	12.30	14.80
Fe2O3	2.65	.59	1.27	.17	2.23	2.91
FeO	11.66	3.88	7.81	10.09	9.20	11.68
MnO	.28	.02	.14	.17	.19	.21
MgO	22.10	4.68	9.66	10.87	10.99	8.22
CaO	2.75	6.01	7.32	6.49	7.30	9.62
Na2O	.36	3.23	2.29	1.92	1.95	2.17
K20	.17	2.13	.57	.65	.63	.42
P2O5	.07	.37	.17	.22	.25	.29
H20	3.17	1.41	1.25	1.44	1.22	1.21
Summe	99.63	99.46	99.20	98.96	99.17	99.90
M-Wert	73.7	65.4	65.8	65.4	63.6	50.6
Cr	3440	150	707	921	892	437
Co	81	26	40	53	50	67
Ni	413	124	226	335	351	102
Sc	37.6	10.9	—	-	•	—
Cu	47	41	95	111	118	68
Zn	170	47	119	130	130	138
Ga	6	20	17	13	17	21
Cs	.30	4.67	-	•	•	•
Rb	4	91	17	17	21	3
Ba	24	315	176	192	221	154
Sr	13	348	266	211	236	162
Pb	3	17	4	6	4	37
Th	.31	3.3	<3	<3	<3	<3
U	.10	1.06	-	—	-	•
Nb	6	9	7	9	8	7
Ta	.16	.55	—	—	—	—
Zr	46	182	111	128	110	156
Hf	1.17	5.93	-	—	—	-
Y	14	15	21	27	24	43
La	5.31	19.6	-	-	—	-
Ce	13.19	38.62	—	—	—	•
Nd	7.65	20.9	—	—	—	—
Sm	1.62	4.49	•	—	-	—
Eu	.32	1.31	-	—	—	—
Gd	1.70	3.83	•	-	—	-
Tb	.32	.57	—	—	-	—
Ho	.39	.57	•	—	—	•
Tm	.19	.25	*	—	—	-
Lu	.21	.19	–	—	•	—
Yb	1.47	1.47	-	-	-	-

Tabelle 34. Sökli: Olivinanalysen

Probe	Sö3	Sö3	SÖ3	SÖ3	Sö 3	Sö 3	Sö 3	Sö 3
Bereich	Orbiculkern		Orb 1 Schalen innen	Orb 1 Schalen außen	Orb 2 Schalen innen	Orb 2 Schalen außen	Gesteinsmatrix	
SiO2	41.04	40.74	40.35	40.50	40.04	40.79	40.45	40.48
FeO	6.24	7.09	10.10	8.71	10.23	7.37	8.71	9.13
MnO	.84	1.06	1.17	1.07	.97	.88	1.02	.93
MgO	51.88	51.11	48.39	49.52	48.14	50.96	49.63	49.17
CaO	.00	.00	.00	.20	.62	.00	.20	.29
Summe	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00
Kationeinverteilung auf der Basis v* on 4 Sauerstoffen								
Si	.993	.991	.995	.992	.989	.992	.991	.993
Fe	.126	.144	.208	.179	.211	.150	.179	.187
Mn	.017	.022	.024	.022	.020	.018	.021	.019
Mg	1.871	1.853	1.778	1.809	1.773	1.848	1.813	1.799
Ca	.000	.000	.000	.005	.016	.000	.005	.008
Summe	3.007	3.010	3.005	3.007	3.009	3.008	3.009	3.006
M-Wert	92.9	91.8	88.4	89.8	87.7	91.7	89.8	89.4

Tabelle 34. (Fortsetzung)

Probe	Sö 4	Sö 4	Sö 4	Sö 4	Sö 4	Sö 4	Sö 4
Bereich	Orbiculkern		Orb 1 Schalen innen	Orb 1 Schalen außen	Orb 2 Schalen innen	Orb 2 Schalen außen	Gesteins-matrix
Si02	40.62	40.83	40.64	41.08	40.71	41.05	40.04
FeO	8.58	8.44	8.52	6.94	8.67	6.62	11.23
MnO	.63	.55	.98	.83	.51	.53	.95
MgO	49.93	49.94	49.74	51.16	50.11	51.80	47.48
CaO	.24	.24	.13	.00	.00	.00	.31
Summe	100.00	100.00	100.01	100.01	100.00	100.00	100.01
Kationenverteilung auf der Basis von 4 Sauerstoffen							
Si	.993	.996	.994	.996	.994	.993	.992
Fe	.175	.172	.174	.141	.177	.134	.233
Mn	.013	.011	.020	.017	.011	.011	.020
Mg	1.820	1.817	1.814	1.850	1.824	1.868	1.754
Ca	.006	.006	.003	.000	.000	.000	.008
Summe	3.007	3.002	3.005	3.004	3.006	3.006	3.007
M-Wert	90.3	90.5	90.2	92.1	90.7	92.8	87.1

Tabelle 35. Sökli: Phlogopitanalysen

Probe	Sö 1	Sö 1	Sö 1	Sö 1	Sö 1	Sö 1	Sö 1	Sö 1
	Orbict ilkern		Orb1 Schalen außen	0rb1 Schalen innen	Orb2 Schalen außen	Orb 2 Schalen innen	Gesteinjimatrix	
SiO2	40.20	40.90	41.91	40.81	42.10	41.82	42.45	42.84
Ti02	1.08	.71	.44	.89	.46	.47	.31	.10
A12O3	13.57	12.92	11.54	12.82	11.03	11.53	10.90	10.11
Cr203	.17	.09	.00	.00	.00	.00	.00	.00
Fe203[a]	2.67	2.47	2.75	2.71	2.70	2.72	2.50	3.08
FeO	2.40	2.23	2.48	2.44	2.43	2.45	2.25	2.77
MgO	25.34	25.88	26.71	25.80	26.92	26.51	26.94	26.64
Na20	.00	.21	.00	.14	.00	.00	.18	.00
K2O	10.57	10.59	10.17	10.38	10.36	10.50	10.48	10.45
Summe	96.00	96.00	96.00	95.99	96.00	96.00	96.01	95.99
	Kationenverteilung auf der Basis von 10.5 Sauerstoffen (ohne X-Position)							
Si	2.833	2.881	2.936	2.872	2.955	2.940	2.982	3.014
Al	1.127	1.073	.952	1.063	.912	.956	.902	.839
Fe 3+	.040	.046	.112	.065	.133	.104	.116	.147
T	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe 3+	.102	.085	.033	.079	.010	.040	.016	.016
Ti	.057	.037	.023	.047	.024	.025	.016	.005
Cr	.009	.005	.000	.000	.000	.000	.000	.000
Fe2+	.142	.131	.145	.144	.143	.144	.132	.163
Mg	2.662	2.718	2.789	2.707	2.816	2.778	2.821	2.795
Summe	2.972	2.976	2.990	2.977	2.993	2.987	2.985	2.979
Na	.000	.028	.000	.019	.000	.000	.025	.000
K	.950	.951	.909	.932	.927	.941	.939	.938
X	.950	.979	.909	.951	.927	.941	.964	.938
M-Wert	90.4	91.2	90.6	90.4	90.8	90.6	91.4	89.6

Es wurde angenommen, daß FeO = 0.50 x FeO_{tot} ist.

Tabelle 36. Sökli: Ilmenitanalysen

Probe	Sö 1	Sö 1	Sö 1
Bereich	Orbicul-kern	Orb Schalen außen	Gesteins-matrix
n[a]	6	3	5
Ti02	54.85	54.79	54.93
Cr2O3	.04	.05	.05
Fe2O3	1.22	.88	1.46
FeO	32.52	33.75	31.41
MnO	4.51	4.24	4.79
MgO	6.87	6.30	7.37
Summe	100.01	100.01	100.01

Kationenverteilung auf der Basis einer Kationensumme von 2

Ti	.988	.991	.986
Cr	.001	.001	.001
Fe3+	.022	.016	.026
Fe 2+	.652	.679	.627
Mn	.091	.086	.097
Mg	.245	.226	.262
Summe	1.999	1.999	1.999

a) Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 37. Sökli: Magnetitanalysen

Probe	Sö 1	Sö 1	Sö 1	Sö 1	Sö 1
Bereich	Orb 1 Kern	Orb 1 Schalen außen	Orb 2 Kern	Orb 2 Schalen außen	Gesteins-matrix
n[a]	6	3	4	3	5
Ti02	2.06	1.56	1.51	.86	1.37
A12O3	.00	.00	.00	.00	.00
Cr2O3	1.58	1.21	1.36	.81	.60
Fe2O3	63.50	64.71	64.84	66.60	65.79
FeO	31.78	31.65	31.02	30.75	31.34
MnO	.11	.00	.12	.00	.03
MgO	.70	.56	.86	.71	.62
V2O3	.28	.32	.29	.28	.25
Summe	100.01	100.01	100.00	100.01	100.00
Kationenverteilung auf	der Basis	einer	Kationensummevon 3		
Ti	.059	.045	.043	.025	.040
Al	.000	.000	.000	.000	.000
Cr	.048	.037	.041	.024	.018
Fe3+	1.826	1.864	1.864	1.918	1.896
V	.009	.010	.009	.008	.008
Tet	1.942	1.956	1.957	1.975	1.962
Fe 2+	1.015	1.013	.990	.984	1.003
Mn	.004	.000	.004	.000	.001
Mg	.040	.031	.049	.040	.035
Okt	1.059	1.044	1.043	1.024	1.039

Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 37. (Fortsetzung)

Probe	Sö 3	Sö 3	Sö 3	Sö 4	Sö 4	Sö 4
Bereich	Orbicul-kern	Orb Schalen außen	Gesteins-matrix	Orbicul-kern	Orb Schalen außen	Gesteins-matrix
n[a]	6	2	12	4	4	5
Ti02	4.39	3.19	4.34	4.70	4.22	3.99
Al 203	.16	.00	.11	.15	.02	.00
Cr2O3	.16	.17	.14	.14	.20	.10
Fe 203	61.45	63.20	61.15	60.60	61.38	61.84
FeO	29.92	31.48	31.28	31.01	31.44	31.47
MnO	1.40	.93	1.40	1.45	1.31	1.30
MgO	2.47	1.03	1.55	1.92	1.42	1.27
V2O3	.05	.00	.03	.04	.00	.03
Summe	100.00	100.00	100.00	100.01	99.99	100.00
Kationenverteilung	auf der	Basis einer	Kationensumme von 3			
Ti	.124	.091	.123	.134	.120	.114
Al	.007	.000	.005	.007	.001	.000
Cr	.005	.005	.004	.004	.006	.003
Fe3+	1.738	1.812	1.743	1.721	1.753	1.769
V	.002	.000	.001	.001	.000	.001
Tet	1.876	1.908	1.876	1.867	1.880	1.887
Fe 2+	.941	1.002	.991	.979	.998	1.000
Mn	.045	.030	.045	.046	.042	.042
Mg	.138	.059	.088	.108	.080	.072
Okt	1.124	1.091	1.124	1.133	1.120	1.114

[a]) Anzahl der Analysenpunkte

Tabelle 38. Sökli: Karbonatanalysen

Probe	SÖ4 Gesteinsmatrix	SÖ4	SÖ4 Orbiculkern	SÖ4
	Dolomit	Calcit	Dolomit	Calcit
FeO	.30	.00	.76	.35
MnO	.23	.00	.91	.13
MgO	20.73	.56	16.94	1.71
CaO	31.79	54.39	35.92	52.30
Summe	53.05	54.95	54.53	54.5
Kationenverteilung (bezogen auf 1 Sauerstoff)				
Fe	.004	.000	.010	.005
Mn	.003	.000	.012	.002
Mg	.473	.014	.388	.043
Ca	.521	.986	.591	.950
Summe	1.001	1.000	1.001	1.000

Tabelle 39. Sökli: Richteritanalysen

Probe	Sö 3	Sö 3	Sö 3	Sö 3	Sö 3	Sö 3
Bereich	Orbiculkern			Gesteinsmatrix		
Si02	58.05	58.09	58.22	57.95	58.04	58.35
Ti02	.21	.22	.21	.13	.13	.11
A12O3	.19	.20	.24	.18	.13	.18
FeO[a]	2.26	2.41	2.33	2.47	2.60	2.23
MgO	23.06	22.87	22.94	23.24	23.02	23.19
CaO	6.56	6.35	6.22	6.34	6.23	6.12
K20	1.05	.91	.70	.83	.87	.71
Na2O	6.63	6.96	7.14	6.85	6.97	7.12
Summe	98.01	98.01	98.00	97.99	97.99	98.01

Kationenverteilung auf der Basis von 23 Sauerstoffen

Si	7.988	7.996	8.001	7.977	7.993	8.001
Al IV	.012	.004	.000	.023	.007	.000
T	8.000	8.000	8.001	8.000	8.000	8.001
A1VI	.019	.028	.039	.005	.015	.029
Ti	.022	.023	.021	.014	.014	.012
Mg	4.730	4.692	4.700	4.769	4.727	4.745
Fe	.229	.257	.240	.212	.244	.214
Ml-M3	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe 2+	.031	.020	.028	.072	.056	.042
Ca	.967	.936	.915	.936	.919	.900
Na	1.002	1.044	1.057	.992	1.025	1.058
M4	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	.767	.814	.847	.835	.837	.836
K	.184	.160	.122	.147	.152	.124
A	.951	.974	.969	.982	.989	.960

[a] Das gesamte Fe wurde als Feverrechnet.

Tabelle 40. Sökli: Titanoklinohumitanalysen

Probe	Sö 4	Sö 4	Sö 4	Sö 4	Sö 4	Sö 4	Sö 4
	0rb1				Orb2		
Si02	36.70	37.00	36.17	36.67	36.92	36.73	36.57
TiOZ	2.98	2.61	4.03	3.84	2.23	2.42	3.04
FeO	5.35	5.37	5.50	5.41	5.56	5.50	5.67
MnO	.85	.74	.85	.99	.78	.82	.81
MgO	51.11	51.29	50.44	50.09	51.51	51.52	50.91
Summe	96.99	97.01	96.99	97.00	97.00	96.99	97.00

Kationenverteilung auf der Basis von 17 Säuerstoffen

Si	3.917	3.943	3.869	3.917	3.940	3.922	3.909
Ti	.239	.209	.325	.309	.179	.194	.244
Fe	.478	.479	.492	.483	.496	.491	.507
Mn	.077	.066	.077	.090	.070	.074	.073
Mg	8.132	8.149	8.043	7.976	8.195	8.202	8.112
Summe	8.926	8.903	8.937	8.858	8.940	8.961	8.936

Tabelle 41. Verteilungskoeffizienten ausgesuchter Elemente auf verschiedene Teilbereiche der Orbiculite, die durch liquide Entmischung entstanden sein könnten.

	Romsaas			Davie County		
	Analyse	Analyse	Verteilungs-koeffizient	Analyse (nach Butler 1973)	Analyse	Verteilungs-koeffizient
	Orbicul	Matrix	Orbicul Matrix	Orbicul	Matrix	Orbicul Matrix
SiO2	52.3	57.1	.92	52.1	57.0	.91
Al 203	3.8	19.2	.20	3.2	16.8	.19
K20	.17	2.13	.08	.24	3.11	.08
FeO. .	14.0	4.41	3.17	8.04	4.43	1.81
MnO^{uuu}	.28	‘ .02	14.00	.17	.13	1.31
Rb	4	91	.04	2	56	.04
Cs	.30	4.67	.06		—	—
Zr	46	182	.25	20	80	.25
Hf	1.17	5.93	.20	•	-	—
P	.07	.37	.19	.07	.77	.09
Ti	.4	.82	.49	.49	1.29	.38
Nb	6	9	.67	•	-	—
Ta	.16	.55	.29	—	-	-
Y	14	15	.93	•	-	-
La	5.31	19.6	.27	-		•
Ce	19	58.6	.32	-	*	—
Nd	7.65	20.9	.37	•	—	-
Sm	1.62	4.49	.36	-		-
NBO/T	1.65	.30		1.75	.36	

Großgerungs

	Analyse Schalen	Analyse Matrix	Verteilungs-koeffizient Schalen Matrix
SiO2	46.2	61.9	.75
Al 203	28.6	19.8	1.44
K20	1.05	1.35	.78
^{Fe0}tot	8.02	4.74	1.69
MnO^{tot}	.23	.05	4.60
Rb	52	118	.44
Cs	9.4	8.2	1.15
Zr	32	281	.11
Hf	.8	8.02	.10
P	2.48	.2	12.40
Ti	.05	.66 '	.08
Nb	<3	17	<.20
Ta	.18	1.32	.14
Y	106	20	5.30
La	41	69	.59
Ce	106	131	.81
Nd	95	64	1.48
Sm	31.8	13.1	2.43
NBO/T	.13	.10	

Tabelle 41. (Fortsetzung)

	Kangasala			Virvik		
	Analyse Schalen	Analyse Matrix	Verteilungskoeffizient Schalen Matrix	Analyse Schalen	Analyse Matrix	Verteilungskoeffizient Schalen Matrix
SiO2	59.1	65.6	.90	58.1	62.4	.93
Al 203	23.9	18.0	1.33	23.5	20.5	1.15
K20	1.3	4.6	.28	1.7	3.9	.44
	2.83	2.85	1.01	2.50	2.32	1.08
MnO^{tot}	.01	.02	2.00	.02	.01	2.00
Rb	61	189	.32	66	122	.54
Cs	3.4	5.0	.68	.72	1.04	.69
Zr	<10	78	<.13	<10	480	<.02
Hf	.13	2.4	.05	.08	15.5	.01
P	.15	.11	1.36	.13	.16	.81
Ti	.24	.36	.67	.4	.4	1.00
Nb	6	13	.46	18	19	.95
Ta	.31	1.15	.27	.44	.39	1.13
Y	35	13	2.69	30	29	1.03
La	364	111	3.28	540	508	1.06
Ce	630	197	3.20	900	925	.97
Nd	252	94	2.68	359	350	1.03
Sm	43.8	18.0	2.43	53	53	1.00
NBO/T	.08	.06		.07	.06	

	Esbo			Kuru		
	Analyse Schalen	Analyse Matrix	Verteilungskoeffizient Schalen Matrix	Analyse Schalen	Analyse Matrix	Verteilungskoeffizient Schalen Matrix
SiO2	56.0	56.0	1.00	54.5	63.5	.86
Al2O3	23.4	22.8	1.03	22.9	18.2	1.25
K2O	2.3	2.5	.92	.55	4.3	.13
FeOtot	3.93	3.52	1.12	7.09	4.33	1.64
MnO	.05	.01	2.00	.04	.05	.80
Rb	87	89	.98	16	123	.13
Cs	.37	.45	.82	.43	2.89	.15
Zr	88	1400	.06	<10	277	<.05
Hf	2.01	36	.06	.30	7.2	.04
P	.13	.21	.62	.06	.13	.46
Ti	.78	.70	1.11	1.06	.62	1.71
Nb	28	29	.97	7	10	.70
Ta	.49	.48	1.02	.38	.44	.86
Y	18	23	.78	4	12	.33
La	600	852	.70	18	119	.15
Ce	980	1574	.62	21	175	.12
Nd	335	639	.52	8	50	.16
Sm	40	54	.74	1.3	6	.22
NBO/T	.10	.10		.12	.18	

Lebenslauf

Am 11.11.1957 wurde ich als ältester Sohn des Landwirtes Hermann Meyer und seiner Frau Marianne, geb. Eggerglüß in Celle geboren. In Suderwittingen (Landkreis Gifhorn) wuchs ich gemeinsam mit meinen Geschwistern Jens, Anette und Katrin auf. Von 1964 bis 1967 besuchte ich die Grundschule in Kakerbeck. Nach dem im Jahre 1967 erfolgten Schulwechsel auf das Gymnasium Hankensbüttel legte ich am 5.5.1977 das Abitur ab.

Zum Wintersemester 1977/78 begann ich an der Technischen Universität Braunschweig mit dem Studium der Geologie. Im darauf folgenden Semester ließ ich mich für das Studienfach Mineralogie einschreiben und legte am 18.12.1979 meine Diplom-Vorprüfung ab. Am 11.11.1983 erhielt ich das Diplom im Fach Mineralogie. Das Thema der Diplomarbeit lautete: Geochemie und Petrologie der Meta-Quarzlatite von Kambi (Kreta) und vom Styxbach (Peloponnes), Griechenland.

Seit dem 1.1.1984 bin ich am Institut für Petrographie und Geochemie der Universität Karlsruhe tätig. Im Frühjahr 1984 nahm ich im Rahmen dieser Tätigkeit an Bord des deutschen Forschungsschiffes SONNE an einer Forschungsfahrt im Roten Meer teil. Im Januar 1986 konnte ich unter der Fahrtleitung der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hannover) an Bord desselben Schiffes an einer Forschungsfahrt im Pazifik teilnehmen.

Im Jahr 1985 begann ich mit den Untersuchungen zur vorliegenden Dissertation. Seit 1988 bin ich im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 108 am Institut für Petrographie und Geochemie für die Röntgenfluoreszenzanalytik verantwortlich.

Seit dem 8.8.1988 bin ich mit Gabriele Meyer, geb. Schehr aus Durlach verheiratet.

Ich besitze die deutsche Staatsangehörigkeit.