

Petrogenese des Obsidians von Ikizdere (NO Türkei)

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium

(Dr. rer. nat.)

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät der
Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Diplom Mineraloge Holger Kletti
geboren am 23.11.1966 in Flörsheim/Main

Gutachter:

1. Prof. Dr. K. Heide
2. Prof. Dr. M. B. Sadiklar

Tag der öffentlichen Verteidigung: 15.05.2002

Inhalt

1 Einleitung	1
1.1 Einführung.....	1
1.2 Allgemeines.....	3
1.3 Geologischer Rahmen.....	8
1.4 Das Arbeitsgebiet.....	9
2 Methodik	15
2.1 Probennahme.....	15
2.2 Mikrosondenanalytik.....	15
2.3 Rasterelektronenmikroskop.....	16
2.4 Gesteinsaufbereitung.....	16
2.5 Glühverlustbestimmung.....	17
2.6 Röntgenfluoreszenzanalyse.....	17
2.7 Dilatometrie.....	17
2.8 Entgasungsuntersuchung (EGA) mit Massenspektroskopie (MS) und Thermogravimetrie (TG).....	18
3 Petrographie	20
3.1 Obsidian Typ A.....	20
3.1.1 Typ A1.....	21
3.1.2 Typ A2.....	23
3.2 Obsidian Typ B.....	25
3.2.1 Typ B1.....	26
3.2.2 Typ B2.....	28
3.3 Obsidian Typ C.....	30
3.4 Felsite.....	34
3.4.1 Typ F1.....	35
3.4.2 Typ F2.....	36
4 Mineralchemie	38
4.1 Biotit.....	38
4.2 Feldspäte.....	40
4.2.1 Plagioklase.....	40
4.2.2 Alkalifeldspäte.....	40
4.3 Glasmatrix.....	41
4.4 Pyroxene.....	43

4.5 Oxide.....	46
4.5.1 Spinell/Titanomagnetit.....	46
4.5.2 Ilmenit.....	47
4.5.3 Magnetit.....	47
5 Geochemie.....	49
5.1 Klassifikation:.....	49
5.2 Geotektonische Position.....	52
6 Thermoanalytik.....	63
6.1 Massenspektrometrie mit Thermogravimetrie.....	63
6.2 Dilatometrie.....	73
7 Diskussion.....	83
7.1 Petrologische Betrachtung.....	83
7.2 Rheologische Betrachtung.....	93
7.3 Modellansatz.....	103
8 Zusammenfassung.....	107
9 Ausblick.....	110
Literatur.....	111
Anhang.....	118
Photo des Arbeitsgebietes.....	
Ausklappkarte mit Probennahmepunkten.....	
Anhang A: Mikroskopische Aufnahmen.....	
Anhang B: Probenliste.....	
Anhang C: Mikrosonden- und RFA-Analysen.....	
Anhang D: Entgasungsprofile und Dilatometermessungen.....	
Anhang E: Mineralformelberechnung, Temperaturabschätzungen-Methodik-.....	
Anhang F: Anmerkungen zu Obsidian.....	

1 Einleitung

1.1 Einführung

Die Petrogenese natürlicher magmatischer Gläser ist ein in der Literatur eher selten untersuchtes Phänomen, im Gegensatz zu den kristallinen magmatischen Gesteinen. Allgemein sind bei der Untersuchung der Entstehung von magmatischen Gesteinen, d. h. von der Schmelze bis hin zum festen Gestein, mehrere Prozesse zu beachten. Dies gilt sowohl für plutonische als auch vulkanische Gesteine. Teilbereiche der magmatischen Entwicklung bis zum Gestein sind für beide Fälle vergleichbar. Unterschiede treten jedoch vor allem in der Platznahme sowie der Abkühlung des Magmas auf. Wird *Petrogenese* als Gesamtheit aller Vorgänge die zur Bildung eines Gesteins führen angesehen, so läßt sich dieser Vorgang für magmatische Gesteine z. B. wie in Abbildung 1.1-1 darstellen. *Petrogenese* wird in dieser Darstellung als Überbegriff für alle Vorgänge verstanden, die zur Bildung magmatischer Gesteine führen (für die Betrachtung zur Petrogenese werden in dieser Arbeit die metamorphen Gesteine und die Sedimentgesteine vernachlässigt).

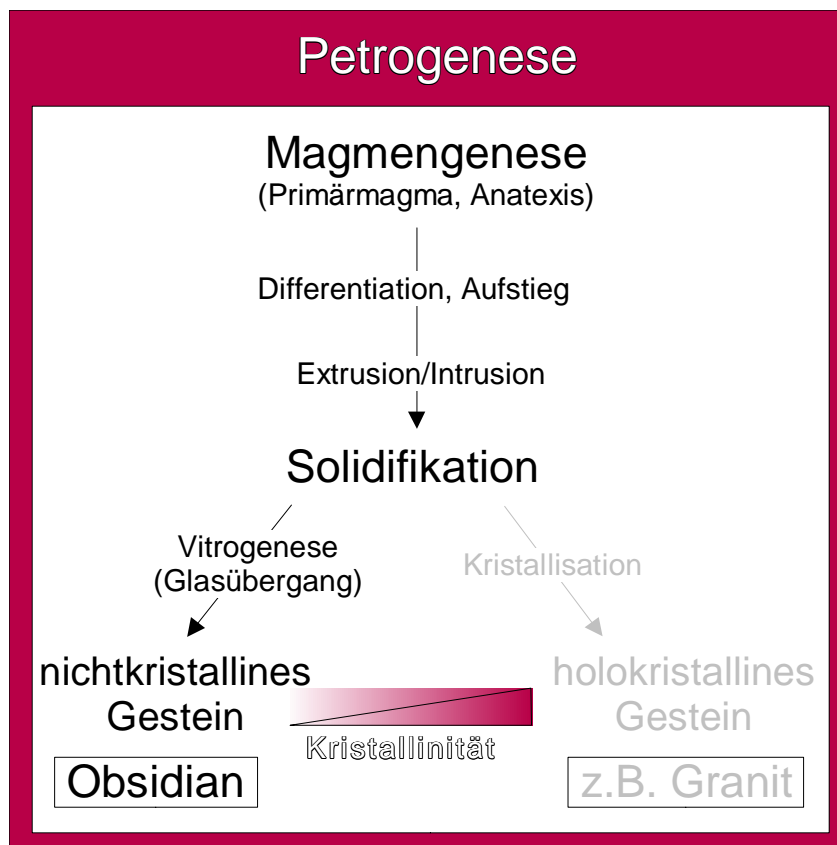


Abb. 1.1-1: Schemazeichnung zum Vorgang der Petrogenese magmatischer Gesteine (s. Text); Obsidian als Produkt ist hervorgehoben

Wie bereits erwähnt, sind Teile der Entwicklung des magmatischen Systems für Vulkanite und Plutonite vergleichbar, äquivalentes tektonisches Milieu vorausgesetzt. Unterschiede ergeben sich erst ab

dem Moment der Platznahme und Abkühlung. Plutonische Gesteine werden aufgrund der langsamen Abkühlung in der Regel vollständig auskristallisieren, während dies bei Vulkaniten nicht der Fall sein muß. Hier wirkt sich bei vulkanischen Gesteinen die chemische Zusammensetzung besonders stark aus. Basische Zusammensetzungen (Basalte) zeigen meist wenig bis keine glasigen Bestandteile, hingegen können hochdifferenzierte, saure Schmelzen nahezu holohyalin erstarren. Diesem speziellen Abschluß der *Petrogenese* wird in dieser Arbeit der Begriff der *Vitrogenese* zugeordnet. Damit soll zum Ausdruck gebracht werden, daß neben den Prozessen der Kristallisation einzelner Mineralphasen vor allem dem Glasübergang eine wesentliche Rolle im Spätstadium der Entstehung holohyaliner Gesteine zukommt. Beim Glasübergang wird die Struktur der Schmelze eingefroren (s. Kap. 1.2), bevor eine Durchkristallisation erfolgen kann. Ein kleiner Volumenanteil von Kristallen (meist $\ll 10$ Vol%) ist jedoch durchaus typisch. Durch geothermometrische Berechnungen auf Grundlage der chemischen Zusammensetzung dieser Kristallphasen können wichtige Informationen über den Temperaturbereich des Glasübergangs erhalten werden, sowie über den Zeitpunkt der Kristallisation (prä-, syn-, postextrusiv). In einigen Fällen können so auch Informationen über herrschende Sauerstoffugazitäten, bzw. Fugazitäten anderer volatiler Spezies (H_2 , H_2O , SO_x , u. a., s. Kap. 7.1) gewonnen werden.

Der Glasübergang natürlicher Gläser wird in jüngeren Arbeiten im Zusammenhang mit dem Viskositätsverhalten silikatischer Schmelzen näher untersucht. Die Ermittlung des Temperaturbereichs des Glasübergangs erfolgt dabei häufig mittels Differential-Thermo-Analyse (DTA) bzw. Differential-Scanning-Kalorimetrie (DSC). In einigen Fällen wird die Glasübergangstemperatur (T_g) auch mit einer vertikalen Dilatometer-Anordnung bestimmt („parallel plate viscosimetry“, DINGWELL ET AL., 1998).

Die Bestimmung des Glasübergangsbereiches mit Hilfe eines Dilatometers (horizontale Bauweise), ist in der technischen Glasfertigung eine Standardmethode, durch DIN- und ISO-Normen definiert. Im Rahmen dieser Arbeit soll untersucht werden, inwieweit Methoden aus industrieller Materialuntersuchung auch in natürlichen (geologischen) Systemen sinnvolle und hilfreiche ergänzende Aussagen zur Genese massiver Glasvorkommen liefern können.

Der Vorteil dieser Methode liegt darin, daß neben der Information über die Temperatur der Solidifikation auch Informationen über die thermische Vorgeschichte des Glases erhalten werden (s. Kap. 6.2). Somit lassen sich Aussagen zur rheologischen Entwicklung des Glaskörpers treffen. Dies stellt zur Rekonstruktion der reinen Temperaturentwicklung, die weitgehend über herkömmliche Geothermometrie zugänglich ist, eine wichtige, ergänzende Information über das mögliche Platznahmeverhalten dar. Zusätzlich ist eine Unterteilung des chemisch überwiegend homogen auftretenden Körpers in mehrere (Ereignis-) Einheiten möglich, da Materialeigenschaften wie Glasübergangs-

temperatur bzw. auch die Massendichte von Gläsern, bei fester chemischer Zusammensetzung, abhängig von der Abkühlgeschwindigkeit der Schmelze sind.

Eine weitere, aus der technischen Glaserzeugung bekannte Methode, ist die massenspektrometrische Bestimmung der bei der Aufheizung freigesetzten Volatile. Mit den Ergebnissen dieser Methode lassen sich Informationen über in der Schmelze ablaufende Läuterprozesse (Entgasungen) gewinnen. Im Gegensatz zu technischen Systemen ist der ursprüngliche Gasgehalt in natürlichen Schmelzen nicht bekannt, da die Zusammensetzung des Eduktes (entspr. dem Gemenge in technischen Systemen) in der Regel unbekannt ist. Eine grobe Abschätzung der ursprünglichen Gasgehalte kann jedoch über die geochemische Eduktcharakterisierung erfolgen. Die geochemische Charakterisierung der eingefrorenen Schmelze ist also unabdingbar. Über die Massenspektroskopie ist der rezente Volatilgehalt der Gläser zugänglich. In Kombination mit der Abschätzung ursprünglicher Gehalte an Volatilen sind Aussagen zum Entgasungsverhalten möglich. Die Zusammensetzung des rezent bestimmbar Gasgehaltes gibt weiterhin Informationen z. B. über den Oxidationszustand der Schmelze (s. Kap. 6.1) im Bereich des Glasübergangs. Die ermittelte Zusammensetzung der Volatilen kann aber auch als Information in thermodynamische Berechnungen einfließen, die mit Programmen wie z. B. THERMOCALC (Holland & Powell, s. Literatur-Internetquellen) durchgeführt werden können. Die stete Erweiterung der thermodynamischen Datengrundlage schließt mittlerweile auch Schmelzkomponenten wie z. B. $\text{SiO}_2(\text{L})$ (SiO_2 -Schmelzkomponente) in die Berechnungen mit ein.

Unter Einbeziehung vorgenannter Methoden in die herkömmlichen Untersuchungen sollte eine Erweiterung bei der Rekonstruktion der *Petrogenese massiver natürlicher Gläser* bis hin zur Solidifikation (hier: *Vitrogenese*) möglich sein, und so das Verständnis über die natürliche, geologische „Glasproduktion“ vertieft werden.

1.2 Allgemeines

Glas als Festkörper befindet sich aus thermodynamischer Sicht in einem strukturellen Ungleichgewicht, verglichen mit einem korrespondierenden Kristall (z.B. SiO_2 -Glas \leftrightarrow Quarz). Voraussetzung für die Erreichung dieses Zustandes ist das Unterdrücken einer Kristallisation durch Unterkühlen der Schmelze. Bei genügend schneller Abkühlung bleibt der Schmelze keine Zeit zu relaxieren, die Einstellung eines strukturellen Gleichgewichts ist nicht mehr möglich. Die Bildung des Glases aus einer Schmelze erfolgt während des Glasübergangs, charakterisiert durch die Glasübergangstemperatur T_g . Nach dem Glasübergang ist das System eingefroren, d.h. die unterkühlte Schmelze (Glas) stellt strukturell und chemisch ein eingefrorenes System dar (Abb. 1.2-1).

Daß dieser Zustand über längere Zeiträume erhalten bleibt, ist im Wesentlichen auf Relaxationszeiten

der Glasstruktur zurückzuführen, die für Zustände an der terrestrischen Oberfläche geologische Zeiträume erreichen. KLÖB (2000) gibt z. B. für Viskositäten von 10^{20} Pas Relaxationszeiten im Bereich von 3×10^6 Jahren an.

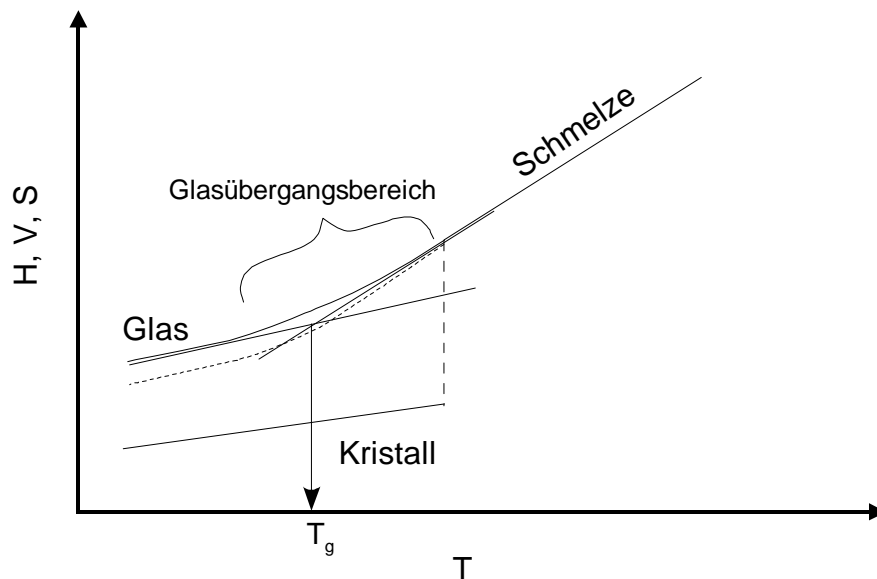


Abb. 1.2-1: Schematische Darstellung der Abkühlung einer Schmelze; im Gleichgewicht \rightarrow Kristallisation \rightarrow Kristall, beim Unterkühlen \rightarrow Einfrieren der Struktur \rightarrow Glas; gestrichelter Verlauf: langsamere Abkühlung, Abszisse: Temperatur, Ordinate: temperaturabhängige Variablen molare Enthalpie (H), Volumen (V) und Entropie (S)

Das Einfrieren der (Schmelz-) Struktur und das Unterdrücken der Kristallisation erhält den Entwicklungszustand (Grad der Fraktionierung) der Schmelze (Magma). Durch diese Eigenschaften können natürliche Gläser bei der Untersuchung geologischer Systeme wichtige Aussagen liefern. Eine wichtige Frage in diesem Zusammenhang ist, inwieweit nach dem Glasübergang eine weitere Differentiation des Glases, z. B. durch Kristallisation, stattfindet. Dies betrifft auch den Gehalt an volatilen Bestandteilen (H_2O , CO_2 , SO_2 , F, Cl), deren Einfluß auf Schmelzen (Viskosität, Kristallisationsvermögen, Entgasungsverhalten) im Detail noch nicht verstanden ist. Unter diesen Gesichtspunkten stellen natürliche Gläser ein wichtiges Material zur Untersuchung der Entwicklung von Magmen dar. An der Erdoberfläche auftretende natürliche Gläser sind in der Regel Produkte vulkanischer Tätigkeit. Hier sind die meisten Schmelzen subaerisch erstarrt, wobei diese Gläser überwiegend rhyolithische Zusammensetzungen aufweisen, d.h. SiO_2 -Gehalte von ca. 70 Gew% (nach PECCERILLO & TAYLOR, 1976, weist der Rhyolith SiO_2 -Gehalte > 67 Gew% auf).

Es sind jedoch auch Gläser submarin abgeschreckter Schmelzen z. B. aus dem Bereich mittelozeanischer Rücken, sowie von den ozeanischen Inseln wie Hawaii bekannt. Diese Gläser haben basaltähnliche Zusammensetzungen, sie zeigen mit ca. 50 Gew% deutlich niedrigere SiO_2 -Gehalte.

In ihrem Auftreten in der Natur unterscheiden sich diese beiden Gläser sehr deutlich. Während die

basischen Gläser meist relativ dünne Krusten (mm- bis cm-Bereich) um Pillows bilden, können die sauren Gläser als geologische Körper von mehreren Zehner Metern Mächtigkeit auftreten, bei einer Flächenausdehnung bis in den Bereich von km². Dabei sind die Vorkommen dieser Glasströme mit den unterschiedlichsten geologischen Situationen verbunden. In Abbildung 1.2-2 ist die Verbreitung bekannter Obsidianvorkommen, im Wesentlichen in der westlichen Hemisphäre, dargestellt. Untersuchungen an diesen Obsidianen sind häufig unter archäologischen Gesichtspunkten (Bearbeitbarkeit, Herkunft/Handelswege, Nutzung) durchgeführt worden (MOSHEIM, 1979; 1984; HEROLD 1986). Zusätzlich sind in dieser Abbildung die relativ ausgedehnten Vorkommen „saurer rhyolithischer Gläser“ im Bereich der ehemaligen Sowjetunion, von NASEDKIN (1963) bereits zusammengestellt, eingetragen.

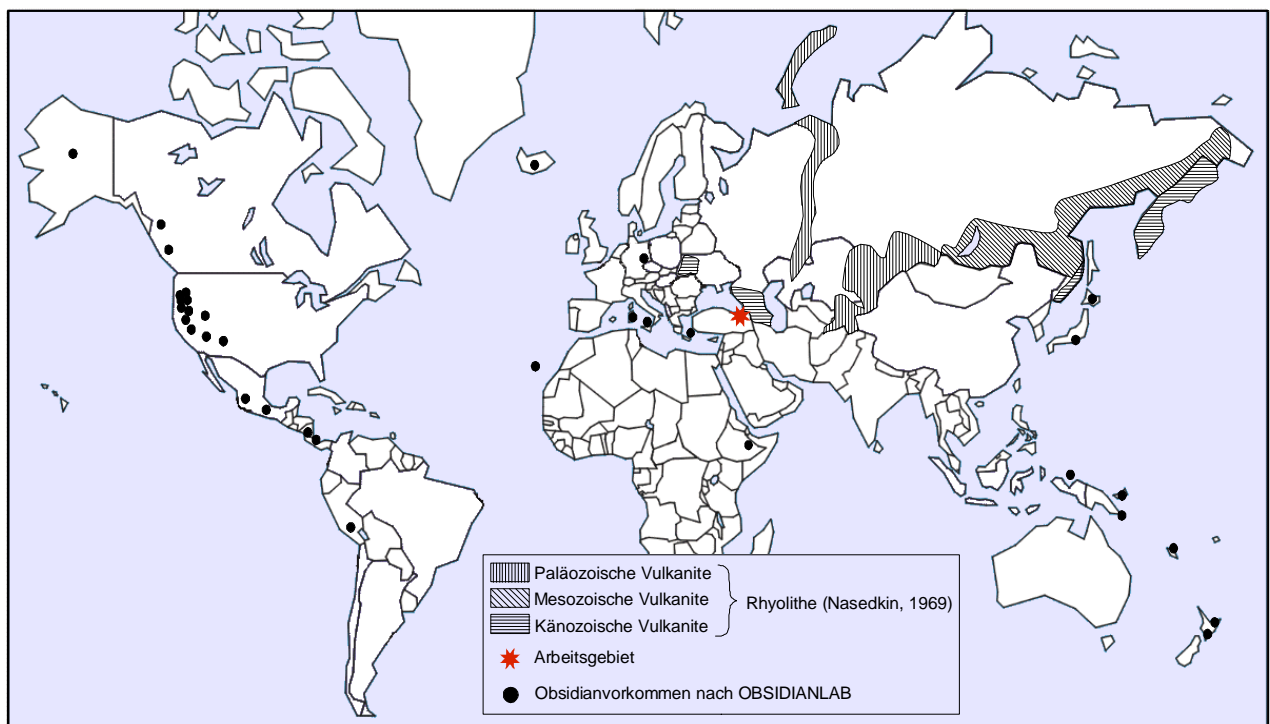


Abb 1.2-2: Verteilung bekannter Obsidianvorkommen weltweit (nach Obsidianlab) und saurer rhyolithischer Vulkanite nach NASEDKIN (1969)

Desweiteren lassen sich die sauren Gläser strukturell weiter untergliedern in massig auftretende Körper mit geringer bis nicht vorhandener Blasigkeit (massiv → Obsidiane i.e.S.), sowie in unterschiedlich poröse, glasführende Gesteine (Tuffe, Ignimbrite, „Felsite“) bis aufgeschäumte Gläser (Bimse). Der Gehalt an kristallinen Phasen kann schwanken, liegt in der Regel jedoch bei wenigen Vol%. Allen gemeinsam ist dabei ein (Rest-) Volatilgehalt von unter 1 Gew%. Eine Sonderstellung nehmen bei den rhyolithischen Gläsern, in mehrfacher Hinsicht, die Pechsteine ein. Diese Gläser zählen mit ihrem permischen Alter zu den ältesten rhyolithischen terrestrischen Gläsern.

Deutlich höhere Alter (2.5 Ga) zeigen nur noch die Komatiite der archaischen Grünstein-Gürtel. Komatiite sind ultramafische Gesteine ($\text{SiO}_2 < 53\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1\%$, $\text{MgO} > 18\%$). Mineralogi-

sche Hauptbestandteile dieser Gesteine sind überwiegend Olivin, Klinopyroxen und Chromspinell, die interkristallin auftretende Matrix wird als glasig beschrieben (WIMMENAUER, 1985; MATTHES, 2001). Im Gegensatz zu den basischen Komatiiten weisen die rhyolithischen Pechsteine jedoch deutlich mehr Volumenanteile an Glasmatrix auf. Ihr rezenter Volatilgehalt liegt im Bereich von 5 bis 10 Gew%. Diese, im Wesentlichen H₂O, wurden bisher als „Verwitterung“ gedeutet. Untersuchungen von HEIDE & MÜLLER (1999) lassen jedoch auch eine autometasomatische Überprägung durch magmatische Restfluide als möglich erscheinen. Hinweise hierfür liefern insbesondere Röntgenuntersuchungen von HEIDE & MÜLLER (1999), die für die Anordnung der SiO₄-Tetraeder im Pechstein eine cristobalitähnliche Struktur liefern, für die rhyolithischen Obsidiane hingegen eine quarzähnliche Struktur. Die Anordnung der Tetraeder im Pechstein scheint mit den H₂O - Gehalten verknüpft zu sein, denn nach vollständiger Entwässerung zeigen diese auch quarzähnliche Strukturen. Die Pechsteine scheinen die größten zusammenhängenden geologischen Körper massiver, saurer natürlicher Gläser zu bilden. Im Gegensatz zu den rhyolithischen Obsidianen weisen die Pechsteine eine deutlich größere Variation des modalen Mineralbestands auf, auch der Gesamtkristallgehalt ist höher (LESCHIK, 1999).

Diese Unterschiede in den makroskopischen Erscheinungsformen liegen sowohl in unterschiedlichen plattentektonischen Situationen begründet, als auch im, damit zusammenhängenden, Gehalt an volatilen Phasen und dem seit der Schmelzbildung durchlaufenen p-T-Feld.

Die volatilen Phasen können in oberflächennahen Situationen sowie beim Austritt der Schmelzen zu einer spontanen Blasenbildung führen, bis hin zu katastrophalen Explosionen (Santorin 1640 v. Chr, Krakatau 27.8.1883, Martinique 8.5.1902, Mt. St. Helens 18.5.1980).

ALTHAUS (1996) führt solche explosiv geförderten, sauren Schmelzen auf wiederaufgeschmolzenes, pelitisches Material der Kruste zurück, das entsprechende Gehalte an volatilen Phasen bereits im Edukt aufweist. Auch durch Assimilation entsprechenden Materials während des Aufstiegs einer Schmelze ist die Anreicherung mit volatilen Phasen möglich.

Die Schmelzen, die zu massiven Obsidianen führen, leitet ALTHAUS (1996) aus sehr trockenen Edukten ab, die demzufolge auch entsprechend hohe Temperaturen zum Aufschmelzen benötigen. Solche Bedingungen sind geologisch z. B. in Tiefen > 30 km realisiert (kont. Kruste). Hier stellt sich jedoch das Problem des Schmelztransports bis zur Oberfläche. Somit kommt der geotektonischen Position der Edukte (Quelle) solcher saurer Schmelzen, und der daraus resultierenden primären Schmelzzusammensetzung, eine zentrale Bedeutung zu. Die geotektonische Position der Schmelzentstehung kann nur durch Anwendung existierender geochemischer Diskriminationsdiagramme (Haupt- und Spurenelemente) erfolgen.

Ebenso muß die Änderung der Viskosität der Schmelze durch Kristallisation und Entmischung volatiler Phasen berücksichtigt werden. Zur Entwicklung der Viskosität rhyolithischer Schmelzen sind

in letzter Zeit intensivere Arbeiten durchgeführt worden (DINGWELL ET AL. 1998, 1996; NOWAK & BEHRENS 1997, HOLTZ & JOHANNES 1994; HOLTZ ET AL. 1992, 1995; ROMANO ET AL. 1995; HESS 1996). Sie betrachten als Modellsystem im Wesentlichen das Haplogranitsystem (Qz-Ab-Kfsp) bei unterschiedlichen Wasserdrucken. Experimentell wurde so die Löslichkeit von Wasser in diesen Schmelzen in Abhängigkeit von Temperatur und Druck bestimmt. Neuere Untersuchungen beziehen auch natürliches Material unter gleichen Gesichtspunkten mit ein (STEVENSON ET AL., 1996; DINGWELL ET AL., 1998).

Unabhängig davon ist der Mechanismus, der zum Aufstieg der Schmelzen führt, nicht ganz klar. Während zu Beginn des Aufstiegs eines Magmas der Dichteunterschied von Schmelze und Nebengestein zum Auftrieb führt, kann bei gasreichen Schmelzen der mit dem Aufstieg stetig wachsende Innendruck der Gasphase als Triebkraft in Oberflächennähe angesehen werden. Bei gasarmen Schmelzen jedoch muss ein anderer, passiver Mechanismus greifen. Bekannt sind solche passiven Fördermechanismen von caldera-assoziierten Obsidianströmen. Hier presst der Druck des einstürzenden Daches der Magmakammer die (hochviskosen) Schmelzen entlang der Randstörungen nach außen. So können selbst relativ zähe Schmelzen in größeren Mengen extrudiert werden (SCHMINCKE, 2000).

Daraus folgt, daß für eine Erklärung massiver Obsidianvorkommen die Frage nach dem Edukt und dem Ort der Schmelzentstehung (Quelle), dem Entwicklungsweg und dem Mechanismus des Schmelzaufstieges (Tektonik) und dem Effusionsvorgang gestellt werden muß. Von zentraler Bedeutung ist dabei die Entwicklung der Schmelze durch Kristallisation einzelner Phasen und die Rolle der Fluide in Bezug auf diese Kristallisation, die Mobilisierung anderer Komponenten (PICHAVANT ET AL. 1987) und der damit verbundene Verlauf der Viskosität bis hin zur Glasbildung. Die eigentliche Glasbildung, d. h. die Unterkühlung und das Einfrieren der Schmelze an der Erdoberfläche bzw. in oberflächennahen Situationen stellt dabei lediglich die letzte Phase der Schmelzentwicklung dar. Dennoch lassen sich aus den rezenten Materialeigenschaften der Gläser, besser der Glasmatrix, wichtige Informationen über diesen Vorgang der Vitrogenese gewinnen. Insbesondere bei größeren Volumina der Glaskörper stellt sich die Frage der Platznahme des Komplexes. Ist bei den plutonischen Äquivalenten mehr die Schaffung des Intrusionsplatzes das zentrale Problem, so ist dies bei großen, massiven Glaskörpern eher der Fließprozeß, also die Vorgänge, die nach der Extrusion/Effusion bis zur endgültigen Form des Obsidians führen.

Die wesentliche Größe, die dem Fließprozeß zugrunde liegt, ist die Viskosität. Untersuchungen zum Viskositätsverhalten silikatischer Schmelzen sind in der Glasindustrie schon zu Anfang des 20. Jahrhunderts intensiv durchgeführt worden (TAMMANN 1903, 1923, 1933; FULCHER 1925). Ziel war hier die Vorhersage des viskosen Verhaltens einer Schmelze in Abhängigkeit der Temperatur bei gegebenem Chemismus. Ergebnis dieser Untersuchungen war unter Anderem die Vogel-Fulcher-Tamman (VFT-)

Gleichung, die eben diesen Verlauf der Viskosität in Abhängigkeit der Temperatur darstellt. Bedingt durch die Temperaturen der Magmen bei der Extrusion ist vor allem der Bereich von 10^8 bis 10^{14} Pas interessant. Die Vorgänge in diesem Viskositätsbereich (um T_g) wurden von RÖTGER (1969) genauer untersucht. SALMANG (1957) hatte bereits auf das unterschiedliche Verhalten von Gläsern gleicher Chemie bei unterschiedlichen Abkühlgeschwindigkeiten hingewiesen. Dabei hatte es sich gezeigt, daß schneller abgekühlte Gläser beim Wiederaufheizen, z. B. im Dilatometer, zunächst eine Abnahme der Längenänderung zeigen, bevor sich bis zum Erreichen des unteren Kühlpunktes wieder ein linearer Verlauf einstellt. Dieses Verhalten ist dadurch erklärbar, daß die großvolumig eingefrorene Struktur zunächst zu einer Dichteren relaxiert, um dann dem „normalen“ Verhalten zu folgen. Bei der Untersuchung technischer Gläser wird dieses Verhalten ausgeschlossen, indem für die Probenvorbereitung zur dilatometrischen Bestimmung des T_g -Punktes eine definierte, konstante Abkühlrate vorgeschrieben ist (DIN 52324, ISO 7884-4).

Diese Materialeigenschaft der Gläser, die Sensibilität der Glas-Struktur gegenüber der Abkühlgeschwindigkeit, schlägt sich in den meßbaren Größen Dichte und Ausdehnungsverhalten nieder. Die Bestimmung rezenter physikalischer Eigenschaften bei natürlichen Gläsern läßt sich somit gezielt nutzen, um die thermische Vorgeschichte eines Obsidiankörpers nachzuvollziehen. Die Abkühlgeschwindigkeit einer definierten Probenposition (X, Y, Z; z. B. relativ zum Schlot) läßt im Vergleich zu anderen Probenpositionen Rückschlüsse auf die postextrusiven Vorgänge wie Formgebung, Fließprozeß, Zahl der Ereignisse (mehrere Ströme) und eventuelle Wiederaufheizung zu. Die letzten beiden Punkte sind auch über phasenpetrologische Betrachtungen zugänglich, wie z. B. FOUIGNOT ET AL. (1996) zeigen. Hier können sich also sowohl ergänzende als auch sich überschneidende Aussagen auf Grundlage physikalischer Beobachtungen (Rheologie) und physiko-chemischer Untersuchungen (Geothermo- und barometrie) ergeben.

Im Rahmen der „3rd International Conference on Natural Glass“ (21.3. bis 23.3.1996, Jena) wurde ein bisher nicht bearbeitetes Vorkommen massiven natürlichen Glases rhyolithischer Zusammensetzung von HEIDE ET AL. (1996) vorgestellt. Dieser Obsidiankomplex befindet sich im Nord-Osten der Türkei, in der Nähe der Ortschaft Ikizdere im Rize-Massiv, Pontiden. Die hier auftretenden massiven Gläser (Obsidiane) und felsitischen, blasenreichen hellen Gesteine (Felsite) sind Gegenstand der Untersuchung dieser Arbeit.

1.3 Geologischer Rahmen

Das Rize-Massiv ist Teil des östlichen pontischen Gebirgszuges am Südrand des Schwarzen Meeres. Die unterste Einheit dieses Gebirges besteht aus intensiv verfalteten Gneisen, Amphiboliten, Schiefen und Phylliten, denen ein paläozoisches Alter zugeordnet wird (PECCERILLO & TAYLOR, 1976). Auf

diesem metamorphen Grundgebirge lagern Kalksteine (Trias), Schiefer, Sandsteine und Quarzite (Jura), zum Teil assoziiert mit Spiliten und neritischen Sedimenten. Auflagernd, und zum Teil eingeschaltet, tritt entlang des Gebirgszuges eine vulkanosedimentäre Serie andesitischer bis basaltischer Vulkanite und Tuffe auf, die in die obere Kreide bis Eozän datiert werden (PECCERILLO & TAYLOR, 1976). In dieser subaerischen als auch submarinen vulkanischen Serie sind nicht selten Kalksteine, Mergel und Sandsteine zu beobachten. Ab Ende des Eozän bis ins Miozän kam es zu massiven Intrusionen intermediärer und saurer Magmen entlang des Südrandes der Pontiden. Ein Teil dieser Intrusionsserien sind heute im Rize-Massiv aufgeschlossen, das aus intermediären bis sauren Plutoniten der Kalk-Alkali-Reihe, entsprechend Gabbro bis Granit, aufgebaut wird (KORKMAZ ET AL., 1991). Geochemische Untersuchungen von BARBIERI ET AL. (1992) und AKINCI ET AL. (1991) ergeben für diese Plutonite ein Isotopenmuster, das auf ein Ausgangsmagma einer Inselbogensituation hinweist. Weiterhin zeigt sich, daß die sauren Plutonite durch fraktionierte Kristallisation aus den basischeren Magmen abzuleiten sind. Das Ausgangsmagma selbst wird als partielle Schmelze der subduzierten ozeanischen Kruste charakterisiert. K/Ar-Datierungen an Mineralkonzentraten (Hornblende, Biotit, Chlorit) der Plutonite nach BARBIERI ET AL. (1992) ergeben Alter von 79 ± 4 Ma (Gabbros) und 26 ± 2 Ma (Granite).

1.4 Das Arbeitsgebiet

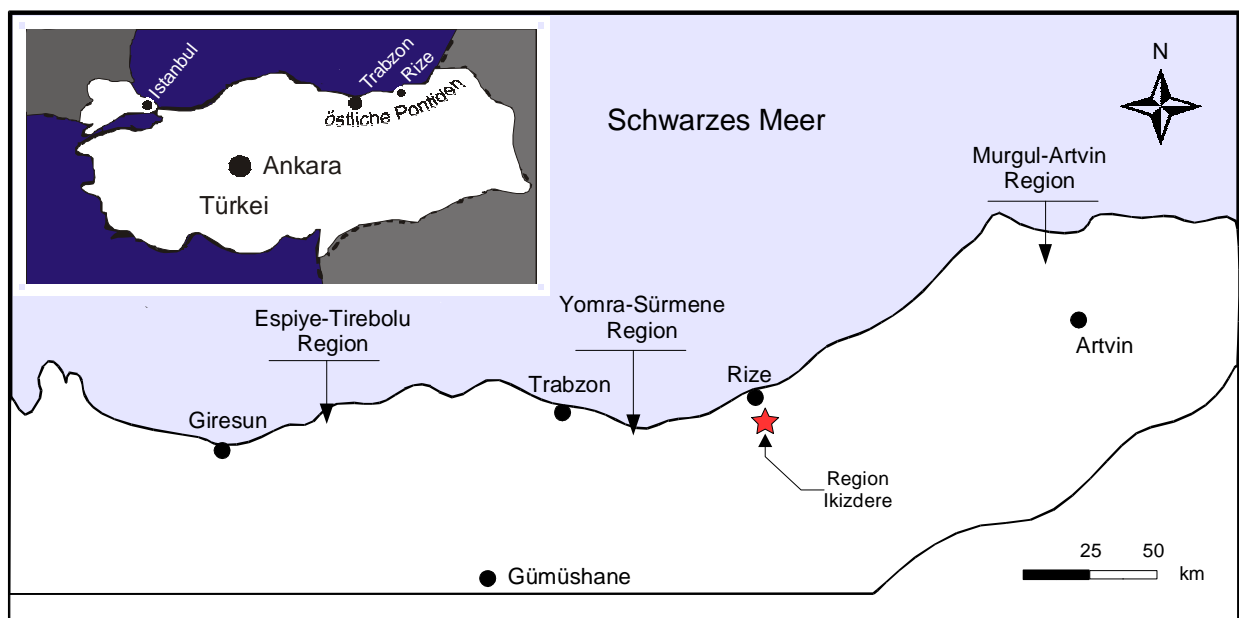


Abb. 1.4-1: Lage des Arbeitsgebietes im Bereich der NO-Pontiden, umgezeichnet nach Tüysüz (2000)

Das bearbeitete Areal umfaßt eine Fläche von ca. $6 \text{ km} \times 7 \text{ km}$, im Zentrum dieses Areals liegt die Hochalm Büyük Yayla. Die Höhenunterschiede in der Region umfassen ca. 900 m. Innerhalb des Gebietes zeigt sich eine überraschend variable („bunte“) Geologie. Es lassen sich drei Basalte, zwei

granitoide Gesteine, zwei weitere hoch differenzierte Gesteine (Rhyodazite bis Trachyte) sowie mehrere Gänge mit sowohl saurem, als auch basischem Chemismus kartieren. Eingelagert in diese Geologie liegt das Obsidian-Massiv mit einer Längenerstreckung von ca. 5 km und einer max. Breite von ca. 2 km. Die Längsachse liegt etwa in Ost-West-Richtung (Abb. 1.4-3). Eingeschaltet in das massive Glas tritt ein blasenreiches felsisches Gestein mit unterschiedlichen Mächtigkeiten auf. Dieser Komplex läßt sich über ca. 870 m Höhendifferenz verfolgen. Ein Bezug des Obsidian-Komplexes zu den Rahmengesteinen läßt sich im Gelände nicht belegen. Es konnte im Arbeitsgebiet kein direkter Kontakt von Obsidianen bzw. Felsiten zu den Rahmengesteinen beobachtet werden. Ebenso wenig ist eine eindeutige Lokalisierung des Förderzentrums möglich. Der Komplex wird nach allen Seiten hin (außer der NO-Ecke) durch tiefe Taleinschnitte von den Rahmengesteinen abgegrenzt. Neu entdeckt wurde bei der Kartierung ein ca. 4 km südöstlich Büyük Yayla gelegenes, eng begrenztes Vorkommen eines schwarzen, kristallarmen Obsidians (Şehitlik Tepe). Im Kenariç-Dere-Tal, das die Südgrenze des massiven Obsidians gegen basaltische Gesteine markiert, sind Zonen intensiver Alteration zu beobachten (RÖMHILD, 1999).

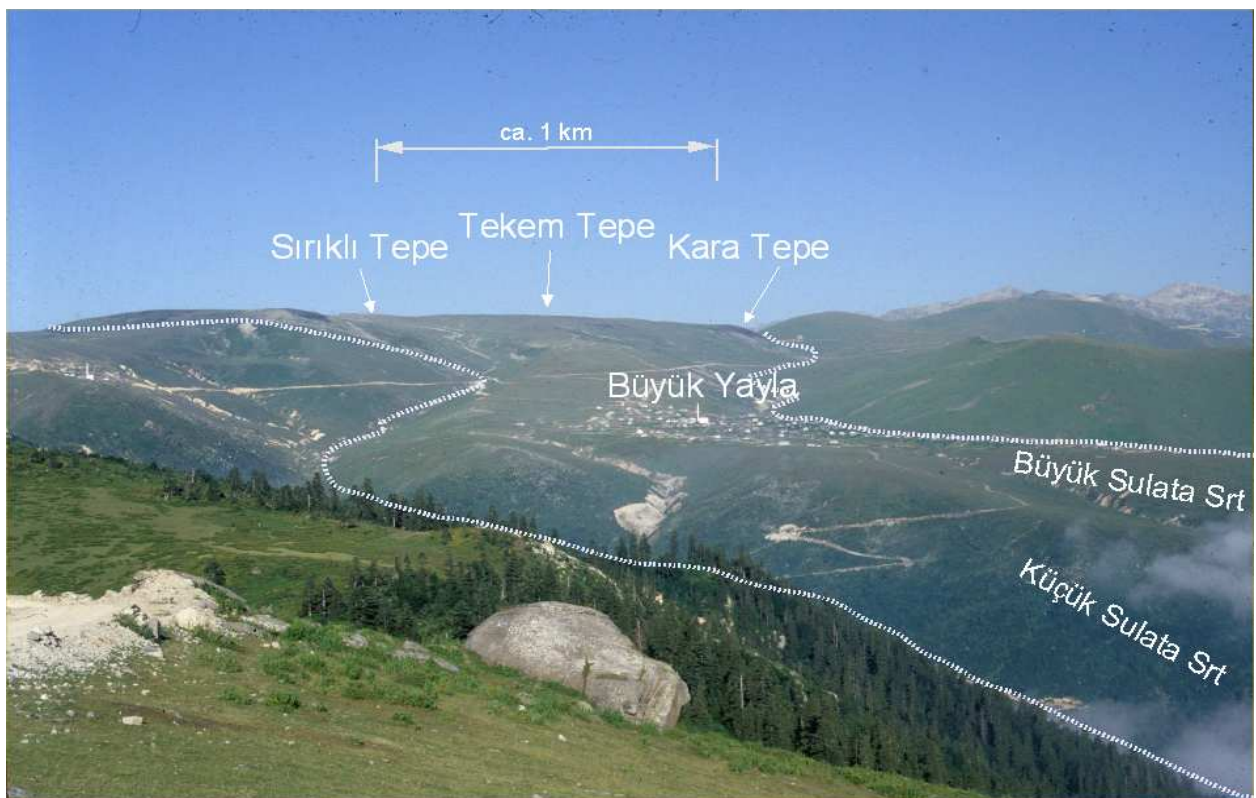


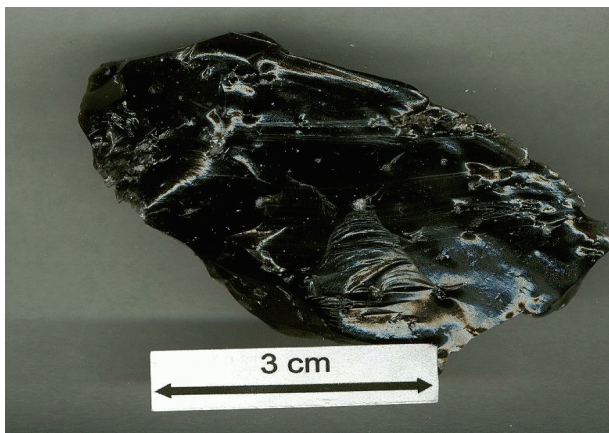
Abb. 1.4-2: Arbeitsgebiet mit nachgezeichneten Grenzen des Obsidiankomplexes (gestrichelte Linien) gegen die Rahmengesteine; Blickrichtung OSO (Großformat s. Anhang)

BEKTAŞ & ÇAPKINOĞLU (1997) postulieren im Arbeitsgebiet aufgrund strukturgeologischer Untersuchungen eine ca. 20 km durchmessende Caldera. Der Obsidiankomplex von İkizdere liegt nach dieser Überlegung am Westrand der Caldera. Ein Nachweis zu dieser Theorie ist im Gelände bislang jedoch

nicht zu belegen.

Die Obsidiane treten im Gebiet (Abb. 1.4-3) in drei makroskopisch unterscheidbaren Varietäten auf. Diese sind ein *schwarzer Obsidian* (**Typ A**), z. T. mit bräunlich-roten Schlieren, ein Obsidian mit *brekziöser Textur* (**Typ B**) sowie ein überwiegend rötlicher bis *bräunlich-roter Obsidian* (**Typ C**), zum Teil mit schwarzen Schlieren. Die Felsite sind ihrer Struktur nach in zwei Varietäten einzuteilen. Der **Typ F1** zeichnet sich durch eine grobblasige Struktur (bis 10 cm durchmessende Blasen Hohlräume) und makroskopisch sichtbare, schwarze Schlieren mit Mächtigkeiten bis 2 mm aus. Der **Typ F2** weist eine deutlich feinere Blasigkeit auf (\varnothing max. 3 mm), sowie eine ebenfalls feinere Schlierigkeit.

Die Obsidian-Typen **A** und **B** lassen sich makroskopisch weiter unterteilen. **Typ A1** ist bereits in dünnen Splittern (ca. 3 mm Dicke) gut durchscheinend bis fast durchsichtig, während **Typ A2** auch in dünnsten Bereichen an Bruchkanten nahezu opak bleibt, zumindest stark getrübt ist. Beide Typen können im gesamten Komplex beobachtet werden, sie treten teilweise als Schlieren direkt nebeneinander auf.



Obsidian Typ A1

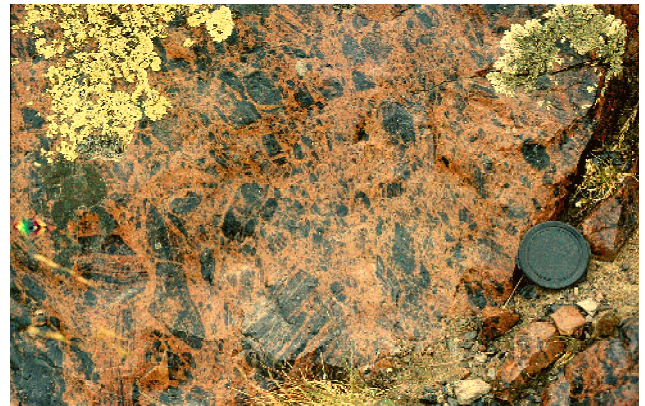


Obsidian Typ A2

Die weitere Unterteilung des **Typ B** ist durch die Färbung der Matrix gegeben. Der brekziöse **Typ B1** zeigt überwiegend scharf begrenzte Kluster des **Typs A**, seltener auch **Typ C**, eingelagert in einer dunkelroten Matrix. **Typ B1** ist anstehend an der Straßenkehre am Başçayır Dere aufgeschlossen, sowie im Kenariç Dere Tal. Als Lesestein ist er auch vereinzelt bei Tekem Tepe zu finden.



Obsidian Typ B1



Obsidian Typ B2

Typ B2 zeigt überwiegend unscharf begrenzte Klasten des **Typ C** mit schwarzen Schlieren, eingebettet in einer roten Matrix. Dieser **Typ B2** tritt am Osthang von Kara Tepe anstehend auf, und ist wie **Typ B1** als Lesestein bei Tekem Tepe, nördlich Sırlıklı Tepe sowie am Südhang des Obsidiankomplexes zum Kenariç Dere Tal zu finden. Beide brekziösen Obsidiantypen sind im Gelände linsenförmig aufgeschlossen.

Die Obsidiantypen **A** und **C** stellen die Hauptmasse des Obsidian-Komplexes dar. **Typ A** ist dabei weitgehend im nördlichen Teil (Küçük Sulata, Konarlar Sırt) sowie im topographisch höheren Bereich (Kara Tepe, Tekem Tepe, Sırlıklı Tepe) vertreten.



Obsidian Typ C

Typ C findet sich eher im süd-westlichen Teil (Maden Tepe) seltener auch in kleinen Lesesteinanhäufungen bei Kara Tepe sowie nördlich Sırlıklı Tepe. In den Obsidian-Typen **A** und **C** eingeschaltet treten die Felsit-Typen auf. Die Mächtigkeit der Felsit-Lagen kann von ca. 1 m bis zu ca. 1 cm schwanken, nicht selten liegen die Obsidian- und Felsit-Lagen offenbar parallel zueinander. Insbesondere die Lagen des **Typs F1** treten eher in den topographisch tieferen Teilen des Komplexes auf, er scheint die Obsidiane zu unterlagern. Eine Ausnahme von dieser Beobachtung ist im Kenariç Dere Tal gegeben, hier sind Obsidiane des **Typ A** und **C** als unterste Einheit aufgeschlossen. Hingegen lassen sich ausgedehnte Lagen des **Typs F2** in höheren Bereichen häufiger beobachten. Dieser Typ bildet die Spitze von Sırlıklı Tepe. **Typ F2** tritt dort in plattiger Absonderung mit bis zu 1 m² großen

Platten auf.



Felsit Typ F1



Felsit Typ F2

Das Auftreten der beschriebenen Gesteine ist in der während des Geländeaufenthaltes angefertigten Karte (Abb. 1.4-3) eingetragen. Die Karte stellt eine petrographische Geländeaufnahme dar, die Verbandsverhältnisse des Obsidian-Komplexes zu den Rahmengesteinen sind durch Hangschutt bedeckt. Dies betrifft insbesondere die Abgrenzung des Obsidian-Komplexes im Osten. Hier fällt das Gelände sehr steil um ca. 1000 m ab.

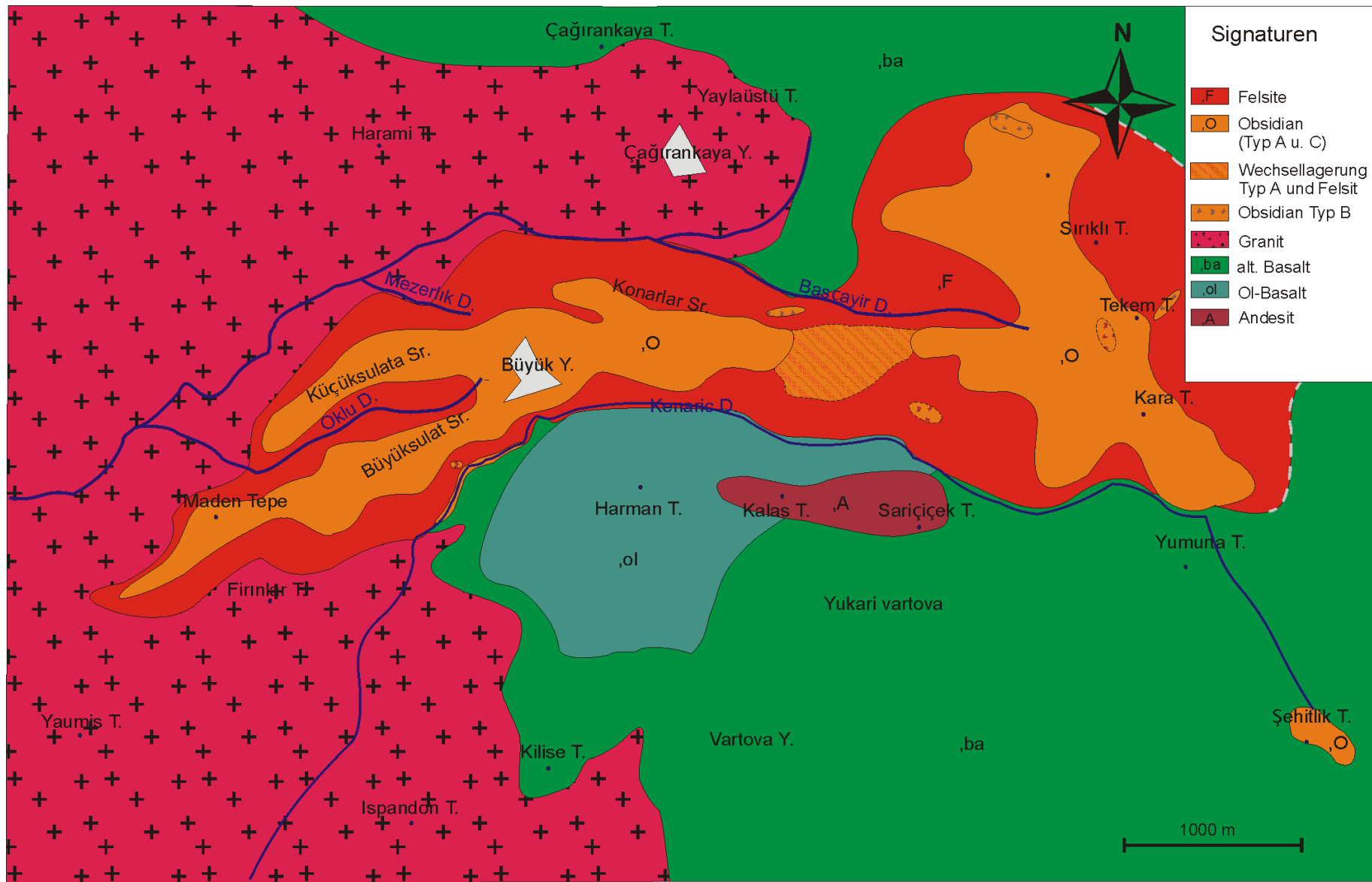


Abb. 1.4-3: Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes

2 Methodik

Zur Probennahme sowie der anschließenden Bearbeitung und Untersuchung der Proben im Labor wurden folgende Methodiken und Geräte mit den jeweiligen Einstellungen verwendet. Die auf den Analysen aufbauenden Berechnungen und die hierbei eingesetzten Methoden sind in den jeweiligen Kapiteln und Unterkapiteln beschrieben.

2.1 Probennahme

Die Proben wurden, soweit möglich, direkt vom Anstehenden genommen. Dabei wurde vor allem auf einen frischen, unzerklüfteten Zustand der Proben (insbesondere bei Lesesteinen) Wert gelegt. Zur besseren Belegung des Arbeitsgebietes wurden Lesesteine beprobt, sofern sie eindeutig zuzuordnen waren und der oben erwähnten Forderung entsprachen. Die Probennahmepunkte sind in einer Abbildung im Anhang eingetragen.

An 39 Dünnschliffen und 24 Dickschliffen (ca. 1 mm, doppelseitig poliert) wurde mit einem ZEISS-Polarisationsmikroskop die petrographische Bearbeitung im Durch- und Auflicht durchgeführt. Für die Korngrößenangaben wurde folgende Einteilung verwendet (nach MATTHES, 2001):

grobkristallin	3,3 bis 10 mm
mittelkristallin	1 bis 3,3 mm
kleinkristallin	0,33 bis 1 mm
feinkristallin	0,1 bis 0,33 mm
sehr feinkristallin	33 μ m bis 0,1 mm
mikrokristallin	1 μ m bis 33 μ m

2.2 Mikrosondenanalytik

Die Mikrosondenanalytik wurde an 8 repräsentativen, polierten und mit Kohlenstoff bedampften Dünnschliffen der Obsidiantypen A, B und C, sowie der Felsittypen F1 und F2, mit einer CAMECA SX 50 - Mikrosonde am INSTITUT FÜR MINERALOGIE UND KRISTALLSTRUKTURLEHRE der Universität Würzburg durchgeführt. Die Messung der Intensitäten erfolgte wellenlängendispersiv. Als Standard dienen die Geostandards der Fa. CAMECA. Die Messung wurde mit folgenden Einstellungen durchgeführt:

Beschleunigungsspannung	15 kV
Strahlstromstärke	15 nA
Strahldurchmesser	variabel, 1 - 10 μ m je nach Mineral
Meßzeit	20 s (je 10 s für linken und rechten Untergrund) (Fe: 30 s)

Die Matrixkorrektur wurde mit der PAP-Routine der Fa. CAMECA durchgeführt.

2.3 Rasterelektronenmikroskop (REM)

Elektronenmikroskopische Untersuchungen wurden am OTTO-SCHOTT-INSTITUT FÜR GLASCHEMIE der Universität Jena durchgeführt. Die Probenpräparation erfolgte analog zur Präparation für die Mikrosondenanalytik. Zu Vergleichszwecken wurden auch Schliche, die bereits mit der Mikrosonde untersucht wurden, erneut analysiert (s. hierzu Kap. 4.3). Die Untersuchungen wurden mit einem Rasterelektronenmikroskop DSM 940 CARL ZEISS durchgeführt, die energiedispersive (EDX) Mikroanalytik erfolgte mit einem angeschlossenen eXL 10 Spektrometer, Oxford Instruments. Kalibriert wurde die quantitative Analyse gegen die geräteinterne Datenbank. Die Gerätedrift wurde in Abständen von 3 h mit einem Kobaltstandard überprüft und entsprechend korrigiert. Die generellen Meßbedingungen waren:

Beschleunigungsspannung	20 kV
Strahlfläche	variabel, 1 bis 132 μm^2 , je nach zu messendem Objekt (s.u.)
Meßzeit	200 s

Abweichungen: um die durch die lange Meßzeit bedingte Abdampfung des Natriums zu vermeiden, wurde bei Messungen der Glasmatrix der Elektronenstrahl auf einer Fläche von 12 μm x 11 μm gerastert, bei sonst unveränderten Parametern (s. Kap. 4, 4.3 Glasmatrix).

2.4 Gesteinsaufbereitung

24 für die geochemische Analytik ausgewählte Proben wurden von gegebenenfalls vorhandenen Verwitterungsrinden sowie Kluftmineralen und anderen Verunreinigungen befreit. Diese Notwendigkeit stellte sich im Labor insbesondere bei der Aufbereitung der Felsite heraus. In den teilweise sehr feinen Hohlräumen fanden sich beim Brechen biologische Verunreinigungen (z. B. Flechten), die bei der Probennahme im Gelände nicht zu sehen waren. Anschließend wurden die Proben im Backenbrecher zerkleinert. Von jeder zerkleinerten Probe wurde ein Viertel der Probenmenge in der Scheibenschwingmühle (Co-W-Legierung) in 20 bis 40 s pulverfein aufgemahlen.

Abweichungen: 6 ausgewählte Proben wurden im Handmörser zerkleinert und anschließend mit dem Achateinsatz in der Scheibenschwingmühle aufgemahlen. Dadurch wird die Kontamination der Probe mit W und Co (Scheibenschwingmühle) sowie Cr und Ni (Backenbrecher) im Spurenelement-

bereich vermieden. Diese Proben sind im Anhang in Tabelle C6 mit * gekennzeichnet.

2.5 Glühverlustbestimmung

Die Glühverlustbestimmung erfolgte durch Differenzwägung. Dazu wurde von der bei 105 °C für 4 h vorgetrockneten Probe ca. 1,6 g abgewogen, in einen gewichtskonstant vorgeglühten Korundtiegel gegeben und für 2 h bei 900 °C im Muffelofen geglüht.

2.6 Röntgenfluoreszenzanalyse

Die Röntgenfluoreszenzanalyse wurde an Borat - Glas - Schmelztabletten sowie an Pulverpresslingen der Proben (je 25 Proben) mit einem PHILIPS PW 2400 Röntgenfluoreszenzgerät durchgeführt. Die Messung für Haupt- und Spurenelemente erfolgte gegen internationale Standards. Zur Herstellung der Schmelztabletten wurden von der vorgeglühten Probe 400 mg abgewogen und mit 4.0 g SPECTROMELT A12 (66% $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, 34% LiBO_2) aufgeschlossen. Anschließend wurde die Probe in einem Platin-Schmelztiegel (95% Pt, 5% Au, \varnothing 22mm) mit einem LINN LIFUMAT-2.0-Ox Induktionsofen aufgeschmolzen. Die abgekühlten Glastabletten (\varnothing 31 mm) wurden im Exsikkator aufbewahrt.

Die Pulverpresslinge wurden aus dem vorgetrockneten Material hergestellt. Hierfür wurden 6 g des Pulvers mit 1 g HOECHST Wachs C bei 12 t in einer Aluminiumhülse zu einer Tablette (\varnothing 32 mm) verpresst. Die Tabletten wurden ebenfalls im Exsikkator aufbewahrt.

2.7 Dilatometrie

Die dilatometrischen Bestimmungen der Glasübergangstemperatur T_g wurden mit einem LINSEIS L71 Horizontaldilatometer (3 Proben, je Doppelbestimmung) durchgeführt. Die Proben wurden als Vierkantstäbchen der Dimension $20 \times 5 \times 5$ (Länge, Breite, Höhe in mm) präpariert. Die Einstellungen der Meßbedingungen waren:

Atmosphäre	Luft
Stempelmaterial	Quarz
Stempelkraft	40 N
Heizrate	10 K/min
Erfassungsrate	3600 1/min

Weitere dilatometrische Messungen (13 Proben) wurden am LEHRSTUHL GLAS des INSTITUTS FÜR WERKSTOFFKUNDE der Technischen Universität Clausthal mit einem Hochtemperaturdilatometer Typ 402 E

der Firma NETZSCH durchgeführt, mit folgenden Geräteeinstellungen:

Atmosphäre	Luft
Stempelmaterial	Korund
Heizrate	5 K/min

2.8 Entgasungsuntersuchung (EGA) mit Massenspektroskopie (MS) und Thermogravimetrie (TG)

Die Proben wurden nach dem Aufbrechen im Handmörser auf Korngrößen von 0.4 bis 0.6 mm ausgesiebt.

Die massenspektrometrische Analyse wurde mit einer nach dem DEGAS-Prinzip (SCHMIDT & HEIDE, 2000) aufgebauten Anlage an 17 Proben durchgeführt. Der Vorteil dieser Anordnung liegt in der sehr kurzen Verweilzeit der entweichenden Gase im Bereich zwischen Probe und Ionenquelle, sowie in der sehr geringen Konzentration der Gasspezies im Probenraum. Daraus resultiert ein hohes Ungleichgewicht, das eine Rekombination bzw. Reaktion in der Gasphase, d.h. vor der Ionisation weitgehend unterbindet. Der Aufbau ist in Abb. 2.8-1 dargestellt. Die Meßbedingungen der nach dem DEGAS-Prinzip (SCHMIDT & HEIDE 2000) arbeitenden Anlage waren:

Vakuum	10^{-6} Pa
Probenmenge	20 mg
Heizrate	10 K/min
max. Temperatur	1450 °C
Massenspektrometer	Quadrupol, Balzers QMG 420

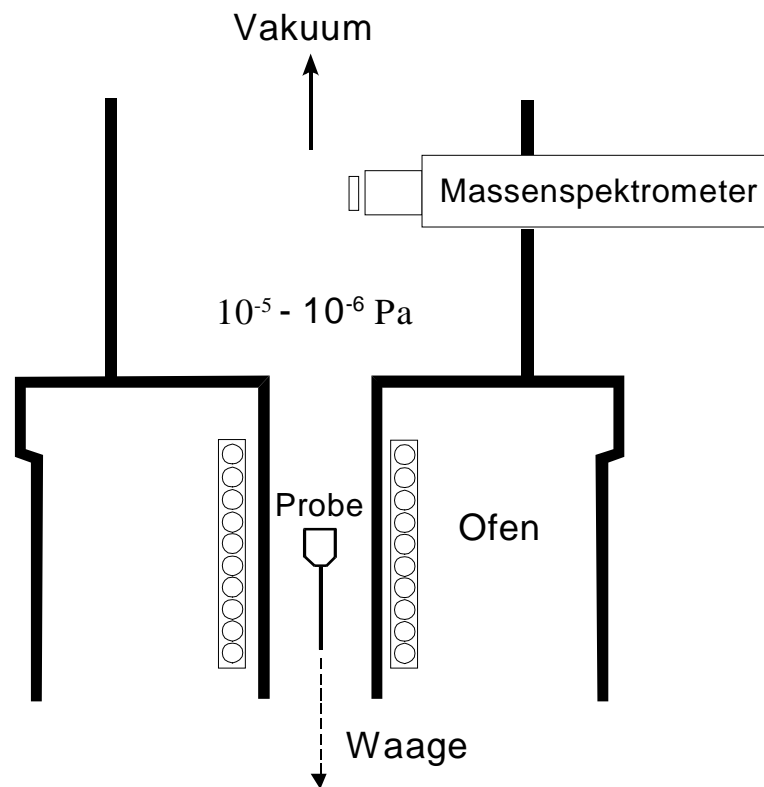


Abb. 2.8-1: vereinfachte Darstellung der Analysenanordnung des DEGAS-Prinzips nach SCHMIDT & HEIDE (2000); hier ist eine simultane Thermoanalyse (Netzsch STA 429) mit einem Quadrupol Massenspektrometer (Balzers QMG 420) und einer Waage gekoppelt

3 Petrographie

Die in diesem Kapitel eingefügten mikroskopischen Aufnahmen stellen eine Auswahl charakteristischer Situationen dar. Aufgrund der großen Vielfalt von Einzelsituationen sind weitere Aufnahmen im Anhang A als Bildtafeln enthalten.

3.1 Obsidian Typ A

Typ A repräsentiert im Allgemeinen einen nahezu vollkommen schwarzen Obsidian, der kaum bräunliche Schlieren aufweist. Dieser Typ tritt im Gelände überwiegend im nördlichen und östlichen Teil auf. Der obere Teil von Büyük Sulata (vgl. Abb. 3.3-1) und Küçük Sulata sowie die größten Teile des Höhenzuges von Kara Tepe bis zur Grenze des Komplexes im Norden werden durch Typ A aufgebaut.

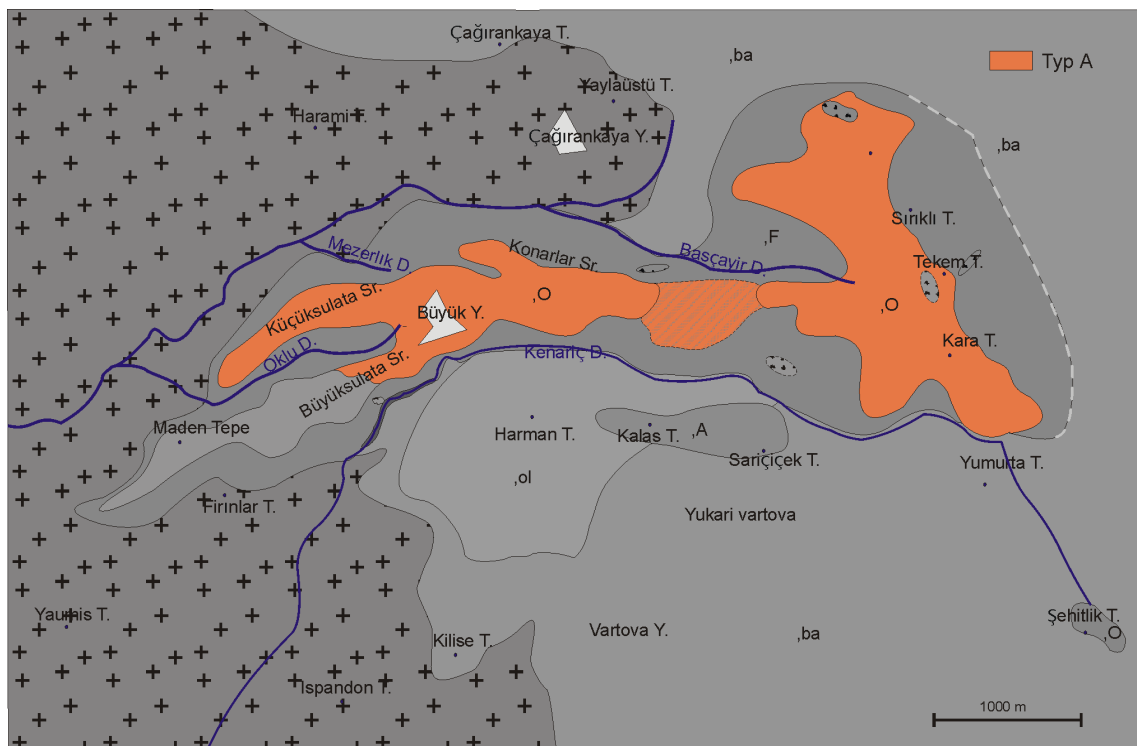


Abb. 3.1-1: Darstellung der Verteilung von Obsidianen des Typs A im Obsidiankomplex.

Das Gestein hat auf den muscheligen Bruchflächen einen intensiven Glasglanz. Beim Anschlagen fällt bereits die sehr unterschiedliche Schlagzähigkeit auf. Einige Proben zersplittern sehr leicht, während andere sehr schlagresistent sind. Eine Zuordnung der Schlagzähigkeit zu den Typen A1 und A2 ist jedoch nicht möglich. Wie unter 1.3 erwähnt, lassen sich die Typen A1 und A2 bereits an den Bruchkanten unterscheiden. Sehr deutlich ist dies an den Reststücken der Dünschliffherstellung (ca. 3mm dick) zu beobachten. Typ A1 läßt in diesen Reststücken schon die interne Struktur erkennen. Die Plättchen sind durchsichtig. Typ A2 ist hier nahezu opak. Diese Opazität bleibt bereichsweise bis

zu den 1 mm dünnen Dickschliffen erhalten.

Mit dem Auge lassen sich in dem kaum angewitterten Gestein vereinzelt Einsprenglinge einer farblosen, bis zu 2 mm großen, hypidiomorphen Phase beobachten, die auf den Bruchflächen die Schlagrichtung deutlich anzeigen. Mit der Lupe sind selten kleine, idiomorphe Magnetit-Oktaeder und Biotit-Schüppchen zu beobachten. Am Osthang von Sırıklı Tepe wurde im Typ A2 ein ca. 7 cm großer Xenolith des Typs F2, in der Erosionsrinne oberhalb Büyük Yayla ein ca 5 cm großer Granit-Xenolith beobachtet.

Mikroskopische Beschreibung

3.1.1 Typ A1

Unter dem Mikroskop erweist sich die glasige Matrix als vollkommen farblos. Die Kristallinität ist sehr gering, der Kristallgehalt liegt in der Regel unter 2 Vol%. Strukturell sind selten parallele Schlieren zu sehen, die durch feinkristalline Magnetite nachgezeichnet werden. Diese Schlieren zeigen z. T. überkippte isoklinale Strukturen. Phänokristalle von Plagioklas und Biotit sind rotiert und lassen unterschiedlich gut ausgeprägte asymmetrische δ -Strukturen (Abb. 3.1-1) erkennen. Ungeregelt in der Matrix verteilt treten idiomorphe, ca. 0,2 mm große Oktaeder von Magnetit auf.

Plagioklas läßt sich in zwei Typen beobachten. Zum Einen treten mittelkristalline, hypidio- bis xenomorphe Einsprenglinge auf, mit Korngrößen von ca. 2 mm. Diese Plagioklase sind weitgehend polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwillingt, es lassen sich jedoch auch komplexer verzwillingte Individuen beobachten. Häufig zeigt sich in den Plagioklasen eine Zonierung über die Zwillingindividuen hinweg. Die frischen Körner zeigen meist gerundete Korngrenzen, selten sind scharfe Ecken zu beobachten. Als Einschluß sind selten Magnetite vorhanden. In wenigen Fällen treten die Plagioklase in Paragenese mit mittelkristallinen hypidiomorphen Biotiten auf. Hierbei handelt es sich um Relikte von Xenolithen (Anhang A10 und A12).

In der Glasmatrix ist ein weiteres Auftreten von Plagioklas zu beobachten. Dort sind feinkristalline Plagioklase idiomorph tafelig ausgebildet. Die ebenfalls frischen Körner mit Kristallgrößen von ca. 0,3 mm sind weitgehend in die Schlierentextur eingeregelt. Häufig sind Verzwillingungen nach dem Karlsbader-Gesetz zu beobachten. Diese Plagioklase zeigen nie Einschlüsse und sind nicht zoniert.

Biotit tritt in zwei unterscheidbaren Kristallgrößen auf. Mittelkristalline Biotite mit deutlichem Pleochroismus von n_α (hell gelblich-braun) $< n_\beta \approx n_\gamma$ (dunkelbraun) stellen den größten Anteil der Biotite.

Die hypidiomorphen Körner zeigen meist runde Korngrenzen an den (hk0) Flächen. Auf den (001) Flächen sind häufig fadenartige Büschel opaker Phasen zu beobachten, in einigen Fällen tritt Feldspat hinzu (Anhang A19). Bei rotierten Biotiten werden diese Büschel zu asymmetrischen δ -Strukturen ausgezogen (Abb. 3.1-2). Selten sind Einschlüsse von Apatit und Glas in diesen Biotiten zu beobachten (s. Anhang A27).

Der zweite Typ Biotit sind feinkristallin, meist idiomorph sechseitig begrenzt, und nicht selten mit ebenfalls feinkristalliner opaker Phase assoziiert. Die opaken Körner treten an den Korngrenzen der Biotite auf. Einschlüsse sind nicht zu beobachten.

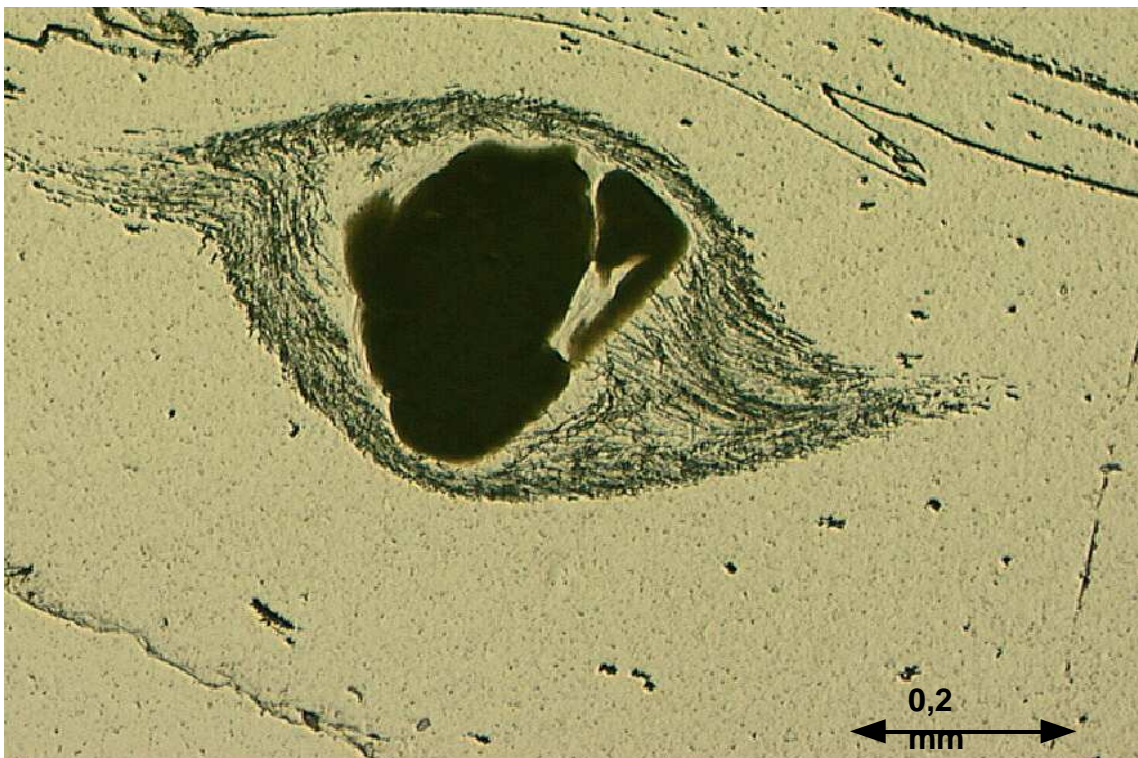


Abb. 3.1.-2: Dünnschliffaufnahme eines rotierten Biotits mit asymmetrischen δ - Strukturen durch Magnetit nachgezeichnet; Probe Tü-96-13a (Typ A1).

Als Oxidphase ist in erster Linie Magnetit vertreten. Magnetit läßt sich ebenfalls in zwei Gruppen einordnen, auch hier ist die Kristallgröße das wesentliche Unterscheidungsmerkmal. Idiomorph ausgebildete, meist oktaedrische Kristalle mit Kristallgrößen von ca. 0,2 mm treten als selbständige Körner in der Glasmatrix auf. Die Magnetite sind nicht entmischt und zeigen keine randliche Umwandlung. Die zweite Gruppe Magnetit bildet sehr feinkristalline Kristalle an den Rändern der größeren Biotite und tritt regellos in der Glasmatrix verteilt auf. Auch diese Magnetite weisen idiomorphe Kornformen auf.

Ein besonderes Auftreten von mikrokristallinem Magnetit ist in den Typen A1 und A2 beobachtet worden. Die idiomorphen Kristalle treten als wirrstrahlige, fadenartige Aneinanderreihung mehrerer Körner auf, häufig mit einem größeren Magnetit-Kristall im Zentrum (Anhang A22, A23). Dieses

Auftreten wurde bereits von ZIRKEL (1873) in Obsidianen des Ararats als „Trichite“ beschrieben. In neuerer Literatur finden GUTZOW & HEIDE (1996) diese Strukturen in Obsidianen des Sevan Sees, Armenien.

In unterschiedlicher Häufigkeit sind idiomorphe, prismatische Pyroxen - Kristalle zu finden (Anhang A7-A9). Teilweise sind die Pyroxene mit opaker Phase, vermutlich Magnetit, assoziiert. Die opaken Kristalle können sowohl als Einschluß als auch an den Rändern der Prismen auftreten, sie erinnern mit diesem Auftreten stark an die bei GEVORKIAN ET AL. (1996) beschriebenen Pyroxenkristalle in Obsidianen des Sevan Sees (Armenien).

Die Kristalle können neben der Assoziation mit opaker Phase auch selbständig auftreten, die prismatischen Kristalle weisen meist ca. 40 µm in der Längserstreckung, ca. 12 µm in der Breite. Pyroxene, die mit opaken Körnern assoziiert sind, zeigen in der Regel etwas kleinere Korngrößen. Selbständige Kristalle sprossen völlig ungerichtet, assoziierte treten ungerichtet an den Lagen opaker Körner auf. Die idiomorphen Kristalle zeigen Prismen mit gleichmäßig sechseitigem Querschnitt, an wenigen Kristallen ist ein schwach ausgebildetes zweiflächiges Kopfbild zu erkennen.

Akzessorisch ist Apatit vertreten. Apatit tritt feinkristallin, hypidiomorph, meist farblos auf. Apatite, die in Kontakt mit Magnetit stehen, können eine Braunfärbung aufweisen.

Zirkon tritt in der Glasmatrix ebenfalls akzessorisch auf. Unter dem Elektronenmikroskop sind idiomorphe, zonierte Kristalle bis 100 µm zu finden, weiterhin tritt Zirkon mit Kristallgrößen < ca. 20 µm auf (s. Anhang A16-A18).

Als weitere Akzessorien sind selten Chalkopyrit und Pyrit zu beobachten.

3.1.2 Typ A2

Mikroskopisch äußert sich die schlechte Durchsichtigkeit in einer relativ hohen Kristallinität von bis zu 10 Vol% (Anhang A26). Eine Lagigkeit wird in erster Linie durch Schichten unterschiedlicher Häufigkeit von feinkristallinen opaken Körnern nachgezeichnet. Wie in Typ A1 sind auch hier Phänokristalle von Plagioklas und Biotit vertreten. Hinzu kommen deutlich mehr Kristalle idiomorpher, feinkristalliner Plagioklase und ebenso idiomorpher Biotite. Diese feinkristallinen Kristalle scheinen nicht der Gefügeregelung der Schlieren zu unterliegen, sie sind nicht selten regellos gesproßt.

Plagioklas tritt wie in Typ A1 in zwei Varianten auf. Die Plagioklas-Phänokristalle sind auch hier weitgehend polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwillingt, es treten ebenso komplexer verzwillingte Individuen auf. Auch zeigt sich in den Plagioklasen die Zonierung über die Zwillingssindividen hinweg. Die frischen Körner zeigen meist gerundete Korngrenzen, selten sind scharfe Ecken zu beobachten. Als Einschlüß sind selten Magnetite vorhanden.

Die feinkristallinen Plagioklase der Glasmatrix sind idiomorph tafelig ausgebildet. Die ebenfalls frischen Körner mit Korngrößen von ca. 0,3 mm sind selten in die lagige Schlierentextur eingeregelt. Häufig sind Verzwillingungen nach dem Karlsbader-Gesetz wie in Typ A1 zu beobachten. Diese Plagioklase zeigen keine Einschlüsse und sind nicht zoniert (Abb. 3.1-3).

Alkalifeldspat tritt wie die feinkristallinen Plagioklase als Einsprengling in der Glasmatrix auf. Von den Plagioklasen ist er in der Regel nur mittels Mikrosonde bzw. Elektronenmikroskop zu unterscheiden. Wie der feinkristalline Plagioklas, so zeigen auch die Alkalifeldspäte idiomorphe Kornformen um ca. 0,3 mm, auch diese nicht selten nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt.

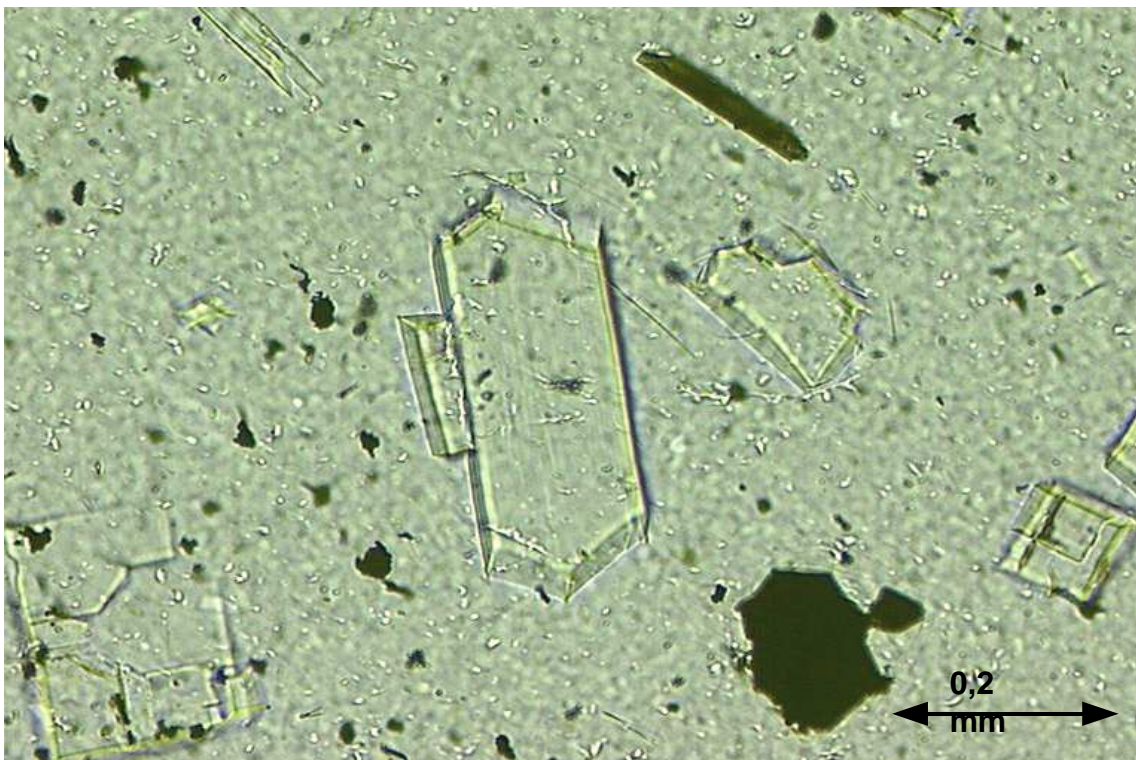


Abb. 3.1.-3: Idiomorpher feinkristalliner Plagioklas des Obsidiantyps A2 in Probe Tü-98-6/1, zwei Biotit-Kristalle in der rechten Bildhälfte und feinkristalline Magnetite.

Biotit läßt sich in diesem Typ deutlicher in zwei Generationen einteilen. Die mittelkristallinen Biotite mit hypidomorphen, analog zu Typ A1 teilweise gerundeten Korngrenzen, stellen den älteren Biotit I dar. Dieser Biotit I zeigt einen Pleochroismus von n_α (hell grünlich-braun) $<$ $n_\beta \approx n_\gamma$ (dunkelbraun). Auch diese Kristalle weisen wie in Typ A1 häufig die Büschel opaker Phasen an den Korngrenzen

auf. Selten ist gescherter und gebogener Biotit I zu beobachten.

Die jüngeren Biotit-II-Kristalle treten ausnahmslos mit idiomorphen, sechseckig begrenzten Kornformen auf. Wie in Typ A1 ist Biotit II häufig mit ebenfalls feinkristalliner opaker Phase assoziiert, die auch hier an den Korngrenzen der Biotite auftritt.

Magnetit bildet im Wesentlichen die opake Phase. Feinkristallin (ca. 0,2 mm), idiomorph nach dem Oktaeder, tritt er in der Matrix verteilt auf. Größere Körner lassen dabei eine Rotation erkennen, nachgezeichnet durch schwach asymmetrische Schlieren, die diese Körner umfließen. Die Magnetite zeigen meist Entmischung des Trellis-Typs, mit dünnen Ilmenitlamellen. Selten sind Einschlüsse von Glas zu beobachten. Lagig angereichert tritt Magnetit sehr feinkristallin in der Matrix verteilt auf.

Die unter Typ A1 beschriebenen wirrstrahligen, fadenartigen Magnetit-Kristalle („Trichite“) treten auch in Typ A2 auf. Häufig sind auch über die gesamte Dünnschlifflänge (ca. 36 mm) fadenartige Aggregate mikrokristalliner Magnetit-Kristalle zu beobachten (Anhang A24)

3.2 Obsidian Typ B

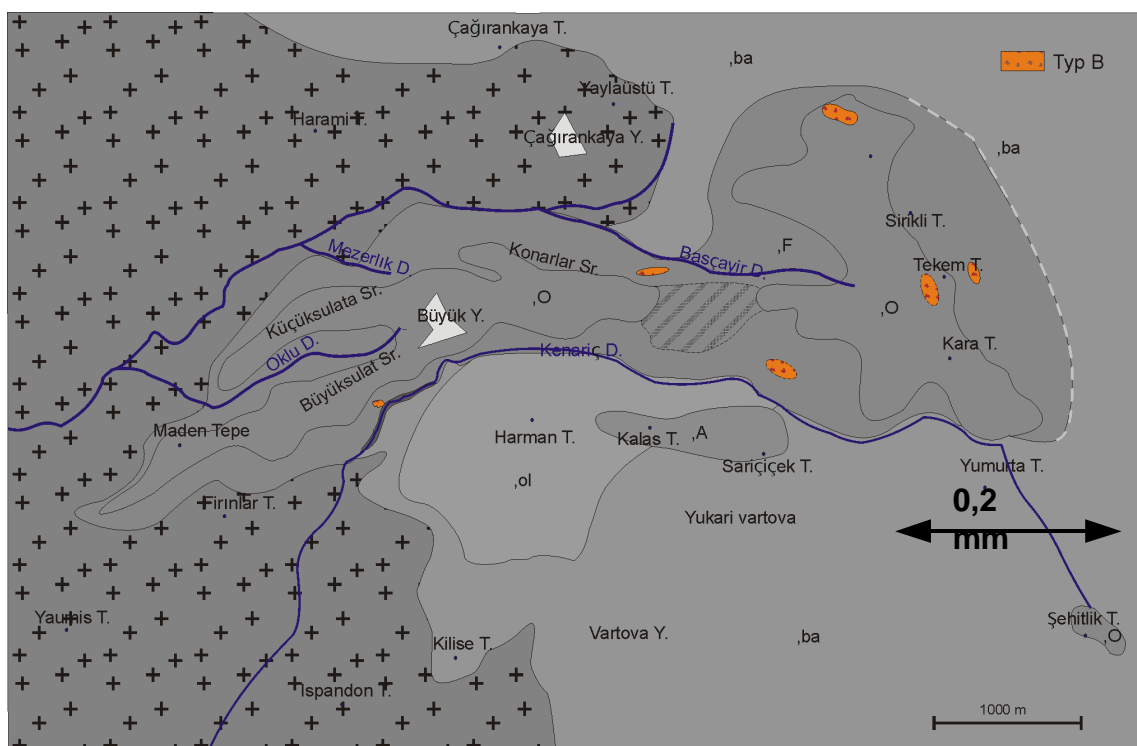


Abb. 3.2-1: Darstellung der Verteilung von Obsidianen des Typs B im Obsidiankomplex.

Typ B zeigt eine brekziöse Textur und ist bisher von wenigen Lokalitäten im Arbeitsgebiet bekannt (s. Kap.1.4). Ein begrenztes Vorkommen des Typs B1 ist z. B. an der Straße nach Çagırankaya,

oberhalb des Başçair Dere aufgeschlossen. Der linsenförmige Ausbiss hat eine Längserstreckung von ca. 25 m und eine Höhe von ca. 10 m.

Hier zeigt der Obsidian eine dunkel rotbraune Matrix mit überwiegend schwarzen Klasten, selten auch bräunlich, die gegen die Matrix scharfe Grenzen aufweisen. Die Klastengröße schwankt von >1 mm bis 20 mm, die Klasten weisen leicht abgerundete Kanten auf. Weiße, bis zu 1,5 mm große Kristalle sind sowohl in der Matrix als auch in den Klasten zu beobachten. Der Obsidian ist nahezu unverwittert, hat jedoch auf den selten muscheligen ausgebildeten Bruchflächen einen matten bis samtartigen Glanz. Als einziger Obsidiantyp zeigt Typ B1 eine unterschiedlich gut ausgebildete säulige Absonderung.

Typ B2 ist ebenfalls lokal begrenzt am Osthang von Sırıklı Tepe, ca. 50 m unterhalb des Höhenzuges aufgeschlossen. Das dort ebenfalls linsenförmig anstehende Vorkommen hat eine Länge von etwa 15 m und eine Höhe von etwa 7 m.

Die Matrix dieses Typs ist kräftig rot bis rotbraun gefärbt, die Klasten sind überwiegend rot-schwarz gebändert. Sie sind nicht sehr scharf gegen die Matrix begrenzt und zeigen meist runde, elliptische Formen. Die Größe der Klasten ist mit 0,5 cm bis 5 cm deutlich größer wie in Typ B1. Auf den meist muscheligen Bruchflächen zeigt dieser brekziöse Typ einen ebenso intensiven Glasglanz wie Typ A.

Mikroskopische Beschreibung

3.2.1 Typ B1

Im Dünnschliff zeigt sich, daß die Matrix nur einen geringen Anteil des Volumens ausmacht. Die in den Zwickeln der Klasten auftretende Matrix ist stark getrübt und zeigt unter gekreuzten Polarisatoren deutliche Anisotropie. Zusätzlich tritt eine sehr feinkristalline opake Phase auf. Die Korngröße der Klasten variiert sehr stark von 0,5 mm bis 20 mm. Die Klasten sind scharf gegen die Matrix begrenzt und zeigen gegeneinander deutliche Missorientierung ihrer internen Gefügeregelung. Als Klasten sind überwiegend Typ A1 und A2 zu beobachten, seltener auch Typ C. In allen Klasten wird das ursprüngliche Gefüge entregelt, besonders in Klasten des Typs C (s. Anhang).

Plagioklas ist als Phänokristall (in Klasten) häufig polysynthetisch verzwilligt nach dem Albit-Gesetz, einige Individuen zeigen zusätzlich eine Karlsbader-Verzwilligung. Wie in den anderen Obsidian-Typen ist auch hier eine Zonierung zu beobachten. Kristalle, die in der Matrix auftreten, weisen eine kataklastische Beanspruchung auf, erkennbar an gezackten Korngrenzen. Individuen in

den Klasten zeigen gerundete Korngrenzen. Sowohl in der Matrix als auch in den Klasten löschen die Körner undulös aus.

Feinkristalline idiomorphe Plagioklase (ca. 150 μm Korngröße) deuten in den Klasten durch Einregelung die ehemalige Gefügeregelung an. Die Kristalle zeigen häufig Karlsbader-Verzwilligung. Als offenbar spätere Generation treten ca. 80 μm große, idiomorph-leistenförmige Feldspatkristalle auf, die keine Einregelung erkennen lassen.

Biotit tritt in zwei Ausbildungen auf. Ältere hypidiomorphe Biotite der Klasten zeigen blasse Farben im Pleochroismus von n_α (hellbraun) $<$ $n_\beta \approx n_\gamma$ (dunkel oliv-braun). Häufig ist an den Rändern der Kristalle eine Anreicherung opaker Kristalle zu erkennen.

Neugesproßte idiomorphe Biotite treten in den Klasten und der Matrix auf. Ihr Pleochroismus von n_α (hell rötlich-braun) $<$ $n_\beta \approx n_\gamma$ (dunkelbraun) zeigt deutlich frischere Farben, Assoziation mit opaker Phase an den Korngrenzen ist hier ebenfalls zu beobachten (Abb. 3.2-2).



Abb. 3.2-2: Idiomorpher, sehr feinkristalliner neugesproßter Biotit der Matrix mit randlich angereicherten opaken Körnern; Probe Tü-98-11/1 (Typ B1).

Als Oxid sind sowohl homogene, idiomorphe Magnetite, als auch Entmischungen von Ilmenit und Magnetit in hypidiomorphen Kristallen zu finden. Diese Verwachsungen zeigen häufig ähnliche Anteile beider Phasen, ähnlich den von Haggerty (1976) als körniger Typ bezeichneten Strukturen. Daneben sind ebenso orientierte Entmischungen des Trellis-Typs mit dünnen Ilmenit-Lamellen zu beobachten.

Quarz konnte äußerst selten in Form idiomorpher Kristalle in der Matrix beobachtet werden (Abb. 3.2-3).



Abb 3.2-3: Ausschnitt mit idiomorphem Quarzkorn in einem Klast des Typs A2 der Probe Tü-98-11/1.

3.2.2 Typ B2

Mikroskopisch ist die Matrix rötlich-grau getrübt und zeigt Anisotropie unter gekreuzten Polarisatoren. Bereiche mit farbloser, ungetrübter Glasmatrix bilden ungleichmäßig geformte, darin eingelagerte Strukturen. Diese Strukturen sind meist scharf gegen die Matrix begrenzt, nachgezeichnet durch einen mikrokristallinen roten Saum (Abb. 3.2-4). Die weitgehend parallelen Gefügeregelungen von Matrix und Fremdbestandteilen zeigen z. T. deutliche Missorientierung. Bereiche farblosen Glases und die Matrix greifen tropfenförmig ineinander. Die Trübung der rötlich grauen Matrix wird durch feinst verteilte opake Kristalle mit Korngrößen von ca. 2 μm verursacht. Phänokristalle von hypidiomorphem Plagioklas sowie idiomorphe feinkristalline Plagioklase werden von rötlichen Schlieren umschmiegt und weisen häufig einen roten Saum auf. Biotite und Magnetite in der Matrix zeigen diesen Saum nicht.

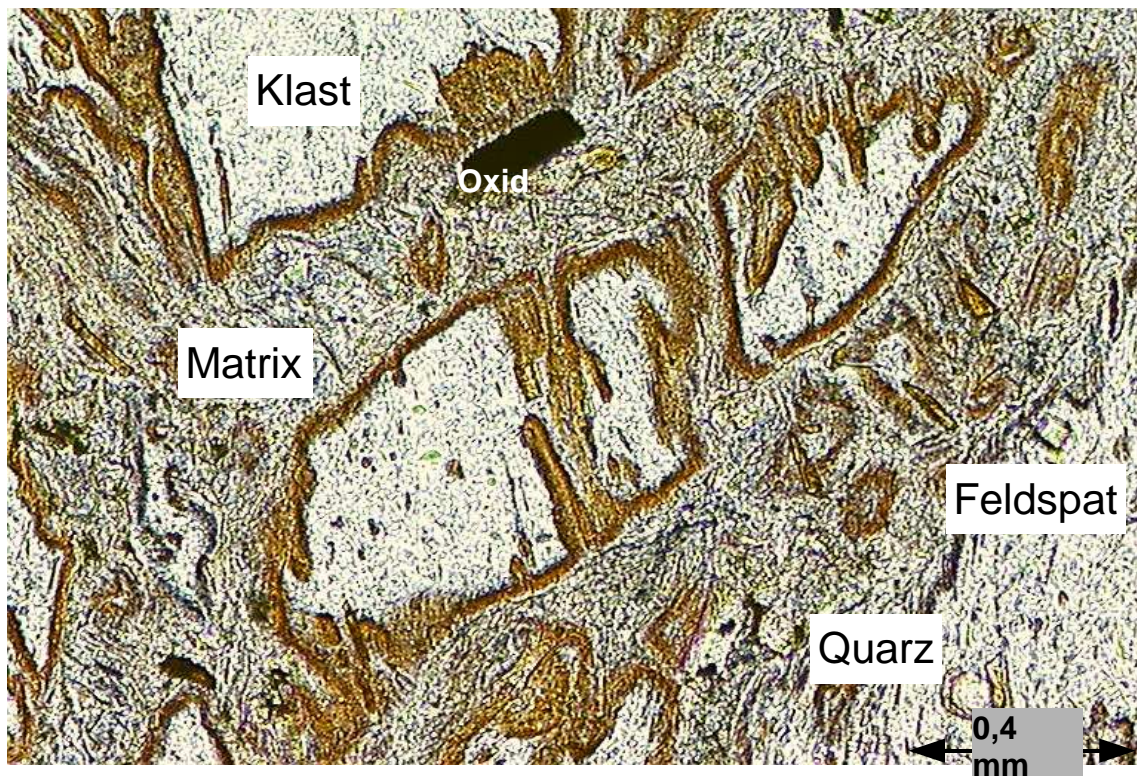


Abb. 3.2-4: Bereich farblosen Glases mit (bräunlich-) rotem Saum in Obsidian-Typ B2; Probe Tü-98-11/5 (Typ B2).

Die auch in diesem Typ auftretenden Plagioklas – Phänokristalle zeigen zu Typ B1 vergleichbare Kornstrukturen in Bezug auf Verzwillingung und Korngröße. Im Typ B2 sind die Plagioklase seltener zu finden, sie zeigen keine kataklastische Beanspruchung. Die Rücklösungserscheinungen sind hier etwas ausgeprägter.

Die Generation feinkristalliner, idiomorpher Plagioklase ist überwiegend eingeregelt, zum Teil rotiert und wird von rötlichen Schlieren umschmiegelt. In einigen Bereichen scheinen diese Kristalle unregelmäßig gesproßt zu sein.

Biotit tritt ebenso in zwei Ausbildungen auf wie in Typ B1, und läßt sich anhand derselben Kriterien, Eigenfarbe und Assoziation mit opaker Phase, unterscheiden. Insgesamt sind jedoch weniger Biotit - Kristalle zu finden.

Opake Phasen sind durch sehr feinkristalline, idiomorphe, homogene Magnetite sowie nicht orientiert entmischte Verwachsungen des körnigen Typs vertreten. Ebenso treten Verwachsungen des Trellis-Typs von Ilmenit und Magnetit auf (Abb. 3.2-5). Fein in der Matrix verteilt sind ca. 4 µm große Kristalle von Hämatit zu beobachten. (s. Anhang)

Kleinkristalliner idiomorpher Quarz (80 µm) tritt in der Matrix auf und wird von rötlichen Schlieren umschmiegelt (s. Anhang A33).

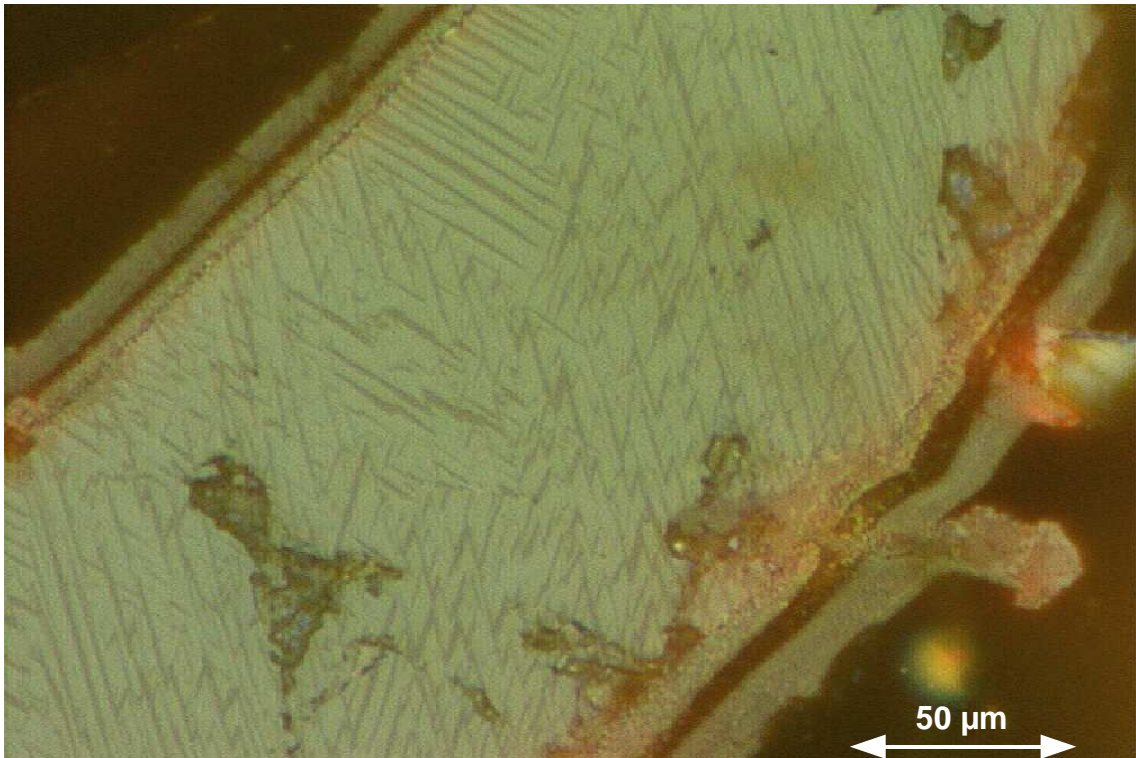


Abb. 3.2-5: Orientierte Entmischung (Trellis-Typ) feiner Ilmenit-Lamellen in Magnetit; Probe Tü-96-K3 (Typ B2), Auflicht, Ölimmersion, ein Polarisator.

3.3 Obsidian Typ C

Der Obsidian Typ C tritt im Arbeitsgebiet überwiegend im südlichen Teil auf. Maden Tepe wird fast ausschließlich durch Typ C gebildet. Als Lesesteine ist dieser Typ auch zwischen Kara Tepe und Tekem Tepe zu finden. Im Kenariç Dere Tal ist Typ C im Bachbett als unterste Lage des Komplexes anstehend kartierbar.

Das überwiegend rote Gestein führt in unterschiedlicher Menge schwarze Schlieren bis 3 cm Mächtigkeit. Diese Schlieren können auch ganz fehlen. Die roten Bereiche lassen makroskopisch bereits eine parallele Orientierung heller- und dunkel-roter Schlieren und Lagen erkennen. Auf den muscheligen Bruchflächen zeigt der meist schlagzähe Obsidian Typ C einen starken Glasglanz.

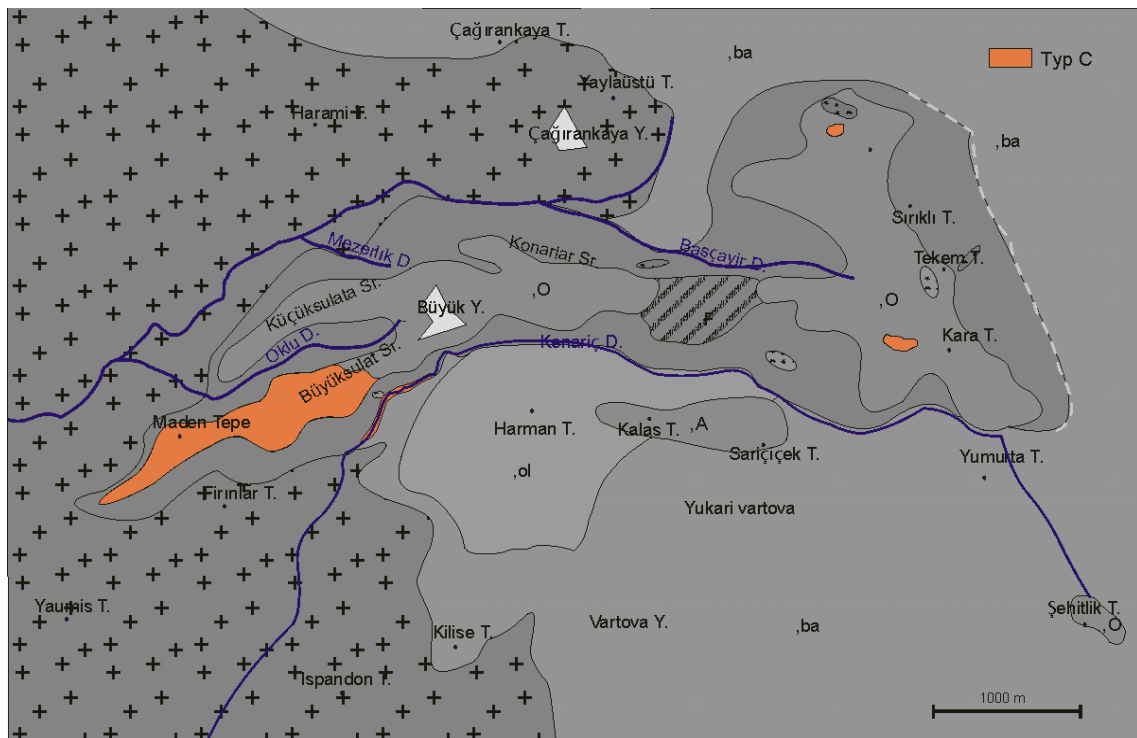


Abb. 3.3-1: Darstellung der Verteilung von Obsidianen des Typs C im Obsidiankomplex.

Makroskopisch lassen sich bis zu 2 mm große, rundliche, farblose Kristalle erkennen, von denen häufig Sprengrisse ausgehen. Mit der Lupe sind ca. 0,2 mm große, idiomorphe Körner von Magnetit zu sehen. Bereits an den ausdünnenden Bruchkanten erweisen sich die schwarzen Schlieren ab etwa 4 mm als durchscheinend.

Mikroskopische Beschreibung

Unter dem Mikroskop erweisen sich die roten Bereiche als feine Lamination rötlicher Flitter (Abb. 3.3-2) und farbloser Schlieren. Die Schlieren zeigen meist eine sehr feine Fältelung. Die makroskopisch schwarzen Schlieren weisen mikroskopisch eine farblose Glasmatrix auf, die an Typ A1 erinnert. Die Grenze zwischen roten und schwarzen Schlieren ist scharf, häufig durch Anreicherung feinsten Magnetite nachgezeichnet (Anhang A14).

Phänokristalle von Plagioklas werden von roten Schlieren umschmiegt, in den Druckschattenbereichen ist die glasige Matrix farblos. An ebenfalls umschmiegtten Kristallen von Biotit und Magnetit ist dies nicht zu beobachten.

Plagioklas tritt als Phänokristall überwiegend in den rötlichen Bereichen auf. Die hypidiomorphen bis xenomorphen Kristalle zeigen häufig komplexe Albit–Karlsbader–Verzwilligung, ihre Korngrenzen sind gut gerundet. Die Plagioklase sind zoniert (Abb. 3.3-3).

Biotit tritt ebenfalls überwiegend in den rötlichen Bereichen auf. Die hypidiomorphen Körner zeigen meist gerundete Korngrenzen an den (hk0)–Flächen. Ihr Pleochroismus geht von n_α (hellbraun) $<$ $n_\beta \approx n_\gamma$ (dunkelbraun).

Kleinere Biotite mit idiomorphen Kornformen sind nur in den rötlichen Bereichen zu finden. Ihr Pleochroismus unterscheidet sich mit n_α (hell rötlichbraun) $<$ $n_\beta \approx n_\gamma$ (dunkelbraun) leicht von den größeren Biotiten.

In Bereichen farbloser Glasmatrix sind regellos verteilte idiomorphe, prismatische Pyroxen-Kristalle wie in Typ A1 zu finden. Auch hier sind die Pyroxene mit opaker Phase, vermutlich Magnetit, assoziiert. Die opaken Kristalle können sowohl als Einschluß als auch an den Rändern der Prismen beobachtet werden.

Die Kristalle treten neben der Assoziation mit opaker Phase auch selbständig auf, sie weisen wie in Typ A1 meist ca. 40 μm in der Längserstreckung, ca. 12 μm Breite auf. Pyroxene die mit opaken Körnern assoziiert sind, zeigen in der Regel etwas kleinere Kristallgrößen. Die idiomorphen Kristalle haben prismatischen Habitus mit gleichmäßig sechsseitigem Querschnitt, sowie an wenigen Kristallen das schwach ausgebildete Kopfbild (s. Typ A1).

An Oxidphasen sind in den farblosen Schlieren die bereits unter Typ A1 beschriebenen Körner zu beobachten. In den roten Bereichen zeigen hypidiomorphe, prismatische Kristalle häufig Magnetit – Ilmenit Verwachsungen des körnigen Typs, seltener sind auch Lamellen (Trellis-Typ) von Ilmenit in Magnetit zu erkennen (Anhang A1-A3). Kleine idiomorphe Kristalle von Magnetit weisen keine Entmischung auf.

In Probe Tü-96/C4 tritt idiomorpher Zirkon auf. Die ca. 50 μm großen Körner sind sowohl in den rötlichen als auch den schwarzen Schlieren zu finden (s. Anhang A18).

Akzessorisch ist Apatit vertreten. Apatit tritt feinkristallin, hypidiomorph, meist farblos auf. Selten sind Pyrit und Chalkopyrit zu beobachten.

Weiterhin finden sich in diesem Obsidian auch Xenolith-Fragmente. Die Einschlüsse konnten nur in den braunen Partien beobachtet werden. Sie sind gerundet, mit Durchmessern bis ca. 3 mm. Der Phasenbestand läßt sich nicht mehr erkennen.

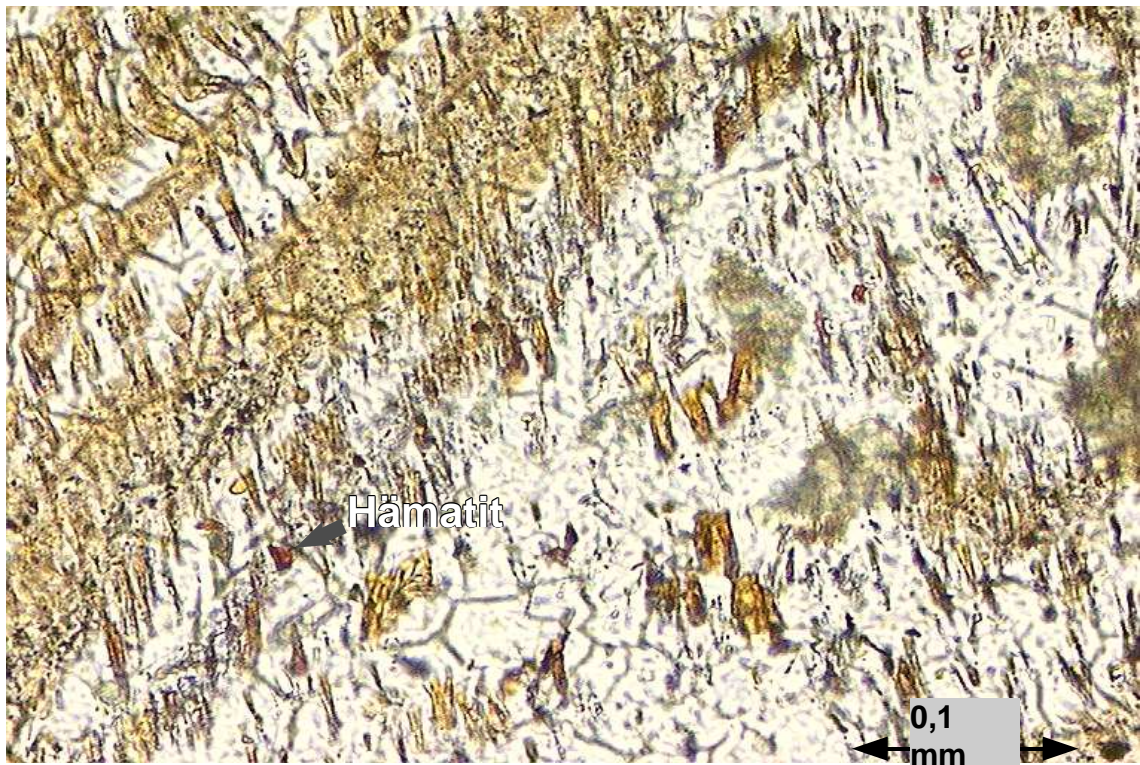


Abb. 3.3-2: Bräunlich rote Flitter in farbloser Glasmatrix als Ursache für die Färbung; Probe Tü-96-C4 (Typ C).

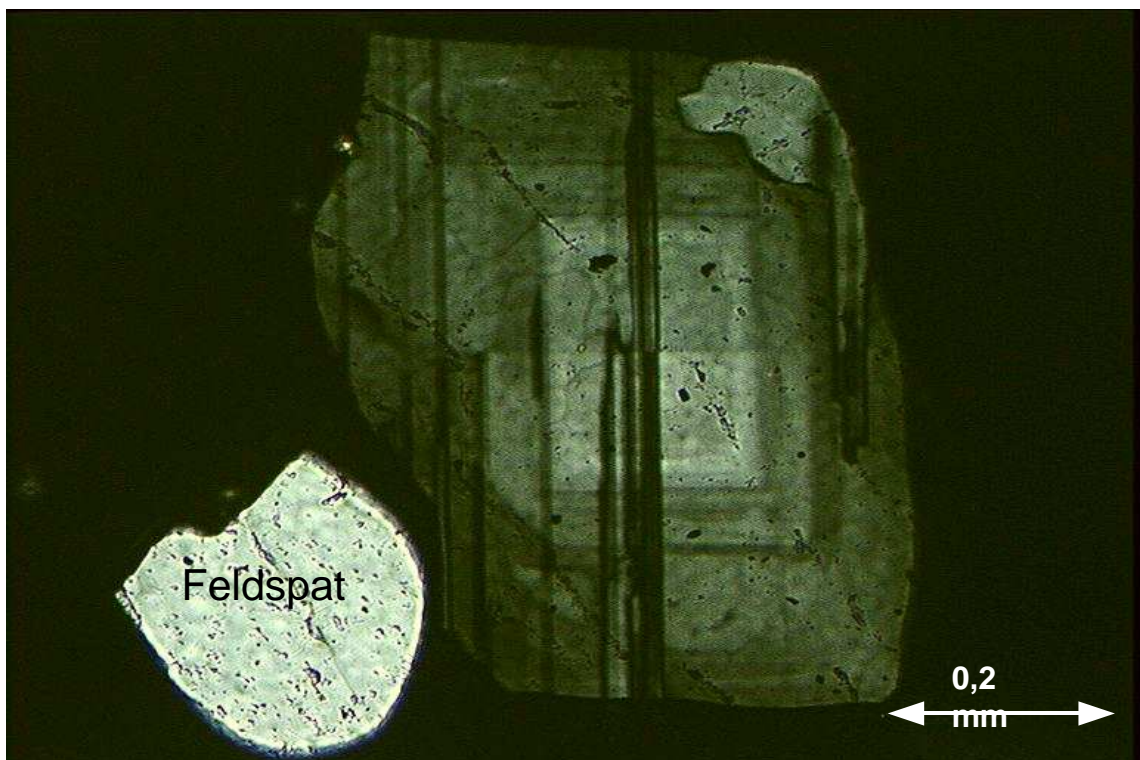


Abb. 3.3-3: Zonierter hypidiomorpher Plagioklas und unverzwillingter Feldspat in Probe Tü-96-C4, gekreuzte Polarisatoren.

3.4 Felsite

Die Felsite treten als *Typ F1* als Umrahmung des Obsidian-Komplexes im gesamten Arbeitsgebiet auf. Eine sehr mächtige Einschaltung dieses Typs in den Komplex ist etwas oberhalb Büyük Yayla durch eine tiefe Erosionsrinne aufgeschlossen. Weiterhin steht der Typ F1 am Nordhang des Kenaric Dere Tals aufgeschlossen, sowie auf der Gegenseite des Komplexes, am Nordhang des Başçair Dere Tals an. Zu höheren Lagen hin ist *Typ F2* zu finden, der oberhalb Konarlar Sirt ein ebenfalls sehr mächtiges Auftreten zeigt. Die Kuppe von Sırıklı Tepe wird ausschließlich durch diesen Typ gebildet.

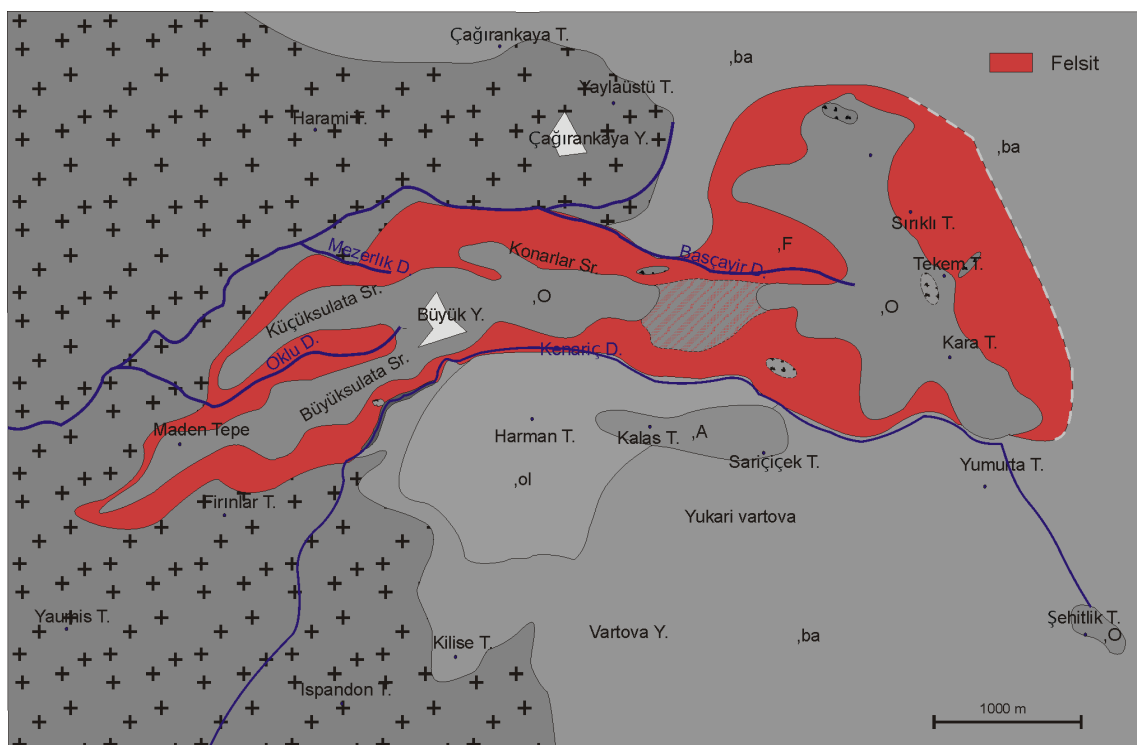


Abb. 3.4-1: Darstellung der Verteilung der Felsite im Obsidiankomplex.

Das am frischen Bruch hell- bis dunkelgraue Gestein ist straff parallel texturiert. Die Textur wird durch hellere und dunklere Lagen unterschiedlicher Mächtigkeit gebildet. Die Mächtigkeit der Lagen variiert dabei in Typ F1 von ca. 1 mm bis 5 mm, in Typ F2 von > 1mm bis 2 mm. In beiden Typen sind die Lagen teilweise intensiv verfaultet, bis in den mm-Bereich.

Einsprenglinge sind in beiden Typen selten zu beobachten, mit der Lupe lassen sich farblose bis zu 1 mm große Kristalle, sowie dunkle ca. 0,5 mm große Kristalle erkennen.

Sowohl Typ F1 als auch Typ F2 weisen blasige Hohlräume auf. In Typ F1 erreichen die Blasen Hohlräume bis zu ca. 10 cm Durchmesser, bei elongierten Hohlräumen kann die Längsachse bis ca. 15 cm erreichen. Auch Typ F2 weist Blasen Hohlräume auf, doch sind diese mit > 0,5 mm bis etwa 3 mm deutlich kleiner. Die Blasen Hohlräume können ebenfalls gelängt sein.

Mikroskopische Beschreibung

3.4.1 Typ F1

Mikroskopisch zeigt sich eine weitgehend hyaline Matrix, in den dunklen Lagen ist der Anteil an Glasmatrix höher. Die bereits makroskopisch erkennbar eng gefalteten Schlieren weisen unter dem Mikroskop eine noch feinere Fältelung mit Schenkellängen von ca. 100 μm auf. Phänokristalle von Plagioklas und Biotit werden von Schlieren umschmiegt. Diese Strukturen werden jedoch durch Bildung von Mikrokristallen in der Matrix aufgelöst. Auch asymmetrische δ -Strukturen an rotierten Körnern sind nur noch selten zu erkennen. Sehr feinkristalline bis feinstkristalline Feldspat-Leisten zeichnen die Feinfältelung nach, treten in wenigen Bereichen jedoch auch ohne erkennbare Regelung auf.

Die hypidiomorphen, phänokristallinen Plagioklase zeigen ausnahmslos gerundete Korngrenzen, die Kristalle sind überwiegend Albit-verzwillingt. Häufig ist eine Zonierung über die Zwillinglamellen hinweg zu beobachten, selten sind Entmischungsstrukturen zu erkennen.

Feinkristalline, idiomorphe Plagioklase sind meist nach dem Karlsbader-Gesetz verzwillingt. Diese Kristalle sind weitgehend eingeregelt. Eine sehr feinkristalline Generation von Feldspatleisten ist ebenfalls idiomorph ausgebildet und teilweise ungeregelt gesproßt.

Biotit ist weitgehend gebleicht, in den Kernbereichen ist meist noch ein Pleochroismus von n_α (mittelbraun) $< n_\beta \approx n_\gamma$ (schwarz-braun) zu erkennen. Selten zeigen die Ränder der hypidiomorphen Kristalle einen schwachen Pleochroismus von n_α (fast farblos) $< n_\beta \approx n_\gamma$ (mittelbraun).

Chalcedon tritt als Füllung von Rissen und Blasen Hohlräumen auf. Bei Füllung größerer Hohlräume zeigt der Chalcedon unter gekreuzten Polarisatoren radialstrahlige Strukturen (Abb. 3.4-2). Durch Chalcedon verfüllte Risse weisen von den Rändern meist faserige Strukturen auf, die zur Mitte hin in radialstrahlige Aggregate übergehen. Chalcedon kann auch in faseriger Ausbildung zwischen Schlieren auftreten, sowie als Saum um Plagioklas-Phänokristalle.

Magnetit ist feinkristallin idiomorph bis hypidiomorph vertreten. Die Kristalle zeigen keine Entmischung, Magnetite in Chalcedon-Aggregaten sind korrodiert. Bräunlich rote Schlieren weisen auf Eisenoxide und Eisenhydroxide als Alterationsprodukt der Magnetite hin.

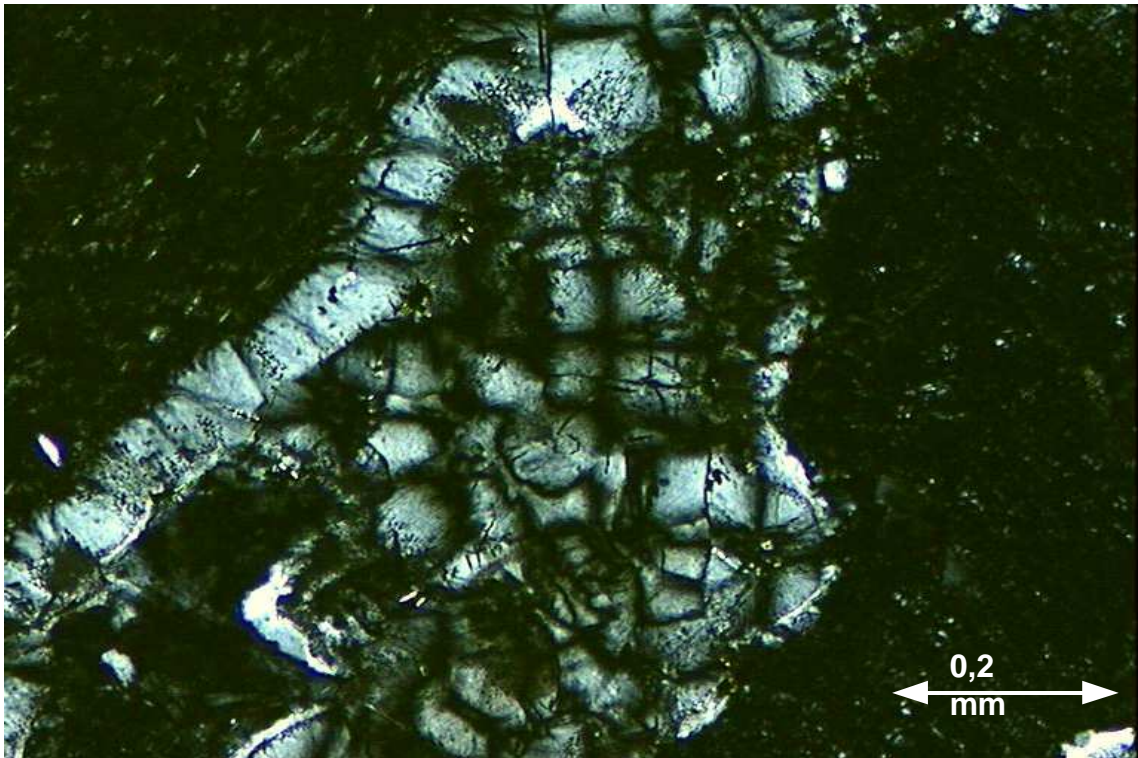


Abb. 3.4-2: Chalcedon als Hohlraumfüllung; gut zu erkennen ist die faserige Ausbildung am Rand sowie die radialstrahlige Ausbildung im Kernbereich; Probe Tü-98-3/6 (Typ F1), gekreuzte Polarisatoren.

3.4.2 Typ F2

Im mikroskopischen Bild ist eine Gefügeregelung nahezu nicht mehr zu erkennen. Die getrübbte Matrix zeigt deutlich anisotrope Bereiche unter gekreuzten Polarisatoren, exakte Korngrenzen sind jedoch nicht zu beobachten. Feine Risse werden durch Chalcedon verfüllt, auch in kleinen Zwickeln der Matrix tritt Chalcedon auf. Die Plagioklas- und Biotit-Phänokristalle sind offenbar unregelmäßig in der Matrix eingebettet, ehemalige Fließstrukturen um die Kristalle werden durch die teilweise Kristallisation der Matrix aufgelöst.

Phänokristalle von Plagioklas zeigen gerundete Korngrenzen. Die hypidiomorphen bis xenomorphen Kristalle sind polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwillingt, einige Körner weisen zusätzlich eine Verzwillingung nach dem Karlsbader-Gesetz auf. Häufig ist in den Kristallen eine Zonierung über die Zwillingindividuen hinweg zu sehen.

In der Matrix tritt Plagioklas feinkristallin auf. Diese idiomorphen Kristalle zeigen häufig Karlsbader-Verzwillingung. Sie sind nur schwach eingeregelt.

Die Biotite sind meist ausgebleicht, lassen jedoch noch ihre hypidiomorphe Kornform erkennen. In den Kernen ist meist noch ein Pleochroismus von n_α (hellbraun) $<$ $n_\beta \approx n_\gamma$ (dunkelbraun) vorhanden.

Als Füllung von Rissen und blasenförmigen Hohlräumen tritt Chalcedon (Anhang A30) auf. In den Hohlräumen sind unter gekreuzten Polarisatoren radialstrahlige Aggregate zu beobachten, deren Kerne teilweise von opaker Phase gebildet werden. In Rissfüllungen wächst Chalcedon faserig vom Rand in die Risse ein, die von radialstrahligen Aggregaten verfüllt sind. Faseriger Chalcedon findet sich selten auch als Saum um Phänokristalle von Plagioklas.

Oxide treten in prismatischen, hypidiomorphen Körnern auf. Diese Körner zeigen eine lamellare Entmischung von Ilmenit und Magnetit. Dabei verlaufen die Lamellen parallel der Längserstreckung. Diese Oxide weisen häufig rötliche Säume von Hämatit auf. Kleinere idiomorphe Körner von Magnetit lassen hingegen keine Entmischung erkennen.

Selten ist in den Felsiten des Typs F2 Quarz in Form feinkristalliner, idiomorpher Einsprenglinge zu beobachten (Anhang A28, A29).

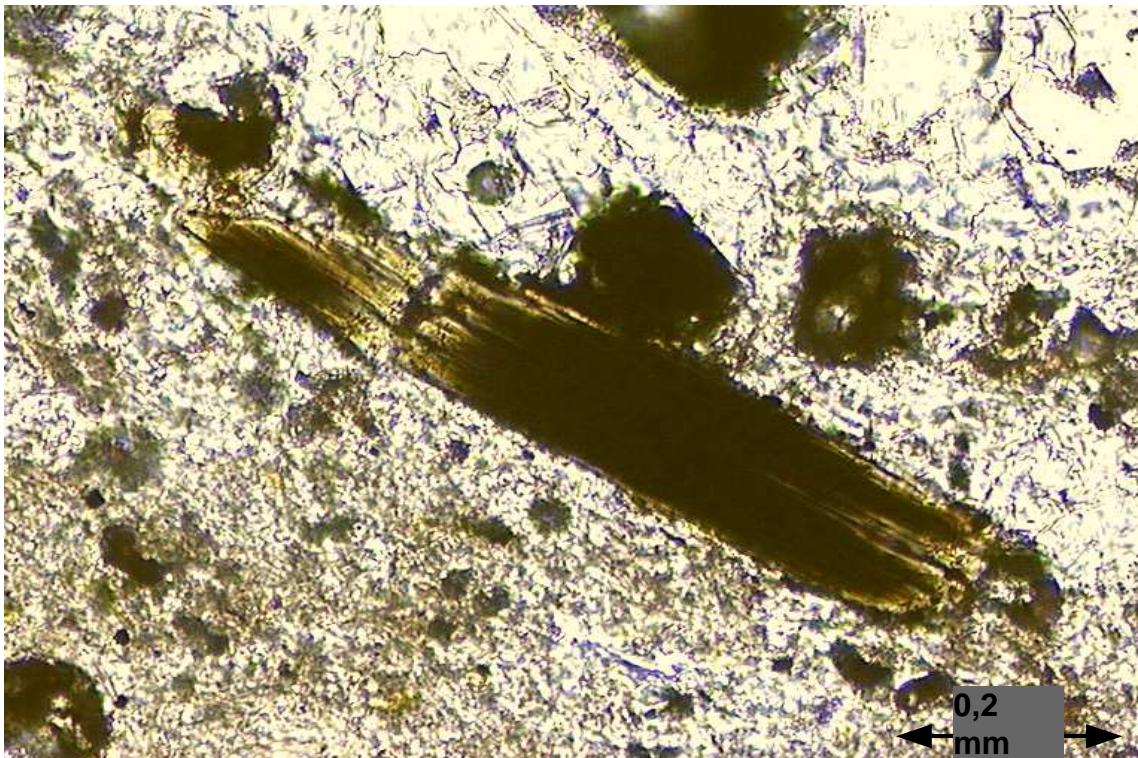


Abb. 3.4-3: Randlich ausgebleichter Biotit mit kräftig pleochroitischem Kern, im linken unteren Bildteil ist die mikrokristalline Matrix zu erkennen; Probe Tü-98-9/1b.

4 Mineralchemie

Die Zusammensetzung der Mineralphasen und der Glasmatrix wurde mit der Mikrosonde und dem Elektronenmikroskop mit angeschlossenem EDX-Spektrometer bestimmt (s. Kap 2). Aufgrund der teilweise sehr kleinen Kristallgrößen erwies sich die Analytik als problematisch. Zur Berechnung der Summenformel der einzelnen Phasen wurden nur Analysen verwendet, bei denen ein Mischeffekt mit benachbarten Phasen (empirisch) ausgeschlossen werden kann. Die Analysenergebnisse sind im Anhang C tabellarisch dargestellt. Die Vorgehensweise für die Berechnung einer Mineralformel ist in Anhang E am Beispiel eines Biotits aufgeführt.

4.1 Biotit

Biotitkristalle wurden in den Typen A2, C, F und dem Graniteinschluß analysiert. Biotite der Typen A1 und B sind hier nicht vertreten, da aufgrund der geringen Kristallgröße keine zufriedenstellenden Analysen zu erzielen waren. Die Analysen wurden auf der wasserfreien Sauerstoffbasis von 22 O berechnet. Das im Biotit eingebaute Wasser wurde stöchiometrisch berechnet (s.u.) und der Oxidanalyse zugeschlagen (Anhang C1). Der Ermittlung der Kationenverteilung liegt folgende Summenformel zugrunde:



Dabei sind auf den einzelnen Positionen folgende Kationen zugelassen:

T: Si, Al, Fe³⁺

M: Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Al, Fe³⁺, Ti

A: K, Na, Ca, □ (□ = Leerstelle)

Die Berechnung der Endglieder erfolgte nach HOLDAWAY ET AL. (1988). Der Gehalt des dreiwertigen Eisens ($w(Fe_2O_3)$) wurde nach der empirischen Beziehung

$$w(Fe_2O_3) = r \times p \times w(FeO^{tot})$$

aus der Mikrosondenanalyse abgeschätzt, und zur Berechnung der Kationenverteilung verwendet (WILL, 1998). Dabei steht r für den stöchiometrischen Faktor (Konversionsfaktor) $Fe_2O_3 \rightarrow FeO$, p Anteil von Fe_2O_3 am Gesamteisen und $w(Oxid)$ für den Gehalt des Oxids in Gewichtsprozent. Auch die stöchiometrische Berechnung des Wassers als OH erfolgte nach einer allgemeinen Beziehung:

$$w(H_2O) = \frac{0.5 \times M(H_2O) \times n(OH)}{F} ,$$

mit F = Faktor der Sauerstoffbasis (s.o.), $n(\text{OH})$ Anzahl der OH-Moleküle in der idealen Summenformel und $M(\text{H}_2\text{O})$ = Molmasse von H_2O . Eine Auswahl an Analysen ist im Anhang in Tabelle C1 dargestellt.

Die Biotite der Obsidiane weisen mit 3.9 bis 4.8 Gew% relativ hohe TiO_2 - Gehalte auf. Dies schlägt sich in der Endgliederberechnung mit ca. 25 Mol% Ti-Biotit Komponente nieder. Ti stabilisiert Biotit zu höheren Temperaturen (CLEMENS & WALL, 1981). Den Hauptanteil der Biotite bildet mit ca. 60 Mol% die Mischreihe Annit - Phlogopit. Innerhalb dieser Reihe fallen nahezu alle Analysen in das Feld der Meroxene (Abb. 4.1-1 nach FOSTER, 1960). Die restlichen 15 Mol% entfallen auf die Komponenten Na-Phlogopit, Talk-Minnesotait und Ba-Biotit. Die Reihe Eastonit-Siderophyllit ist in diesen Biotiten praktisch nicht vorhanden. Hier wirkt sich der relativ geringe Al-Gehalt (s. Analysen) der Biotite aus, der in einigen Fällen zu einer Unterbesetzung der Tetraederposition führen kann. Diese Unterbesetzung wird ausgeglichen durch Einsetzen von nach obiger Methode berechnetem Fe^{3+} in die Tetraederposition. Die korrespondierende Mischreihe ist die Reihe Tetra-Ferriphlogopit - Tetra-Ferriannit, nach RIEDER ET AL. (1998).

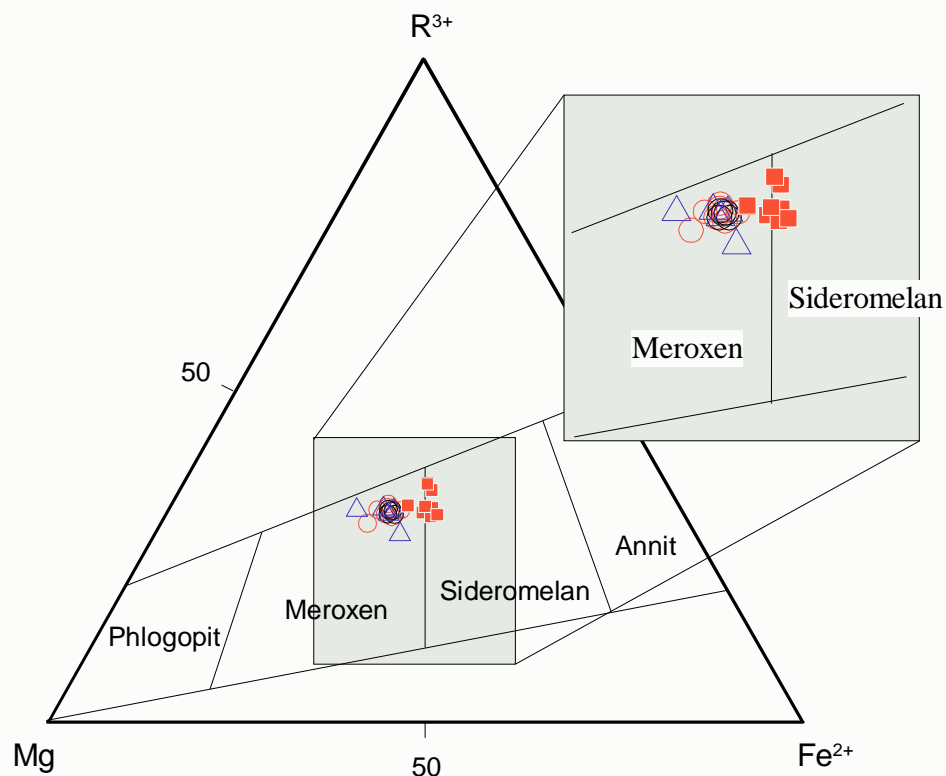


Abb. 4.1-1: Einteilung der Biotite nach FOSTER (1960), \circ rote Obsidiane (Typ C), \circ schwarze Obsidiane (Typ A2), \triangle Felsite (Typ F1 und F2); \blacksquare Granite, diese Biotite wurden zum Vergleich mitanalysiert, man erkennt mit einer Ausnahme eine deutliche Abtrennung zu den Biotiten aus den Obsidianen und Felsiten.

Die analysierten Biotite zeigen keine Zonierung, die Kristalle scheinen chemisch equilibriert zu sein. Der Chemismus der Biotite weist innerhalb des gesamten Komplexes kaum Variationen auf, d.h.

Biotite des Typs C unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung kaum von analysierten Kristallen des Typs A2. Lediglich die Biotite der Felsite zeigen eine größere Variation (Abb. 4.1-1). Diese Biotite weisen jedoch starke Alterationen auf (Abb. 3.4.4-1).

4.2 Feldspäte

Feldspatanalysen wurden von Kristallen der Typen C, A2 und F gewonnen, sowie von Feldspäten des Graniteinschlusses. Die Berechnung der Feldspäte erfolgte auf der Basis von 8 O. In der Analyse auftretendes Fe wurde nach WILL (1998) als Fe^{3+} berechnet (Feldspäte können geringe Mengen Fe aufnehmen). Ausgewählte Mikrosondenanalysen sind in Tabelle C2 dargestellt.

4.2.1 Plagioklas

Die großen, hypidiomorphen Plagioklase (s. Kap. 3) weisen einen Anorthitgehalt von 23 Mol%, einen Albitgehalt von 72 Mol% sowie Orthoklasgehalte von 5 Mol% auf. Damit sind alle Plagioklase als ternäre Feldspäte mit Plagioklas Dominanz anzusprechen. Innerhalb der Plagioklasreihe handelt es sich um Oligoklase. Die großen Plagioklaskristalle zeigen dabei eine, bereits im Mikroskop sichtbare, schwache Zonierung von anorthitreicheren Kernen (24 Mol%) zum Rand (22 Mol%).

Die feinkristallinen, idiomorphen Plagioklase der Matrix zeigen weitgehend die gleiche Zusammensetzung wie die großen Kristalle. Eine Zonierung ist in diesen Individuen nicht zu beobachten. Die Orthoklasgehalte sind im Mittel jedoch um ca. 1 Mol% erhöht, in der Regel auf Kosten der Albitkomponente (s. Tab. C2, Anhang).

4.2.2 Alkalifeldspat

Unter den idiomorphen Feldspäten der Matrix finden sich auch Alkalifeldspäte, häufig mit Albit Dominanz von ca. 51 Mol% gegenüber ca. 45 Mol% Orthoklas Komponente. Anorthit ist hier noch mit ca. 4 Mol% nachzuweisen. Die Verhältnisse Albit-Orthoklas können sich selten auch umkehren, bleiben dabei jedoch im vorgenannten Rahmen (Ab + Or ca. 96 Mol%). Selten sind Alkalifeldspäte dieser Korngröße und Zusammensetzung auch als Einschluß in Biotit zu finden.

In Abb. 4.2-1 zeigt sich, daß die Plagioklas-Einsprenglinge der Obsidiane eine nahezu identische Zusammensetzung wie die Plagioklase des Granits ergeben. Wie in der Petrographie (Kap. 3) bereits genannt, konnten in den Obsidianen Mineralparagenesen (Plagioklas + Biotit \pm Quarz) beobachtet werden, die als Xenofragmente der Granite gedeutet werden. Damit wird es sehr wahrscheinlich, daß diese Plagioklase als Xenokristalle in den Obsidianen anzusprechen sind.

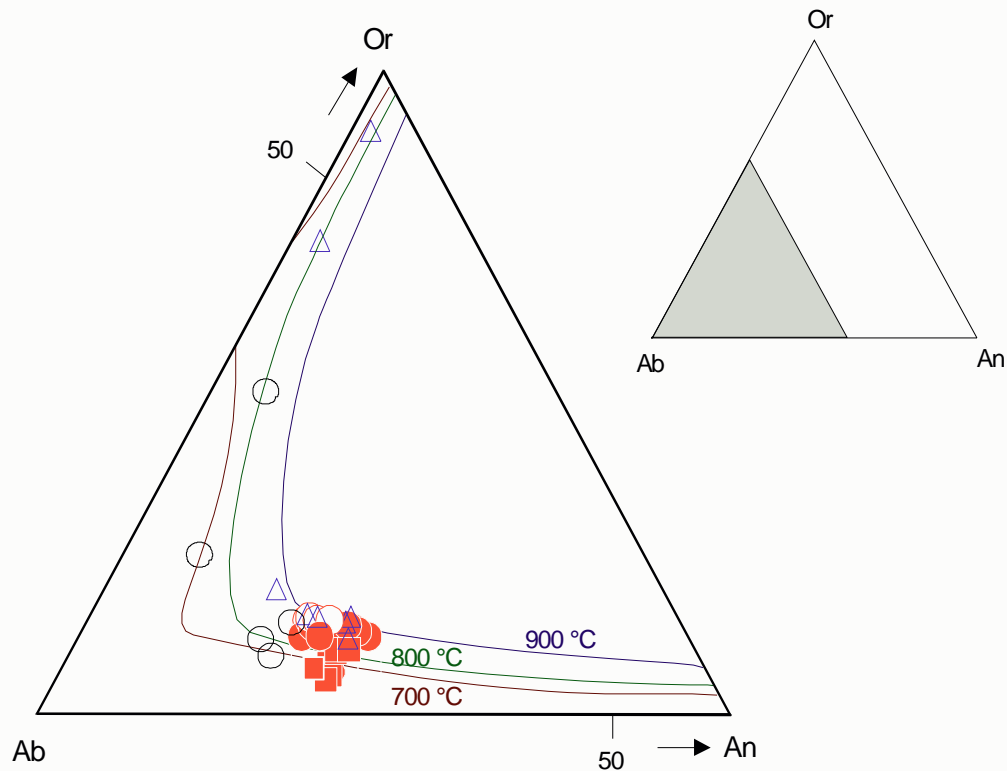


Abb. 4.2-1: Darstellende Punkte der Feldspäte im Dreieck Ab-Or-An; rote Obsidiane Matrix (Typ C) ○, Einsprenglinge ●; schwarze Obsidiane (Typ A1 und A2) Matrix ○; Felsite △; Granite ■ zum Vergleich eingetragene Analysen von Plagioklasen der Granite; Isothermen nach SECK (1971)

4.3 Glasmatrix (alle Typen)

Die chemische Zusammensetzung der Glasmatrix wurde mit der Mikrosonde und dem Elektronenmikroskop bestimmt. Die Analysen der Glasmatrix sind im Anhang C3 dargestellt. Im Unterschied zu den Mineralmessungen wurde hier jedoch der Durchmesser des Elektronenstrahls auf 8 bis 15 μm (Mikrosonde) aufgeweitet bzw. ein Segment von 12 μm x 11 μm (Elektronenmikroskop, s. Kap. 2.3) abgerastert. Innerhalb dieser Variation zeigten die Einzelmessungen sehr gute Reproduzierbarkeiten. Der Effekt des hochfokussierten Elektronenstrahls im Elektronenmikroskop ($\ll 1 \mu\text{m}$) gegenüber dem Aufgeweiteten ist in Tabelle 4.3.1 gegenübergestellt. Die stärkste Variation zeigt hier Na, K variiert deutlich weniger. Die höheren Werte für besonders Si und Al ergeben sich aus der „rechnerischen Anreicherung“ durch die Routine der Elementkalibration.

Die Analysen der Glasmatrix unterscheiden sich kaum von der Gesamtgesteinsanalyse mittels RFA, beachtet man die Analysenwerte des aufgeweiteten Strahles. HEIDE ET AL. (1996) finden bei Ihren Voruntersuchungen an Obsidianen des Ikizdere-Komplexes jedoch deutliche Unterschiede in Ihrer EDX-Analyse zur Gesamtgesteinsanalyse. Aus diesen Differenzen würde folgen, daß die Gesamtge-

steinsanalyse nicht zur Abschätzung der viskosen Eigenschaften der Schmelze herangezogen werden kann, sondern hier nur die Mikroanalyse mittels Mikrosonde bzw. EDX betrachtet werden darf. Mit den in dieser Arbeit ermittelten Daten ist für diesen Obsidian-Komplex kein Unterschied von Gesamtgesteinschemismus zu Chemismus der Glasmatrix zu ermitteln (Tab. 4.3.1).

Tabelle 4.3.1: Vergleich von Mikroanalysen des fokussierten und aufgeweiteten Elektronenstrahls der EDX-Analyse, Mikrosondenanalyse, RFA - Gesamtgesteinsanalyse (jeweils Probe Tü-98-2/9, diese Arbeit) und EDX-Analyse aus HEIDE ET AL. (1996); n.b. = nicht bestimmt

Oxid (Gew%)	fokussiert (REM/EDX)	aufgeweitet (REM/EDX)	Mikrosonde	RFA Gesamtgestein	HEIDE ET AL. (1996)
SiO ₂	76,7	74,5	74,4	74,8	76,2
TiO ₂	0,13	0,12	0,14	0,14	0,12
Al ₂ O ₃	14,3	13,7	13,7	14,1	14,5
MnO	0,06	0,06	0,06	0,04	n.b.
MgO	0,21	0,2	0,13	0,11	0,26
FeO	0,66	0,77	0,70	0,89	0,36
CaO	0,86	0,75	0,82	0,67	0,77
Na ₂ O	2,97	4,93	3,99	3,60	0,99
K ₂ O	4,31	4,77	4,77	5,13	6,78
Gesamt	100,20	99,80	98,71	99,48	99,98

Die Gläser erweisen sich bis in den Mikrobereich als homogen in Bezug auf den Hauptelementchemismus. Niedriger liegen die Werte für MgO und FeO gegenüber dem Gesamtgestein, diese Oxide finden sich in den Biotiten und den Oxidphasen wieder.

Im vereinfachten Granitsystem Ab-Qz-Or (Haplogranit - System) fallen die auf Basis der CIPW-Norm berechneten Analysen in den Bereich des ternären Schmelzminimums für H₂O-Drucke von 2 kbar (Abb. 4.3-1), bei Wasseraktivitäten zwischen 0,5 und 0,3.

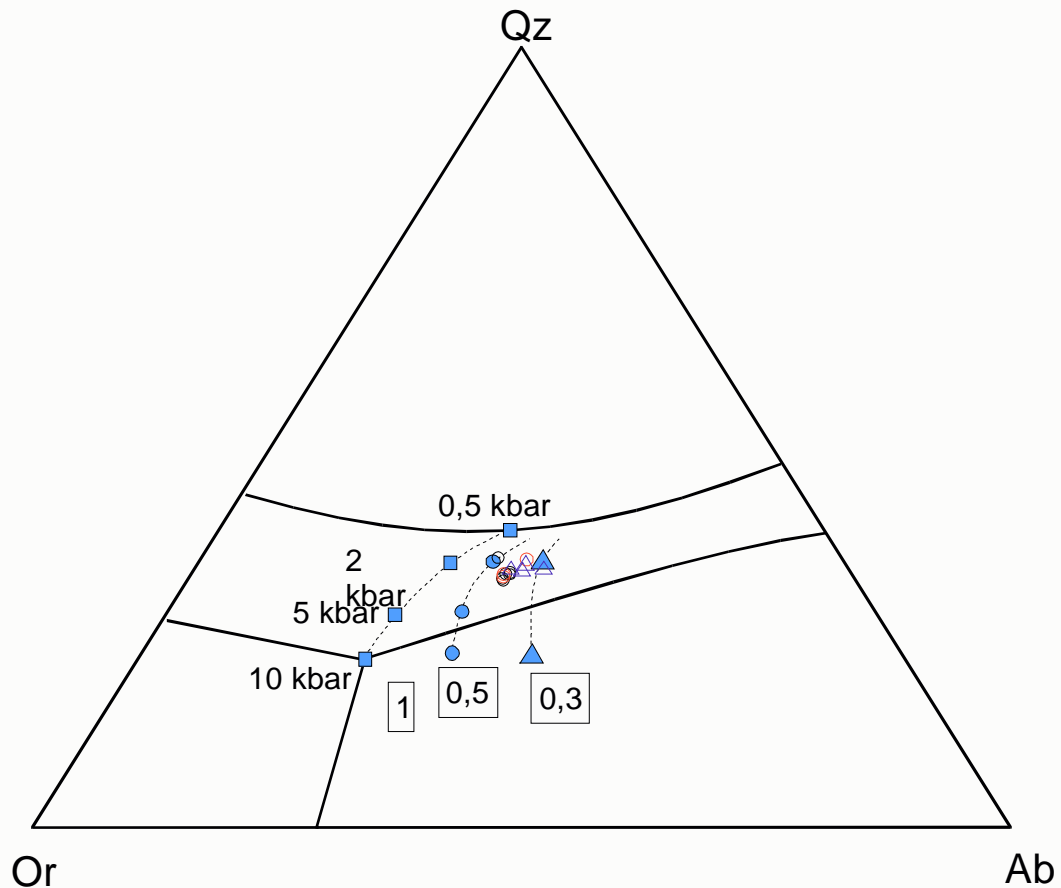


Abb. 4.3-1: Darstellende Punkte normativer Analysen der Glasmatrix im Ab-Qz-Or Diagramm, umgezeichnet nach STOSCH (1999) und HOLTZ ET AL. (1992); eingetragen sind die eutektischen Minima bei angegebenen Drucken, umrandete Zahlen stellen a_{H_2O} dar, mit den jeweiligen Minimumsolidustemperaturen; ○ rote Obsidiane (Typ C), ● schwarze Obsidiane (Typ A1 und A2), △ Felsite (Typ F1 und F2);

4.4 Pyroxen

Wie bereits aus der Petrographie hervorgeht (Kap. 3), wurden Pyroxenanalysen von Kristallen des Typs A1 ermittelt. Die Pyroxene wurden auf der Sauerstoffbasis von sechs Sauerstoffen berechnet, bei gleichzeitigem Abgleich der Kationen auf die ideale Besetzung von 4 Kationen pro Formeleinheit (pfu). Nach MORIMOTO (1988) gilt als allgemeine Summenformel für Pyroxene:



Auf die einzelnen Positionen verteilen sich folgende Elemente:

T^[4]: Si, Al, Fe³⁺

M1^[6]: Al, Fe³⁺, Ti, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺

M2^[6]: Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Ca, Na

Die Besetzungsreihenfolge läßt sich nach der IMA Nomenklatur für Pyroxene (MORIMOTO, 1988) durch ein Schema veranschaulichen:

T ($\Sigma=2,000$)	Si	Al	Fe ³⁺						
		↓	↓						
M1 ($\Sigma=1,000$)		Al	Fe ³⁺	Ti	Mg	Fe ²⁺	Mn		
					↓	↓	↓		
M2 ($\Sigma=1,000$)					Mg	Fe ²⁺	Mn	Ca	Na

Die Endgliederberechnung erfolgte nach CAWTHORN & COLLERSON (1974). Nach dieser Methode werden die Endglieder nach der in Tabelle 4.4-1 angegebenen Reihenfolge berechnet.

Tab. 4.4-1: Endgliederzusammensetzung und Reihenfolge für die Endgliederberechnung nach CAWTHORN & COLLERSON (1974)

1. Jadeit	NaAl[Si ₂ O ₆]	5. Ca-Tschermaks	CaAl[(Al,Si)O ₆]
2. Akmit	NaFe ³⁺ [Si ₂ O ₆]	6. Wollastonit	Ca ₂ [Si ₂ O ₆]
3. Ca-Ferri-Tschermaks	CaFe ³⁺ [(Fe ³⁺ ,Si)O ₆]	7. Enstatit	Mg ₂ [Si ₂ O ₆]
4. Ca-Ti-Tschermaks	CaTi[Al ₂ O ₆]	8. Ferrosilit	Fe ²⁺ ₂ [Si ₂ O ₆]

Nicht beachtet wird hier die Komponente CaFe³⁺[(Al,Si)O₆] (Esseneit). Diese Komponente ist seit der IMA-Nomenklatur für Pyroxene von 1988 als eigenständiges Mineral anerkannt. CAWTHORN & COLLERSON (1974) schließen Esseneit als „theoretisches Endglied“ explizit aus.

Die Abschätzung der Fe³⁺-Gehalte wurde nach VIETEN & HAMM (1978) durchgeführt. Nach dieser Methode wird von einer idealen Besetzung der Kationenpositionen (M2, M1, T) mit 4 Kationen ausgegangen. Als Kriterien für eine ausreichende Besetzung der Kationenposition auf der Basis von 6 Sauerstoffen geben VIETEN & HAMM (1978) ein Summenintervall von 3,975 bis 4,025 für Pyroxene mit weniger als 20 Mol% Jadeitkomponente an. Die Analysen der Pyroxene sind in Anhang C5 aufgelistet. Vergleiche der Ergebnisse hier durchgeführter Mineralformelberechnungen mit Methoden nach GHIORSO & SACK (MELTS) sind in Anhang C7 dargestellt.

Zur Klassifizierung der Pyroxene schlägt MORIMOTO (1988) ein Diagramm auf Basis der Besetzung der M1 und M2 Positionen mit einwertigen (Na) bzw. zweiwertigen Kationen vor. So erhält man eine Unterteilung in Pyroxene der Gruppe Enstatit (En), Ferrosilit (Fs), Diopsid (Di) und Hedenbergit (Hd) („Pyroxen-Trapez“), Ca-Na-Pyroxene und Na-Pyroxene (Jadeit, Akmit). Davon abweichende Zusammensetzungen werden als „Andere“ bezeichnet. In diesen Bereich fällt auch das Endglied Esseneit, der somit in dieser Darstellung nicht zur Geltung kommt. Die Lage der Pyroxenanalysen in Abb. 4.4-1 zeigt durch die Verschiebung zur Q + J = 1,5 Linie hin die Anteile an Esseneit-Komponente. Ausgedrückt wird dies durch eine Substitution S3 (Abb. 4.4-1, Pfeil) der Pyroxene, die in allgemeiner Form als R²⁺₋₁(M1)R⁴⁺₋₁(T)R³⁺(M1)R³⁺(T) geschrieben werden kann. Für die Esseneit-Komponente wird diese Substitution als (Mg,Fe²⁺)₋₁(M1)Si₁(T)Fe³⁺(M1)Al(T) geschrieben.

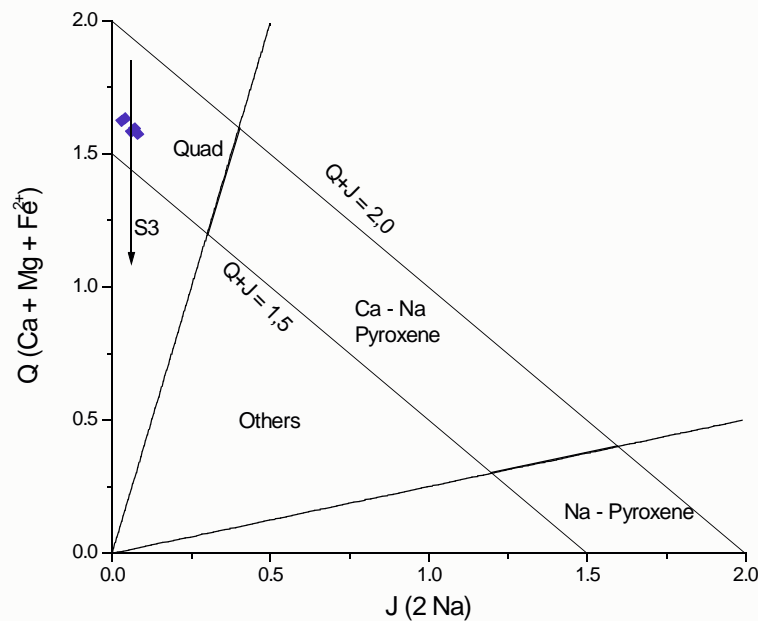


Abb. 4.4-1: Q-J-Diagramm nach MORIMOTO (1988) zur Unterteilung der Pyroxene in die Gruppe der Na-Pyroxene, Ca-Na-Pyroxene, Quad-Pyroxene (Pyroxene des Di-Hd-En-Fs-Trapez) und andere Pyroxene (Others), mit darstellenden Punkten der Pyroxenanalysen der Probe Tü-96-3A (Typ A1); der Pfeil S3 stellt die Wirkung der Esseneit – Substitution dar (s. Text).

Nach Abb. 4.4-1 fallen die Pyroxen - Analysen in das Feld der „quadrilateralen“ Pyroxene, ihre weitere Klassifikation ist damit im Pyroxentrapez En-Fs-Di-Hd durchzuführen.

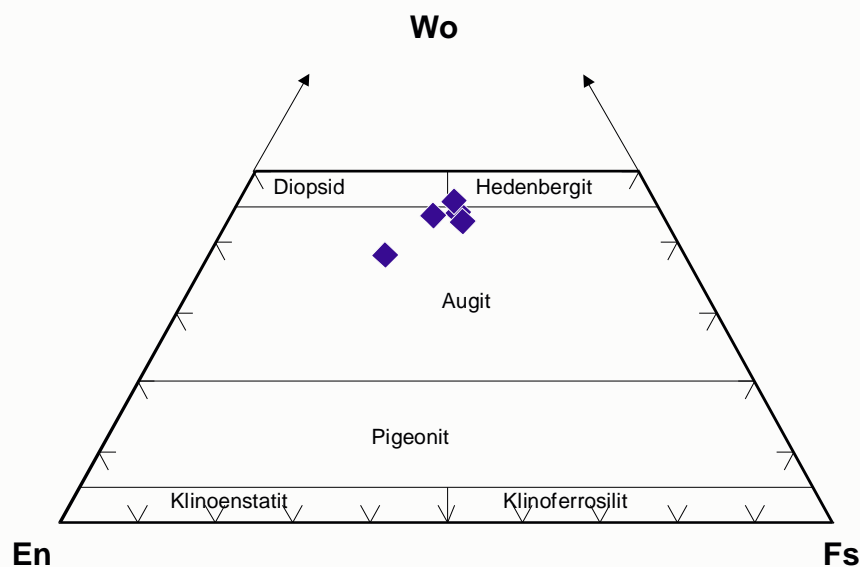


Abb. 4.4-2: Pyroxentrapez mit den Feldeinteilungen nach MORIMOTO (1988) und darstellenden Punkten der Pyroxenanalysen

Die bereits erwähnte Esseneit-Komponente findet hier ebenfalls keine Beachtung. Die darstellenden Punktlagen der Analysen sind in Abb. 4.4-2 eingetragen.

Die Analysen weisen die Pyroxen als intermediären Pyroxen der Mischreihe Diopsid-Hedenbergit

aus. Die Streuung der einzelnen Punkte (Abb. 4.4-2) deutet auf im Gesteinsvolumen nicht equilibrierte Einzelkristalle hin. Nach DEER ET AL., 1972 treten solche, nicht mit anderen (kogenetischen) Phasen equilibrierte Pyroxene typischerweise in schnell abgekühlten Vulkaniten auf.

4.5 Oxide

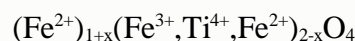
Zufriedenstellende Oxid-Analysen wurden von Kristallen in Typ C, Typ A2 und A1 berechnet. In Typ A2 konnten jedoch die Entmischungslamellen nicht erfaßt werden. Die Lamellenbreite von ca. 1 µm läßt keine Analyse der einzelnen Lamelle zu, man erhält eine Mischanalyse mit nicht definierbaren Anteilen der benachbarten Lamellen. Die Analysen der Oxide sind in Anhang C4 aufgeführt.

Die Berechnung der Oxid-Summenformeln aus der Mikrosondenanalyse erfolgte auf der entsprechenden Sauerstoffbasis (s. 4.5.1 – 4.5.3). Die Abschätzung des $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ - Verhältnisses wurde nach SACK & GHIORSO (1991a) durchgeführt. Hierbei wird ein iterativer Abgleich solange gerechnet bis die Summe der Kationen ideal 2 (rhomboedrische Phase, 3 Sauerstoffe) bzw. 3 (kubische Phase, 4 Sauerstoffe) beträgt. Diese Methode wird auch von Mineralformelberechnungsprogrammen wie z. B. AX (HOLLAND & POWELL) verwendet. Ergebnisse der in dieser Arbeit durchgeführten Abschätzungen mit Berechnungen von GHIORSO & SACK (MELTS) sind in Anhang C7 dargestellt.

Auf eine Abschätzung des Verhältnisses $\text{Ti}^{3+}/\text{Ti}^{4+}$ wurde verzichtet, da hierfür eine direkte Messung des Sauerstoffes nötig ist. Daß diese Ambivalenz des Ti eine Rolle spielt, insbesondere in Bezug auf die Mechanismen der Entmischung von Fe-Ti-Oxiden, zeigt LATTARD (1995). In Abhängigkeit von f_{O_2} weisen Fe-Ti-Oxide unterschiedliche Verhältnisse von $\text{Ti}^{3+}/\text{Ti}^{4+}$ auf. Diese zeigen nach LATTARD (1995, Fig. 2a – d) den wesentlichen Einfluß der Sauerstoffugazität auf die Entmischungsmechanismen der Fe-Ti-Oxide.

4.5.1 Spinell/Titanomagnetit

Die Summenformel des Titanomagnetit wurde auf der Basis von 4 Sauerstoffen berechnet, die Fe – Rückrechnung wurde wie oben beschrieben durchgeführt. Analysen sind in Tabelle C4 im Anhang dargestellt. Als Titanomagnetit wird hier die Mischreihe Ulvöspinell - Magnetit betrachtet. Daraus resultiert für die Mischphase die Summenformel:



mit den Endgliedern Magnetit: FeFe_2O_4

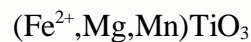
 Ulvöspinell: Fe_2TiO_4

Die Gehalte an Ulvöspinell variieren von 40 Mol% bis 84 Mol%. Nach FROST & LINDSLEY (1991) können Fe-Ti-Spinelle in sauren Vulkaniten Ulvöspinellgehalte zwischen usp_{100} und usp_{10} aufweisen.

Dabei ist der usp -Gehalt mit der Sauerstoffugazität verknüpft. Stärker reduzierte Magmen führen Ti-reiche Spinelle, in stärker oxidierten Magmen weisen die Spinelle geringere Gehalte an Ti auf. Die Magnetitkomponente ist mit 16 bis 74 Mol% in den Spinellen vertreten. Als weitere Komponente sind Magnesioferrit mit max. 7 Mol% und Jacobsit mit max. 8 Mol% zu nennen. Die Spinell-Gehalte (Spinell s.s., MgAl_2O_4) liegen um ca. 1 Mol%.

4.5.2 Ilmenit

Die Ilmenite (nur Typ C, s.o.) wurden auf einer Basis von 3 Sauerstoffen berechnet, die Fe-Rückrechnung erfolgte wie unter 4.5 beschrieben. Ilmenit bildet mit Hämatit (Fe_2O_3) eine lückenlose Mischreihe bei höheren Temperaturen ($> \text{ca. } 850 \text{ }^\circ\text{C}$). Für Fe^{2+} können sowohl Mg als auch Mn substituieren. Für die Berechnung der Kationenverteilung liegt damit folgende Summenformel zugrunde :



Die Ilmenitanalysen zeigen mit bis ca. 29 Mol% relativ hohe Gehalte an Hämatit. Nach LINDSLEY (1976) spricht dies für eine Temperatur von ca. $800 \text{ }^\circ\text{C}$ für die Mischkristallbildung. Damit liegen diese Temperaturen über den höchsten dilatometrisch bestimmten Glasübergangstemperaturen (Kap. 6.2) der Obsidiane ($\text{max } T = 790 \text{ }^\circ\text{C}$). Die Endglieder Pyrophanit (MnTiO_3) und Geikilith (MgTiO_3) erreichen Gehalte wie sie FROST & LINDSLEY (1991) für Pyroxen führende Rhyolithe angeben. Die MnO Gehalte der Ilmenite liegen zwischen 0,35 und 0,6 Gew%, während die MgO-Gehalte leicht unter 1 Gew% (0,8 bis 0,9 Gew%), teilweise jedoch auch unter der Nachweisgrenze, liegen.

4.5.3 Magnetit

Für die Magnetitberechnung wurde eine Sauerstoffbasis von 4 Sauerstoffen zugrunde gelegt. Die Magnetite zeigen Gehalte an Ulvöspinell von 4 bis 19 Mol%, die Ferrit-Anteile (Magnesioferrit, Jacobsit) erreichen max 6 Mol%. Die Magnetit-Komponente bildet mit 76 bis 88 Mol% den Hauptanteil. Die höchsten Gehalte an TiO_2 (3 bis 6 Gew%) sind in den Obsidianen des Typs C zu beobachten, die niedrigsten Werte zeigen die Magnetite des Typs A2 (1 bis 4 Gew%).

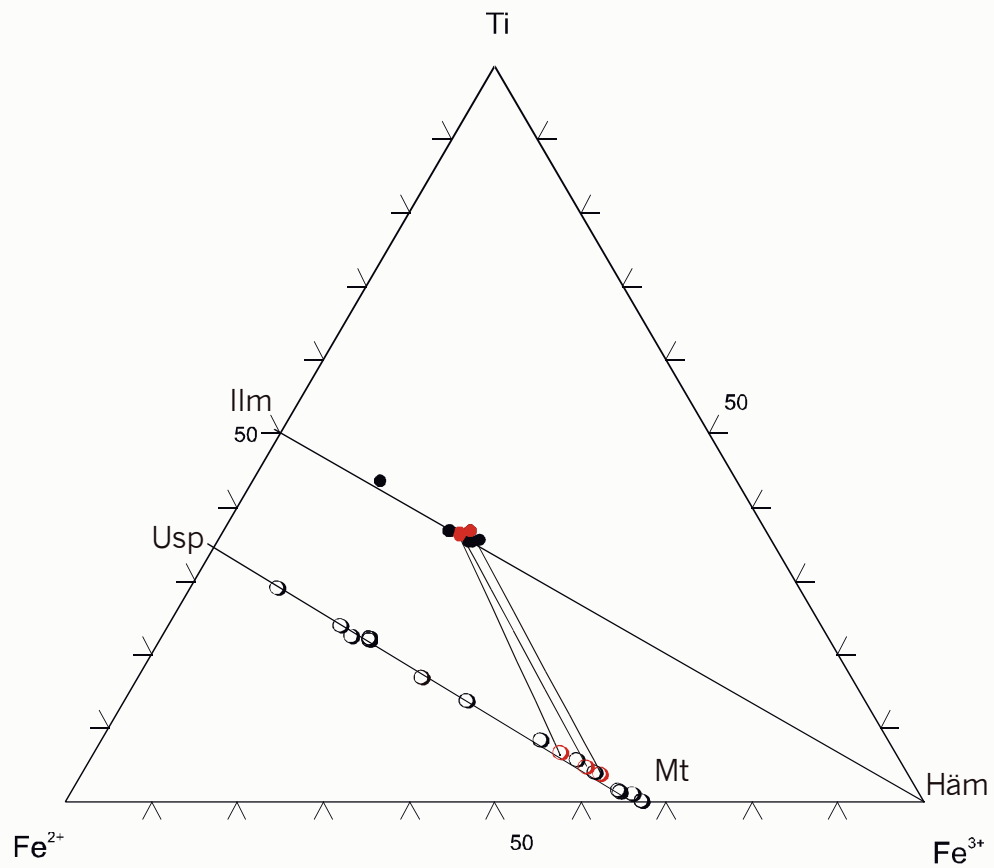


Abb. 4.5-1: Darstellende Punkte der Oxid-Analysen; die Linien repräsentieren die Mischreihen Ilmenit – Hämatit (rhomboedrische Phasen) und Ulvöspinell – Magnetit (kubische Phasen); ● Obsidiane Typ C; ○ Obsidiane Typ A2; die Konoden kennzeichnen koexistierende Lamellenpaare.

5 Geochemie

Von 24 Gesteinsproben wurden chemische Analysen an Boratschmelztabletten und Pulverpresslingen zur Bestimmung des Haupt- und Spurenelementchemismus durchgeführt. Die Analyseergebnisse sind im Anhang in den Tabellen C6 aufgelistet. In den folgenden Abbildungen verstehen sich Angaben der Oxide in Gew%, von Spurenelementen in ppm.

Die Auswahl der Proben für die Analytik erfolgte aus dem Geländebild. Ziel war es, den Komplex möglichst umfassend geochemisch zu analysieren. Daraus resultiert für die analysierten Obsidiane und Felsite (13 Proben) ein Längsprofil von Maden Tepe bis Sırlıklı Tepe. Die Aufschlussverhältnisse ließen ein entsprechendes Querprofil nicht zu. Die Analysen der Aplite, Granite und Basalte (12 Proben, Rahmengesteine) wurden zum Vergleich zur chemischen Zusammensetzung der Gesteine des Obsidiankomplexes, sowie zum Vergleich mit den Analysen der gesonderten Bearbeitung der Rahmengesteine (Diss. A. Hanedan, in Vorb.) analysiert. Darüberhinaus soll über die Eduktcharakterisierung der hochdifferenzierten Gesteine (Granit und Aplit) eine Abschätzung der möglichen (primären) Volatilgehalte der Schmelze erfolgen.

Geochemische Aussagen mit Hilfe von Diskriminierungsdiagrammen sind für magmatogene Gläser nicht immer anwendbar. Während die basischen und intermediären Systeme recht gut untersucht sind, fehlen entsprechende Anwendungen bei den sauren Schmelzen, und damit bei magmatogenen Gläsern rhyolithischer Zusammensetzung, häufig. Auch Klassifikationen nach dem modalen Mineralbestand sind aufgrund der geringen Kristallinität der Obsidiane nicht aussagekräftig. Im Folgenden wird hier in den entsprechenden Diagrammen ausschließlich auf den normativen Mineralbestand nach der CIPW-Norm zurückgegriffen, nach der auch die Analysen der (kristallinen) Rahmengesteine berechnet sind.

5.1 Klassifikation

Im Klassifikationsschema nach PECCERILLO & TAYLOR (1976) fallen alle Obsidiane sowie die Felsite in das Feld der Rhyolithe (Abb. 5.1-1).

Die Obsidianprobe Tü-98-4/4 (Şehitlik Tepe) setzt sich hier durch leicht erhöhte Gehalte an SiO_2 von der engen Gruppierung der übrigen Obsidiane ab. Die Felsite sind in ihrer Lage nicht von den Obsidianen getrennt, beide Gesteinsgruppen kommen im Bereich der hoch-K Rhyolithe zu liegen. Ebenfalls sehr eng begrenzt liegen die Analysen der Granite, mit etwas niedrigerem $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ Verhältnis gegenüber den Obsidianen jedoch noch im hoch-K-Bereich. Eine größere Variation zeigen die aplitischen Ganggesteine, sie liegen im Bereich der niedrig-K-Rhyolithe, und setzen sich so von den vorgenannten sauren Gesteinen ab.

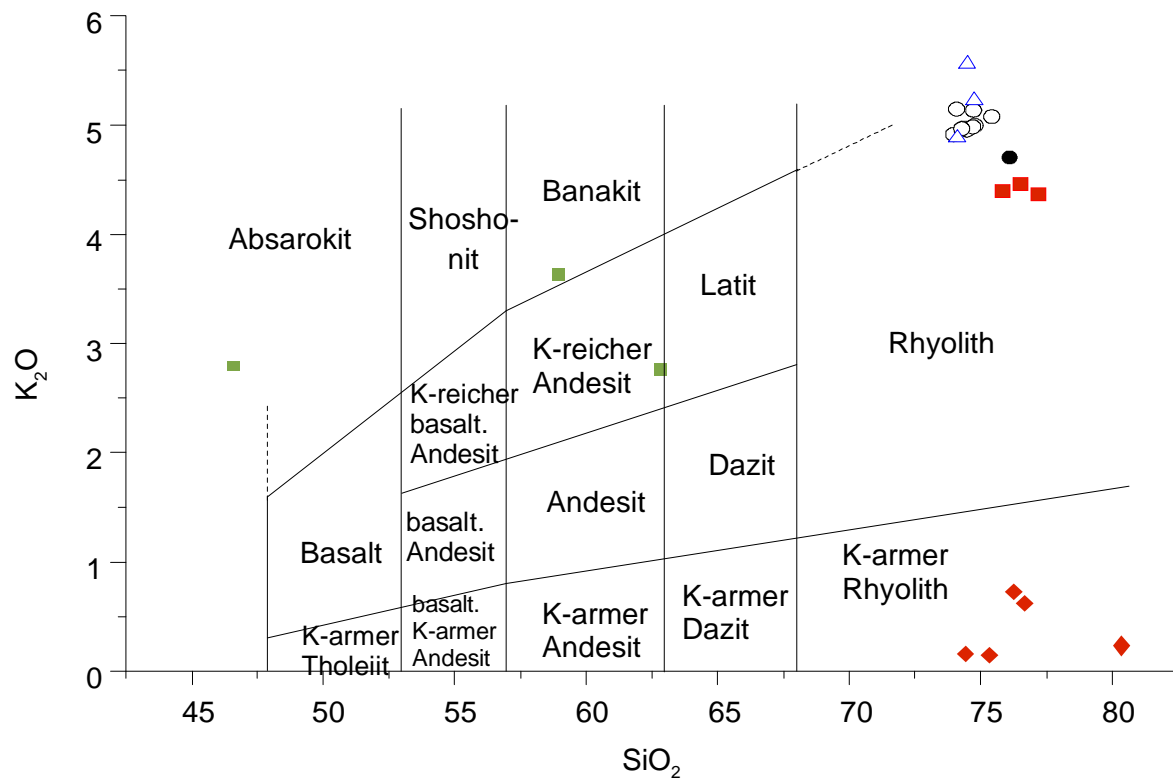


Abb. 5.1-1: Klassifikation der Vulkanite von Subduktionszonen nach Peccerillo & Taylor (1976) mit den darstellenden Punkten der Gesamtgesteinsanalysen (RFA); ○ Obsidiane, ● Obsidian Şehitlik Tepe, △ Felsite, ■ Granite, ◆ Aplite, ■ Basalte; zum Vergleich sind Analysen von Rahmengesteinen eingetragen (s. Einleitung)

Die Lage der Basalte in Abb. 5.1-1 bestätigt die bereits unter Kap. 1.3 genannte Unterscheidung der Basalte im Gelände. Die Basalte von Çagirankaya Tepe (Tü-98-2/11) und Harman Tepe (Tü-98-8/1) fallen in den Bereich der K-reichen Basalte (shoshonitische Serie). Die Basaltprobe von Kalas Tepe (Tü-98-1/1) weist mit der Lage im K-reichen Andesit-Feld auf einen ebenfalls Kalium angereicherten Chemismus hin.

Nach der Klassifikation von WINCHESTER & FLOYD (1977) von SiO₂ über Zr/TiO₂, (hier wird TiO₂ in ppm gerechnet) weisen die darstellenden Punkte der Obsidiane wiederum auf einen rhyolithischen Chemismus hin, mit leichtem Trend zu Rhyodaziten. Die enge Gruppierung der Obsidiane und Felsite bleibt erhalten (Abb. 5.1-2).

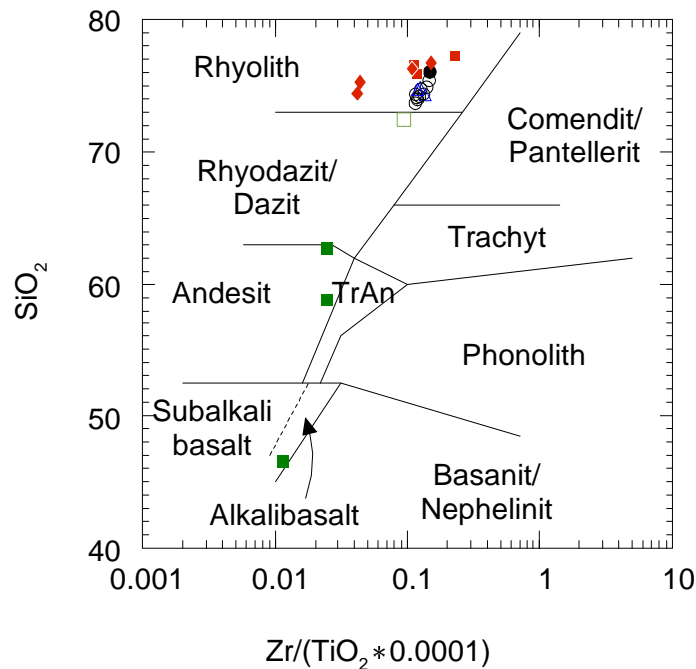


Abb. 5.1-2: Klassifikationsschema nach WINCHESTER & FLOYD (1977); Symbole wie Abb. 5.1-1

Sowohl die Analysen der aplitischen Gesteine als auch der Granite kommen im Feld der Rhyolithe zu liegen, wobei die Aplite weiterhin eine größere Streuung zeigen. Die Basalte fallen hier alle in den Bereich nahe der Trennung alkalischer und subalkalischer Basalte. Die Probe Tü-98-8/1 kommt im Feld der Alkalibasalte zu liegen, jedoch nahe der Grenze zum Feld der Subalkalibasalte. Die Proben Tü-98-1/1 und Tü-98-2/11 kommen im Bereich der Andesite zu liegen. Besonders der Basalt von Çagirankaya Tepe (Tü-98-2/11) tendiert jedoch zum Feld der Trachyandesite.

Zur weiteren Klassifikation wird im Folgenden nur noch auf die sauren Magmatite eingegangen, die Rahmengesteine sind Gegenstand einer eigenen Untersuchung (Diss. Hanedan). Die Einteilung der Magmenchemie nach dem Sättigungsprinzip nach SHAND (1950) beruht auf der Sättigung des Aluminiums durch Ca, Na und K. Durch Sättigung bzw. Untersättigung lassen sich so vier Typen unterscheiden. Nach diesem Schema fallen die Analysen der Obsidiane, Felsite und Granite nach Shand's Index nahe 1 (Abb 5.1-3). Die Gesamtsumme der Alkalien bleibt unter dem Gehalt an Al_2O_3 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3$). Somit sind die Gesteine leicht peraluminisch. Das Verhältnis $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ variiert leicht um 1,1.

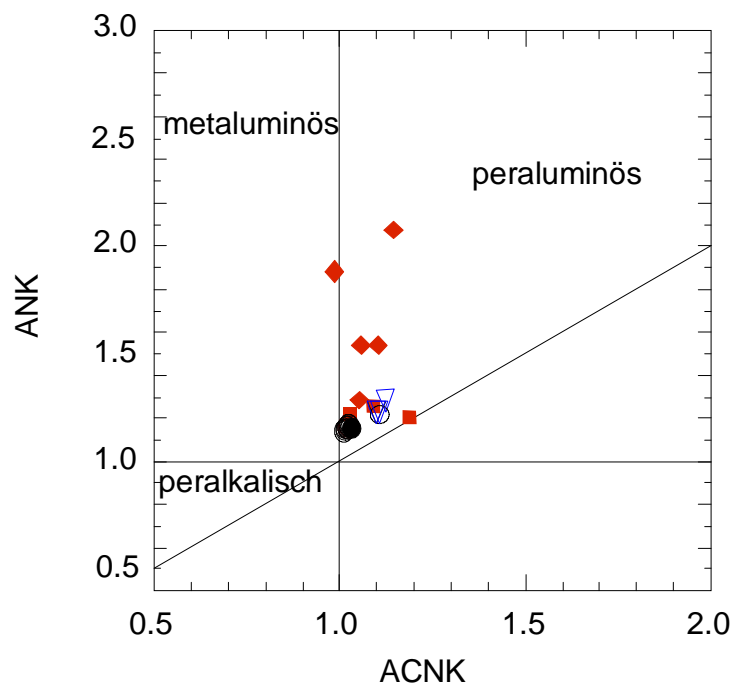


Abb. 5.1-3: Einteilung nach Shand's Index ($ACNK = [Al_2O_3]/[CaO]+[Na_2O]+[K_2O]$; $ANK = [Al_2O_3]/[Na_2O]+[K_2O]$), nach SHAND (1950); Symbole wie Abb. 5.1-1

Die Aplite weisen ebenfalls peraluminischen Chemismus auf, tendieren jedoch stark zu höheren $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ Verhältnissen hin. Der Bereich peraluminischer Magmen ist weitgehend mit subalkalischen Magmen gleichzusetzen, wie sie für subduktionsbezogene Vulkanite erwartet werden. Nach SHAND (1950) treten in peraluminischen Magmen als mafische Minerale Al-reiche Phasen wie z. B. Biotit auf. In der CIPW-Norm erscheint normativer Korund. Alle Obsidiane, Felsite, Granite und Aplite weisen normativen Korund zwischen 0,4 und 2,1 auf, mit Ausnahme der Probe Tü-98-2/41. Dieser Aplit zeigt petrographisch keinen Biotit.

5.2 Geotektonische Position

Granitoide Gesteine lassen sich anhand ihres Spuren- und Hauptelementchemismus einem geotektonischen Milieu zuordnen. Eine Einteilung ist durch die Typisierung granitischer Gesteine in vier Haupttypen gegeben, dem I-, S-, M-, und A-Typ (CHAPPEL & WHITE 1974, COLLINS ET AL. 1982, WHITE 1979). I- und S-Typen treten in Orogenzonen nach Schließung eines Meeresbeckens bzw. bei Kontinent-Kontinent-Kollisionen auf. Beide Typen werden in Zusammenhang mit einer Subduktion interpretiert. Während der I-Typ auf partiell aufgeschmolzene subduzierte Kruste zurückgeführt bzw. als Differentiat solcher Teilschmelzen gesehen wird, stellen die S-Typen anatektische (Teil-) Schmelzen versenkten sedimentären Materials dar. M-Typ Granitoide, als Plutonite auch Plagiogranite genannt, sind an ozeanische Inselbögen gebunden. A-Typen, als anorogen oder

Alkaligranit bezeichnet, treten intrakontinental und postorogen auf. In Tabelle 5.2-1 sind charakteristische Unterscheidungsmerkmale nach STOSCH (1999) zusammengestellt.

Tabelle 5.2-1: Charakteristische Merkmale von Granitoiden nach STOSCH (1999)

M-Typ	I-(Kordilleren)-Typ	I-(kaledon.)-Typ	S-Typ	A-Typ
<i>Gesteinstypen:</i>				
Plagiogranit untergeordnet neben Gabbro	Tonalite dominieren; jedoch weites Spektrum von Quarzdiorit bis Monzogranit	Granodiorit und Granit dominieren; wenige Hbl.-Diorite und Gabbros	Granite mit geringer SiO ₂ - Variation; häufig Monzogranite	Biotitgranit mit Al- kaligranit und Syenit
<i>Besonderheiten im Mineralbestand:</i>				
Hornblende und Bio- tit; Pyroxene	Hornblende und Biotit; Magnetit, Titanit	vorwiegend Biotit; Ilmenit, Magnetit	Muskovit und Biotit; Ilmenit, Monazit; Granat + Cordierit können vorkom- men	grüner Biotit; Al- kalamphibole + Alkalipyroxene in Alkaligesteinen
<i>Einschlüsse, falls vorhanden:</i>				
basische magmati- sche Xenolithe	dioritische Xenolithe als Restite	verschiedenste Xenolithe	vorwiegend meta- sedimentäre Xeno- lithe	komagmatische Einschlüsse
<i>chemische Besonderheiten:</i>				
	A-Wert ¹ < 1,1 (oft <1)	A-Wert ≈ 1	A-Wert > 1,05	peralkalisch; relativ F-reich
<i>Plutone:</i>				
klein	Reihen großer Batho- lithe	Reihen von isolier- ten Körpern	Reihen von mittel- großen Batholithen	Reihen kleiner Komplexe
<i>Assoziation mit Vulkaniten:</i>				
Inselbogenvulkanis- mus	Andesite, Dazite	nur manchmal mit Basalten, Andes- iten	i.a. keine Vulkanite	Alkalilaven
<i>geotektonische Umgebung:</i>				
ozeanische Inselbö- gen	andinotype Kontinen- talränder	nach Schließung eines Meeresbe- ckens	Kontinent-Konti- nent Kollision (herzynisch)	postorogen und anorogen
<i>mit Plutonismus verbundene Mineralisation:</i>				
porphyrische Cu-Au- Mineral.	porphyrische Cu-Mo- Mineralisation	selten mineralisiert	Sn- und W-Grei- sen	Zinnstein, Colum- bit, Fluorit

¹Der A-Wert errechnet sich aus dem molaren Verhältnis $A = \frac{Al}{(Na + K + \frac{1}{2}Ca)}$.

Für die Ansprache der Obsidiane und Felsite ist dieses Schema nur bedingt geeignet. Entspricht auch der Chemismus der Gesteine weitgehend dem von plutonischen, granitoiden Gesteinen, so lassen sich semi- bis holohyaline Gesteine nicht nach ihrem (nicht vorhandenen) modalen Mineralbestand klassifizieren. Für die Eintragung in das Q-A-P-Dreieck nach Streckeisen wurde, wie in der Einleitung zu diesem Kapitel erwähnt, der normative Mineralbestand der CIPW-Norm herangezogen. Die Feldspäte wurden dabei in Plagioklase und Alkalifeldspäte umgerechnet. Bei sauren granitoiden und rhyolithischen Gesteinen sind die Plagioklase üblicherweise von Oligoklas-Zusammensetzung (An_{10} bis An_{30}). Die Mikrosondenanalysen (s. Kap. 4.2) zeigen einen durchschnittlichen An-Gehalt von ca. 22 Mol% in den Plagioklasen. Die äquivalente Menge Albit wurde vom errechneten Wert für den normativen Albit abgezogen, der restliche Albit zu Orthoklas zugeschlagen und als Alkalifeldspat verrechnet. Um einen Ausgleich zu dem im Biotit gebundenen Kalium zu erreichen (mafische Minerale gehen in das Q-A-P-Dreieck nicht ein), wurde der in allen Proben geringe normative Korund vom Wert für Orthoklas abgezogen. Normativer Korund ist in CIPW-Berechnungen ein Anzeiger für die pelitischen Anteile, modal meist durch Hellglimmer repräsentiert. Hellglimmer kann in den Gesteinen des Arbeitsgebietes nicht beobachtet werden, Biotit hingegen tritt in allen Obsidianen und Felsiten auf. Der berechnete normative Korund (0,4 bis 1,6) wird daher als Überschuß-Aluminium aus dem Biotit angesehen, da die CIPW-Norm keine Al-Phase vorsieht.

Im Q-A-P-Dreieck kommen die so berechneten Analysen im Rhyolith-Feld zu liegen, das identisch mit dem Feld der Granite für plutonische Gesteine ist. Die Punkte zeigen eine Tendenz zu Alkali-Graniten (Abb. 5.2-1). In diesem Feld kommen auch die Analysen der Granite zu liegen, die Analysenpunkte der Aplite tendieren mehr zu Daziten.

Werden die Charakteristika von Tabelle 5.2-1 zu Grunde gelegt, spricht diese Einteilung für ein kaledonisches I-Typ bzw. ein S-Typ Magma. Dem beobachtbaren Mineralbestand nach sind die Obsidiane und Felsite als I-Typ anzusprechen, da sowohl Biotit als auch Ilmenit und Magnetit auftreten, jedoch weder Hellglimmer noch andere Al-Phasen (Granat oder Cordierit) beobachtet werden.

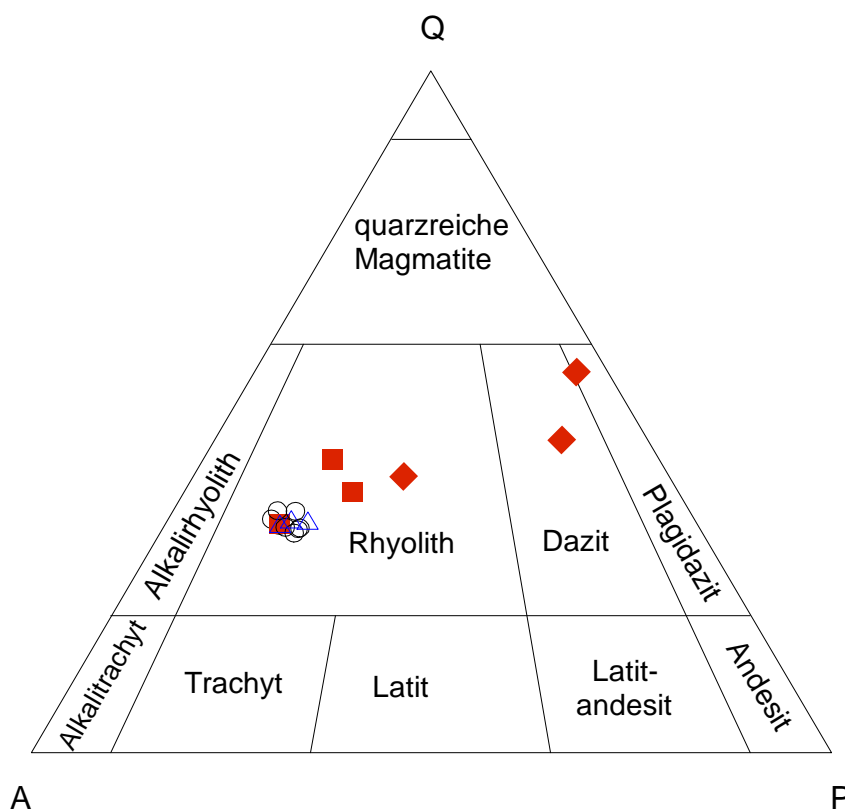


Abb. 5.2-1: Q-A-P-Dreieck für vulkanische Gesteine mit Feldereinteilung nach STRECKEISEN (1980); Symbole wie Abb. 5.1-1

Die in Kapitel 3 insbesondere in Obsidian Typ C beschriebenen Xenolithe sind nicht eindeutig anzusprechen, da diese zu stark aufgeschmolzen wurden. Dieses Kriterium ist hier nicht anwendbar. Im A-Wert zeigen die Proben mit $A > 1,1$ eher S-Typ Charakter, nach Shand's Index (Abb. 5.1-4) wurden die Magmen bereits als peraluminisch belegt. Die Vergesellschaftung mit Vulkaniten der Rahmengesteine deutet wiederum mehr auf I-Typen hin. Basalte und Andesite sind im südlichen und nördlichen Teil des Arbeitsgebietes zu finden. Auch die geotektonische Einordnung der Region deutet auf ein I-Typ Magma hin, nach PECCERILLO & TAYLOR (1976) steht das Orogen mit der Schließung des Tethys-Ozeans in Verbindung. Die intensiven hydrothermalen Überprägungen der Gesteine, in deren Folge Pyrit und Chalkopyrit entstanden sind, weisen nach dem Schema aus Tabelle 5.2-1 eher auf einen S-Typ Charakter hin. Mit diesem Schema ist keine eindeutige Zuordnung der Gesteine zu erhalten. M- und A-Typ Magmen sind auszuschließen, eine Unterscheidung in S- oder I-Typ ist nicht klar. Diese Situation kann ein Hinweis auf spät- bis postorogene Übergangsmagmen darstellen, bei der I-Typ Magmen bereits Krustenmaterial assimiliert haben.

PEARCE ET AL. (1984) und MANIAR & PICCOLI (1989) verwenden für die geotektonische Einordnung der granitoiden Gesteine nicht diese Nomenklatur. Sie binden die Bezeichnung direkt an die geologische Situation.

So teilen PEARCE ET AL (1984) die granitischen Gesteine in Ocean Ridge Granites (ORG), Volcanic Arc Granites (VAG), Within Plate Granites (WPG) und syn-collisional Granites (syn-COLG) ein. Zur Diskriminierung dieser Typen werden Diagramme auf der Basis von Y, Nb, Ta, Yb und Rb herangezogen. Hierbei bedeuten die Gruppierungen folgendes (nach ROLLINSON, 1993):

Ocean Ridge Granites (ORG)

- mit ozeanischen Rücken assoziierte Granite
- mit Back-Arc Basins assoziierte Granite
- mit Fore-Arc Basins assoziierte Granite

Volcanic Arc Granites (VAG)

- Granite ozeanischer Bögen, überwiegend tholeiitisch
- Granite ozeanischer Bögen, überwiegend kalkalkalisch
- Granite aktiver Kontinentalränder

Within Plate Granites (WPG)

- Granite intrakontinentaler Ring-Komplexe
- Granite in ausgedünnter kontinentaler Kruste
- Granite in ozeanischen Inseln

syn-collisional Granites (syn-COLG)

- syn-tektonisch intrudierte Granite an Kontinent-Kontinent-Kollisionen
- post-tektonisch intrudierte Granite an Kontinent-Kontinent-Kollisionen
- syn-tektonisch intrudierte Granite an Kontinent-Vulkanbogen-Kollisionen

Wie aus dieser Einteilung ersichtlich ist, ermöglicht dieses Schema keine eindeutige Trennung postorogener Granite von Vulkanbogen-Graniten und Intraplatten-Graniten. Nach TWISTER & HARMER (1987) ist dieses Schema auch auf felsische, vulkanische Gesteine anwendbar.

Im Y-Nb Diagramm (Abb. 5.2-2) nach PEARCE ET AL. (1984) fallen alle Obsidian- und Felsit-Analysen in das Feld der Intraplatten-Granite (WPG). Wie bereits in den Klassifikationen unter 5.1.1 liegen die Analysen sehr eng beieinander. Auch hier setzt sich die Probe Tü-98-4/4 (Şehitlik Tepe) leicht von den übrigen Obsidianen ab.

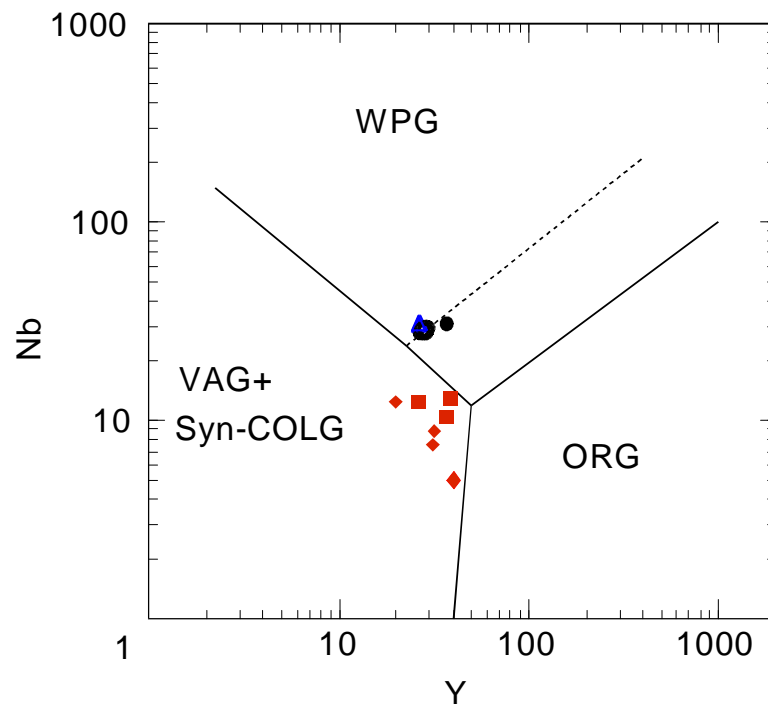


Abb. 5.2-2: Y-Nb Diskriminierungsdiagramm nach PEARCE ET AL. (1984); Symbole wie Abb. 5.1-1, Abkürzungen siehe Text

Die Granite und Aplite hingegen fallen in das Feld der Inselbogen-(VAG) bzw. syntektonisch intrudierter (syn-COLG) Granite, und trennen sich damit deutlich von den Vulkaniten ab. Diese beiden Situationen lassen sich im Y-Nb-Diagramm nicht eindeutig voneinander unterscheiden und werden deshalb von PEARCE ET AL. (1984) hier zusammengefasst.

Die Aufteilung von VAG und syn-COLG erfolgt durch Hinzunahme von Rb. Rb erweist sich nach PEARCE ET AL. (1984) als gute Unterscheidung von diesen beiden Graniten. Durch die Auftragung von Rb über Nb+Y erreichen PEARCE ET AL. (1984) die Trennung zu den Intraplattengraniten (WPG).

Im resultierenden (Nb+Y)-Rb-Diagramm (Abb. 5.2-3) kommen die Analysen der Obsidiane und Felsite auf der Grenze von VAG und WPG zu liegen. Die Probe Tü-98-4/4 setzt sich wieder leicht ab und kommt daher im WPG-Feld zu liegen. Die Granitanalysen liegen sehr nahe den Vulkaniten im oberen Bereich des VAG-Feldes, mit leichter Tendenz zum Bereich der syn-COLG. Die Analysen der Aplite setzen sich deutlich von den übrigen Analysen ab, kommen jedoch noch im VAG-Feld zu liegen. Die Aplite liegen im mittleren Teil des Feldes an der Grenze zu den WPG.

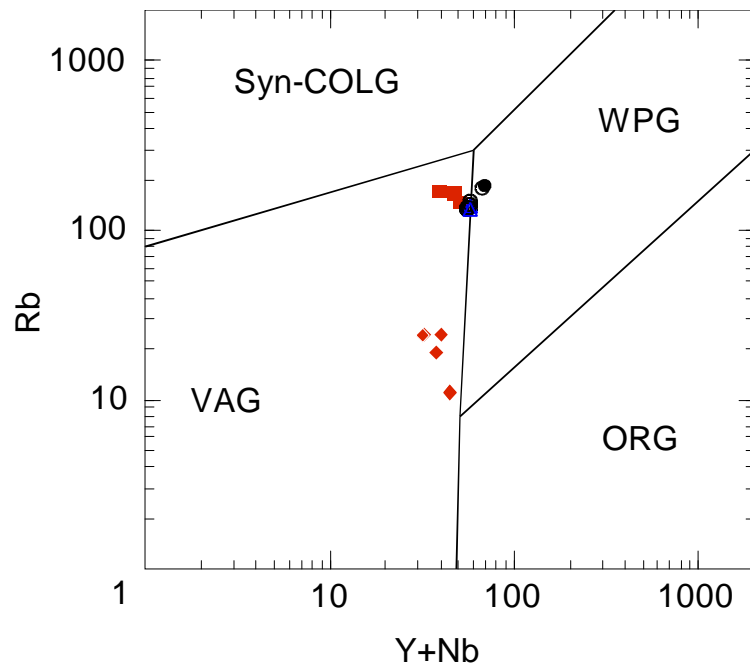


Abb. 5.2-3: (Y+Nb)-Rb-Diskriminierungsdiagramm nach PEARCE ET AL. (1984); Symbole wie Abb. 5.1-1, Abkürzungen siehe Text

Die Problematik postorogener Granite bleibt bestehen. PEARCE ET AL. (1984) vergleichen die Lage einiger postorogener Granite (Adamello, Querigut) mit den Feldern des (Nb+Y)-Rb-Diagramms. Sie finden die Bereiche dieser Granite überwiegend im oberen Bereich des VAG-Feldes, nahe den Grenzen zu WPG und syn-COLG. Als Gründe für die schwierigen geochemischen und tektonischen Unterscheidungen sind die Magmenquellen zu sehen. Postorogene Granite lassen sich sowohl durch partielle Aufschmelzung von Unterkrustenmaterial als auch des oberen Mantels ableiten.

In Anlehnung an die normierten Spurenelementmuster, wie sie bei basischen Gesteinen üblich sind (Chondrit, N-MORB, E-MORB, usw.), stellen PEARCE ET AL. (1984) auf „ORG“ (Ocean Ridge Granite) normierte Spurenelementmuster auf. Der dieser Normierung zugrunde liegende ORG ist das Ergebnis einer modellierten fraktionierten Kristallisation mit einer N-MORB-Zusammensetzung als Ausgangsmaterial. Die Normierungsgrundlage ist also theoretisch ermittelt. Dementsprechend große Schwankungen zeigen auch die Muster von als ORG im Sinne der Autoren klassifizierter Granite aus Ophiolit-Melangen (Troodos) und Tiefseebohrungen (MAR 45° N).

In Abb. 5.2-4 sind die Spurenelementmuster der Obsidiane und Felsite gegen ORG nach PEARCE ET AL. (1984) aufgetragen. Die Gesteinstypen wurden zusammengefasst, da sich die einzelnen Muster kaum voneinander unterscheiden lassen. Dieses Ergebnis veranschaulicht die Homogenität des Magmas vom Hauptelementchemismus bis in den Spurenelementbereich hinein. Zum Vergleich sind die Streubreiten von syn-COLG und postorogenen Graniten eingetragen. Die Ähnlichkeiten der

Muster sind kaum gegeben, wenn auch einzelne Granite (Tibet, syn-COLG; Querigut, Pyrenäen, postorogen) gute Übereinstimmung im Spurenelementmuster zeigen. Eine eindeutigere Aussage wie mit den Y-Nb- und (Y+Nb)-Rb-Diagrammen ist nicht möglich. Zieht man die Vergleichbarkeit von Zr-Hf, Nb-Ta und Y-Yb in Bezug auf ihr geochemisches Verhalten in Betracht, so scheint das Muster der sauren Vulkanite eher mit dem Muster postorogener Granite vergleichbar zu sein.

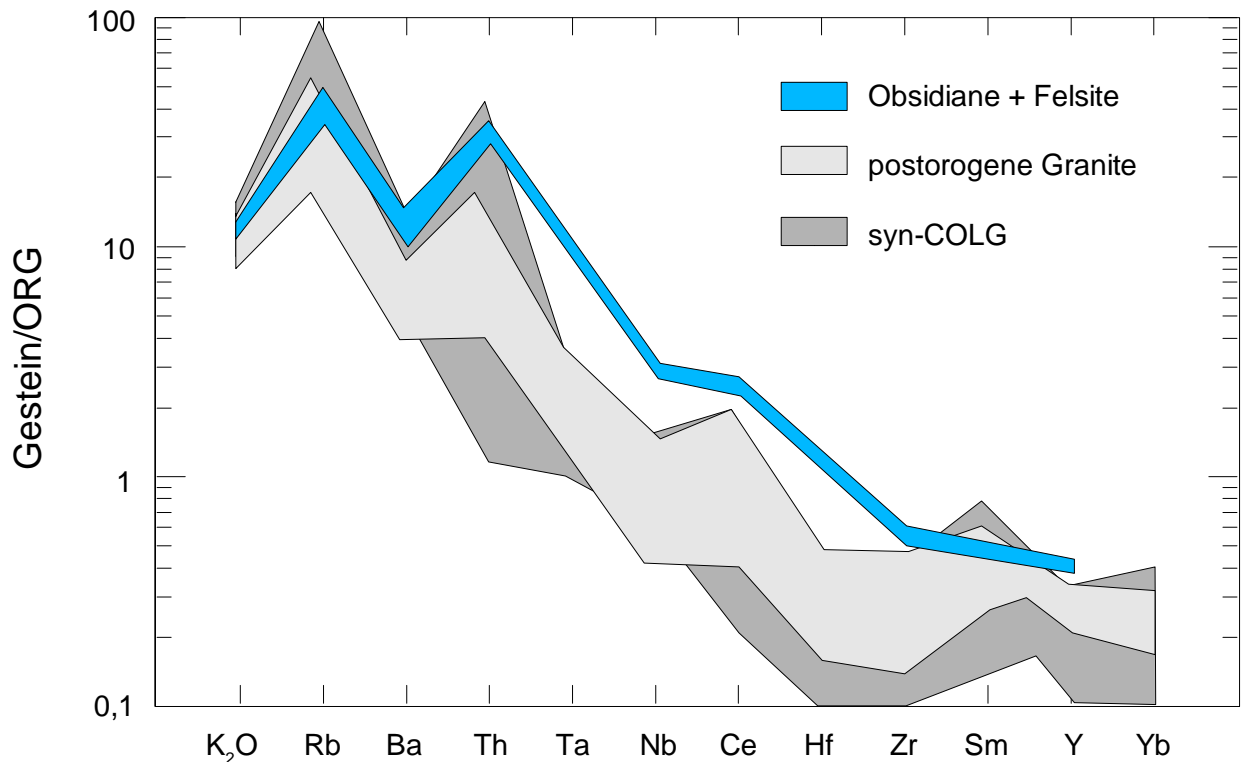


Abb. 5.2-4: Spurenelementverteilungsmuster normiert auf ORG nach PEARCE ET AL (1984)

Auf die Eintragung der Verteilungsmuster der Granite und Aplite wird hier verzichtet, da die große Element-Streuung dieser Gesteine keine Interpretation zulässt.

MANIAR & PICCOLI (1989) teilen die granitoiden Gesteine in Island Arc Granites (IAG), Continental Arc Granitoids (CAG), Continental Collision Granitoids (CCG), Post-Orogenic Granitoids (POG), Rift-Related Granitoids (RRG), Continental Epeirogenic Uplift Granitoids (CEUG) und Oceanic Plagiogranites (OP) ein. Im Q-A-P-Dreieck verteilen sich diese Typen in mehr oder weniger diskrete Felder (Abb. 5.2-5), die empirisch ermittelt wurden.

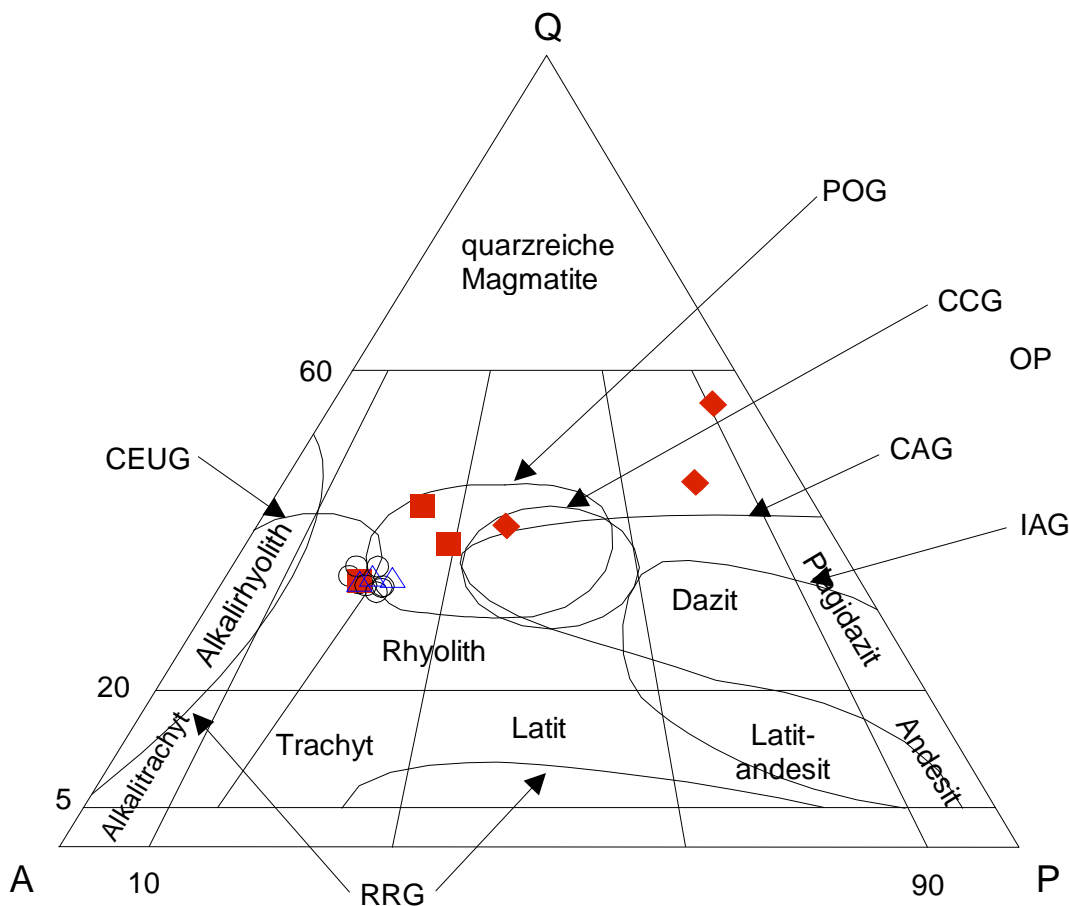


Abb. 5.2-5: Q-A-P-Dreieck nach MANIAR & PICCOLLI (1989), Fig 1, mit Analysen der Obsidiane, Felsite, Granite und Aplite, berechnet wie zu Abb. 5.2-1 beschrieben; Symbole wie Abb. 5.1-1

In dieser groben Einteilung liegen die Analysen der Obsidiane, Felsite und Granite im Bereich postorogener Granitoide, die Analysen der Obsidiane und Felsite kommen im Überschneidungsbereich mit dem Feld der CEUG. Aufgrund der zahlreichen, deutlichen Überschneidungen der Feldeinteilungen ist hier keine eindeutige Aussage zu treffen.

Im Folgenden geben MANIAR & PICCOLLI (1989) ein Schema zur Einteilung der Granitoide in die einzelnen geologischen Situationen. Dabei wird ausschließlich auf den Hauptelementchemismus zurückgegriffen, die einzelnen Grenzen sind empirisch ermittelt.

Zunächst werden die ozeanischen Plagiogranite (OP) von den restlichen Granitoiden anhand des K_2O/SiO_2 -Verhältnisses unterschieden. Im Weiteren erfolgt die Unterscheidung in drei Gruppen:

IAG + CAG + CCG

POG

RRG + CEUG

Dieses Schema ist in den Abbildungen 5.2-6A-E dargestellt. In diesen Abbildungen fallen nahezu alle Analysen in den Bereich Postorogener Granitoide. Ausnahme sind die Aplite die aufgrund ihrer geringen K_2O -Gehalte (Abb. 5.2-6A), bzw. in Abb. 5.2-6E, durch ihre höheren CaO-Gehalte in den

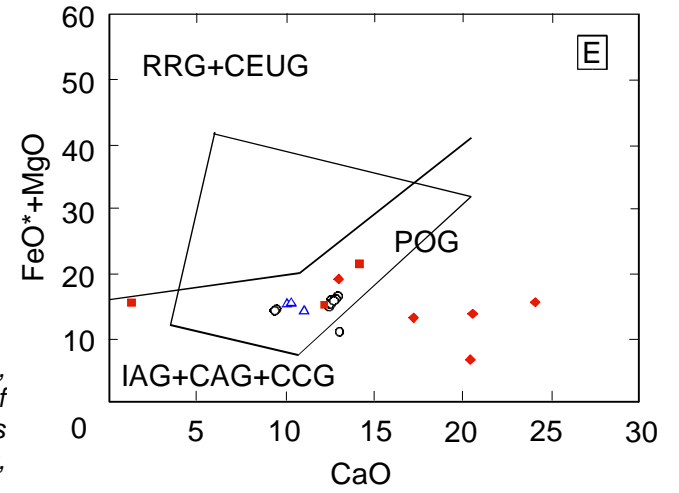
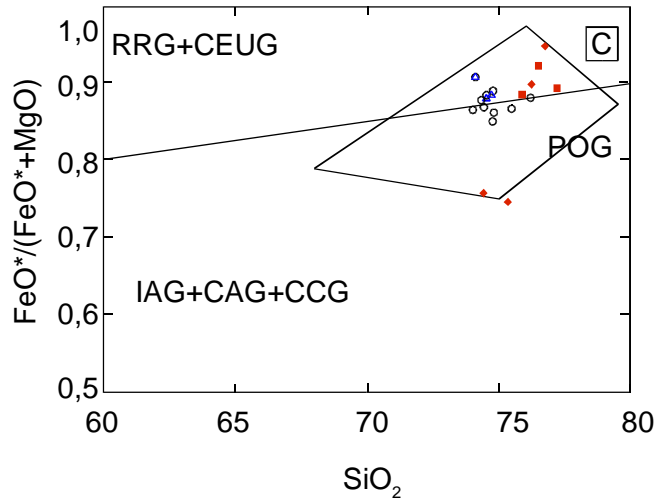
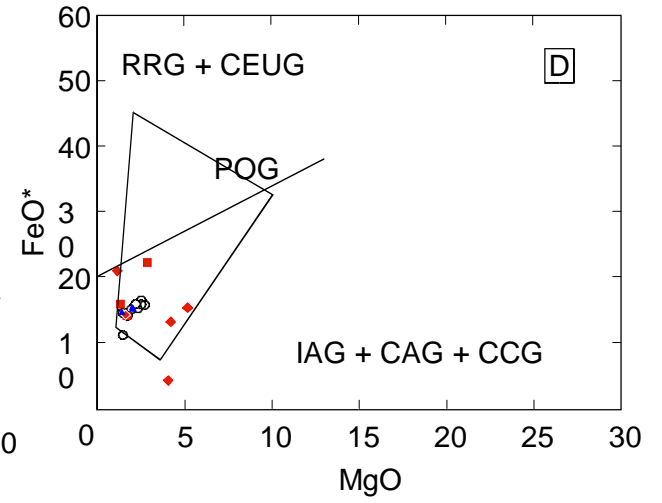
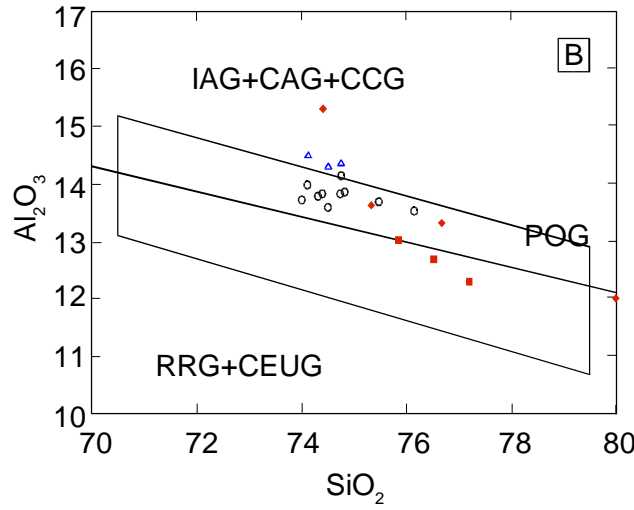
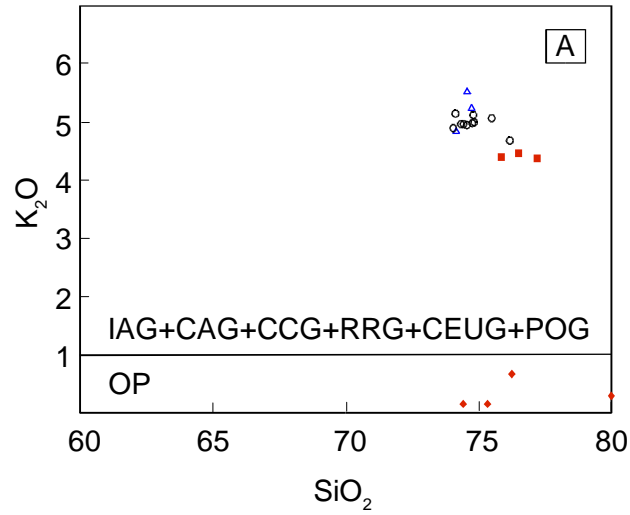


Abb: 5.2-6 A-E: Unterscheidung von OP, IAG, CAG, CCG, POG, RRG und CEUG auf Grundlage des Hauptelementchemismus nach Maniar & Piccoli (1989); Abk. s. Text, Symbole wie Abb.5.1-1

Bereich der kollisionsbezogenen Granitoide fallen, ebenso der Granit Tü-98-4/3, der bei der Obsidianprobe Tü-98-4/4 ansteht, an der Nordflanke von Şehitlik Tepe (Kap. 1.3).

Zusammenfassend sind die hier untersuchten Obsidiane und Felsite als Rhyolithe der hoch-K-Reihe anzusprechen, wie sie für reife Inselbögen und Kontinentalränder typisch sind. Die chemische Zusammensetzung der analysierten Proben ist charakteristisch für das Endstadium einer Subduktion ozeanischer Kruste unter kontinentale Kruste. In dieses späte Stadium sind auch die im Bereich der shoshonitischen Serie liegenden Basalte zu stellen. Basaltischer Vulkanismus mit Laven der Shoshonitserie kann dieses späte Stadium begleiten (Stosch, 1999). Dies steht im Einklang mit dem Geländebefund, nach dem die Platznahme dieser beiden Basalte sicher zu den späten Ereignissen im Arbeitsgebiet gehört. Datierungen der Basalte liegen jedoch nicht vor.

Die geotektonische Einordnung auf Grundlage der Spurenelemente ist nicht ganz eindeutig, weist jedoch auf postorogene Granitoide hin. PEARCE ET AL. (1984) bezeichnen ihre Klassifikation insbesondere dann als gut anwendbar, wenn weitere unabhängige Daten vorliegen, z. B. eindeutige geologische Situationen (Geländebefund). Hier kann für die Magmatite des Arbeitsgebietes auf die Ergebnisse von PECCERILLO & TAYLOR (1976), BARBIERI ET AL. (1992) und AKINCI ET AL. (1991) zurückgegriffen werden. Hiernach werden die Magmatite in Profilen von der Küste bis in den Bereich Ikizdere als Differentiationsfolge von Teilschmelzen der bei der Tethys-Schließung subduzierten ozeanischen Kruste gedeutet.

Eine genetische Beziehung der Obsidiane mit dem Basalt Tü-98-1/1 (Kalas Tepe), den Graniten und Apliten ist mit den vorliegenden Daten nicht nachzuvollziehen. Hierzu sind weitere Analysen und Untersuchungen notwendig, die den Rahmen dieser Arbeit übersteigen.

6 Thermoanalytik

An 20 repräsentativen Proben wurden thermoanalytische Messungen mit der simultanen Thermoanalyse (Thermogravimetrie mit EGA) und dilatometrische Messungen durchgeführt. Grundlage für die Auswahl der Proben war eine umfassende Information über den Obsidiankomplex, sowie die Beprobung eines Längsprofiles entlang der Linie *Sırkılı Tepe – Büyük Yayla – Maden Tepe*. Dabei ergaben sich insbesondere bei der thermogravimetrischen Bestimmung des Masseverlustes gravierende Differenzen zum herkömmlich bestimmten LOI bei den Obsidianen. Die EGA-Profile sind in Anhang D aufgeführt.

6.1 Massenspektrometrie mit Thermogravimetrie

Als wesentliche volatile Phasen in Magmen sind H_2O , CO_2 , SO_2 , H_2 und O_2 (SCHMINCKE 2000) zu nennen. Die zugehörigen spezifischen Massen (m/z) zum Nachweis im Massenspektrometer sind in Tabelle 6.1-1 aufgelistet.

Tab. 6.1-1: Volatile und zugehörige Massen zum Nachweis in der Massenspektrometrie

Molekül	Nachweis als	m/z
H_2O	H_2O^+	18
CO_2	CO_2^+	44
SO_2	SO_2^+	64
O_2	O_2^+	32
H_2	H_2^+	2

Aus Tabelle 6.1-1 ist zu erkennen, daß einige Gase (H_2 , O_2) auch Komponenten größerer Moleküle (H_2O) sein können, die in der Ionenquelle durch Fragmentierung entstanden sind. So entstehen beispielsweise bei der Ionisation von CO_2 die Fragmente CO_2^+ ($m/z = 44$), CO^+ ($m/z = 28$), C^+ ($m/z = 12$), O^+ ($m/z = 16$) sowie zu geringen Teilen auch CO_2^{++} ($m/z = 22$). Ein daraus resultierendes Massenspektrum ist in Abb. 6.1-1 dargestellt. Das Molekül CO_2 wird demnach beim Passieren der Ionenquelle in fünf nachweisbare Bruchstücke zerlegt (Isotope werden hier vernachlässigt). Abhängig von der Energie der ionisierenden Teilchen entstehen diese Bruchstücke mit einem bestimmten (bekannten) Verhältnis zueinander. Üblicherweise werden die untergeordneten Fragmente in Relation zu dem als 100 % angegebenen Peak des Hauptmolekülions angegeben. In Abb. 6.1-1 ist in Abweichung hierzu der Anteil der betreffenden Masse an der als 100 gesetzten Gesamtintensität angegeben.

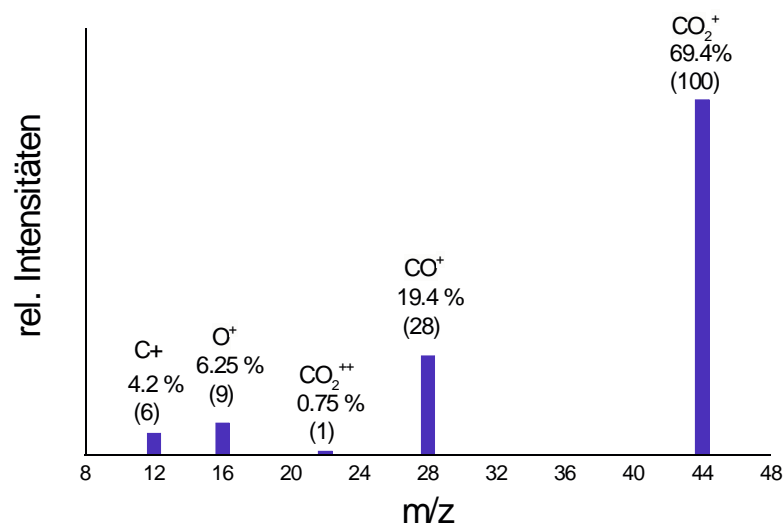


Abb. 6.1-1: Vollständiges Massenspektrum von CO₂, mit Anteilen der Molekülionen an der Gesamtintensität, in Klammern die herkömmliche Notation (HEIDE, 1979; BALZERS)

Als weitere, bei der Entgasung von Magmen nachweisbare Gase, sind CO (m/z = 28), CH₄ (m/z = 15), N₂ (m/z = 28) zu nennen. Um hier eindeutige Zuordnungen von gemessenen Peaks zu den entsprechenden Gasen zu erreichen und bekannte Überlagerungen (CO/N₂) zuweisen zu können, wurden neben den charakteristischen Massen auch die Massen der entsprechenden Bruchstücke gemessen. Diese Fragmente entstehen bei konstanten Messbedingungen mit einer bekannten Wahrscheinlichkeit bei der Ionisation. Die Primärmoleküle und ihre Fragmente mit ihren Bruchstückverteilungen sind in Tabelle 6.1-2 aufgelistet.

Tab. 6.1-2: Charakteristische Massen und entsprechende Bruchstückverteilung bei der Ionisation der Primärmoleküle nach HEIDE (1979) und BALZERS; + deutet einen geringen Anteil der betreffenden Masse an

Mo- lekül	Mas se	m/z															
		1	2	12	14	16	17	18	19	20	28	32	34	44	48	64	
H	1	100															
H ₂	2		100														
H ₂ O	18	2,4				1,8	26	100	+	+							
CO ₂	44			6		9					28				100		
SO ₂	64					5						10	+		50	100	
N ₂	28				52						100						
CO	28			47		17					100						
F	19								100								
HF	20	+							+	100							

Alle Massen der Moleküle in Tabelle 6.1-2 gelten für die natürlichen Isotope der höchsten Häufigkeit. So ist m/z = 18 für H₂O⁺ korrekt als ¹H₂¹⁶O⁺ zu schreiben. Daraus geht hervor, daß H₂O als

Molekül (isotopisch) auch entsprechend schwerer sein kann. Aus der Häufigkeit der natürlichen Verteilung der H - und O - Isotope ist erkennbar (Tab. 6.1-3), daß „schweres Wasser“ ($^1\text{H}_2^{18}\text{O}^+$, $m/z = 20$) in der Regel keine wesentlichen Auswirkungen auf das Massenspektrum von H_2O zeigt, jedoch durchaus nachweisbar ist.

Tab 6.1-3: Relative Häufigkeit natürlicher, stabiler Isotope von Wasserstoff und Sauerstoff

Isotop	Häufigkeit [%]
^{16}O	99,76
^{18}O	0,20
^1H	99,985
^2H (=D)	0,015

In geologischen Systemen können Isotope durch Fraktionierungsprozesse jedoch gegenüber dem natürlichen Gesamtdurchschnitt an- bzw. abgereichert sein. Für Sauerstoff in allen Gesteinen ist ein $\delta^{18}\text{O}$ von -5 ‰ bis ca. + 40 ‰ gegenüber dem SMOW-Standard (Standard Mean Ocean Water) bekannt. Granitoide Gesteine können $\delta^{18}\text{O}$ - Werte von -5 ‰ bis +15 ‰ erreichen (STOSCH 1999). Diese Anreicherung ist mit der hier verwendeten Meßmethode nicht zu erfassen. Zusätzlich kann die Masse $m/z = 20$ auch von HF^+ herrühren (vgl. Tabelle 6.1-2), das bei der Entgasung geologischer Proben ebenfalls freigesetzt wird. Bei anderen Isotopensystemen sind die isotopischen Unterschiede gut wiederzufinden, so im System ^{32}S und ^{34}S . Das schwere S-Isotop ist mit 4,2 % im natürlichen Schwefel vertreten, im Massenspektrum von SO_2 zeigt sich dies durch die Masse 50 ($^{34}\text{SO}^+$). Noch deutlicher zeigt sich die Isotopie bei den Chlor-Isotopen ^{35}Cl und ^{37}Cl , deren natürliche Häufigkeit von 75,8 % (^{35}Cl) und 24,2 % (^{37}Cl) im Massenspektrum anorganischer Gase entsprechend abgebildet wird. Diese Verteilungen müssen bei der Auswertung der Massenspektren berücksichtigt werden. Wie aus Tabelle 6.1-2 hervorgeht ist die Überlagerung verschiedener Ionen auf einer Masse nicht in allen Fällen eindeutig aufzulösen, da nicht immer zwischen primären Gasmolekülen (unter primären Gasmolekülen werden hier solche verstanden, die im Probenraum zwischen Probe und Ionenquelle vorliegen) und (sekundären) Ionisationsprodukten unterschieden werden kann. Über die charakteristische Bruchstückverteilung bei konstanten Analysenbedingungen läßt sich eine Gasspezies identifizieren. Eine Quantifizierung wird bei Gasgemischen jedoch erschwert. Zur Identifizierung der Gasspezies wurden folgende Fragmentierungsprodukte (Peaks jeweils bei gleicher Temperatur) angenommen:

<u>H_2O, $m/z = 18$:</u>	18 (H_2O^+) — 17 (OH^+) — 16 (O^+) — 1 (H^+)
<u>CO_2, $m/z = 44$:</u>	44 (CO_2^+) — 28 (CO^+) — 16 (O^+) — 12 (C^+)
<u>SO_2, $m/z = 64$:</u>	64 (SO_2^+) — 48 (SO^+) — 32 (S^+) — 16 (O^+)
<u>O_2, $m/z = 32$:</u>	32 (O_2^+) — 16 (O^+)
<u>CO, $m/z = 28$:</u>	28 (CO^+) — 16 (O^+) — 12 (C^+)

Dadurch erhält man aus der temperaturlösten Messung der jeweiligen Massenintensität (T-I-Diagramm) ein Massenspektrum bei konstanter Temperatur (m/z -I-Diagramm). Es werden also aus dem dreidimensionalen T-I- m/z -Diagramm zweidimensionale m/z -I-Schnitte herausgezogen. Diese (isothermen) Schnitte stellen dann ein Massenspektrum bei der entsprechenden Temperatur dar. Tritt in einem dieser Schnitte eine der oben genannten Fragmentierungsfolgen mit den in Tabelle 6.1-2 genannten Verhältnissen der Molekülionen auf, so stellt dieser Schnitt ein „vollständiges Massenspektrum“ für dieses Gas bei der gewählten Temperatur dar. Die jeweils relevanten Temperaturen werden aus den T-I-Diagrammen abgelesen. Am Beispiel von H_2O der Probe Tü-98-14/5 (Obsidian, Typ A1, Sırlıklı Tepe) ist im Folgenden diese Vorgehensweise dargestellt.

Aus dem T-I-Diagramm für $m/z = 18$ (H_2O^+) wird die Temperatur einer Peaklage ermittelt (Abb. 6.1-2).

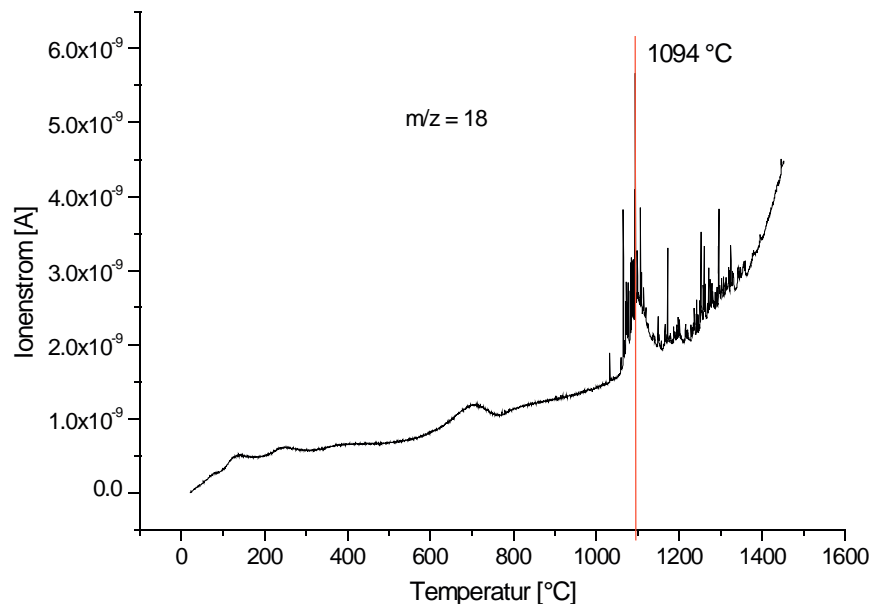


Abb. 6.1-2: Massenspektrum der Masse 18 in Abhängigkeit der Temperatur mit Kennzeichnung der Lage des Maximumpeaks; die Form der Kurve ab ca. 1050 °C deutet auf eine blasige Entgasung einer Schmelze hin (aufgesetzte scharfe Peaks, sog. Spikes, Blasenplatzen)

Mit dieser Temperaturinformation wird die Intensität aller Massen bei dieser Temperatur (1094 °C) gegen die Masse aufgetragen, man erhält das m/z -I-Diagramm (isothermer Schnitt, Abb. 6.1-3).

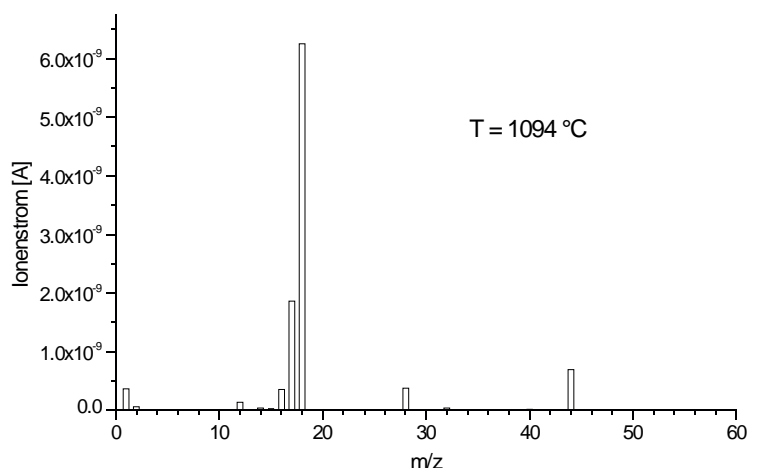


Abb. 6.1-3: „Vollständiges Massenspektrum“ der Probe Tü-98-14/5 bei 1094 °C

Gut zu erkennen sind die Intensitäten für die Massen 18, 17, 16 sowie die Masse 1. Diese Abfolge spricht für die Entgasung von H₂O. Weiter zeigen sich die Massen 44, 28, 14 und 12. Aus dieser Folge läßt sich auf die gleichzeitige Entgasung von CO₂ schließen. Das Verhältnis der Massen 44:28:12 deutet auf die Entgasung von CO hin. Es liegt bei der Temperatur von 1094 °C also ein Gasmisch von H₂O, CO₂ und CO vor.

Dieses Vorgehen wird für jeden Peak der Hauptmasse (z. B. 18 für H₂O) einer Gasspezies durchgeführt, und das Gas damit identifiziert. Diese Methode ist notwendig, da dem Massenspektrometer die Entgasungsprodukte kontinuierlich zugeführt werden, ohne diese zu separieren, z. B. durch Ausfrieren an Kühlfingern. Eine solche Methode beschreibt BACH (1996). Bei dieser Methode wird die Probe in einem Schritt ausgeheizt bzw. durch Bruch zur Entgasung gebracht, die extrahierten Gase werden in einen Behälter bekannten Volumens überführt. An einem mit flüssigem Stickstoff gekühlten Metallfinger werden H₂O, CO₂, SO₂ und H₂S ausgefrozen. Die mit diesen Temperaturen nicht ausfrierbaren Gase H₂, CH₄, CO, N₂ sowie He und Ar werden im ersten Schritt dem Meßsystem zugeführt. Im zweiten Schritt werden die ausgefrozenen Gase bestimmt. Nachteil dieser Methode im Gegensatz zur oben beschriebenen, ist die Reaktion von SO₂ und H₂S mit dem Stahl des Kühlfingers, so daß diese beiden Spezies mit dieser Methode nicht ausreichend (quantitativ) nachweisbar sind.

Mit der in dieser Arbeit beschriebenen Methode der simultanen Bestimmung von Masseverlust (TG) und Massenspektroskopie (MS) ist prinzipiell eine (temperaturaufgelöste) relative Quantifizierung der nachgewiesenen Gasspezies möglich. Die direkte Zuordnung gemessener Massenpeaks zum korrespondierenden Wert der Waage erlaubt eine Bestimmung des Masseverlustes durch Entgasung von H₂O, CO₂ und anderen Spezies, ebenso wie eine Massenzunahme durch Oxidation von z. B. Fe²⁺ zu Fe³⁺ (unter Atmosphärenbedingungen).

Besonders gut ist diese Kopplung von TG und MS bei Proben durchführbar, deren Masseverlust

über 1 Gew% liegt. Dies trifft insbesondere für Einzelmineralanalysen von Salzen, Karbonaten und Tonmineralen zu, aber genauso für „wasserführende“ Silikat-Mineralen wie Hornblenden und Biotite. Auch bei Gesteinen mit entsprechenden Mengen dieser Mineralspezies lassen sich mit der TG-MS Kopplung detailliertere Aussagen über den Glühverlust (LOI) gewinnen (diese Untersuchungen sollen Gegenstand späterer Arbeiten sein, sowohl an Einzelmineralen als auch an Gesteinen). Zur Verdeutlichung ist in Abb. 6.1-4 das Massenspektrum der Masse 18 (H_2O^+) sowie der Masseverlust in Gew% eines Biotitpräparates des Granits vom Henneberg/Thüringen aufgetragen. Die Peaklagen des Ionenstromes korrelieren sehr gut mit den Stufen des Masseverlustes. Zu beachten ist der offenbar dreistufige Entwässerungsprozeß des Biotits, mit Peaks bei 467 °C, 626 °C und 846 °C. Eine mehrstufige Entwässerung ist von anderen Schichtstrukturen bekannt, z. B. von Brucit ($\text{Mg}(\text{OH})_2$) wie VAN AKEN (2000) zeigt. Er teilt die drei Stufen in unterschiedliche Prozesse ein. Der ersten Stufe entspricht die Abgabe des Wassers entlang der Basispakete. Durch den Kollaps der Struktur am Rand des Kristalls wird der verbleibende Rest im Zentrum eingeschlossen. Diese Reste diffundieren durch die Basispakete hindurch. In der dritten Stufe entgasen Moleküle, die sich intrakristallin zu Blasen zusammengeschlossen haben. Inwieweit diese Prozesse auch für die Entgasung von Biotit gelten, müssen weitere Untersuchungen zeigen. Zu Beginn der Schmelze (ca. 1180 °C) zeigt der Biotit einen Gesamtmasseverlust von 3,45 Gew%.

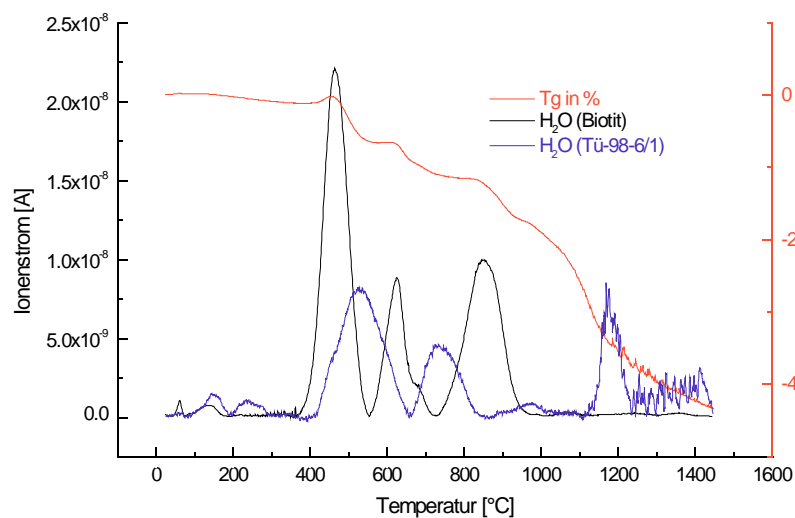


Abb. 6.1-4: Massenspektrum der Masse 18 eines Biotitpräparates (Henneberg-Granit/Thüringen) gekoppelt mit dem Masseverlust; Einwaage 40 mg, im Vergleich mit dem Massenspektrum (Masse 18) der Obsidianprobe Tü-98-6/1 (Typ A2) Heizrate 10 K/min, $T_{max} = 1450$ °C.

In Abb. 6.1-4 ist das Massenspektrum der Masse 18 einer biotitreichen Obsidianprobe (Typ A2) eingetragen. Die Biotite dieses Obsidians zeigen keine Alterationserscheinungen. Die beiden Maxima im Temperaturbereich von 430 °C bis 820 °C sind der Entgasung der Biotite zuzuschreiben. Beach-

tet man das geringere Maximum bei 980 °C mit, so ergibt sich ein, gegenüber dem reinen Biotitpräparat, zu höheren Temperaturen verschobenes Entgasungsprofil. Die ebenfalls biotitreiche Probe Tü-98-2/10 (Büyük Sulata) zeigt ein vergleichbares Massenspektrum. Obsidiane, die modal weniger Biotit führen, lassen nur schwache Peaks erkennen (vgl. Massenspektren in Anhang D).

Treten jedoch Glühverluste unter 1 Gew% auf, so ist diese Methode, bedingt durch die Auflösung der Waage, nicht hinreichend genau für quantitative Aussagen. In einigen Fällen kann die Erhöhung der Einwaagemenge genügen. Probleme treten hier auf, wenn die eingelegte Probe spontane Entgasungen zeigt, bzw. durch hohe Viskosität zur Schaumbildung neigt. Beide Fälle können zu erheblichen Verunreinigungen der Anlage führen. Zum letzten Fall gehören z. B. silikatische Schmelzen mit SiO₂-Gehalten ab etwa 65 Gew%. Hier kann es durch den Aufschäumprozeß der Schmelzen dazu kommen, daß das Probenmaterial über den Tiegelrand kriecht.

Bei den untersuchten Obsidianen handelt es sich um Gesteine mit SiO₂-Gehalten zwischen 72 Gew% bis 76 Gew%. Die Einwaage wurde auf 20 mg festgelegt. Die mit der herkömmlichen Methode (2 h bei 900 °C, Atmosphäre: Luft, s. Kap. 2.4.2) bestimmten Glühverluste schwanken zwischen 0,18 Gew% und 0,36 Gew%. Mit daraus resultierenden absoluten Gesamtmasseverlusten von 0,036 mg bzw. 0,072 mg ist eine quantitative Auswertung nicht mehr gegeben.

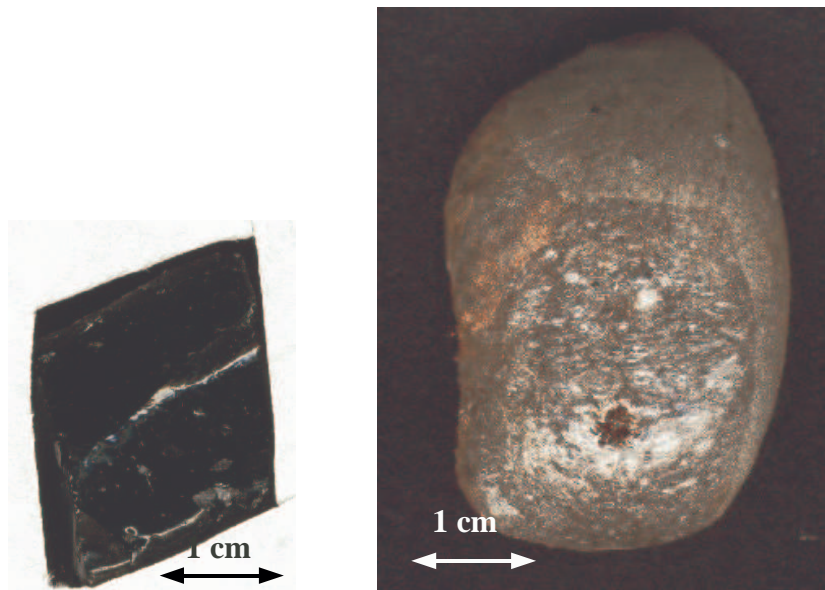


Abb. 6.1-5: Probe Tü-98-14/5 (Sırlıklı Tepe) im Originalzustand vor der Temperung (links) und nach der Temperung bei 850 °C, 12 h, Ofenatmosphäre (rechts).

Eine Erhöhung der Einwaagemenge ist durch oben erwähnte Gründe nicht möglich. Temperversuche an massiven Probestücken der Obsidiane haben deren Blähfähigkeit gezeigt. Bei einer Temperzeit von 12 h bei 850 °C unter Luft (Ofenatmosphäre) wurde eine ca. 4-fache Volumenausdehnung erreicht (Abb. 6.1-5). Eine höhere Einwaage an Probenmenge ist zwangsläufig mit einem höheren Füllgrad der Proben Tiegel verbunden. Die oben gezeigte Ausdehnung der Probe beim Hochheizen hat zur

Folge, daß Probenmaterial über den Tiegelrand schäumt und die Anlage verschmutzt.

Die direkte Kopplung von MS und TG zur quantitativen Bestimmung des temperatur- und gasspeziesaufgelösten Masseverlustes ist aufgrund des sehr geringen Gesamtmasseverlustes an den Obsidianen und Felsiten nicht auswertbar. Die Massenspektren lassen jedoch Aussagen über die Mengenverhältnisse der Volatilen zueinander in einer Probe zu. Diese können dann miteinander verglichen werden. Gleiches gilt für die Temperatur der Peaklagen sowie der beginnenden Entgasung.

Für diesen relativen Vergleich der Speziesanteile bei der Entgasung wurde bei den Obsidianen der Temperaturbereich ab 450 °C betrachtet. Unterhalb dieses Temperaturbereiches ist den Spektren keine relevante Entgasung zu entnehmen. Anschließend wurde der Untergrund abgezogen und die Peakfläche der jeweiligen Masse über den Temperaturbereich von 450 °C bis 1400 °C bestimmt. Die Peakflächen der einzelnen Massen wurden aufsummiert und auf 100 % normiert. Zur Bestimmung wurden die Massen (m/z) 18 (H₂O⁺), 32 (O₂⁺), 44 (CO₂⁺), 64 (SO₂⁺) herangezogen. Die Bestimmung der Spezies wurde vorher unter Verwendung der bereits beschriebenen isothermen Schnitte durchgeführt. (Graphische Darstellung der Ergebnisse siehe Anhang D).

Bei den so untersuchten Obsidianen läßt sich der Typ C (rotbraune Obsidiane) von den Typen A (schwarze Obsidiane) und B (brekziöse Obsidiane) unterscheiden. Auffällig ist der Unterschied bei der Masse 32 (O₂), die bei Typ C gegenüber den anderen Obsidiantypen hervortritt (Abb. 6.1-6).

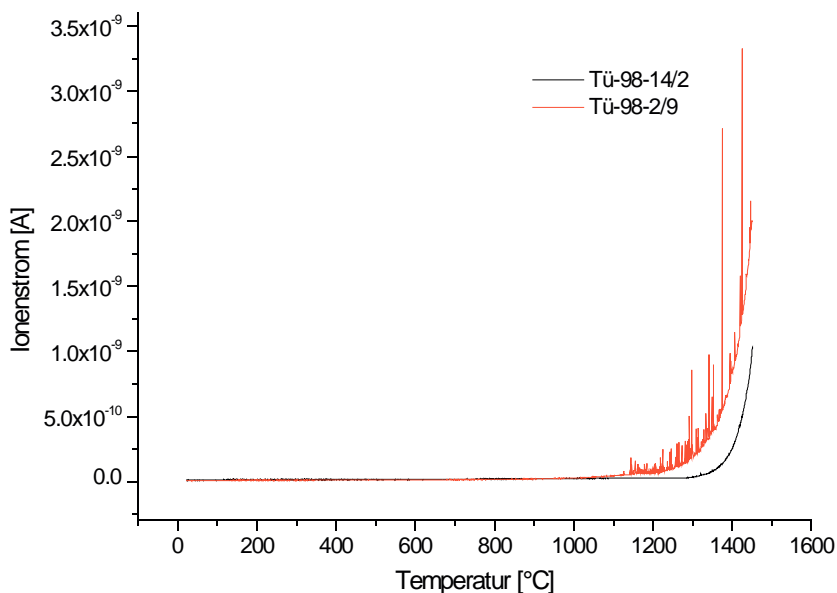
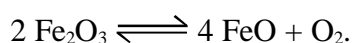


Abb. 6.1-6: Vergleich der Entgasungsspektren der Masse 32 an den Proben Tü-98-2/9 (Typ C, Maden Tepe) und Tü-98-14/2 (Typ A1, Sırlıklı Tepe)

Dies ist auf die Reduktion von dreiwertigem Eisen bei höheren Temperaturen (> 1000 °C) zurückzuführen, nach der Reaktion



Diese Entgasung ist bereits in den einzelnen Massenspektren der Typen C bzw. A und B zu erkennen; die Entgasung der Masse 32 zeigt sich hier in diskreten scharfen Peaks. Die Masse 18 (H_2O^+), tritt in den Typen A und B dominierend auf (75 % bis 97 %), im Typ C tritt sie eher zurück mit 55 % bis 75 %.

Tab. 6.1-4: Verteilung der Massen 18, 32, 44 und 64 am Gesamtgehalt dieser Gasspezies (s. o.) und auf die Obsidiantypen

Probe	Typ	relative Anteile [%] Masse (m/z)			
		18	32	44	64
Tü-98-14/2	A	89	1,3	9,6	0,08
Tü-98-14/5	A	75,6	4,5	19,7	0,21
Tü-98-2/10	A	83,1	3,3	13,6	0,06
Tü-98-6/1	A	85,8	4,6	9,6	0,07
Tü-98-2/9	C	55,3	11,1	33,4	0,28
Tü-96-11C	C	61,3	21,6	16,9	0,14
Tü-96-12C	C	77	12,3	10,6	0,04
Tü-96-12B	B	97,6	0,8	1,6	0,06

Ausnahmen hiervon stellen die Proben Tü-96-12C (Typ C, rotbraun) und Tü-98-14/5 (Typ A1) dar. Die rotbraune Probe zeigt ca. 77 % Anteil der Masse 18, und weist damit ca. 16 % mehr an dieser Masse auf wie die übrigen Proben des Typs C. Dieser Obsidian zeichnet sich makroskopisch durch häufiger auftretende schwarze Schlieren aus, die auch in bis zu millimeterkleinen Bereichen vorkommen können. Eine Anhebung des Anteils der Masse 18 durch solche, quantitativ nicht ganz abtrennbaren, schwarzen Bereiche von der überwiegend roten Matrix ist nicht auszuschließen. Hierfür spricht der gegenüber dem Typ A deutlich höhere Anteil an der Masse 32, der sicher der Typ C Komponente zuzuschreiben ist.

Hingegen liegt der schwarze Obsidian Tü-98-14/5 mit ebenfalls 75 % der Masse 18 an der unteren Grenze der schwarzen Obsidiane, die übrigen Proben zeigen Anteile von 83 % bis 89 % der Masse 18. Die Probe Tü-98-14/5 zeigt bereits im Handstück mit der Lupe erkennbare feine Bläschen. Eine zumindest partielle Entgasung hat offensichtlich bereits stattgefunden. Dies schlägt sich hier im geringeren Anteil der Masse 18 nieder.

Ein gänzlich anderes Entgasungsverhalten zeigen die Felsitproben. Hierbei scheint es unerheblich zu sein, ob die Felsite aus den tieferen oder den höheren Bereichen des Komplexes stammen. Alle Proben zeigen eine deutliche Entgasung der Masse 18 im Temperaturbereich von ca. 100 °C bis 450 °C (Abb. 6.1-8). In diesem Temperaturintervall lassen sich gut zwei Maxima erkennen. Die erste Peaklage bei ca. 130 °C ist dabei auf die Entgasung von Eisenhydroxidphasen zurückzuführen. Der

Hauptpeak bei ca. 350 °C stellt die Entgasung der Kluffüllungen des Chalzedons (s. Kap. 3.4) dar. Im hohen Temperaturbereich (> 600 °C) zeigt sich dagegen ein sehr flacher Verlauf der Masse-18-Entgasungskurve. Dies spricht für eine Verarmung der Felsite an Masse 18 in der restlichen, mikroskopisch noch nachweisbaren, Glasmatrix (Abb. 6.1-7).

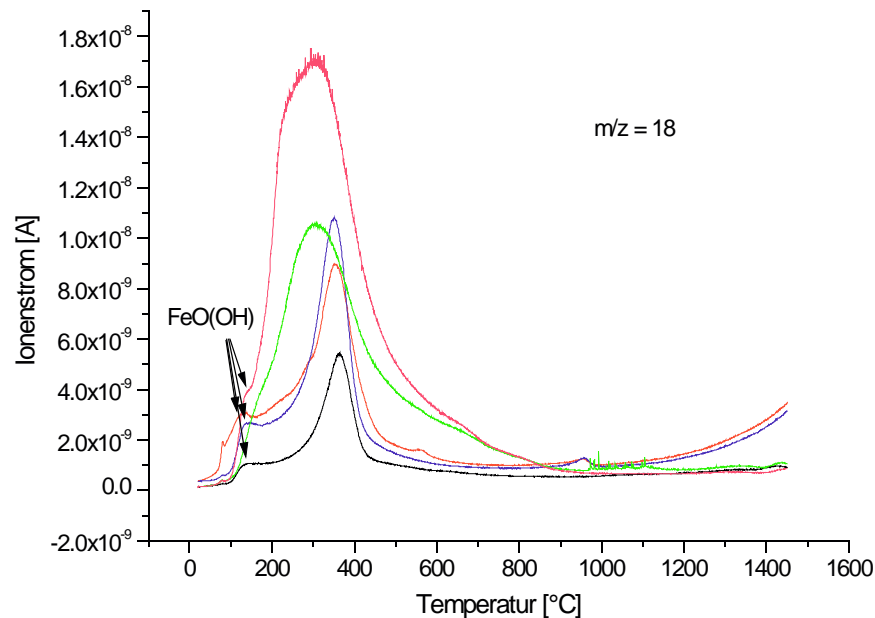
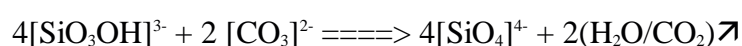


Abb: 6.1-7: Entgasungsspektren der Masse 18 von Felsiten; die Schulterbereiche vor dem Hauptpeak sind auf die Entwässerung von überwiegend FeO(OH)-Phasen zurückzuführen

Im Zusammenhang mit der blasigen Struktur der Felsite läßt sich vermuten, daß im postextrusiven Stadium eine Entgasung der Masse 18 stattgefunden hat, die zum Aufblähen der (hochviskosen) Schmelze führte. Dies kann ein Hinweis auf eine genetische Beziehung der Felsite und Obsidiane sein. Hiernach sind die felsitisch-blasigen Lagen des Komplexes als aufgeschäumte Oberfläche/Randbereiche des Obsidian (-doms) zu interpretieren.

Unterstützt wird diese Vermutung durch das Entgasungsverhalten der Masse 44 (CO₂). Bei den Felsiten zeigt sich die Hauptentgasung dieser Masse (44) erst bei höheren Temperaturen von ca. 800 °C bis ca. 1350 °C, ab etwa 1200 °C deuten aufgesetzte „Spikes“ auf blasige Entgasung aus der Schmelze hin. Die Profile der Masse 44 zeigen in den übrigen Temperaturbereichen eher den Verlauf einer diffusionsgesteuerten Entgasung. Weiterhin zeigt sich hier, daß die Entgasung der Schmelze durch die Masse 18 offenbar nicht zu einem Mitreißen des Gasgehaltes an CO₂ führte. D. h. eine Läuterung wie bei einer technischen Schmelze in Glaswannen scheint im natürlichen System nicht stattgefunden zu haben. YARIV & CROSS (1979) geben für eine solche „gemischte Entgasung“ (H₂O/CO₂) die Reaktionsgleichung



an (einhergehend mit einer Polymerisierung der Schmelze).

Die übrigen Massen, insbesondere m/z 32 (O_2) und m/z 64 (SO_2) zeigen geringe bis keine Entgasung. Bei allen analysierten Proben der Obsidiane und Felsite sind in den Massenspektren Hinweise auf eine Engasung von Fluor ($m/z=19$), Flourwasserstoff ($m/z=20$) sowie Chlor ($m/z=35, 37$) und Chlorwassestoff ($m/z=36$) zu erkennen (s. Anhang D). Insbesondere im Falle von Flour und Flourwasserstoff ist die Identifizierung durch die Überlagerung mit $^{18}OH^+$ und $H_2^{18}O^+$ auf den Massen 19 und 20 erschwert. Die Ionenströme der Oben genannten Massen liegen jeweils in der niedrigsten erfassten Größenordnung von 10^{-12} A.

6.2 Dilatometrie

Die Dilatometrie zählt zu den thermomechanischen Analysenmethoden. Hierbei wird die Dimensionsänderung (hier: Länge) eines Materials in Abhängigkeit der Temperatur bestimmt. Üblicherweise findet diese Methode ihre Anwendung in der Werkstoffkunde zur Untersuchung des Wärme-dehnungsverhaltens technischer Materialien (Glas, Stahl, Keramik, Beton) sowie als Prüfmethode. Der dabei bestimmte lineare thermische Ausdehnungskoeffizient α stellt eine wichtige Materialkenngröße im Werkstoffbereich dar. Der Zusammenhang von Längenänderung (ΔL), linearem thermischen Ausdehnungskoeffizient (α) und Temperatur (T) ist dabei wie folgt gegeben:

$$\Delta L = L_0 \alpha T$$

Im technischen Glasbereich ist für die Probenvorbereitung zur dilatometrischen Bestimmung des Glasüberganges (T_g) eine definierte thermische Vorgeschichte (i. W. eine konstante Abkühlrate) vorgeschrieben (DIN 52324, ISO 7884-4). Bei dieser Vorgabe ist der Verlauf der Viskosität und die Temperatur des Glasübergangsbereichs nur von der chemischen Zusammensetzung des Glases abhängig. Möglichkeiten, diesen Verlauf anhand der chemischen (Hauptelement-) Zusammensetzung vorherzusagen, sind von LAKATOS ET AL. (1972), SAŠEK ET AL. (1977), BRAGINSKII (1973) und ÖKSOY ET AL. (1994) für technische Gläser, sowie von SHAW (1969) und BOTTINGA & WEILL (1972) für natürliche Schmelzen (Magmen) gegeben.

Insbesondere in der Glasindustrie ist das Ziel solcher Berechnungen, die Vorhersage des Viskositätsverhaltens einer Schmelze in Abhängigkeit der Temperatur (bei gegebener Chemie), von wesentlicher Bedeutung. Ausgedrückt wird dieses Viskositätsverhalten durch die Vogel-Fulcher-Tammann (VFT-) Gleichung:

$$\log \eta = A + \frac{B}{(T - T_0)} .$$

Bei der Berechnungsmethode nach LAKATOS ET AL. (1972) werden die Konstanten A, B und T_0 der VFT- Gleichung berechnet, in Abhängigkeit der auf ein Mol SiO_2 bezogenen Gehalte an Na_2O , K_2O ,

MgO, CaO und Al₂O₃. Daraus ergeben sich folgende Gleichungen :

$$A = 1,455 + \sum a_i p_i$$

$$B = 5736,4 + \sum b_i p_i$$

$$T_0 = 198,1 + \sum t_i p_i.$$

Dabei stellen a_i , b_i und t_i experimentell ermittelte Faktoren dar, p_i ist der Anteil des jeweiligen Oxids pro 1 Mol SiO₂. Für ein typisches Flaschenglas ergibt sich daraus der in Abb. 6.2-1 dargestellte Verlauf. Die an diesem Glas dilatometrisch bestimmte Glasübergangstemperatur T_g von 565 °C wird innerhalb der geforderten Genauigkeit von 3 °K gut reproduziert.

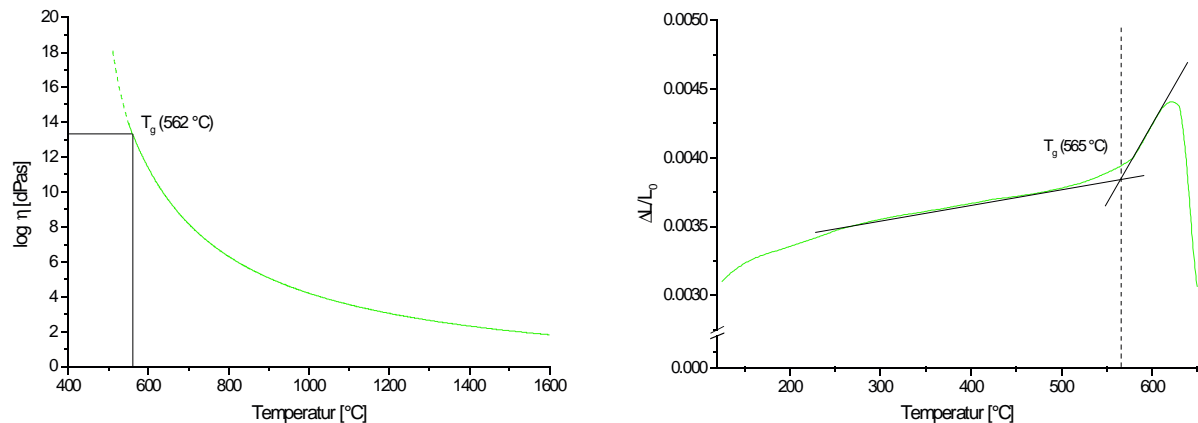


Abb. 6.2-1: Nach LAKATOS ET AL. (1972) berechneter Viskositätsverlauf einer Grünglassschmelze mit eingezeichneter Glasübergangstemperatur T_g (links) im Vergleich zur dilatometrisch gemessenen Glasübergangstemperatur desselben Glases (nach ISO 7884-4)

Führt man diese Berechnung nach LAKATOS ET AL. (1972) mit den Analyseergebnissen (Gesamtgestein und Mikrosonde) der Obsidiane durch, so erhält man, bedingt durch die relativ einheitliche Chemie der Proben, einen sehr ähnlichen, mit der VFT – Gleichung berechneten Viskositätsverlauf für alle Proben (Abb. 6.2-2).

Die aus Abb. 6.2-2 ermittelbaren Temperaturwerte für T_g schwanken entsprechend in einem engen Bereich von 601 °C bis 608 °C. Streng genommen ist die Berechnung des Viskositätsverlaufes aus der chemischen Zusammensetzung nach der genannten Methode bei natürlichen Gläsern nicht zulässig. Die chemische Zusammensetzung der Obsidiane weicht bei einigen Oxiden erheblich von den angegebenen Gültigkeitsgrenzen für die Berechnung der Viskosität ab (Abb. 6.2-3).

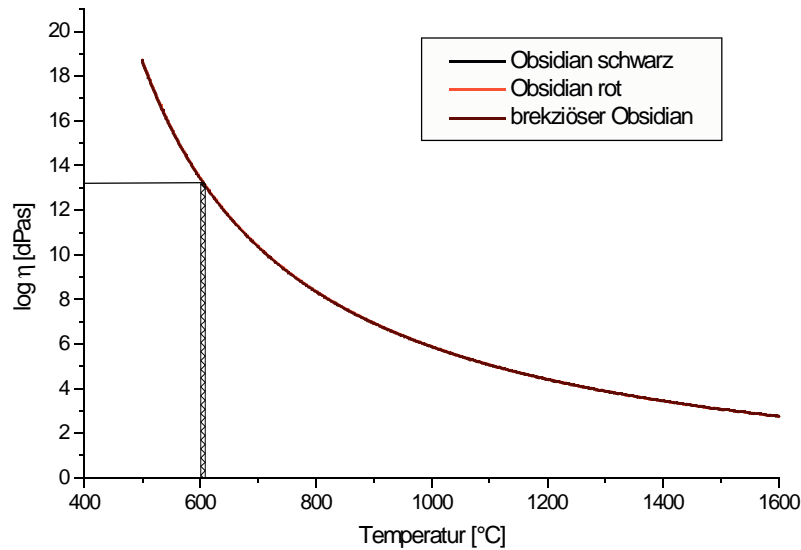


Abb. 6.2-2: Nach LAKATOS ET AL. (1972) aus der Hauptelementzusammensetzung berechneter Viskositätsverlauf der Obsidiane; es ergibt sich ein sehr enger Temperaturbereich des Glasübergangs

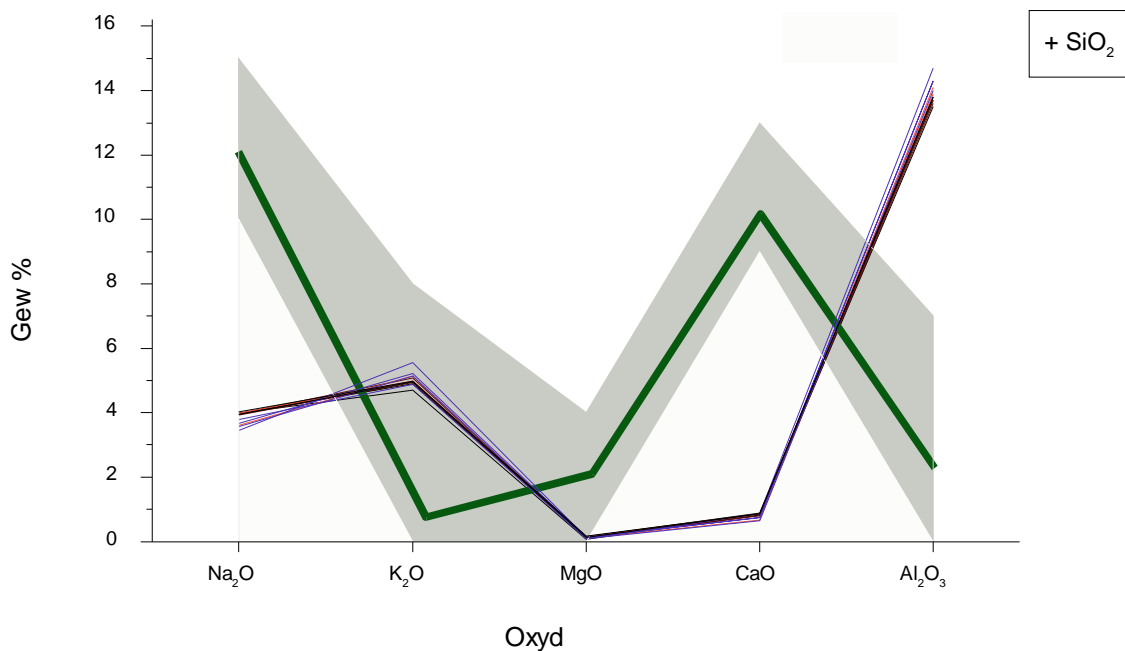


Abb. 6.2-3: Auftragung der Gültigkeitsgrenzen nach LAKATOS ET AL. (1972) für die Oxide Na_2O , K_2O , MgO , CaO und Al_2O_3 (in Gew%) gegen die Gehalte der Oxide in den Obsidiane; grüne Linie: herkömmliches grünes Flaschenglas

Besonders auffällig ist die Diskrepanz zu den Gültigkeitsgrenzen bei Na_2O , CaO und Al_2O_3 , die Gehalte an K_2O und MgO liegen innerhalb der geforderten Grenzen. Nicht in Betracht gezogen werden hier TiO_2 und MnO . Durch die in den Obsidiane auftretenden geringen Gehalte (TiO_2 : 0,1 bis 0,16 Gew%; MnO : 0,04 bis 0,07 Gew%) werden die Einflüsse hier vernachlässigt.

Die dilatometrischen Messungen an den Proben des Obsidiankomplexes zeigen eine starke Variation

in den Glasübergangstemperaturen (Abb. 6.2-4), die Werte schwanken zwischen 618 °C und 790 °C. Den niedrigsten Wert zeigt dabei die Probe des Vorkommens bei Şehitlik Tepe (Tü-98-4/4, 618 °C), innerhalb des Obsidiankomplexes gibt die Probe Tü-98-14/2 (Typ A1) mit 646 °C den niedrigsten Wert. Generell zeigen die schwarzen Obsidiantypen niedrigere Glasübergangstemperaturen wie die roten Typen. Den höchsten Wert erreicht die Probe Tü-98-2/9 (Typ C) mit 790 °C. Diese Variation der Glasübergangstemperaturen kann den differenzierten Temperaturverlauf im Obsidiankomplex widerspiegeln.

Die Temperatur des Glasübergangs ist wesentlich von der Abkühlgeschwindigkeit des Systems abhängig. Eine Schmelze, die relativ schnell unterkühlt wird, zeigt beim Wiederaufheizen eine höhere Temperatur des Glasübergangs, wie dieselbe, chemisch identische Schmelze, die langsamer abgekühlt wird (Abb. 6.2-5). Dieses Verhalten wies SALMANG (1957) bereits nach. Der Zusammenhang zwischen Abkühlgeschwindigkeit und Glasübergang wurde von RÖTGER (1969) im Temperaturbereich von T_g weiter untersucht.

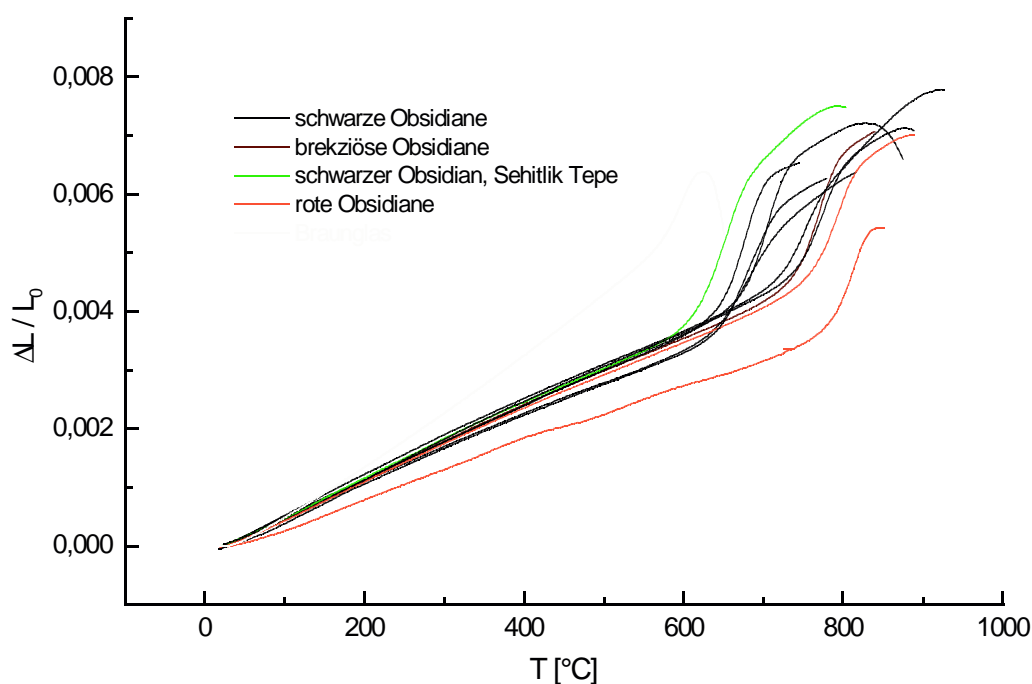


Abb. 6.2-4: Dehnungskurven zur dilatometrischen Bestimmung von T_g der Obsidiane

Dabei zeigt sich, daß nicht nur der beim Wiederaufheizen ermittelbare Transformationsbereich von der Abkühlgeschwindigkeit abhängt, sondern auch das Ausdehnungsverhalten des Glases. Wird ein Glas langsamer wieder aufgeheizt wie es abgekühlt ist (wurde), so wird man zunächst eine Kontraktion im Bereich der Glasübergangstemperatur feststellen, bevor sich wieder der lineare Anstieg der Ausdehnung einstellt. RÖTGER (1970) spricht in diesem Zusammenhang nicht von der Glastransformationstemperatur, sondern folgerichtig von einer Auftautemperatur, also einem Temperaturbereich,

bei dem die eingefrorene Schmelzstruktur (Glas) wieder in die (metastabile) Schmelze übergeht. Die unterschiedlichen, dilatometrisch ermittelten, Glasübergangstemperaturen scheinen demnach unterschiedlich schnell abgekühlte Bereiche der Obsidiane innerhalb des Vorkommens wiederzugeben.

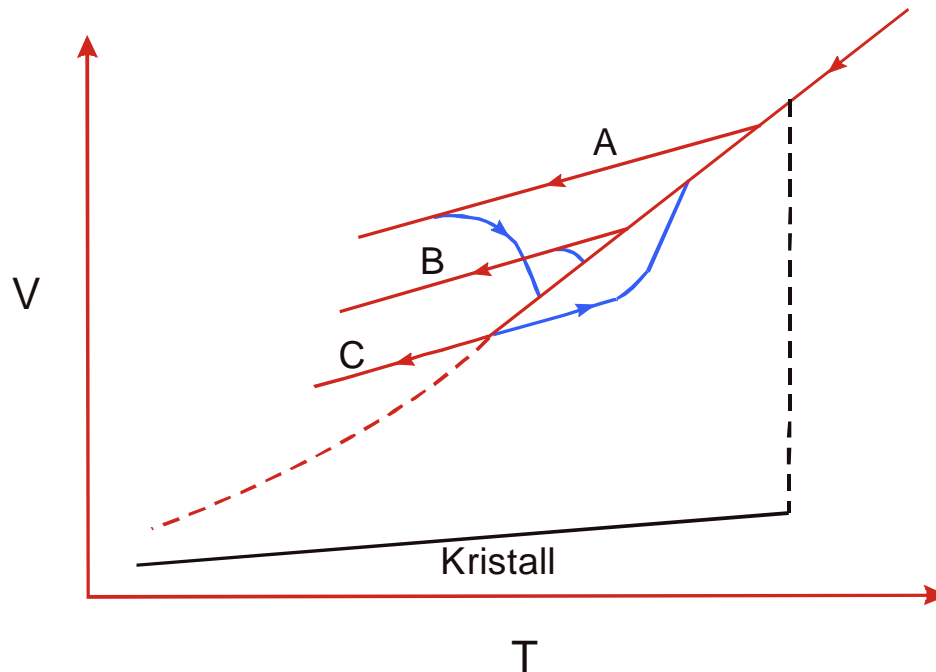


Abb. 6.2-5: Darstellung des Abkühlverhaltens (hier: Volumen) einer Schmelze mit unterschiedlichen Abkühlgeschwindigkeiten; A: schnelle, B: mittlere und C: langsame Abkühlung; die blauen Kurvenzüge stellen das Verhalten des korrespondierenden Glases beim Wiederaufheizen dar; umgezeichnet nach RÖTGER (1970)

Wie aus Abb. 6-2.5 zu entnehmen ist, wird auch das Volumen des Glases, und damit die Dichte, durch die Abkühlgeschwindigkeit bestimmt. KLÖB (2000) zeigt, daß die Dichte natürlicher Gläser eines Glasstromes einen signifikanten Indikator zur Abschätzung der Abkühlgeschwindigkeit natürlicher Gläser, relativ zueinander, darstellt. Dementsprechend zeigt sich eine (gute) Abhängigkeit dieser beiden Eigenschaften im T_g - ρ -Diagramm (Abb. 6.2-6). Bei dieser Darstellung fällt lediglich die Probe Tü-98-6/1 (schwarzer Obsidian, Typ A2) aus dem Trend. Diese Probe zeigt eine relativ hohe Dichte (2370 kg/m^3) und einen ebenfalls hohen T_g (739 °C) für Obsidiane dieses Typs. Die erhöhte Dichte läßt sich aus dem höheren Kristallgehalt der Obsidiane in diesem Teil des Geländes ableiten. In diesem Bereich um die Ortschaft Büyük Yayla tritt auch die Probe Tü-98-2/10 auf. Für die Obsidiane in diesem Bereich ermittelt KLÖB (2000) die höchste Dichte im gesamten Komplex. Die Unterschiede dieser Proben zueinander zeigen sich petrographisch vor allem im Modalgehalt des Biotits. Hier weist die Probe Tü-98-6/1 deutlich höhere Gehalte auf. Eine mögliche Erklärung für den höheren T_g -Wert (bei gleicher Dichte zu Tü-98-2/10) könnte hier zu finden sein. Biotit als wasserführende Phase bindet H_2O , das somit der Glasmatrix nicht mehr zur Verfügung steht, und damit

auch nicht zur Verringerung der Viskosität beitragen kann.

Bei allen Obsidiantypen läßt sich jedoch ein ähnliches Ausdehnungsverhalten beobachten (Abb. 6.2-4). Die Dehnung zwischen Raumtemperatur und T_g ist konstant, der daraus resultierende lineare thermische Ausdehnungskoeffizient α erreicht Werte von ca. $6 \times 10^{-6} \text{ K}^{-1}$.

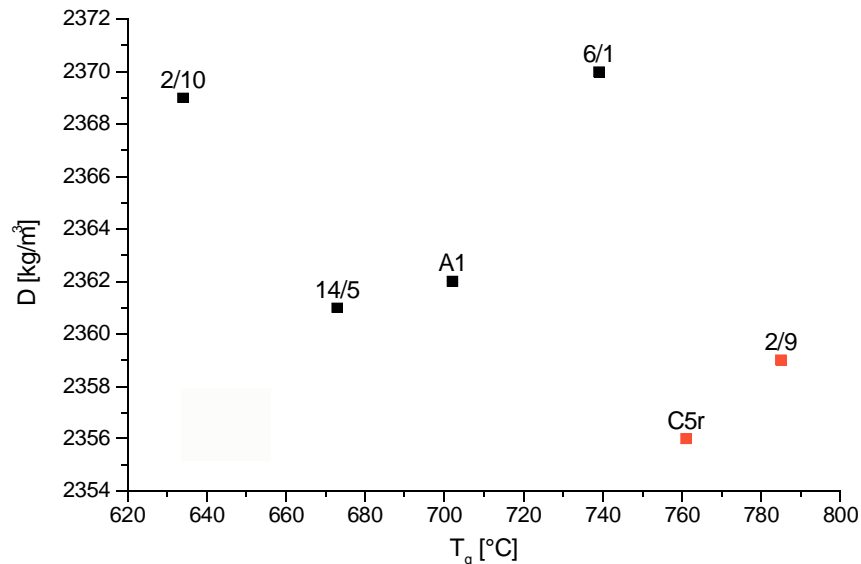


Abb. 6.2-6: Auftragung von T_g und ρ (Dichte) der Obsidiane des Arbeitsgebietes; den Probenbezeichnungen ist das Präfix Tü-98- voranzustellen bzw. Tü-96- (Probe A1); Proben 2/10 u. 6/1: Typ A2, A1 u. 14/5: Typ A1, 2/9 u. C5r: Typ C

Nach der anschließend typischen Zunahme der Steigung der Dehnungskurve im Bereich des Glasübergangs läßt sich ein weiterer, unterschiedlich gut ausgeprägter, kurzer Bereich einer konstanten Dehnung beobachten. Dieser Bereich zeigt eine sehr ähnliche Steigung wie sie zur anfänglichen Dehnung der Gläser zu beobachten ist (Abb. 6.2-7). Anschließend knickt die Dehnungskurve nach unten ab. Besonders gut ist dieses Verhalten bei der Probe Tü-98-14/5 (Typ A1) zu beobachten.

In Abb. 6.2-7 ist zusätzlich zur dilatometrisch bestimmten Dehnungskurve das Entgasungsverhalten der Masse 18 (H_2O^+) eingetragen. Hier zeigt sich eine gute Übereinstimmung zu der von LESCHIK (1999) erwähnten Vermutung, daß dieses Dehnungsverhalten der Obsidiane mit einer Wasserabgabe in Verbindung steht. Die Dilatometeraufnahmen und daraus erhaltenen thermischen Ausdehnungskoeffizienten sind in Anhang D dargestellt.

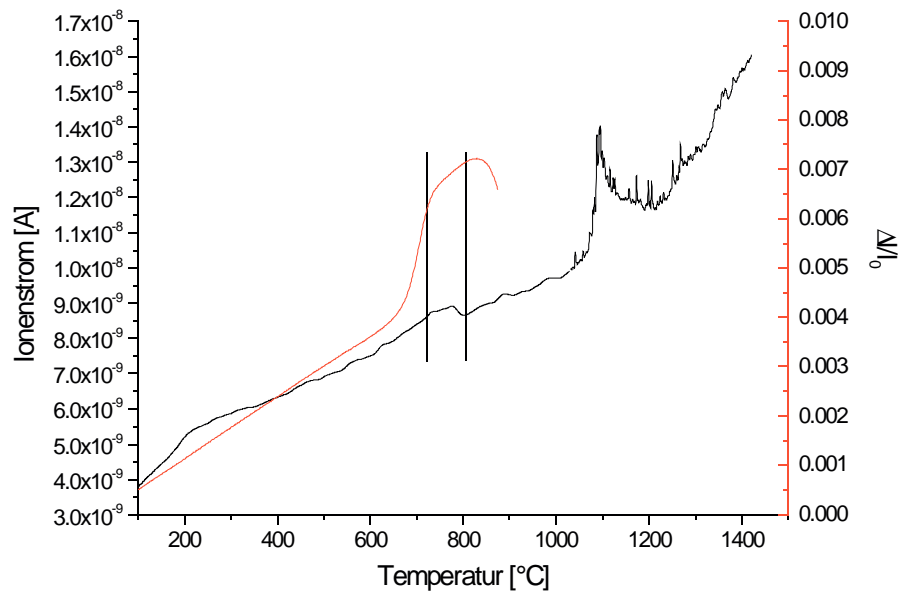


Abb. 6.2-7: Vergleich der Entgasungskurve der Masse 18 und des dilatometrisch bestimmten Ausdehnungsverhaltens der Probe Tü-98-14/5 (Typ A1, Sırlıklı Tepe)

Eine weitere Besonderheit zeigt die Probe Tü-96-C5, Typ C, Maden Tepe. Diese Probe ist ein Typ C Obsidian mit schwarzen Schlieren. Die Schlieren erweisen sich unter dem Mikroskop als Typ A1.

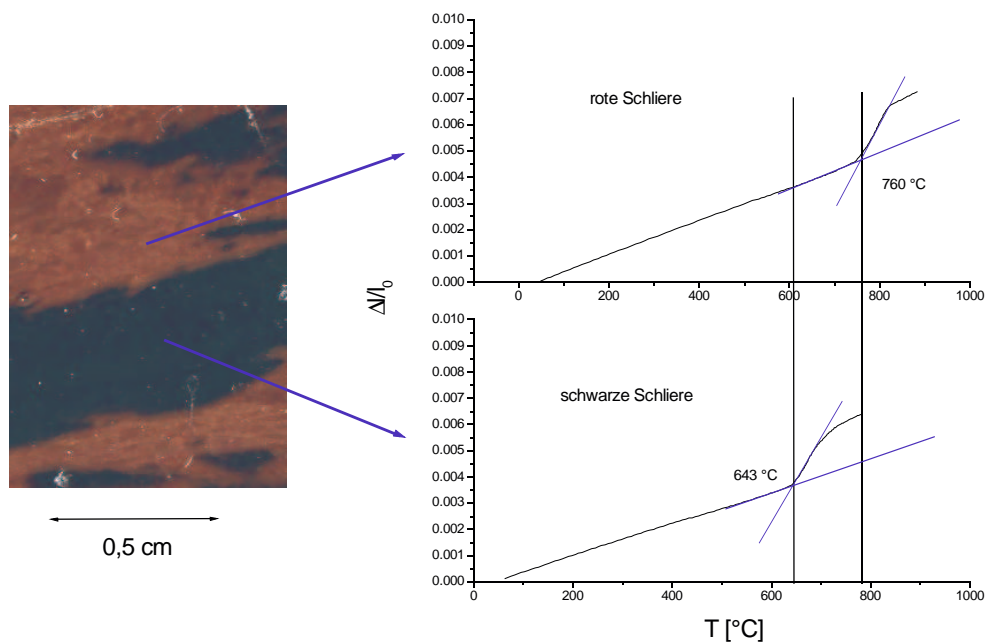


Abb. 6.2-8: Ausdehnungsverhalten und T_g benachbarter Schlieren der Probe Tü-96-C5 (Foto links, polierter Anschluss); deutlich zu erkennen ist die erhebliche Differenz in der Glasübergangstemperatur

Dilatometrische Proben aus dem roten und dem schwarzen Bereich zeigen erhebliche Unterschiede bei der Glasübergangstemperatur (Abb. 6.2-8). Jede der Temperaturen für sich liegt im jeweils typischen Bereich für den Typ A1 bzw. Typ C. In dieser Probe liegen die Typ A1 Schlieren und die Typ C

Schliere jedoch in direktem Kontakt vor, die Dilatometer-Proben liegen ca. 5 mm auseinander. Wie in Abb. 6.2-4 dargestellt, zeigen die einzelnen Obsidianproben erheblich unterschiedliche Temperaturen des Glasübergangs. Diese Variabilität kann auf eine unterschiedlich schnelle Abkühlung hindeuten. Die Proben wurden alle, wie unter Kap. 2.1 erläutert, vom Anstehenden gewonnen. Daraus ergibt sich, daß es sich in allen Fällen um Gesteine von der Oberfläche des Lavadomes handelt. Ein Bezug der Abkühlgeschwindigkeit zum Geländebild kann also nur distal dargestellt werden. Als Ausgangspunkt für diese Darstellung wird der höchste Punkt, Sırıklı Tepe, gewählt. Die Proben für die Dilatometrie wurden entlang eines Profils von Sırıklı Tepe über Büyük Yayla nach Maden Tepe entnommen. Werden die ermittelten T_g -Temperaturwerte gegen die Entfernung Sırıklı Tepe - Maden Tepe (ca. 6 km) aufgetragen, so lassen sich zwei offenbar voneinander getrennte Trends erkennen (Abb. 6.2-9). Mit zunehmender Entfernung zu Sırıklı Tepe steigen die Glasübergangstemperaturen.

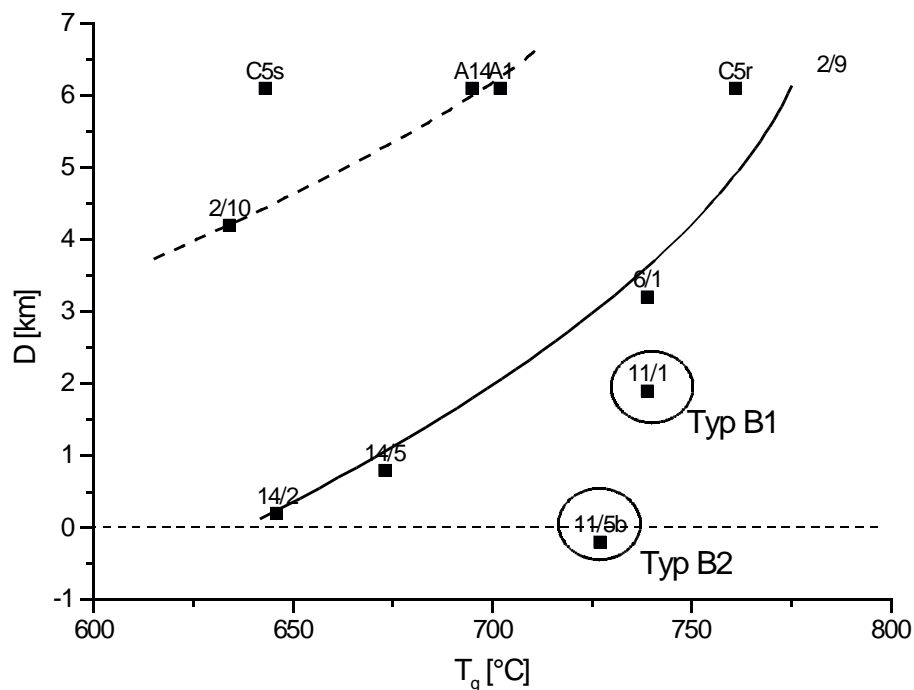
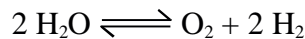


Abb. 6.2-9: Auftragung der Glasübergangstemperaturen in Abhängigkeit zur Entfernung von Sırıklı Tepe als vermutetes Extrusionszentrum

Nach dem in Abb. 6.2-5 dargestellten Zusammenhang bedeutet dies für die Obsidiane von Maden Tepe eine höhere Abkühlgeschwindigkeit wie für die Proben von Sırıklı Tepe. Maden Tepe stellt nach dem Geländebefund die Spitze der Lavazunge dar, hingegen lagert über den Obsidianen von Sırıklı Tepe eine Kappe von Felsit. Die obere erkennbare Reihe in Abb. 6.2-9 zeigt zur größten Entfernung hin Obsidiane (A14, A1), die topographisch tiefer liegen wie die Proben von Maden Tepe. Zu Büyük Yayla hin (2/10) liegen die Proben jedoch wieder auf der gleichen topographischen Höhe

wie die Proben der unteren Serie aus Abb. 6.2-9.

Zusammenfassend zeigen die Ergebnisse aus den thermoanalytischen Untersuchungen mittels Thermogasanalyse und Dilatometrie eine gute Korrelation zu Geländebefunden und Petrographie. Dies betrifft sowohl die Glasübergangstemperaturen in Abhängigkeit zur Entfernung zu Sirikli Tepe (Abb. 6.2-9), als auch die Zusammensetzung der extrahierten Gasphase zu den petrographisch unterschiedenen Gesteinstypen. Wie bereits in Tabelle 6.1-4 dargestellt, zeigen die Obsidiane des Typs C deutlich höhere Anteile der Masse 32 (O_2) am Gesamtgasgehalt wie die Obsidiane der Typen A und B, gleichzeitig weniger Anteile an Masse 18 (H_2O). Dies läßt vermuten, daß der zur Oxidation (rote Färbung) nötige Sauerstoff aus der Dissoziation des Wassers nach



abzuleiten ist. Zu welchem Zeitpunkt der Vitrogenese diese Reaktion abgelaufen ist, läßt sich durch thermoanalytische Untersuchungen allein nicht ermitteln. Dieser gegenläufige Trend von H_2O und O_2 im Vergleich schwarzer Obsidiane (Typ A) zu roten Obsidianen (Typ C) läßt sich auch in Abhängigkeit der Entfernung zu Sirikli Tepe beobachten (Abb. 6.2-10).

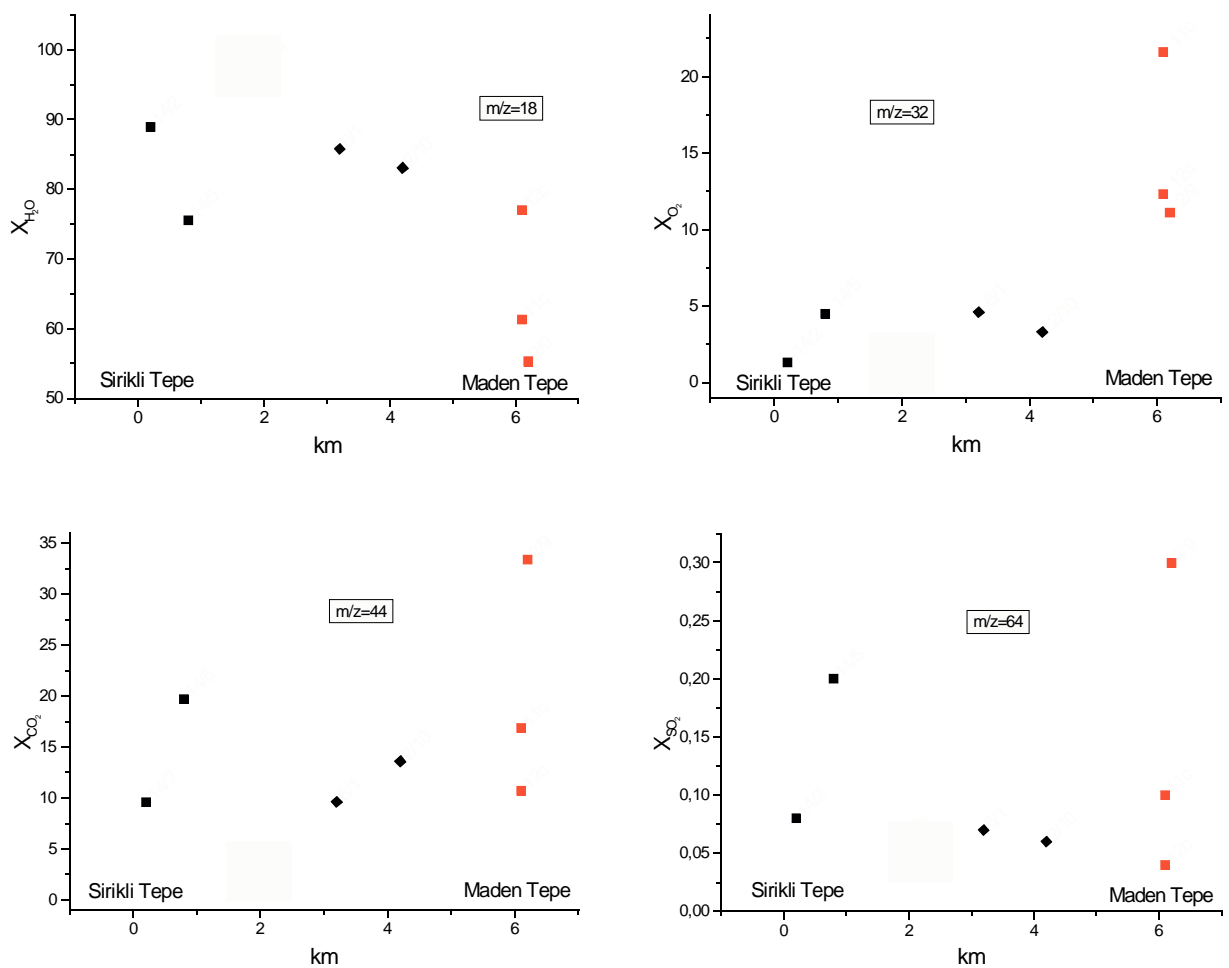


Abb. 6.2-10: Vergleich der relativen Gasanteile der jeweiligen Massen und der Entfernung zu Sirikli Tepe; Typ A \square , Typ B \blacklozenge , Typ C \square

Während die Obsidiane Typ A im Mittel höhere X_{H_2O} -Werte aufweisen, verhält es sich für X_{O_2} gegenläufig, hier zeigen die Obsidiane Typ C höhere Werte. Die Massen 44 (CO_2) und 64 (SO_2) hingegen zeigen in diesem Sinne keine Trends in Abhängigkeit der Entfernung.

Korrelationen finden sich auch bei Vergleich der extrahierten Gasanteile mit den dilatometrisch ermittelten T_g -Werten (Abb. 6.2-11). Eine recht gute Korrelation zeigen die Massen 18 und 32. Mit zunehmendem T_g nimmt der Anteil an Masse 18 ab, die Masse 32 verhält sich gegenläufig, d.h. diese Anteile nehmen leicht zu. Scheinbar unabhängig verhalten sich die Masse 44, und die Masse 64. Die beiden letztgenannten Massen lassen in der Darstellung der Abb. 6.2-11 zunächst auch eine Aufteilung in zwei Magmenserien vermuten. Dies ist jedoch bereits durch die sehr einheitlichen Spurenelementmuster der Obsidiane widerlegt (Abb. 5.2-4, Kap. 5.2)

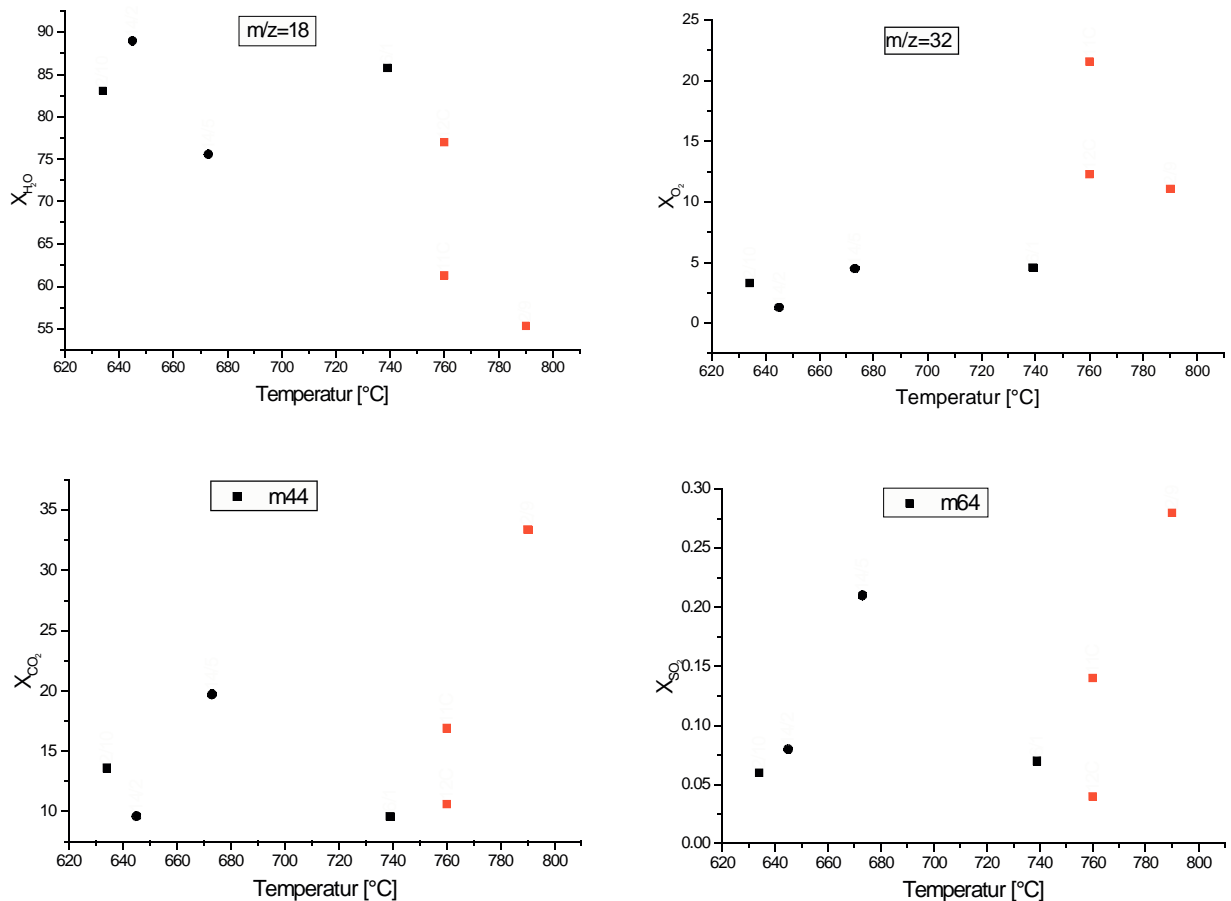


Abb. 6.2-11: Vergleich der relativen Gasanteile der jeweiligen Massen und der Glasübergangstemperaturen; Typ A1 \blacksquare , Typ A2 \bullet , Typ C \blacksquare

Es sollte jedoch beachtet werden, daß es sich bei den in Abb. 6.2-10 und Abb. 6.2-11 dargestellten Korrelationen um relative Anteile der jeweiligen Gasspezies am Gesamtvolatilgehalt handelt und nicht um Absolutgehalte (Gew%). Ein Wert von z. B. $X_{SO_2} = 0,05$ bedeutet also nicht, daß SO_2 mit 0,05 Gew% in der entsprechenden Gesamtgesteinsanalyse vertreten ist.

7 Diskussion

Die in den vorangegangenen Kapiteln vorgestellten Daten der Petrographie, Mineralchemie, Geochemie und der Thermoanalytik zeigen, daß die Petrogenese eines massiven Obsidianstromes weder mit petrologischen, geochemischen noch rheologischen Betrachtungen allein zu klären ist.

Während die Untersuchung der Mineralparagenesen und der geochemischen Signatur im Wesentlichen Aufschluß über den Herkunftsort, die Genese der Schmelze (Magmagenese) und deren Weg durch das p-T-Feld während des Aufstieges liefern können, müssen für die post eruptive Phase bis hin zur Vitrogenese (Solidifikation) auch rheologische Parameter berücksichtigt werden, sowie die Bestimmung der rezenten Volatilgehalte.

7.1 Petrologische Betrachtung

Für die petrologische Analyse wird hier in erster Linie die Stabilität der Einzelphasen herangezogen, da Mineralparagenesen in dieser Arbeit nicht beobachtet werden konnten. Ausnahme bildet hier die in Typ A1 (Abb. Anhang A9) beobachtete Assoziation Magnetit-Klinopyroxen. Die Vergesellschaftung Biotit-Plagioklas-Apatit wurde bereits als Xenolithfragment der Granite belegt (s. Kap. 4).

Biotit

Biotit der 1. Generation (s. Kap. 3) zeigt häufig Resorption bzw. Zerfall unter Bildung von Magnetit (Abb. 3.1.1-1, Kap 3.1). Diese feinkristallinen idiomorphen Magnetite bleiben als feine Spur schnurartig aufgereihter Kristalle erhalten. Assoziiert mit diesen Magnetiten kann Klinopyroxen beobachtet werden.

Die Phasenbeziehungen für Fe-reiche Biotite wurden bereits von EUGSTER & WONES (1962) untersucht. Dabei geben sie für das Endglied Annit die Zerfallsreaktionen



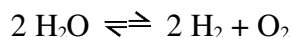
bzw.



in Abhängigkeit des herrschenden f_{O_2} an. Dieser (oxidative) Zerfall der eisenreichen Komponente des Biotits läßt sich durch 3 Pfade T- f_{O_2} - p_{Vapor} -Feld beschreiben (s. Abb. 7.1-1 und 7.1-2):

- Temperaturerniedrigung bei konstantem f_{O_2} und p I
- Ansteigen von f_{O_2} bei konstanter Temperatur II
- Erniedrigung von p bei konstanter Temperatur und f_{O_2} III

Aus diesen Variabilitäten, insbesondere f_{O_2} und p , ist zu erkennen, daß dem Dissoziationsgleichgewicht des Wassers nach



eine besondere Bedeutung in Hinsicht auf die Stabilität des Biotits zukommt. Dies gilt auch für andere wasserführende Phasen wie z. B. Hornblende. In Abb. 7.1-1 ist das Stabilitätsfeld von Annit (Modellsystem KFASH) in Abhängigkeit von Temperatur und Sauerstoffugazität eingetragen. Für reinen Phlogopit (KMASH) ermittelt WONES (1967) bei gleichem $f_{\text{H}_2\text{O}}$ eine ca. 200 °C höhere Stabilitätsgrenze.

Nach EUGSTER & WONES (1962) ist der Zerfall von Biotit zu Kalifeldspat und Magnetit in vulkanischen Gesteinen häufig zu beobachten. Dabei muß es nicht zwangsläufig zur Bildung von Kalifeldspat – Kristallen kommen. POWER (1959) beschreibt den Biotit–Abbau zu Magnetit und Kalifeldspat in glasführenden Dazititen des Owens Valley (Kalifornien). „Kalifeldspat“ tritt hier nicht kristallin auf, woraus POWER (1959) schließt, daß der Biotit–Abbau bei Temperaturen oberhalb des Kalifeldspat–Liquidus stattgefunden hat. Für die Obsidiane des Arbeitsgebietes kann eine solche Interpretation aus den beobachteten Gefügen des Biotit–Zerfalls ebenfalls in Betracht gezogen werden.

Ein weiteres Hindernis für die Kristallisation von Kalifeldspat ergibt sich nach EUGSTER & WONES (1962) aus der leichten Diffusion von K- und Si-Ionen aus der unmittelbaren Umgebung der Biotit–Kristalle. So kann nur in seltenen Fällen in den Obsidianen eine Kalifeldspat–Bildung im Kontakt mit Biotit beobachtet werden.

Zieht man die Möglichkeit einer Reaktion des Biotits mit (Schmelz-) Komponenten des Magmas in Betracht, so lassen sich die bereits genannten Gleichungen nach WONES & EUGSTER, (1965) erweitern zu



Diese Reaktion ist insbesondere für Biotite intermediärer Fe/Mg–Zusammensetzung anwendbar. Die dabei entstehenden Pyroxene zeigen ebenfalls intermediäre Fe/Mg Zusammensetzung. Je nach Fe-Gehalt können diese Pyroxene durch Oxidation weiter abgebaut werden zu Quarz (bzw. SiO_2 –Schmelz–Komponente) und Oxid (Magnetit, Hämatit) nach:



Diese Reaktionen lassen sich in den untersuchten Proben nicht unmittelbar beobachten. Jedoch treten in Obsidianen des Typs C (rötliche Obsidiane) keine Pyroxene auf, sondern nur in Schlieren des Typs A1, die in Typ C beobachtet werden können, und in Typ A1 selbst. In den Entgasungsspektren zeigt Typ C eine deutliche Abgabe an Masse 32 (O_2), was auf den höheren Oxidationsgrad hinweist. Das

in den Entgasungsprofilen auftretende O_2 wird, wie in Kap. 6.1 beschrieben, aus der Reduktion von Fe_2O_3 abgeleitet. Fe_2O_3 als Hämatit entsteht in Vulkaniten häufig postextrusiv durch Oxidation von Magnetit; aus obiger Reaktionsgleichung kann Hämatit jedoch auch aus dem oxidativen Abbau von Pyroxen abgeleitet werden. Der zur Oxidation in beiden Fällen notwendige Sauerstoff wiederum lässt sich aus der Dissoziation von Wasser, das durch den Abbau von Biotit freigesetzt werden kann, gewinnen. Diesen Vorgang simultaner Dehydrierung und Oxidation vermuten schon HEIDE ET AL. (1996) als ursächlich für die Entstehung der sehr feinkristallinen Magnetite.

Eine Freisetzung von Wasser kann jedoch auch aus der Schmelze selbst erfolgen. Durch den Aufstieg des Magmas verringert sich der Gesamtdruck, der auf das System wirkt, und damit die Löslichkeit von Wasser im Magma. Je höher das Magma aufsteigt, desto größer wird der Partialdruck des Wassers im System.

Die Partialdrücke von H_2O und O_2 sind also sowohl durch den Biotitabbau als auch den Magmenaufstieg kontrolliert. EUGSTER & WONES (1962) ordnen die Paragenese Kalifeldspat–Magnetit (d.h. Abwesenheit von Biotit) als Indikator für niedrige H_2O -Partialdrücke ein. Eine Situation wie sie häufig in „trockenen“ Vulkaniten ($H_2O < 1$ Gew%) auftritt.

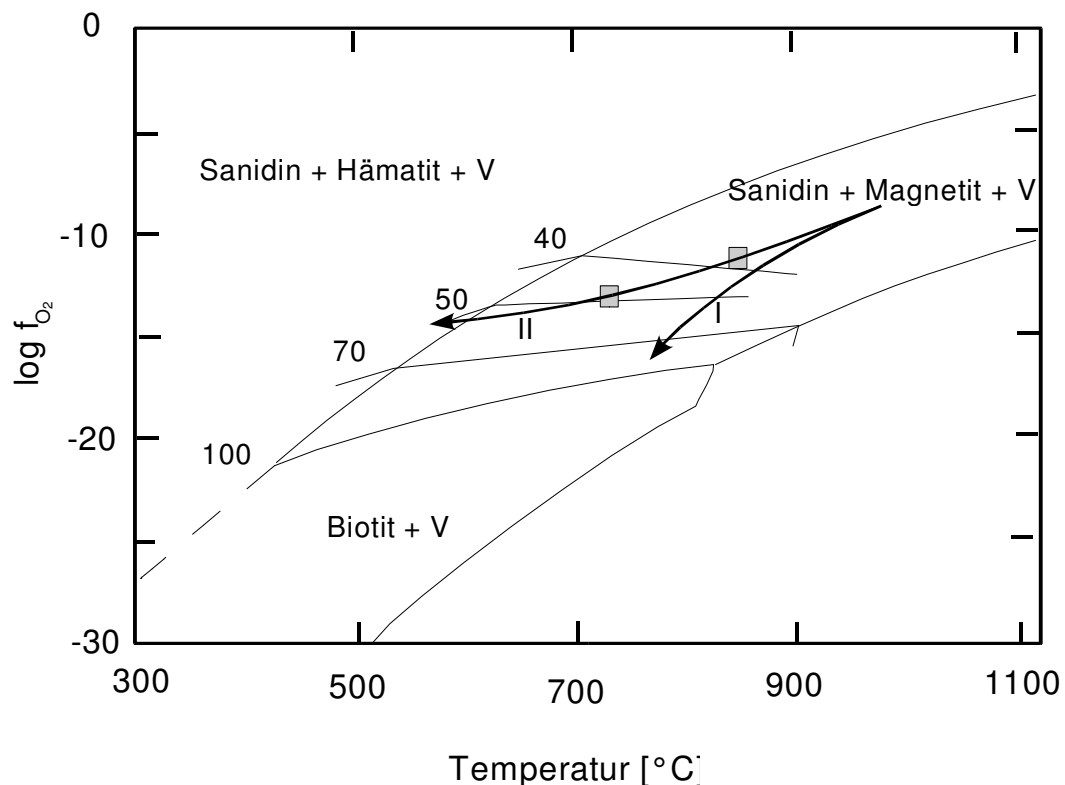


Abb. 7.1-1: Darstellung der Biotit-Stabilität nach WONES & EUGSTER (1965) in Abhängigkeit von Temperatur und f_{O_2} ; die Pfeile stellen reduzierende (I) und oxidierende (II) Trends in Magmen dar; die Zahlen geben den Anteil an Annit-Komponente in Mol% an; graue Flächen: Bereiche der mittels Oxid-Thermometrie bestimmten Werte (s. d.)

Kalifeldspat kann in den Obsidianen des Arbeitsgebietes beim Abbau des Biotits (häufig unter Bil-

dung von Magnetit) nur selten beobachtet werden. Dessen Fehlen wird nach POWER (1959) auf einen Biotitabbau oberhalb des Kalifeldspatliquidus zurückgeführt (s. o.), d.h. eine der Kalifeldspatzusammensetzung entsprechende Komponente ($\text{KAISi}_3\text{O}_8(\text{M})$) geht in die Schmelze. Diese Beobachtung läßt eine relative Abschätzung der p-T-x Bedingungen zu.

Für die „Paragenese“ Magnetit – Pyroxen – Kalifeldspat (M) – Quarz (M) des Typs A1, in dem Pyroxen zu beobachten ist, liegt der entsprechende Bereich bei deutlich niedrigeren f_{O_2} -Werten wie für die Paragenese Hämatit – Kfsp (M) – Quarz (M), die für Obsidiane des Typs C gilt. Wie bereits in Kapitel 3.3 erwähnt, konnte in Obsidiane des Typs C kein Pyroxen beobachtet werden. Vergleicht man diese Beobachtungen mit den Phasenbeziehungen im f_{O_2} -Temperatur Diagramm (Abb. 7.1-1) nach WONES & EUGSTER (1965), so zeigt sich, daß in Typ C höhere Werte (relativ zu Typ A1 und Typ A2) für f_{O_2} anzunehmen sind. Eine genaue Abschätzung ist jedoch aufgrund der fehlenden Temperatur-Information nicht möglich. Zur Verdeutlichung ist in Abb. 7.1-2 die Biotit-Stabilität nach WONES & EUGSTER (1965) gegen die reziproke Temperatur aufgetragen.

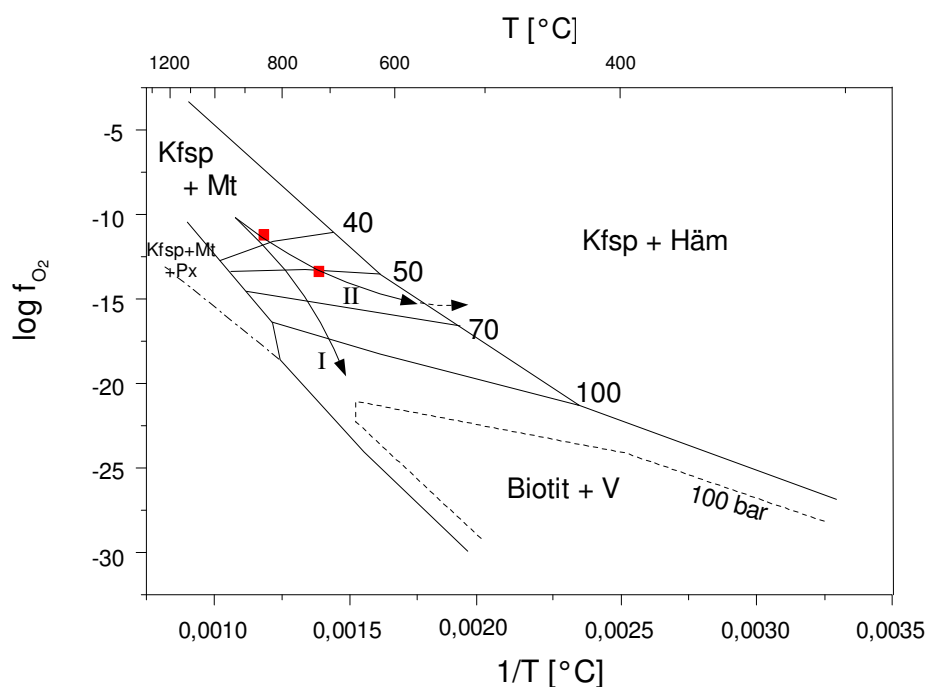


Abb. 7.1-2: Darstellung der Biotit-Stabilität nach WONES & EUGSTER (1965) in Abhängigkeit der reziproken Temperatur und f_{O_2} ; die Pfeile entsprechen denen in Abb. 7.1-1, die Zahlen geben den Anteil an Annit-Komponente in Mol% an; die gestrichelte Linie deutet das Feld der Annit-Stabilität für niedrige Drücke (100 bar) an; rote Flächen: Bereiche der mittels Oxid-Thermometrie bestimmten Werte (s. d.)

In den Obsidiane des Typs A1 kann über die Pyroxen-Thermometrie (s. dort) eine Temperaturabschätzung erhalten werden. Für die Kristallisation der Pyroxene läßt sich eine Mindesttemperatur von ca. 600 °C bis 700 °C angeben. Damit ist für f_{O_2} ein maximal möglicher Bereich anzugeben. Dieser

verläuft entlang der Grenze zum Stabilitätsfeld der Paragenese Magnetit – Quarz (M) bzw. Kalifeldpat – Magnetit – Quarz (M). Ein eindeutiger Wert ist nicht ableitbar.

Für eine solche exaktere Abschätzung der p-T-x Bedingungen in der Schmelze sind Reaktionsfolgen und Paragenesen nötig, wie sie z. B. FOUGNOT ET AL. (1996) beschreiben. Hier ist um die Biotit-Kristalle ein Reaktionssaum von Pyroxenen und Kalifeldpat zu beobachten.

Pyroxen

Pyroxene werden häufig zur Bestimmung von Druck und Temperatur ihrer Bildung herangezogen. Aus der Petrographie (Kap. 3) ist zu erkennen, daß die Pyroxene meist idiomorph (Anhang A7 - A9) gesproßt sind. Dieses Wachstum unter Ausbildung der eigenen Korngestalt deutet auf eine Kristallisation im Gleichgewicht mit der Schmelze hin.

Geothermometrie an Pyroxenen basiert im Allgemeinen auf der Koexistenz zweier (entmischter) Pyroxene, sowie Ca- und Fe/Mg- Austausch zwischen beiden kogenetischen Phasen. Während unter hohen Temperaturen eine gute Mischbarkeit zwischen Klinopyroxenen (Diopsid-Hedenbergit) und Orthopyroxenen (Enstatit-Ferrosilit) gegeben ist, führt eine Erniedrigung der Temperatur zu einer Entmischung in Klinopyroxen und Orthopyroxen. Auf dieser Grundlage ist das Pyroxen-Thermometer nach LINDSLEY (1983) kalibriert. In Abb. 7.1-3 sind die Mischungsverhältnisse im Pyroxen-Trapez schematisch dargestellt.

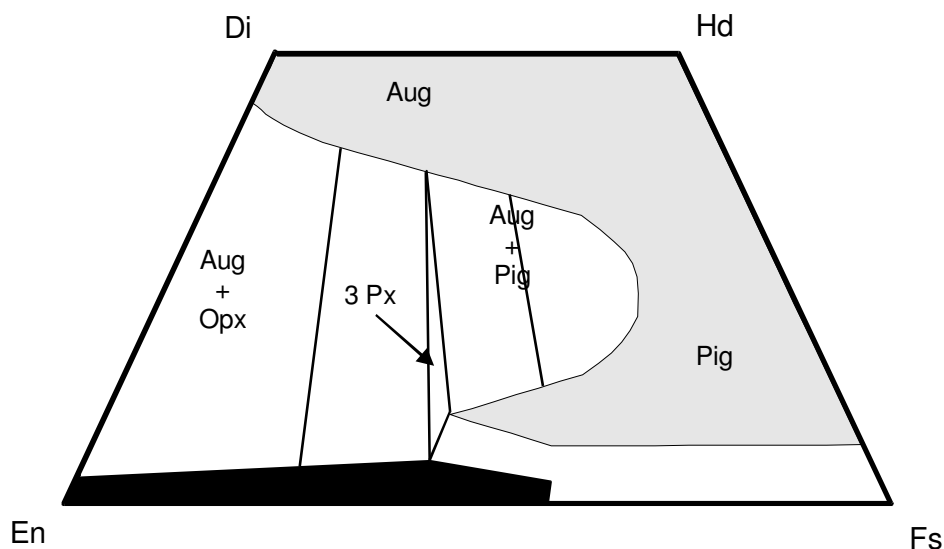


Abb. 7.1-3: Paragenesen koexistierender Pyroxene nach LINDSLEY (1983)

Gut zu erkennen ist, daß für eine genaue Temperatur-Bestimmung zwei koexistierende Pyroxene vorhanden sein müssen. LINDSLEY (1983) gibt für das Auftreten nur eines Pyroxens lediglich die Möglichkeit, eine Mindesttemperatur zu ermitteln. Ausschlaggebend hierfür ist der Ca-Gehalt des Pyroxens (Augit, Orthopyroxen, Pigeonit,...).

Auf die Situation der Obsidiane angewendet (ein Pyroxen), lassen sich also die Mindesttemperaturen

der Kristallisation ermitteln. In Abb 7.1-4 sind die Analysen der Pyroxene in das „Pyroxen-Trapez“ (En-Fs-Di-Hd) eingetragen, zusätzlich die Isothermen für einen Gesamtdruck für 1 bar.

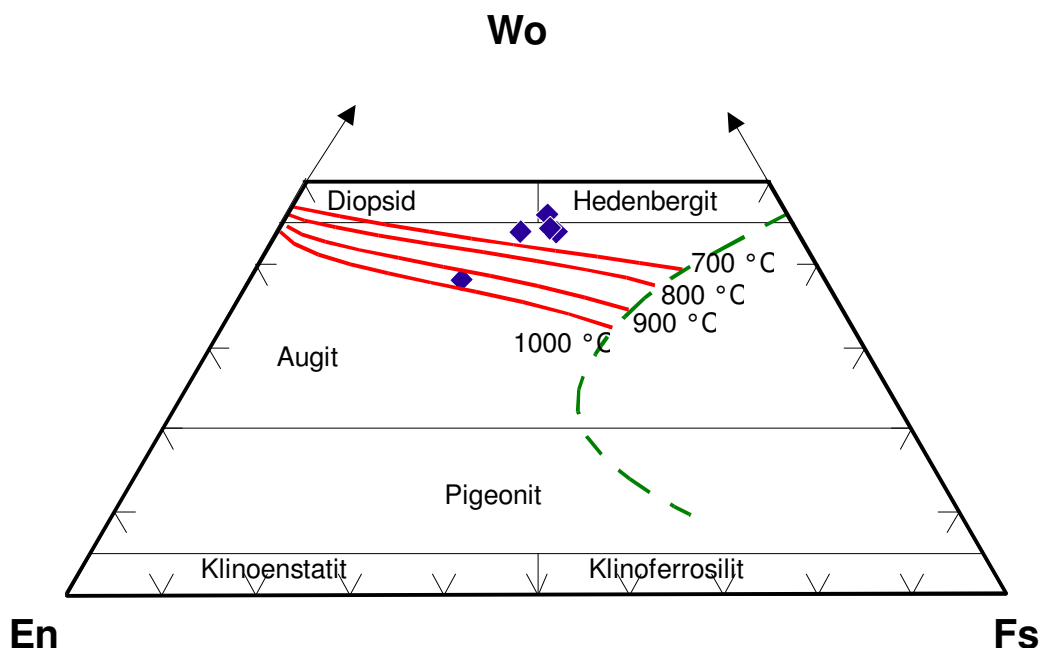


Abb. 7.1-4: Pyroxenanalysen der Obsidiantypen A1 im „Pyroxen-Trapez“ und Isothermen nach LINDSLEY (1983)

Mit einer Ausnahme ergeben die Analysen Mindesttemperaturen von ca. 650 °C (600 °C – 700 °C), eine Analyse ergibt hier ca. 900 °C. Damit zeigen die Mehrzahl der Analysen Temperaturen, die weitgehend mit der Glasübergangstemperatur der Obsidiane des Typs A1 zusammenfallen. Da es sich jedoch lediglich um die mindestens herrschenden Temperaturen zum Zeitpunkt der Pyroxenkristallisation handelt, ist nicht eindeutig zu belegen, inwieweit das Wachstum der Pyroxene vor bzw. während des Glasübergangs, d.h. im Subsolidusbereich, stattgefunden hat. (Eine post-vitrogenetische Kristallisation, eine Entglasung im engeren Sinne (HEIDE ET AL., 1999) ist hier nicht eindeutig belegt bzw. widerlegbar).

Feldspäte

Als aus der Schmelze kristallisierte Feldspäte sind die idiomorphen, feinkristallinen Plagioklase und Alkalifeldspäte anzusehen. Besonders stark sind diese beiden Feldspäte in Obsidian Typ A2 vertreten. Dieser Obsidian weist die höchsten Kristallgehalte des Komplexes (s. Kap. 1 und 3) auf. Wie die Mineralanalytik zeigt (Kap. 4.2), ergeben die Analysen Feldspäte ternärer Zusammensetzung, mit Albit- bei den Plagioklasen, bzw. Kalifeldspatvormacht bei den Alkalifeldspäten. Durch die nahezu identische Kristallgröße und -form ist bei diesen Feldspäten sicher von einer kogenetischen Kristallisation auszugehen.

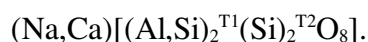
Solche kogenetischen, ternären Feldspäte eignen sich für Geothermometrie, sowohl in magmatischen

als auch in metamorphen Systemen. Experimentelle Arbeiten zur Temperaturabhängigkeit der Zusammensetzung ternärer Feldspäte wurden bereits von SECK (1971) durchgeführt. Spätere Kalibrationen von GHIORSO (1984), GREEN & USDANSKY (1986) und FUHRMANN & LINDSLEY (1988) beruhen zu wesentlichen Teilen auf dem Datensatz von SECK (1971). KROLL ET AL. (1993) erweitern die Kalibration besonders im Hinblick auf Feldspäte in langsam abgekühlten Gesteinen (Metamorphite, Plutonite).

An den Feldspäten des Typs A2 wurde die Kalibration von GREEN & USDANSKY (1986) angewendet. Sie vergleichen ihr Feldspat-Thermometer mit Temperatur-Daten von Rhyolithen im Temperaturbereich von 650 °C bis 900 °C bei niedrigen Drucken. Grundlage für die Formulierung des Thermometers ist die Annahme, daß die Aktivitäten der Endglieder (Albit, Anorthit, Orthoklas) in den koexistierenden Feldspäten gleich sind, d. h.

$$\begin{aligned} a_{Ab}^{Pl} &= a_{Ab}^{Akfsp} \\ a_{An}^{Pl} &= a_{An}^{Akfsp} \\ a_{Orth}^{Pl} &= a_{Orth}^{Akfsp} \end{aligned}$$

Für die idealen Mischaktivitäten der Feldspäte nutzen GREEN & USDANSKY (1986) das 2T-Modell (WILL, 1998). Bei diesem Modell wird davon ausgegangen, daß sich 2 Tetraederpositionen definieren lassen. Diese sind eine T2-Position, auf der zwei Si-Atome plziert sind und eine T1-Position auf der ein Al-Si-Austausch stattfinden darf. Als Strukturformel geschrieben, erhält man so z. B. für Plagioklasse:



Hiernach können die Aktivitäten nach PRICE (1985) für ternäre Feldspäte als

$$a_{Ab} = (X_{Ab})(2 - X_{Ab} - X_{Orth})(X_{Ab} + X_{Orth})$$

$$a_{An} = 0,25(X_{An})(1 + X_{An})^2$$

$$a_{Orth} = (X_{Orth})(2 - X_{Ab} - X_{Orth})(X_{Ab} + X_{Orth})$$

formuliert werden.

Mit diesem Feldspat-Thermometer erreichen Feldspat-Paare des Typs A2 Temperaturen von ca. 808°C bis ca. 830°C.

Tab. 7.1-1: Einzel- und Durchschnittstemperaturen von Feldspäten des Obsidiantyps A2 ermittelt mit dem Feldspatgeothermometer nach GREEN & USDANSKY (1986)

Feldspatpaar	Typ	T _{An}	T _{Ab}	T _{Orth}	T _Ø
I	A2	837 °C	841 °C	745 °C	808 °C
II	A2	925 °C	865 °C	708 °C	833 °C

Die Variation der ermittelten Einzeltemperaturen (Tab. 7.1-1) deutet offensichtlich auf ein nicht eingestelltes Gleichgewicht hin. Dieser Zustand ist für vulkanische Gesteine jedoch nicht außergewöhnlich. Die mit der Thermometrie nach GREEN & USDANSKY (1986) erreichten Temperaturen liegen deutlich über den Temperaturen für den Glasübergangsbereich für Typ A2 (650°C bis 739°C, Kap. 6). Damit ist die Kristallisation der idiomorphen Feldspatkristalle noch in den Bereich der Schmelze zu stellen, d.h. oberhalb T_g . Im Vergleich zu den mit der Pyroxen-Thermometrie ermittelten Mindesttemperaturen liegen die Feldspat-Temperaturen höher, die Kristallisation hat offensichtlich zu einem früheren Zeitpunkt stattgefunden. Die frühere Kristallisation der Feldspäte relativ zu den Pyroxen-Kristallen wird durch die petrographisch beobachtete Kristallgröße unterstützt (Feldspäte: 0,1 bis 0,6 mm, Pyroxene ca. 40 μm).

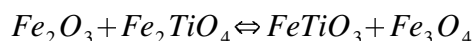
Für die Obsidiantypen A1, B und C sind keine Angaben zur Feldspat-Thermometrie möglich, da in diesen Typen keine Alkalifeldspäte beobachtet wurden, bzw. mit der Mikroanalytik (Mikrosonde, Elektronenmikroskop) nachweisbar waren.

Oxide

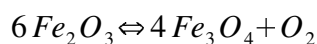
Fe-Ti-Oxide werden bei petrologischen Betrachtungen häufig herangezogen, um Temperaturen und Sauerstoffugazitäten zu bestimmen. Bei Anwesenheit von Fe-Mg-Silikaten ist auch eine Aussage über a_{SiO_2} und vorherrschende Drucke möglich (FROST & LINDSLEY, 1991).

Mit den Oxiden in den untersuchten Gesteinsgläsern ist jedoch lediglich eine Abschätzung der Temperatur und der Sauerstoffugazität möglich. Die in den Obsidianen des Typs A1 beobachteten Oxid-Kristalle, die in Kontakt mit den dort auftretenden Pyroxenen stehen, weisen für eine unverfälschte Analyse (Mischanalyse, d.h. Mitbestimmung von Matrix- bzw. Pyroxenanteilen) zu geringe Kristallgrößen auf.

Die analysierten Oxide sind mit wenigen Ausnahmen Mischkristalle der Mischreihe Ulvöspinnell–Magnetit bzw. Ilmenit–Hämatit (Abb. 4.5-1, Kap 4.5). Die Zusammensetzung dieser Mischkristalle ist von der Temperatur und der Sauerstoffugazität abhängig. Hierzu sind experimentelle Arbeiten von CARMICHAEL (1961), LINDSLEY (1973), LINDSLEY (1981) sowie LATTARD (1995) durchgeführt worden. Zur Bestimmung der Temperatur wurde in dieser Arbeit das Fe-Ti-Oxid Thermometer nach GHIORSO & SACK (1991) angewandt. Die Ermittlung der Temperatur erfolgt hier auf Grundlage des temperaturabhängigen Fe – Ti - Austausches zwischen koexistierenden Phasen kubischer (Spinnelle) und rhomboedrischer Symmetrie, als Endgliederreaktion



zu schreiben. Die Abschätzung der Sauerstoffugazität erfolgt auf Grundlage des Fe-Oxid Gleichgewichtes:



Zur Berechnung der Temperatur und der f_{O_2} -Werte wurde ein FORTRAN-Programm eingesetzt. Dieses Programm ist sowohl als Quelltext als auch in kompilierter Form verfügbar, Adresse s. Literatur bzw. GHIORSO & SACK 1991.

Mit dem Fe-Ti-Thermometer nach GHIORSO & SACK (1991) erreichen die eingesetzten Oxid-Analysen koexistierender Spinell–Ilmenit–Hämatit Mischkristalle (Probe Tü-98-2/9, Typ C) zwei deutlich getrennte Temperatur- und Sauerstoffugazitätswerte. Es werden Temperaturen von ca. 830°C bis 860°C bei Sauerstoffugazitäten von $\log f_{O_2}$ -11 bis $\log f_{O_2}$ -11,5 erreicht, sowie tiefere Temperaturen von ca. 710°C bis 730°C bei Sauerstoffugazitäten von $\log f_{O_2}$ -13,2 bis $\log f_{O_2}$ -13,6. Diese Temperaturen korrelieren mit den Variationen in Ti-Gehalt der Oxide. Die höheren Temperaturen (T_1) werden von Oxiden mit ca. 6 Gew% TiO_2 erreicht, die tieferen Temperaturen (T_2) von Oxiden mit ca. 4 Gew% TiO_2 (s. Anhang B, Tab. 5).

Tab. 7.1-2: Einzeltemperaturen, Sauerstoffugazitäten und Durchschnittswerte koexistierender Oxide des Obsidiantyps C, berechnet nach GHIORSO & SACK (1991)

6 Gew% TiO_2		4 Gew% TiO_2	
Temp.	f_{O_2}	Temp.	f_{O_2}
856 °C	-11,03	713 °C	-13,61
853 °C	-11,09	728 °C	-13,23
833 °C	-11,49	724 °C	-13,3
Ø = 847 °C	Ø = -11,20	Ø = 721 °C	Ø = -13,38

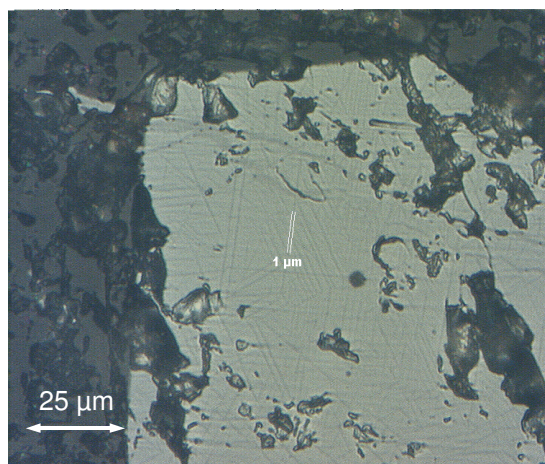
Interessant ist hier insbesondere der tiefere Temperaturwert. Dieser korreliert sehr gut mit einem Peak der Wasserfreisetzung ($m/z = 18$) der Entgasungskurve von Probe Tü-98-6/1 (Typ A2). Dieser Peak wurde bereits in Kap. 6.1 der Entgasung des Biotits zugeschrieben (Abb. 6.1-5) und erreicht sein Maximum bei ca. 730°C. Bei der stärker oxidierten Probe Tü-98-2/9 ist dieser Peak der Masse 18 nur sehr schwach ausgeprägt. Modal ist in dieser Probe nur wenig Biotit zu beobachten (Kap. 3.3).

Das berechnete Temperatur– f_{O_2} Paar von ca. 720°C und $\log f_{O_2}$ -13,4 korreliert nach WONES & EUGSTER (1965) gut mit der oberen Stabilitätsgrenze von Biotit (Fig. 4 und Fig. 13) im T- f_{O_2} -Diagramm. Diese Grenze verschiebt sich mit zunehmendem Anteil der Phlogopit-Komponente zu höheren Sauerstoffugazitätswerten. Die mit der Oxid-Thermometrie ermittelten Werte kommen oberhalb der Stabilitätsgrenze für intermediäre Biotit–Zusammensetzungen ($ann_{50}phl_{50}$) zu liegen. Hier beginnt

der Stabilitätsbereich der Paragenese Sanidin – **Magnetit** – Fluid. Dieses Diagramm von WONES & EUGSTER (1965) gilt für Gesamtdrucke von ca. 2 kbar (2070 bar). Die Abhängigkeit der Paragenesen vom Gesamtgesteinsdruck zeigen EUGSTER & WONES (1962). Mit abnehmendem Druck verkleinert sich das Stabilitätsfeld zu niedrigeren f_{O_2} -Werten hin. Bei konstantem f_{O_2} wird der Biotit durch Druckentlastung (Aufstieg der Schmelze) zu Kalifeldspat – **Magnetit** – Fluid zerfallen. Bei Abkühlung des Systems verlagert sich die Stabilität koexistierender Phasen zugunsten der Phasen Kalifeldspat – **Hämatit** – Fluid. Mit zunehmender Abkühlung wird das System zur Bildung höher oxidierteter Paragenesen neigen (EUGSTER & WONES, 1962).

Im Typ A2 sind ebenfalls entmischte Oxide zu beobachten, wie bereits in Kap. 3.2 gezeigt, mit feinen Lamellen des Trellis Typs. Diese Lamellen sind mit einer durchschnittlichen Breite von ca. 1 μm nicht für eine quantitative Mikroanalytik geeignet (Abb. 7.1-5).

Abb. 7.1-5: entmischter Titanomagnetit der Probe Tü-98-11/6 (Typ A2) mit Lamellen des Trellis-Typs; Auflicht, Ölimmersion, einfach polarisiert



Zum Typ A2 liegen aus diesem Grund keine

Oxid-Temperaturen vor. Im Obsidian – Typ A2 sind die Biotite modal am häufigsten aller im Arbeitsgebiet auftretenden Obsidian-Typen vertreten, sie zeigen selten Zerfallsreaktionen.

Die intensivsten Entmischungen zeigen die Oxide der Obsidiane des Typs C. Dieser Typ läßt bereits makroskopisch durch seine z. T. intensive Rotfärbung einen höher oxidierten Zustand erwarten. Die niedrigere Temperatur T_2 kann im Zusammenhang mit dem Zerfall des Biotits auf eine oxidative Entmischung hinweisen, initiiert durch die beim Biotit-Zerfall freigesetzten Volatile, nach der Reaktion



Dabei zerfällt nach WONES & EUGSTER (1965) nicht der gesamte Biotit, es reagiert nur die Anit-Komponente, d.h. der verbleibende Biotit wird reicher an Phlogopit-Komponente (mit abnehmendem Gesamtdruck). Dieser Trend läßt sich ansatzweise bei Biotiten der Obsidiane beobachten. In Abb. 4.1-1 ist ein Trend der Biotitanalysen aus roten (höher oxidierten) Obsidianen (Typ C) in Richtung des Phlogopits zu erkennen. Diese Tendenz ist allerdings nicht sehr stark ausgeprägt.

Die Korrelation der Oxid-Thermometrie mit der Lage der Biotit-Stabilität für 2 kbar läßt eine prä-extrusive Reaktion vermuten. Die oxidative Entmischung der Oxide kann somit vor der Extrusion der Schmelze erfolgt sein. Eine andere Möglichkeit zur simultanen Dehydration des Biotits und Oxidation der Fe-Ti-Oxide besteht auch durch eine spätere Temperung der Obsidiane, wie bereits

VON HEIDE ET AL. (1996) vermutet, z. B. durch ein zweites Extrusionsereignis. Wie oben bereits ausgeführt, ist eine weitere Abschätzung der vorherrschenden Drucke aufgrund der fehlenden Paragenese mit einem Fe-Mg-Silikat nicht möglich. Eine zweite Temperung erscheint aufgrund des Geländebefundes jedoch eher unwahrscheinlich. Die Obsidiane mit dem höchsten Oxidationsgrad (Typ C, rot) treten als oberste Einheiten, bzw. als entfernteste Einheiten vom vermuteten Extrusionszentrum (Sırıklı Tepe) auf.

Die Oxidation von Magnetit zu Hämatit kann postextrusiv durch Temperaturniedrigung erfolgt sein. Nach EUGSTER & WONES (1962) erfolgt eine Oxidation durch Temperaturniedrigung. In der Glasmatrix der roten Obsidiane sind sehr feinkristalline Hämatit-Kristalle ($\leq 3 \mu\text{m}$, Anhang A15) mit idiomorphen Korngrenzen zu beobachten.

7.2 Rheologische Betrachtungen

Die rheologische Betrachtung erstreckt sich im Wesentlichen auf die postextrusiven Vorgänge Formgebung und Platznahme. Wichtige rheologische Größe ist hier vor allem die Viskosität, bzw. deren Verlauf in Abhängigkeit der Temperatur. Ein solcher Verlauf wird z. B. mit Hilfe der VFT-Gleichung (s. Kap. 6.2) dargestellt. Faktoren, die die Viskosität einer silikatischen Schmelze beeinflussen, sind neben der Temperatur auch die Kristallinität und der Gehalt an volatilen Phasen sowie deren Zusammensetzung (z. B. $X_v = X_{H_2O} + X_{CO_2}$).

Kristallinität und Volatile

Der modale Kristallgehalt kann sich auf zwei Arten auf die Viskosität auswirken:

- Durch die Kristallisation wird die Schmelze chemisch verändert (Prinzip der Fraktionierung); damit ändert sich die Schmelzstruktur und somit die Viskosität.
- Der modale Kristallgehalt wird so groß, daß sich die Kristalle berühren und ein vernetztes Gefüge bilden können (besonders langprismatische Kristalle).

STEVENSON ET AL. (1996) zeigen in ihren Untersuchungen an Obsidianen des *Ben Lommond Dome*, daß ein Kristallgehalt $< 5 \text{ Vol}\%$ einen vernachlässigbaren Einfluß auf die Viskosität hat. Im Einzelfall geben STEVENSON ET AL. (1996) jedoch Unterschiede von 30°C für die Glasübergangstemperatur (mit einem Vertikaldilatometer bestimmt) für einen Obsidian geringer Kristallinität ($< 0,5 \text{ Vol}\%$) und höherer Kristallinität (ca. $5 \text{ Vol}\%$) an. Im Hauptelementchemismus zeigen beide Obsidiane nahezu identische Zusammensetzungen. Die unterschiedlichen Glasübergangstemperaturen führen STEVENSON ET AL. (1996) auf (geringe) Differenzen im K_2O – Gehalt von $0,49 \text{ Gew}\%$ (= $0,34 \text{ Mol}\%$) zurück. Gleichzeitig unterscheiden sich die beiden Obsidianproben im Wassergehalt um $0,06 \text{ Gew}\%$ (= $0,21 \text{ Mol}\%$). Die geringeren H_2O -Gehalte korrelieren mit den höheren K_2O -Gehalten der höheren Kristallinität und der höheren Glasübergangstemperatur. SCHOLZE (1977) gibt für technische Gläser ca. 18 K

Unterschied für die Glasübergangstemperatur an, bei einer Differenz von bereits 0,02 Gew% H₂O. Die Differenz der von STEVENSON ET AL. (1996) angegebenen Glasübergangstemperaturen ließe sich hiernach eher auf den unterschiedlichen H₂O–Gehalt (= Volatil-Gehalt) zurückzuführen.

Die Kristallinitätsverhältnisse der Obsidiane von STEVENSON ET AL. (1996) lassen sich mit den Verhältnissen zwischen den Obsidiantypen A1 und A2 vergleichen. Diese Typen zeigen in den Hauptelementen sowohl gleiche Gesamtgesteinschemie (RFA) als auch Chemie der Glasmatrix (Mikrosonde, Elektronenmikroskop). Die deutlich unterschiedliche Kristallinität (s. Kap. 3.1.1 und 3.1.2) wirkt sich hier also nicht auf die Zusammensetzung der Glasmatrix aus. Damit ist auszuschließen, daß die Gesamtdifferenz der Glasübergangstemperaturen der Typen A1 und A2 von ca. 105°K (Abb. 6.2-4, Kap. 6.2) durch die unterschiedliche Kristallinität bedingt ist. Da über die absoluten H₂O–Gehalte der Obsidiane aufgrund der geringen Einwaage (s. Kap. 6.2) mit der Vakuum-Heißgasextraktion keine Masseverluste erfasst werden konnten und der mit herkömmlicher Bestimmung ermittelte Glühverlust (LOI) den Masseverlust über alle flüchtigen Bestandteile liefert, kann hier zum Einfluß des Wassers keine exakte Aussage getroffen werden. Eine Kalibration des Masseverlustes an H₂O auf Grundlage des Entgasungsprofils der Masse 18 (H₂O) nach SCHMIDT & HEIDE (2001) zeigt starke Variation zum herkömmlich bestimmten LOI (s. Tab. 7.2-1). Folglich ist eine eindeutige Aussage zum Gehalt an H₂O sowie dessen Einfluß auf das Schmelzsystem nicht ohne weiteres möglich.

Tab. 7.2-1: Gegenüberstellung von herkömmlich ermitteltem LOI (Kap. 2.4.2) und den Ergebnissen der Kalibration von H₂O nach SCHMIDT & HEIDE (2001) der Obsidiane des Arbeitsgebietes

Probe	Typ	LOI [Gew%]	x Volumenanteile H₂O [Gew%]	EGA [Gew%] (nur H₂O)
Tü-98-14/2	A1	0,36	0,32	0,095
Tü-98-14/5	A1	0,25	0,19	0,037
Tü-98-2/10	A2	0,15	0,13	0,022
Tü-98-6/1	A2	0,07	0,06	0,097
Tü-98-2/9	C	0,18	0,1	0,022
Tü-96-12C	C	0,29	0,22	0,114

SCHMIDT & HEIDE (2001) zeigen, daß der absolute H₂O-Gehalt eines Materials direkt proportional zur Peakfläche des Entgasungsprofils der Masse 18 und der eingewogenen Probenmasse ist. Dadurch ist eine Quantifizierung des Wassergehaltes über Entgasungsmessungen, wie sie auch in dieser Arbeit durchgeführt wurden (s. Kap. 6.1), prinzipiell möglich. An den Obsidianen des Arbeitsgebietes ist diese Methode jedoch bislang nicht zufriedenstellend durchführbar. Einerseits ist der gesamte Wassergehalt der Obsidiane (< 0,3 Gew%) deutlich geringer als der Kalibrationsbereich bei SCHMIDT & HEIDE (2001), andererseits erfolgt die Entgasung der Gläser zu wesentlichen Teilen durch Blasenbildung. Die Kalibration von SCHMIDT & HEIDE (2001) wurde mit diffusiv entgasendem Material (Kiese-

rit, $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) durchgeführt. Bei blasenartiger Entgasung ist eine quantitative Erfassung der freigesetzten Gase bedingt durch die Abtastrate des Massenspektrometers nicht gewährleistet. Somit erfolgt bei der Anwendung der Methode nach SCHMIDT & HEIDE (2001) eine nicht quantifizierbare Unterbestimmung der analysierten Masse (z. B. $m/z = 18$, H_2O).

Für eine Aussage nutzbar bleibt jedoch weiterhin die Proportionalität von Gesamtwassergehalt und Peakfläche(n) des Entgasungsprofils der Masse 18 in Abhängigkeit der Probenmasse. Für den Gesamtgehalt an H_2O kann bei mehreren Peaks definiert werden:

$$x_{\text{H}_2\text{O}} \sim \frac{\sum A_i}{m_{Pr}} .$$

Hierbei bedeuten $x_{\text{H}_2\text{O}}$ Wassergehalt (üblicherweise Gew%), A_i die Peakfläche und m_{Pr} eingewogene Probenmasse. Mit diesem Verhältnis lassen sich die Obsidiane in Bezug auf ihren H_2O -Gehalt zueinander vergleichen. Zu erwarten ist eine Korrelation von Wassergehalt und Glasübergangstemperatur, unter der Voraussetzung, daß der Wassergehalt diese wesentlich beeinflußt. Je höher der Wassergehalt, desto niedrigere Temperatur-Werte sollte die Glasübergangstemperatur aufweisen. Daß schon geringe Unterschiede im H_2O -Gehalt deutliche Unterschiede in der Glasübergangstemperatur bedingen, wurde nach SCHOLZE (1977) bereits angegeben. In Abb. 7.2-1 ist die dilatometrisch ermittelte Glasübergangstemperatur gegen das oben erläuterte Verhältnis aufgetragen.

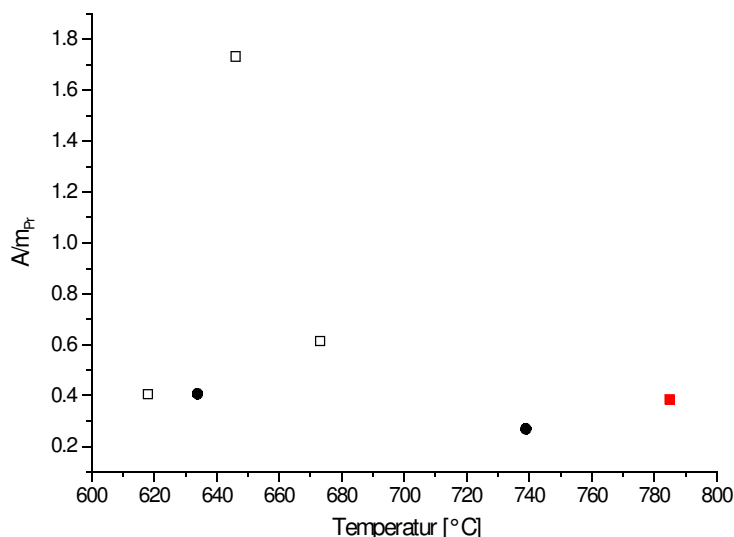


Abb. 7.2-1: Verhältnis A/m_{Pr} gegen T_g , □ Obsidian Typ A1, ● Obsidian Typ A2, ■ Obsidian Typ C

Trotz der geringen Anzahl von Analysenpunkten ist in dieser Auftragung kein Trend einer Korrelation von H_2O -Gehalt und T_g zu erkennen. Die dennoch beobachtete Variation beim Glasübergang (Kap. 6.2) ist für die Obsidiane des Arbeitsgebietes offensichtlich überwiegend auf die thermische Vorgeschichte der Gläser zurückzuführen. Für differenziertere Aussagen zum Einfluß der Volatilen

auf die Glasübergangstemperatur im Vergleich zur thermischen Vorgeschichte müssen umfangreichere Untersuchungen an Obsidianen durchgeführt werden. Hierzu sollte in zukünftigen Arbeiten unbedingt die bereits beschriebene Quantifizierung weiterentwickelt werden.

Platznahme und Form

Die Extrusion und Platznahme rhyolitischer Magmen wurde bereits von mehreren Autoren untersucht (CHRISTIANSEN & LIPPMAN 1966, FINK 1983, BLAKE 1990). BLAKE (1990) teilt die Erscheinungsformen rhyolitischer Laven in vier Haupttypen ein: *Upheaved Plug*, *Peleean Dome*, *Low Lava Dome* und *Coulee* (Abb. 7.2-2).

Die wesentlichen Unterschiede, die zu diesen Formen führen können sind Gasgehalt und Viskosität der Magmen. Die Viskosität des Magmas nimmt dabei wie folgt ab: *Upheaved Plug* > *Peleean Dome* > *Low Lava Dome/Coulee*.

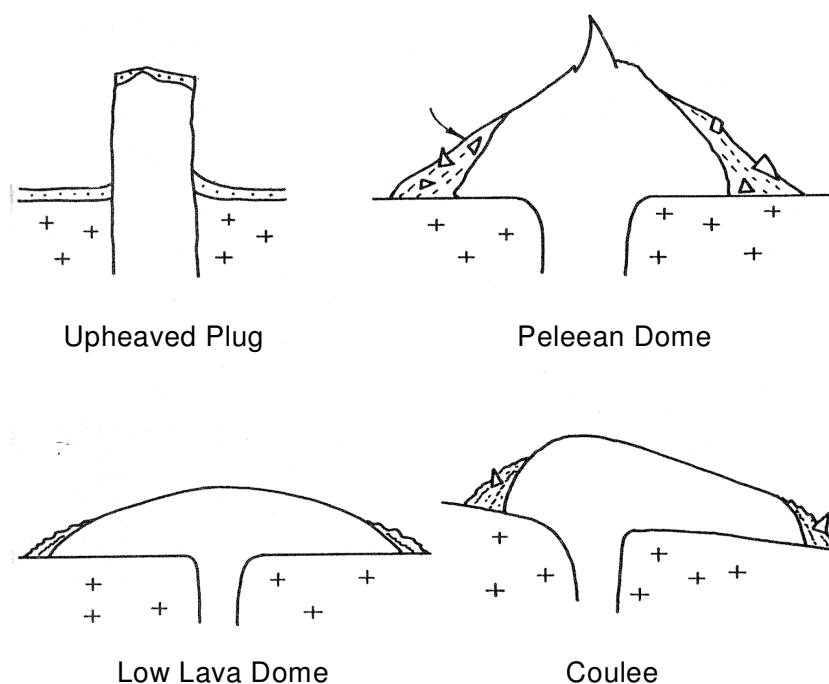


Abb. 7.2-2: schematische Darstellung von Extrusionsformen rhyolitischer Magmen nach BLAKE (1990)

Wie aus Abb. 7.2-2 gut zu erkennen ist, bildet das Verhältnis von Höhe des Doms zu Basisbreite des Doms ein wesentliches morphologisches Merkmal zur Unterscheidung der vier Erscheinungsformen. BLAKE (1990) trägt diese Größen von bekannten Lava-Domen gegeneinander auf und ermittelt daraus zwei Regressionsgeraden mit unterschiedlicher Steigung (Abb. 7.2-3).

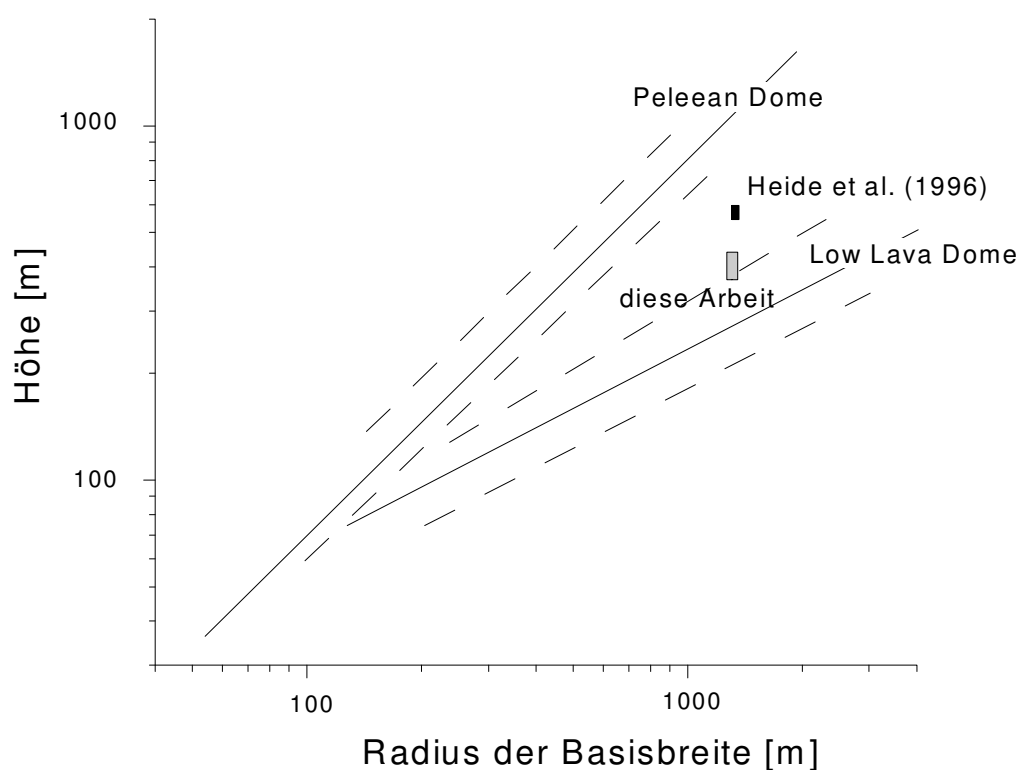


Abb. 7.2-3: Verhältnis von Höhe zu Radius der Basisbreite unterschiedlicher Lava Dome, umgezeichnet nach BLAKE (1990); gestrichelte Linien: Streubreite der Daten; Flächen: Ergebnisse der Höhe/Breite Abschätzung und Schätzwerte aus HEIDE ET AL. (1996)

Die steilere Gerade stellt die Verhältnisse von Höhe zu Radius von *Peleean Domes* dar, die schwächer steigene Gerade für *Low Lava Domes* und *Coulee*. Zusätzlich sind in Abb. 7.2-3 die abgeschätzten Werte für den Obsidian-Komplex von Ikizdere eingetragen. Dabei wurde als Basisbreite die kartierte Breite auf der Verbindungslinie Sırıklı Tepe – Kara Tepe angesetzt (2400 m). Als Wert für die Höhe wurde in erster Näherung die Vermutung von HEIDE ET AL. (1996) mit ca. 600 m eingetragen. Der darstellende Punkt kommt mit diesen Werten zwischen dem Trend für *Low Lava Domes* und *Peleean Domes* zu liegen. HEIDE ET AL. (1996) weisen jedoch auf die fehlende Information über den Untergrund des Obsidiankomplexes hin.

Die längsgestreckte Morphologie des Obsidian-Stromes weist, im Vergleich mit Abb. 7.2-2, auf eine *Coulee*-Form hin. Nach BLAKE (1990) sind *Low Lava Dome* und *Coulee* prinzipiell identisch. Ein *Coulee* kann sich entwickeln, wenn die Extrusion der Schmelze an einem Hang mit (leichter) Neigung erfolgt. Die Hangneigungen liegen dabei in einem Bereich bis ca. 10°.

Die Entstehung eines *Coulee* ist neben der Verknüpfung mit der Hangneigung von einer Mindestbreite für die Basis abhängig. Für hochviskose, rhyolitische Schmelzen kann sich ein *Coulee* bei einer angenommenen Hangneigung von ca. 6° ab einer Basisbreite von ca. 1800 m im Durchmesser ent-

wickeln. Den Zusammenhang von Basisbreite und Hangneigung für die Entstehung eines *Coulees* gibt BLAKE (1990) folgendermaßen an:

$$R = \frac{\tau_0}{\rho \cdot g \cdot \sin^2 \theta} .$$

Hier bedeuten R den Radius an der Basis in Metern, τ_0 die Streckgrenze der Schmelze in Pas, ρ die Massendichte in kg/m^3 , g die Erdbeschleunigung und θ den Winkel der Hangneigung in Grad. Für die Streckgrenze wird nach FINK (1984) ein Wert von ca. 10^5 Pas für rhyolitische Schmelzen angenommen. Dieses Modell geht bei rhyolitischen (hochviskosen) Schmelzen von Bingham-Flüssigkeiten aus, d.h. es wird eine Scherkraft benötigt, bevor es zur Bewegung der Schmelze kommen kann. Als Streckgrenze τ_0 wird von BLAKE (1990) ein Bereich von $n \times 10^5$ Pa angegeben. Dabei scheint die Variation des Wertes n von 1,2 bis 3,6 unabhängig von chemischen Zusammensetzung zu sein, wie Tabelle 7.2-2 zeigt.

Tab. 7.2-2: berechnete Streckgrenzen τ_0 einiger rhyolithischer Dome nach BLAKE (1990)

Lokalität	Zusammensetzung	τ_0 [Pa] (calc.)	Quelle
Primavera (MX)	Alkalirhyolith	$3,3 (\pm 1,2) \times 10^5$	CLOUGH ET AL. (1982)
Maroa (NZ)	Rhyolith	$1,2 (\pm 0,4) \times 10^5$	GRAHAM ET AL. (1995)
Coso (Ca, USA)	Rhyolith	$3,6 (\pm 1,2) \times 10^5$	DUFFIELD & BACON (1981)
Novarupta (AS)	Rhyolith	$1,7 \times 10^5$	HILDRETH (1983)

Die Berechnung der Streckgrenze erfolgt nach BLAKE (1990) in Abhängigkeit von experimentell beobachteter Höhe (H) und Radius der Basisbreite (R) des Domes nach

$$\tau_0 = 0,323 \times \frac{H^2 \times \rho \times g}{R} .$$

Die Abschätzungen in dieser Arbeit wurden in Anlehnung an die Werte von Tabelle 7.2-2 mit der Annahme einer gemittelten Streckgrenze von $2,5 \times 10^5$ Pa durchgeführt. Die Werte für die Massendichte der Obsidiane des Komplexes sind KLÖB (2000) entnommen.

Tab. 7.2-3: durch hydrodynamische Wägung bestimmte Werte für die Massendichte der Obsidiane des Ikizdere-Komplexes aus KLÖB (2000)

Probe	Typ	Dichte [kg/m^3]
Tü-98-14/5	A1	2361,5
Tü-96-A1	A1	2362
Tü-98-2/9	C	2359,5
Tü-98-6/1	A2	2370

Als Radius der Basisbreite wurde die Strecke von nördlicher Grenze zu südlicher Grenze des kartierten Auftretens von Obsidian am Höhenzug von Sırıklı Tepe – Tekem - Tepe – Kara Tepe herangezogen. Diese Strecke läßt sich nach der Kartierung mit ca. 2400 m angeben. Der Zusammenhang

von Basisbreite und Hangneigung ist in Abb. 7.2-4 dargestellt.

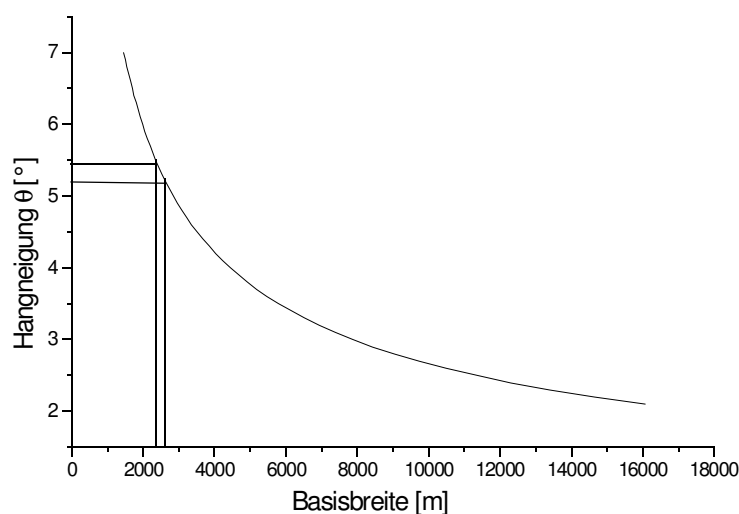


Abb. 7.2-4: Graph der Gleichung nach BLAKE (1990) zur Darstellung des Zusammenhangs von Hangneigung und Basisbreite eines rhyolithischen Coulees

Durch Einsetzen der bereits genannten Basisbreite von 2400 m ($R = 1200$ m) erhält man so ein Ergebnis von ca. $5,4^\circ$ notwendiger Hangneigung. Als Massendichte wurde der Wert der Probe Tü-98-14/5 (Obsidian Typ A1) eingesetzt (s. Tabelle 7.2-3). Setzt man statt dessen die höchste bestimmte Dichte (Probe Tü-98-6/1) ein, so verringert sich der Wert für die notwendige Hangneigung lediglich um $0,02^\circ$. Einen stärkeren Einfluß hat die Basisbreite (Tabelle 7.2-4). Setzt man hier einen Wert von 2000 m an, z.B. unter der Annahme von Verdeckung der Flanken durch Schutt, so läßt sich eine notwendige Hangneigung von 6° ermitteln.

Tab. 7.2-4: nach BLAKE (1990) berechnete notwendige Hangneigungen für das Entstehen eines Coulees; für verwendete Variablen s. Text

Basisbreite (2R)	notwendige Hangneigung
1800 m	$6,3^\circ$
2000 m	$5,9^\circ$
2200 m	$5,7^\circ$
2400 m	$5,4^\circ$

Für die weiteren Überlegungen wird eine Hangneigung von $5,4^\circ$ bis 6° angenommen. Mit diesem Wert wird die Abschätzung zur Mächtigkeit des Glasstromes durchgeführt.

Diese Abschätzung wird unter der stark vereinfachten Annahme eines konstant geneigten Hanges durchgeführt. Die Ermittlung der so abgeschätzten Höhe des Untergrundes in einer bestimmten Entfernung eines definierten Ausgangspunktes erfolgt dabei trigonometrisch. Das Prinzipschema ist in

Abb. 7.2-5 dargestellt.

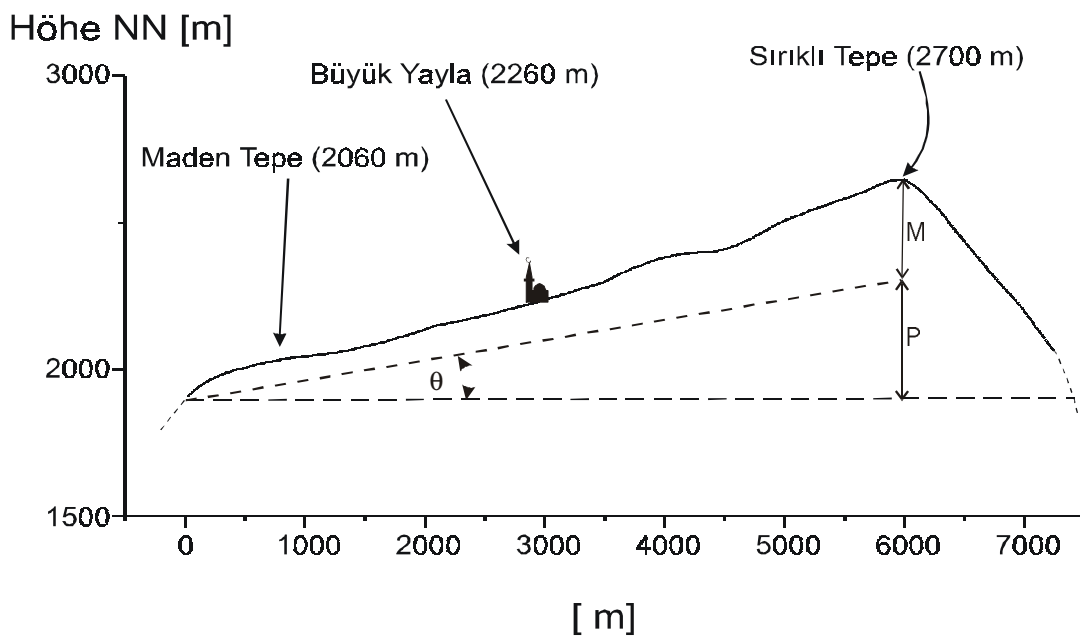


Abb. 7.2-5: Prinzipschema zur Abschätzung der Mächtigkeit des Obsidiankomplexes bei Sırlıklı Tepe wie im Text beschrieben; M: Mächtigkeit, P: resultierende Höhe

Als Ausgangspunkt dient der tiefste im Gelände belegbare Punkt an dem Obsidian auftritt, westlich unterhalb Maden Tepe, bei ca. 1850 m Höhe. Der Endpunkt wird bei Sırlıklı Tepe gesetzt, als vermutetes Extrusionszentrum. Aus der direkten Verbindung der beiden Punkte ergibt sich eine Entfernung von ca. 5900 m. Der Winkel der notwendigen Hangneigung wurde bereits auf 5,4° bis 6° festgelegt (s.o.). Die Abschätzung der resultierenden Höhe erfolgt über den Tangens von θ . Der gesamte topographische Höhenunterschied wird aus der Karte ermittelt, von 2700 m (Sırlıklı Tepe) zu 1850 m (tiefster Obsidian-Punkt) werden so 850 m erhalten. Die Abschätzung der Mächtigkeit des Glasstromes ergibt sich als Differenz aus dieser Höhe (850 m) und der oben erläuterten resultierenden Höhe des hypothetischen Untergrundes. Die Ergebnisse zu den genannten Neigungswinkeln sind in Tabelle 7.2-5 eingetragen.

Tab. 7.2-5: Ergebnisse der Abschätzung der Mächtigkeit mit den aufgeführten Winkeln zur Hangneigung; zur Durchführung s. Text

angenommene Hangneigung	resultierende Höhe	abgeschätzte Mächtigkeit des Obsidiankomplexes bei Sırlıklı Tepe
5,4°	560 m	290 m
6°	620 m	230 m

Die so abgeschätzte Mächtigkeit ist lediglich als grobe Näherung anzusehen. Sie kann jedoch als Richtwert dafür dienen, die Größenordnung der Mächtigkeit abzuschätzen. So kann aus der Ergebnisspanne von 230 m bis 290 m abgeleitet werden, daß für den Obsidian-Komplex von Ikizdere eine Mächtigkeit im Bereich von hunderter Metern angenommen werden kann. Die zu erwartende Mäch-

tigkeit des Glasstromes liegt damit deutlich über der anderer rhyolithischer Obsidiane wie z. B. am Little Glass Mountain mit 65 m (FINK, 1983).

Trägt man die Werte aus Tabelle 7.2-4 und 7.2-5 in das Schema aus Abb. 7.2-3 ein, so nähert sich der darstellende Punkt deutlich dem Trend für *Low Lava Domes* an. Da die rein morphologische Einschätzung des Obsidian-Komplexes bereits auf ein *Coulee* hinweist, erscheinen die Annahmen zur Mächtigkeit in erster Näherung durchaus vertretbar zu sein. Genauere Aussagen zu den Untergrundverhältnissen des Obsidian-Komplexes können jedoch nur durch detaillierte geophysikalische Untersuchungen, unterstützt durch gezielte Kernbohrungen, erfolgen. Diese Kenntnis ist unabdingbare Voraussetzung für eine ortsaufgelöste, verbesserte Abschätzung der tatsächlichen Mächtigkeit. Problematisch bleibt der eigentliche Fließ/Bewegungsprozess. In Kap 6.1 wurde bereits nachgewiesen, daß die Felsite als Produkt einer intensiven Entgasung der Obsidiane angesehen werden können. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf massive Entgasungsvorgänge. Das bedeutet, daß der rezent nachweisbare Volatilgehalt der Felsite sicher nicht identisch mit dem Volatilgehalt zum Zeitpunkt der Extrusion ist. Volatile in silikatischen Schmelzen beeinflussen die Viskosität stark, d. h. sie tragen zur Erniedrigung der Viskosität bei.

HESS (1996) schlägt die Berechnung der Viskosität auf Grundlage der VFT-Gleichung vor und erweitert die Faktoren A, B und T_0 um einen Faktor, der das Wasser berücksichtigt ($\ln w$):

$$\log \eta = (-3.545 + 0.833 \cdot \ln w) + \frac{(9601 - 2369 \cdot \ln w)}{T - (195.7 + 32.25 \cdot \ln w)} \quad .$$

Diese Berechnung ist gültig für leukogranitische Schmelzzusammensetzungen mit metalumischen Charakter. Nach DINGWELL ET AL. (1998) ist die Gleichung auch auf peralumische Schmelzen anwendbar. Bei der Berechnung der Viskosität mit dem rezent nachweisbaren Gehalt an Volatilen ($X_V \ll 1$ Gew%) nach HESS (1996) ergibt sich für die Obsidiane ein relativ flacher Verlauf (Abb. 7.2-6).

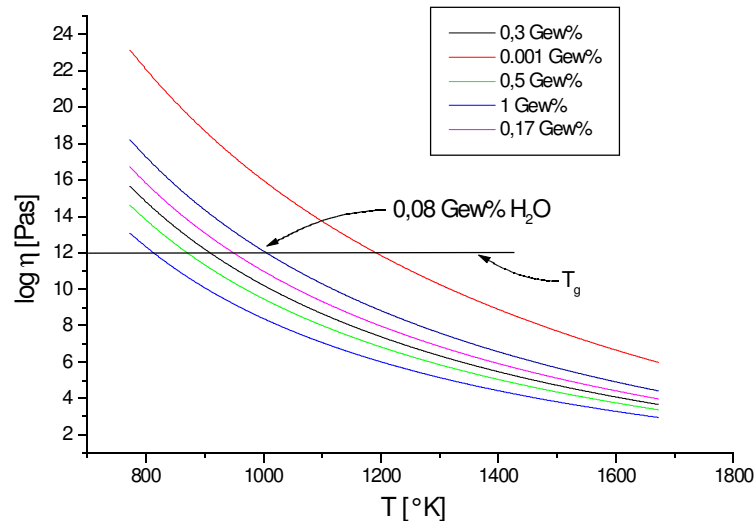


Abb. 7.2-6: Berechnung des Viskositäts-Temperaturverlaufs nach HESS (1996) mit verschiedenen Gehalten an H_2O für die Obsidiane des Arbeitsgebietes

So erhält man z. B. den Verlauf der Viskosität für 0,5 Gew% H_2O (grüner Graph) durch einfaches Einsetzen von 0,5 für w , so daß sich als Gleichung ergibt:

$$\log \eta = (-3,545 + 0,833 \cdot \ln 0,5) + \frac{(9601 - 2369 \cdot \ln 0,5)}{T - (195,7 + 32,25 \cdot \ln 0,5)} \quad \text{für } T = [800 \text{ °K}; 1850 \text{ °K}].$$

Zu beachten ist, daß die Temperatur in °K einzusetzen ist, das angegebene Temperaturintervall von 800 °K bis 1850 °K entspricht also einem Intervall von ca. 527 °C bis ca. 1577 °C und überspannt damit einen großen Temperaturbereich von deutlich unterhalb T_g der Obsidiane ($T_g^{\min} = 618 \text{ °C}$, $T_g - 98 \cdot 4/4$) bis in den Bereich hoher Temperaturen.

Es wurde bereits aus Abb. 7.2-1 vermutet, daß zwischen der Glasübergangstemperatur und dem Wassergehalt der untersuchten Obsidiane kein Zusammenhang besteht. Die dilatometrisch gefundenen Unterschiede der Glasübergangstemperatur werden auf unterschiedliche Abkühlraten der Proben zurückgeführt. Das Viskositätsmodell nach HESS (1996) berücksichtigt keine Unterschiede der Abkühlgeschwindigkeiten, ebensowenig die Modelle von LAKATOS ET AL. (1972), APPEN (1970), BRAGINSKII (1973) und SHAW (1972). Die Untersuchungen von HESS (1996) und DINGWELL ET AL. (1998) erstrecken sich auf den Hochtemperaturbereich, sowie auf den Bereich von 10^9 bis 10^{11} Pas. Im Bereich von T_g (10^{12} Pas) zeigt das Modell von HESS (1996) größere Streubreiten (Fig. 6.3.1 und 6.3.2). Für die Vorhersage des temperaturabhängigen Viskositätsverhaltens der Obsidianschmelzen im Bereich $\eta > 10^{11}$ Pas ist das Modell offensichtlich nicht mehr geeignet, auch aufgrund der genannten Abhängigkeiten der Glasübergangstemperatur der Obsidiane von der Abkühlrate.

Weiterhin zeigt der oben angesprochene Verlust an Volatilen, daß für die Obsidianschmelze nicht von einem über den Extrusionszeitraum konstanten Wassergehalt ausgegangen werden kann. Unsi-

cher ist, inwieweit der Volatilverlust für das gesamte Volumen anzunehmen ist oder nur für den Oberflächenbereich des Glasstromes zutrifft. Das bedeutet, daß bekannte Modelle zur Beschreibung des Viskositäts–Temperatur–Verlaufs nicht zur Darstellung für den gesamten temperaturabhängigen Viskositätsverlauf bis zur Glasübergangstemperatur herangezogen werden können.

Hier können jedoch die Ergebnisse der Petrographie und der petrologischen Betrachtung mit einbezogen werden. Die Mindesttemperatur für die Kristallisation der Pyroxene liegt bei 600°C bis 700°C (Abb. 7.1-4). Die Pyroxenkristalle sind ohne erkennbare Einregelung gesproßt, eine Bewegung der Matrix hat zu diesem Zeitpunkt also offensichtlich nicht mehr stattgefunden. Die Feldspäte lassen im Dünnschliff eine subparallele Einregelung erkennen, eine Bewegung hat hier offenbar noch stattgefunden. Die Feldspat–Thermometrie liefert variierende Durchschnittstemperaturen von ca. 810°C bis 830°C (Tab. 7.1-1). Auch der Zerfall des Biotits hat unter Bewegung stattgefunden (Abb. 3.1.1-1). Diesem Zerfall wird die mit der Oxid–Thermometrie ermittelte Temperatur von ca. 720°C zugewiesen (Tab. 7.1-2). Die Stabilitätsgrenze für die Biotite der Obsidiane läßt Druckbedingungen von ca. 2 kbar für den beobachteten Zerfall vermuten. Damit hat der Zerfall des Biotits offenbar noch vor der Extrusion stattgefunden.

7.3 Modellansatz

Im Folgenden sollen die bisher dargestellten Ergebnisse und Diskussionen in eine schematische Modellvorstellung zur Extrusion des Obsidians von Ikizdere zusammengefaßt werden. Grundlage für das Schema ist die Untersuchung eines rhyolitischen Obsidianstromes am *Little Glas Mountain* (Medicine Lake, N-Kalifornien) von FINK (1983), die experimentellen Untersuchungen von BLAKE (1990) mit Kaolinsuspension, sowie Untersuchungen von CHRISTIANSEN & LIPPMAN (1966) am Rhyolith–Strom von *Comb Peak* (Forty Mile Canyon, S-Nevada). FINK (1983) und CHRISTIANSEN & LIPPMAN (1966) beschreiben für das Gefüge der rhyolitischen Körper Strukturen, wie sie auch am Obsidian von Ikizdere beobachtet werden können (Fließgefüge, Faltungen, Bänderung). Im Gegensatz zum Ikizdere-Obsidian sind jedoch in beiden Arbeiten Profile von der Strombasis bis zur (bewuchsfreien) Oberfläche möglich. So kann die in beiden Fällen beschriebene Basisbrekzie im Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden, ebenfalls fehlen am Obsidian–Komplex von Ikizdere die basalen Tufflagen. Diese Tufflagen werden als eine initiale, explosive, frühe Phase des späteren Dom-Wachstums gedeutet. Pyroklastische Ablagerungen konnten auch im weiteren Umfeld des Obsidiankomplexes bisher nicht sicher nachgewiesen werden (A. Hanedan & M. B. Sadiklar, pers. Mitt.). Ein Geländeaufenthalt 2001 erbrachte Material am Osthang des Komplexes, das einen geringmächtigen Tuff darstellen könnte. Mikroskopische Untersuchungen an diesem Material stehen noch aus. Oberflächenstrukturen wie sie bei BLAKE (1990) beschrieben werden, sind durch die Bodenbedeckung nicht nachweisbar.

In Abb. 7.3-1 ist in Anlehnung an das bei FINK (1983) für den Obsidianstrom des *Little Glas Mountain* dargestellte Modell (Fig. 3, s.d.) ein nach den ermittelten Daten mögliches Szenario für den Extrusionsvorgang des *Ikizdere Obsidian Komplex* schematisch dargestellt. Die angenommene Hangneigung resultiert aus den in der vorigen Diskussion erfolgten Zuordnung des Vorkommens zu *Coulee*-Formen rhyolithischer Dome, die eine Hangneigung erfordert.

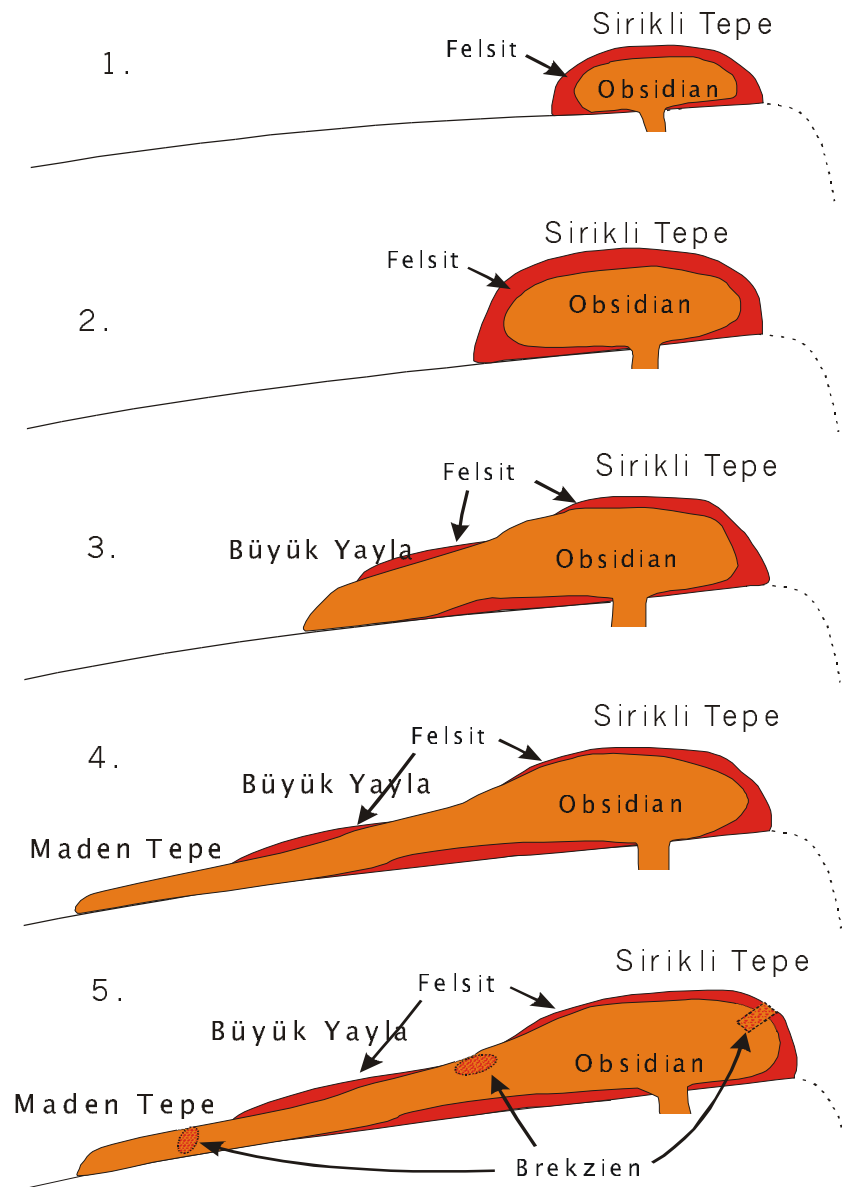


Abb. 7.3-1: Stark vereinfachte, schematische Darstellung des Extrusionsvorganges in Einzelschritten, die Entstehung der brekziösen Typen werden in Phase 5 angenommen.

Mit diesem Schema lassen sich sowohl die grundsätzliche Morphologie als auch die im Gelände anstehende Verteilung der Felsite erklären. BLAKE (1990) findet bei seinen Experimenten ein konzentrisches Aufreißen der Oberfläche bei Wachstum des künstlichen Domes. Dieses konzentrische Aufreißen resultiert aus dem Versuchsaufbau ohne Hangneigung. Der experimentelle Dom breitet sich auf ebener Fläche aus.

Bei einer asymmetrischen, gerichteten Ausbreitung wie im Fall des Ikizdere Obsidians, ist ein Aufreißen der Oberfläche nur in Richtung der Bewegung zu erwarten. Setzt man hier wieder den topographisch höchsten Punkt, Sırıklı Tepe, als Ausgangspunkt, so erfolgte die Bewegung in Richtung Westen:

Sırıklı Tepe => Büyük Yayla => Maden Tepe.

Maden Tepe stellt nach dieser Vorstellung die Front des Komplexes in Bewegungsrichtung dar. In dieser Richtung findet man im Gelände entlang dieses Profils die Gesteinsfolge Felsit (Sırıklı Tepe) – Obsidian (Flanke Richtung Büyük Yayla) – Felsit (kurz vor Büyük Yayla) – Obsidian (Büyük Yayla) – Obsidian (Maden Tepe). In Richtung Osten hingegen läßt sich, mit oben genannter Ausnahme, nur Felsit beobachten, sehr steil abfallend. Als Ausnahme tritt an dieser steilen Flanke ein eng begrenztes Vorkommen (ca. 6 m Durchmesser) von Obsidian Typ B2 (brekziös) auf. Entlang des oben beschriebenen Profils in Bewegungsrichtung erfolgte die Probennahme für die dilatometrische Bestimmung der Glasübergangstemperatur (Abb. 6.2-9). Hier zeigt sich ein Zusammenhang zur Entfernung zu Sırıklı Tepe, mit zunehmender Entfernung nimmt auch die ermittelte Glasübergangstemperatur zu (Abb. 7.3-2).

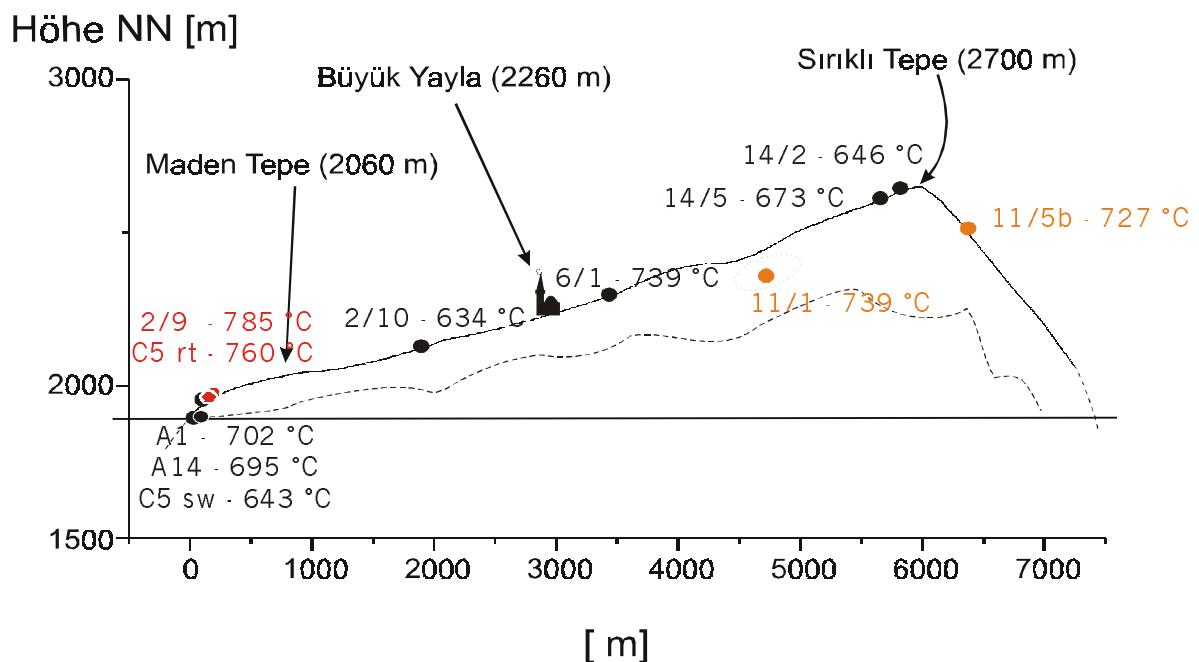


Abb. 7.3-2: Verteilung der dilatometrisch ermittelten Glasübergangstemperaturen im Profilschnitt Sırıklı Tepe- Büyük Yayla-Maden Tepe

Dieser Zusammenhang läßt sich mit dem Schema aus Abb. 7.3-1 erklären. Unter der Annahme, daß bei der Hangabwärtsbewegung des Magmas der Felsit-Mantel durchbrochen wird, sollte das Material dort schneller abgekühlt sein als weiter innenliegendes Material. Bei dieser Abkühlung wird offenbar der Hämatit–Magnetit Puffer überschritten, was zur Oxidation der Magnetite führt. Mit diesem

Vorgang ist das überwiegende Auftreten von Obsidian Typ C (rot) bei Maden Tepe zu erklären. Diese Interpretation zur Oxidation beruht auf der petrographischen Beobachtung mikrokristalliner ($3\mu\text{m}$) idiomorpher Hämatitkristalle in Obsidianen Typ C bei Maden Tepe (s. Anhang). Hämatit konnte sowohl mikroskopisch, als auch mittels magnetischer Untersuchungen in Typ C bestätigt werden (D. Krasa, pp). Der Trend II in Abb 7.1-1 unterstützt ebenfalls die Oxidation von magnetitführendem (schwarzen) Obsidian (Typ A1 und A2) zu hämatitführendem (rötlichbraunen bis roten) Obsidian Typ C, wie bei Maden Tepe anstehend.

Das im Dom weiter innenliegende Material wird langsamer abgekühlt, verbleibt länger im Dom. Dieses Material zeigt tiefere Glasübergangstemperaturen, Kristallisationsprozessen steht mehr Zeit zur Verfügung. Dies führt zu Obsidian Typ A2, der im Bereich Büyük Yayla auftritt. Die Verteilung des kristallreicheren Typs A2 und der kristallärmeren Typs A1 läßt sich mit diesem Ansatz jedoch nicht für den gesamten Komplex erklären. Im Gelände konnte hier keine Systematik festgestellt werden. Hier kann mit den vorliegenden Daten keine abschließende Klärung erfolgen.

Die Stellung der brekziösen Typen B1 und B2 ist sicher in eine späte Phase der Extrusion zu plazieren. In beiden Typen sind in wechselnden Mengenverhältnissen Einschlüsse der Typen A und C gefunden worden. Inwieweit diese Typen als Schlot- oder Spaltenbrekzie bzw. Rutschungsbrekzie während einer späten Deformation anzusehen sind, ist mit den bislang vorliegenden Daten nicht zu klären.

8 Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein Vorkommen massiven Obsidians in der Region Ikizdere, Nord-Ost-Türkei untersucht. Hierfür wurde während eines 14-tägigen Geländeaufenthaltes im Spätsommer 1998 das Gebiet petrographisch aufgenommen und umfassend beprobt. Die Proben wurden anschließend mit dem Polarisationsmikroskop im Auf- und Durchlicht untersucht. Die chemische Analytik von Haupt- und Spurenelementen der Gesamtgesteine wurde mit der Röntgenfluoreszenzanalyse an Schmelztabletten und Pulverpreßlingen durchgeführt, die Mikroanalytik der Mineralphasen und der Glasmatrix mit der Elektronenstrahlmikrosonde und dem Rasterelektronenmikroskop mit angeschlossenen EDX-Spektrometer. Die Untersuchung des rezenten Volatilgehaltes erfolgte mittels Heißgasextraktion und anschließender Analyse der Gasspezies mit einem Quadrupol-Massenspektrometer. Die Bestimmung der Glasübergangstemperatur wurde mit einem Horizontaldilatometer durchgeführt. Einzelheiten zu den Methoden und Geräteparameter sind in Kapitel 2 dokumentiert.

Aufgrund der im Gelände gewonnenen Erkenntnisse ist der Obsidian Komplex von Ikizdere seiner Morphologie nach als rhyolitischer Coulee nach BLAKE (1990) anzusprechen. Aus dem Geländebefund sowie der petrographischen Untersuchung der Gesteine im Anstehenden, am Handstück sowie im Dünnschliff ergeben sich keine Hinweise auf eine plinianische Frühphase wie von FINK (1983) u. a. beschrieben. Rhyolitische Dom-Komplexe aus massiven Obsidianen können offensichtlich, in Abhängigkeit des Volatilgehaltes, ohne explosive Vor-/Frühphase entstehen. Eine moderate Entgasung an der Schmelzoberfläche führt zu blasigen, felsischen Gesteinen, die in dieser Arbeit als Felsite bezeichnet werden.

Die unterlagernden Gesteine und deren (präextrusive) Oberflächenbeschaffenheit kann im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden und muss somit Gegenstand weiterer Untersuchungen bleiben.

Der Obsidiankomplex gliedert sich in die Obsidiane i.e.S., d. h. in massive vulkanische Gläser und blasige helle Vulkanite, die Felsite.

Die Obsidiane sind makroskopisch in drei Haupttypen, zwei davon in je zwei Untertypen, einzuteilen, die Felsite treten in zwei unterscheidbaren Varietäten auf:

Gestein	Obsidian					Felsit	
Typ	A		B		C	F1	F2
Untertyp	A1	A2	B1	B2	--	Blasenhölräume bis 10 cm, Paralleltexur mit 1 bis 5mm Schlieren, überwiegend im unteren Bereich anstehend	Blasenhölräume bis 4 mm, Paralleltexur mit 1 bis 2 mm Schlieren, überwiegend im oberen Bereich anstehend
Merkmal	kanten-durch-scheinend, kristallarm, schwarz	Kanten nicht durch-scheinend, kristallreich, schwarz,	brekziös, dunkelbraune Matrix, Klaster Typ A1 und A2, selten Typ C	brekziös, rote Matrix, Klaster Typ A1 und häufig Typ C	braunrot bis rot, mit z. T. scharf ab-grenzten schwarzen Schlieren		

Als Mineralphasen treten in den Gesteinen Plagioklase, Alkalifeldspäte, Biotite, Fe- und Fe-Ti-Oxide auf, akzessorisch sind Apatit, Zirkon und Kupferkies vertreten. Der von SADIKLAR ET AL. (1997) beschriebene Anhydrit konnte in den bearbeiteten Proben nicht beobachtet werden.

Sowohl die Obsidiane als auch die Felsite zeigen einen sehr homogenen, rhyolithischen Chemismus der hoch-K Reihe mit peralumischem Charakter. Die geotektonische Einordnung der Gesteine ist nicht ganz eindeutig, weist jedoch auf postorogene granitoide I-Typ Schmelzen hin (PEARCE ET AL., 1984). Nach PECCERILLO & TAYLOR (1976), BABIERI ET AL (1992) und AKINCI ET AL. (1991) werden die Magmatite in Profilen von der Küste bis in den Bereich Ikizdere als Differentiationsfolge von Teilschmelzen der bei der Thethys-Schließung subduzierten ozeanischen Kruste gedeutet. Eine genetische Beziehung der Obsidiane zu den Basalten, den Graniten und Apliten des Arbeitsgebietes ist mit den vorliegenden Daten nicht nachzuvollziehen.

Die Ergebnisse der thermoanalytischen Untersuchungen deuten auf eine differenzierte thermische Vorgeschichte der Obsidiane hin. Der dilatometrisch ermittelte Glasübergangsbereich zeigt eine starke Variation (634 °C bis 790 °C) mit steigender Temperatur im Längsprofil des Komplexes (Sirikli Tepe ⇒ Maden Tepe). Auffällig ist eine Entgasung der Masse 18 im Bereich des Glasübergangs. In der gleichen Richtung dieses Profils steigt das Verhältnis O_2/H_2O in den Obsidianen, das höchste Verhältnis (0,23) weisen die Obsidiane Typ C (rot) auf, die niedrigsten Werte (0,04) geben die Obsidiane Typ A (schwarz).

Als Hauptgasspezies sind H_2O ($m/z=18$) und CO_2 ($m/z=44$) in allen Gesteinen zu beobachten, in den Obsidianen Typ C und den Felsiten treten O_2 ($m/z=32$) und verschiedene Schwefelspezies ($m/z=64$, SO_2 ; $m/z=48$, SO ; $m/z=34$, H_2S) hinzu. Selten ist in einigen Proben aller Gesteinstypen ein Hinweis auf eine Entgasung von Fluor ($m/z=19$), Fluorwasserstoff ($m/z=20$) sowie Chlor ($m/z=35$, 37) und Chlorwasserstoff ($m/z=36$, 38) zu beobachten. Zu dieser Problematik sind weitere, detaillierte Untersuchungen notwendig, da insbesondere im Fall des Fluor Überlagerungen mit isotopischen Ionen des Wassers und der entsprechenden Fragmente ($m/z=19$, $^{18}OH^+$, $m/z=20$, $H_2^{18}O^+$) möglich sind.

Mineralthermometrische Berechnungen an Feldspäten, Oxiden und Pyroxenen deuten auf mehrere Ereignisse hin. Für die Kristallisation der schwach eingeregeltten Feldspäte (idiomorphe Plagioklas- und Alkalifeldspatleisten) wurde mit dem Feldspatthermometer nach GREEN & USDANSKY (1986) eine Temperatur von ca. 820 °C ermittelt. In Verbindung mit der petrographischen Beobachtung ist zu folgern, daß zu diesem Zeitpunkt eine Bewegung der Schmelze stattgefunden haben muß.

Die Oxid-Thermometrie nach GHIORSO & SACK (1991) ergibt zwei Temperatur- f_{O_2} -Paare. Eine Temperatur von ca. 850 °C bei einer Sauerstoffugazität von $\log f_{O_2} = -11,2$ und eine tiefere Temperatur von ca. 730 °C bei einer Sauerstoffugazität von $\log f_{O_2} = -13,6$. Beide Sauerstoffugazitäts-

werte liegen unterhalb des Hämatit-Magnetit-Puffers. Die tiefere Temperatur von 730 °C korreliert gut mit dem Zerfall des Biotits zu Kalifeldspat + Magnetit + Gasphase. Bei Anwesenheit von Quarz bzw. Quarzschmelzkomponente kann die Paragenese Kalifeldspat + Pyroxen + Magnetit + Gasphase entstehen bei einem Gesamtdruck von ca. 2 kbar (2070 bar) (nach EUGSTER & WONES, 1962). Daraus kann gefolgert werden, daß eine zweite Entmischung der Oxide (besonders intensiv in Typ C) noch während des Aufstieges der Schmelze erfolgt ist und auf den Zerfall des Biotits zurückzuführen ist. Der dabei entstandene Magnetit wird bei anschließender, postextrusiver Abkühlung zu Hämatit oxidiert (WONES & EUGSTER, 1965). Eine Druckabschätzung, die nach GHIORSO & SACK (1991) bei Anwesenheit eines Fe-Mg-Silikats möglich ist, konnte nicht erfolgen, da eine entsprechende Phase (z. B. Pyroxen) bei keiner Abbaureaktion der Biotite beobachtet werden konnte.

Die Pyroxen-Thermometrie nach LINDSLEY (1983) läßt im Fall der Gesteine des Obsidiankomplexes nur die Abschätzung von Mindesttemperaturen zu. Hier werden Werte zwischen 600 °C und 700 °C ermittelt. Aus der Petrographie ist zu schließen, daß die unregelmäßig gesproßten Pyroxene nach der Bewegung der Schmelze entstanden sind. Die ermittelten Temperaturen liegen sehr nahe an den dilatometrisch ermittelten Glasübergangsbereichen. Eine postvitrogenetische Sproßung der Kristalle, Entglasung im Sinne von HEIDE ET AL (1999), ist jedoch nicht zu belegen.

9 Ausblick

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, daß die Extrusion rhyolitischer Dome ein komplexes Zusammenspiel petrologisch gesteuerter Faktoren (Phasenstabilitäten, Volatiltugazitäten) und, zum Teil davon abhängiger, rheologischer Faktoren ist (Magmenviskosität, viskoplastisches Verhalten der Schmelze im Bereich des Glasüberganges). Zur Untersuchung dieser Faktoren erscheint es sinnvoll, das hier erstmalig bearbeitete Gebiet, den Obsidian-Komplex von İkizdere, intensiver zu studieren. Dies schließt insbesondere ein:

- Untersuchung des Untergrundes des Obsidian-Stromes mittels geophysikalischer Methoden, auch im Hinblick auf die Ermittlung der tatsächlichen Mächtigkeit des Komplexes.
- Erneute Probennahme unter Einbeziehung der in dieser Arbeit erzielten Ergebnisse zur differenzierten thermischen Vorgeschichte der massiven Gläser, im Hinblick auf eine höhere Ortsauflösung über den gesamten Komplex („rheologische Kartierung“).
- Klärung der genetischen Beziehungen von Rahmengesteinen und Obsidian-Komplex auf geochemischer und petrologischer Basis (Zusammenarbeit mit A. Hanedan, KTU Trabzon; Diss. in Vorbereitung).
- Gewinnung von 3-D-Information durch Niederbringen von mehreren mitteltiefen Kernbohrungen entlang eines Profils Maden Tepe \Leftrightarrow Sırlıklı Tepe.
- Detaillierte EGA-Untersuchung der Proben zur Klärung des Einflusses von Fluor, Chlor und deren Wasserstoffverbindungen auf das mögliche Extrusionsverhalten (WEBSTER, 1997) der Schmelze.
- Klärung der Bedeutung der teilweise sehr scharf einsetzenden Entgasung der Proben (s. Anhang D) in Bezug auf einen möglichen Zusammenhang mit der Extrusion.
- Berechnung der theoretischen Phasenbeziehungen im haplogranitischen Modellsystem (Qz-Ab-Or) mittels intern konsistenter Datensätze nach HOLLAND & POWELL (2001) zur Einordnung des Aufstiegsweges der Schmelze in ein p-T-Feld.

Unter Einbeziehung der Ergebnisse dieser Analysen können die Untersuchungen auf weitere Vorkommen massiver rhyolitischer Gläser (Argentinien, Armenien) ausgedehnt und zum Teil übertragen werden. Die Erforschung der Entwicklung, Extrusion und das postextrusive Verhalten von nicht explosiv geförderten rhyolithischen Magmen am natürlichen Beispiel soll, in Verbindung mit Ergebnissen experimenteller Arbeiten zur Viskosität, das Verständnis geodynamischer Prozesse vertiefen und die praktische Anwendung und Übertragung der Modellsysteme in die Natur belegen. Wichtig erscheint hierbei die Einbeziehung bestehenden Wissens über silikatische Schmelzen und deren Verhalten aus dem Bereich industrieller Forschung.

L I T E R A T U R

- Akinci O., Barbieri M., Calderoni, G., Ferrini V., Masi U., Nicoletti M., Petruciani C., Tolomeo L. (1991). The geochemistry of hydrothermal altered rocks of the lower volcanic cycle from the Eastern Pontides (Trabzon, NE Turkey). *Chem. d. Erde* 51: 173 - 186.
- Althaus E. (1996). Obsidian: Rohstoff - Werkstoff - Handelsgut. Eine Naturmaterial - Industrie in der Frühgeschichte. *Chem. der Erde* 56: 285 - 312.
- Appen A. A. (1970): *Chemie des Glases*. (in russ.) Khimiya, Leningrad.
- Bach W. (1996): Magmatische Entwicklung südostpazifischer mittelozeanischer Rücken und südwestpazifischer Back-Arc-Spreizungszentren: Mantelquellen, Magmengene, Differentiations- und Entgasungsprozesse. Diss. Uni Gießen, 201 S.
- Barbieri M., Calderoni, G., Delitalia, C., Ferrini, V., Masi, U., Nicoletti, M., Petruciani, C., Tolomeo, L. & Akinci, O. (1992). "Geochemistry of Plutonic Rocks from the Northern Section of the Rize Massif (Eastern Pontides, Turkey)." *Chem. d. Erde* 52: 101 – 113.
- Bates R. L., Jackson J. A. (1987): *Glossary of geology*. Am. Geol. Inst. Alexandria, Virginia, 788 S.
- Bektaş O., Çapkinoğlu Ş., (1997): Neptunian dykes and block tectonics in the eastern magmatic arc: findings in relation to the kinematics of the mesozoic basins. (in türk.) *Geosound* 30, 451-461
- Blake S. (1990): Viscoplastic models of lava domes. In: H. Fink (Ed.): *Lava and domes, emplacement, mechanisms and hazard implications*. Springer Verlag Berlin, xx S.
- Bottinga Y., Weill D. F. (1972): The viscosity of magmatic silicate liquids: A model for calculation. *Am. Jour. Sci.* 272, 438-475.
- Braginskii K. I. (1973): Calculation of the viscosity of glass as a function of temperature. *Glass. Ceram.* 30, 451-454.
- Burri C (1959): *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage*. Birkhäuser Verlag Basel und Stuttgart, 334 S.
- Carmichael C. M. (1961): The magnetic properties of ilmenite-hematite crystals. *Proc. Roy. Soc. A* 263, 508-530.
- Cas R. A. F., Wright J. V. (1996): *Volcanic successions, modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Chapman & Hall, reprinted, 528 S.
- Cawthorn R. G., Collerson K. D. (1974): The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Am. Min.* 59, 1203-1208.
- Chappel B.W., White A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific. Geol.* 29, 173-174.
- Christiansen R. L., Lipman P. W. (1966): Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near forty mile canyon, Southern Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77, 671-684.
- Clemens J. D., Wall V. J. (1981): Crystallization and origin of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Min.* 19, 111-132.
- Clough B. J., Wright J. V., Walker G. P. L. (1982): Morphology and dimensions of the young commendite lavas of La Primavera volcano, Mexico. *Geol. Mag.* 119, 477-485.
- Collins W. J., Beams S. D., White A.J.R., Chappel B.W. (1982): Nature and origin of a-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Con. Min. Pet.* 80, 189-200.

- Deer W. A., Howie R. A., Zussmann J. (1972): *Rock Forming Minerals*, Vol. 1-4. Longman Group London, 6. Auflage.
- Dehn J., McNutt S. R. (2000): Volcanic materials in commerce and industry. In: *Encyclopedia of volcanoes*. Sigurdsson H. (Ed.), Academic Press, 1417 S.
- Dingwell D. B., Hess K.-U, Romano C. (1998): Viscosity data for hydrous peraluminous melts: Comparison with a metaluminous model. *Am. Min.* 83, 236-239.
- Dingwell D. B., Romano C., Hess K.-U (1996): The effect of water on the viscosity of a haplogranitic melt under P-T-X conditions relevant to silicic volcanism. *Con. Min. Pet* 124, 19-28.
- Duffield W. A., Bacon C. R. (1981): Geological map of the Cosos volcanic field and adjacent areas, Inyo County, California, scale 1:50000. Misc. Geol. Inv. Map I-1200 USGS, Menlo Park, California.
- Eugster H. P., Wones D. R. (1962): Stability relations of the ferrous biotite, annite. *Jour. Pet.* 3, 82-125.
- Fink J. H. (1983): Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 362-380
- Fink J. H. (1984): Structural geologic constraints on the rheology of rhyolitic obsidian. *Jour. Non-Cryst. Solids* 67, 135-146.
- Foster M. D. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. USGS Professional Paper, 354-B, 11-48.
- Fougnot J., Pichavant M., Barbey P. (1996): Biotite resorption in dacite lavas from northeastern Algeria. *Eur. Jour. Min.* 8, 625-638.
- Frost B. R., Lindsley D. H. (1991): Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. *Rev. Min.*, 433-467.
- Fuhrmann M. L., Lindsley D. H. (1988): Ternary feldspar modeling and thermometry. *Am. Min.* 73, 201-215.
- Gevorkian R., Heide K., Völksch G., Gerth G., Hartmann E. & Follner H. (1996): Petrochemistry and textures of Armenian Obsidian - *Chem. d. Erde* 56, 323-330
- Fulcher G. S. (1925): Analysis of recent measurements of the viscosity of glass. *J. Am. Ceram. Soc.* 8, 339-355, 789-794.
- Ghiorso M. S. (1984): Activity/composition relations in the ternary feldspars. *Con. Min. Pet.* 87, 282-296.
- Ghiorso M. S., Sack R. (1991): Fe-Ti oxides geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Con. Min. Pet.* 108, 317-332.
- Graham I. J., Cole J. W., Briggs R. M., Gamble J. A., Smith I. E. M. (1995): Petrology and petrogenesis of volcanic rocks from Taupo Volcanic Zone: A general overview. *J. Volc. Geoth. Res.* 68, 59-88.
- Green N. L., Usdansky S. I. (1986): Ternary-feldspar mixing relations and thermobarometry. *Am. Min.* 71, 1100-1108.
- Gutzow I., Heide K. (1996): Thermodynamic and kinetic problems in the formation, rheology and crystallization of natural glass. *Chem. d. Erde*, 323-331.
- Haggerty S. E. (1976): Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks and oxidation of opaque oxides in basalt. In: Rumble D. (Ed.), *Oxide Minerals*.

- Heide F. (1932): Eruptivgesteine und pneumatolytische Gesteine. Handwörterbuch der Naturwissenschaften, 803-838, Verlag G. Fischer, Jena.
- Heide G., Müller B. (1999): Struktur und Eigenschaften wasserhaltiger silicatischer Gläser. XX. Arbeitskreistagung „Nichtkristalline und Partielkristalline Strukturen“ der DGK, Wolfersdorf, Tagungsband der DGK, 1-13.
- Heide K. (1979): Dynamische thermische Analysenmethoden. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig, 311 S.
- Heide K., Kletti H., Römhild S., Völksch G. (1999): Langzeitstabilität von Glas. Tagungsband DGG-Tagung Halle 1999.
- Heide K., Sadiklar M. B., Gerth G., Völksch G., Hartmann E. (1996). "Obsidian from Büyüksulata and Sirikli Tepe, Eastpontides, Turkey: A glass - chemical study." *Chem. d. Erde* 56, 313 – 322.
- Herold G. (1986): Mineralogische, chemische und physikalische Untersuchungen an den Obsidianen Sardinien und Palmarolas. Diss. Univ. (TH) Karlsruhe, 205 S.
- Hess K.-U. (1996): Zur Temperaturabhängigkeit der Viskosität von haplogranitischen Schmelzen. Diss. Uni Bayreuth, 120 S.
- Hildreth W. (1983): The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. *J. Volc. Geith. Res.* 18, 1-56.
- Holdaway M. J., Dutow B. L., Hinton R. W. (1988): Devonian and Carboniferous metamorphism in west-central Maine: The muscovite - almandine geobarometer and the staurolite problem revisited.- *Am. Min.* 73, 20 - 47.
- Holland T, Powell R (2001): Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *J. Petrology* 42, 673-683.
- Holtz F., Behrens H., Dingwell D.B., Johannes W. (1995) Water solubility in haplogranitic melts. Compositional, pressure and temperature dependence. *American Mineralogist*, 80, 94-108.
- Holtz F., Johannes W. (1994) Maximum and minimum water contents of granitic melts: implications for chemical and physical properties of ascending magmas. *Lithos*, 32, 149-159.
- Holtz F., Pichavant M., Barbey P., Johannes W. (1992) Effects of H₂O on liquidus phase relations in the haplogranitic system at 2 and 5 kbar. *American Mineralogist*, 77, 1223-1241.
- Irvine T. N., Barragar W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.* 8, 523-548.
- Keary P. (1993): The encyclopedia of the solid earth sciences. Blackwell Scientific Publications Oxford, 713 S.
- Klöß G., Heide K., Gerth K. (1997): Die Massendichte getemperter Obsidiane - ein genetischer Faktor ?, *Beih. Eur. J. Miner.* 9,1, S. 194
- Klöß G. (2000): Dichtefluktuationen natürlicher Gläser. *Habil. Univ. Jena.*
- Korkmaz S., Gedik A., Ercan T. & Sadiklar M. B. (1991): Petrologische Eigenschaften und eine neue Deutung der geotektonischen Stellung der unterpaläozoischen Plutone im Ost-Schwarzmeer-Gebiet der Türkei; *Ber. d. DMG, Beih. z. EMG*, 3, 1, 152.
- Kroll H., Evangelakakis, Voll G. (1993): Two feldspar geothermometry: A review and revision for slowly cooled rocks. *Con. Min. Pet.* 114, 510-518.
- Küster, F.W., Thiel, A. (1993): Rechentafeln für die chemische Analytik. de Gruyter, Berlin [u.a.], XVI, 385 S.

- Lakatos T., Johansson L-G., Simmingsköld B. (1972): Viscosity temperature relations in the glass system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO}$ in the composition range of technical glass. *Glass. Tech.* 13, 88-95.
- Lakatos T., Johansson L-G., Simmingsköld B. (1981): Viscosity and liquidus temperature relations in the mineral wool part of the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-MgO-alkalies-FeO-Fe}_2\text{O}_3$. *Glastek. Tidskr.* 36, 4, 51-55.
- Lattard D. (1995): Experimental evidences for the exsolution of ilmenite from titaniferous spinel. *Am. Min.* 80, 968-981.
- Leschik M. (1999): Charakterisierung eines natürlichen wasserreichen Glases. Dipl. - Arb. TU Clausthal, 136 S.
- Lindsley D. H. (1973): Delimitation of the hematite – ilmenite miscibility gap. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 657-662.
- Lindsley D. H. (1976): Experimental studies of oxide minerals. In: Rumble D. (Ed.), *Oxide Minerals. Rev. Min* 25
- Lindsley D. H. (1981): Some experiments pertaining to the magnetite-ulvöspinel miscibility gap. *Am. Min.* 66, 759-762.
- Lindsley D. H. (1983): Pyroxene thermometry. *Am. Min.* 68, 477-493.
- Maniar P. D., Piccoli P. M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am., Bull.* 101, 635-643.
- Matthes S. (2001): Mineralogie: Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 6. Aufl., 507 S.
- Morimoto N. (1988): Nomenclature of Pyroxenes. *Can. Min.* 27, 143-156.
- Mosheim E. (1979): Homogenitätsuntersuchungen an Obsidianen – ein Beitrag zur Erforschung prähistorischer Handelswege. Dipl. - Arbeit, Univ (TH) Karlsruhe, 69 S.
- Mosheim E. (1984): Chemische und physikalische Untersuchungen an geologischen und archäologischen Obsidianen der Ägäis. Diss. Univ (TH) Karlsruhe.
- Murawski H. (1983): Geologisches Wörterbuch. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 281 S.
- Nasedkin V. V. (1963): Wasserhaltige vulkanische Gläser saurer Zusammensetzung, ihre Genese und Alteration. (russ.), Akademie d. Wiss. d. UdSSR, Band 98, Moskau.
- Nowak M., Behrens H. (1997): An experimental investigation on diffusion of water in haplogranitic melts. *Con. Min. Pet.* 126, 365-376.
- Öksoy D. (1994): Statistical analysis of viscosity-composition data in glassmaking. *Glasstech. Ber. Glass. Sci. Technol.* 67, 189-195.
- Pearce J., Harris N. B. W., Tindle A. G. (1984). Trace Element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956 - 983.
- Peccerillo A., Taylor S. R. (1976). Geochemistry of eocene calcalkaline volcanics rocks from the Kastamonou area, northern Turkey. *Con. Min. Pet.* 58, 63 - 81.
- Pichavant M., Herrera J. V., Boulmier S., Briqueu L., Joron J. - L., Juteau M., Marin L., Michard A., Sheppard S. M. F., Treuil M., Vernet M. (1987). The Macusani glass, SE Peru: evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. *Magmatic Processes: Physicochemical Principles. The Geoch. Soc., Spec. Publ. No. 1, 1987, Ed.: B. O. Mysen.*
- Power W. R. (1959): Geology and petrology of Haiwee Ridge, Inyo County, California. Ph.D. Thesis, Jons Hopkins Univ., Baltimore.

- Price J. G. (1985): Ideal site mixing in solid solutions with application to two feldspar geothermometry. *Am. Min.* 70, 696-701.
- Rieder M., Cavazzini G., D'Yakonov Y. S., Frank-Kamenetskii V. A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P. V., Müller G., Neiva A. M. R., Radoslovich E. W., Rober J. L., Sassi F. P., Takeda H., Weiss Z., Wones D. R. (1998): Nomenclature of the micas. *Can. Min.* 36, 41–48.
- Rinne F., Berek M. (1973): Anleitung zur allgemeinen und Polarisations-Mikroskopie der Festkörper im Durchlicht. 3. Aufl., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- Rollinson H. R. (1993). Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, 352 pp.
- Romano C., Dingwell D. B., Behrens H. (1995): The temperature dependence of the speciation of water in NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈ melts: an application of fictive temperatures derived from synthetic fluid inclusions. *Con. Min. Pet.* 122, 1-10.
- Römhild S. (1999): Alterationserscheinungen an . Dipl. - Arb. Univ. Jena, 88 S.
- Rötger H. (1970): Glass expansion behaviour and 'freezing' temperature. S. 125-132. In: Douglas R. W., Ellis B. (1970): Amorphous materials : papers presented to the 3rd International Conference on the Physics of Non-crystalline Solids. Wiley & Sons, London, 550 pp.
- Sašek L., Meissnerová H., Kovandová J. (1977): Application of mathematical-statistical methods in silicate research. 6. Determination of mathematical relations for the calculation of the temperature dependence of viscosity in the range of $\eta = 10^{7.65} - 10^{14}$ and $10^2 - 10^{14}$ dPas from chemical composition of the glass. (Orig. tschech.), *Sb. Vys. Sk. Chem.-Technol. Praze. Chem. Technol. Silik.* L7, 149-218.
- Sack R. O., Ghiorso M. S. (1994a) Thermodynamics of multicomponent pyroxenes I. Formulation of general model. *Con. Min. Pet.* , 116, 277-286.
- Sack R. O., Ghiorso MS (1994b) Thermodynamics of multicomponent pyroxenes II. Applications to phase relations in the quadrilateral. *Con. Min. Pet.* , 116, 287-300.
- Sack R. O., Ghiorso M. S. (1994c) Thermodynamics of multicomponent pyroxenes III. Calibration of Fe²⁺(Mg)₋₁, TiAl(MgSi)₋₁, TiFe³⁺(MgSi)₋₁, AlFe³⁺(MgSi)₋₁, NaAl(CaMg)₋₁, Al₂(MgSi)₋₁, and Ca(Mg)₋₁ exchange reactions between pyroxenes and silicate melts. *Con. Min. Pet.* , 118, 271-296.
- Sack R. O., Ghiorso M. S. (1991a) An internally consistent model for the thermodynamic properties of Fe-Mg-titanomagnetite-aluminate spinels, *Con. Min. Pet.* 106, 474-505.
- Sack R. O., Ghiorso M. S. (1991b) Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamic and petrologic applications. *Am. Min.*, 76, 827-847.
- Sadiklar M. B. & Hanedan A. (1997): Entmischte Magnetite in Obsidianen (Ikizdere/NE-Türkei) und deren genetische Bedeutung. *EJM Beih.* 9, 301.
- Sadiklar M. B., Heide K., Kletti H., Völksch G. (1997): Mikroparagenesen in Obsidianen des Rize-Massivs/Türkei. *Beih. Eur. J. Miner.* 9, 1, 302.
- Salmang H. (1957): Die physikalischen und chemischen Grundlagen der Glasfabrikation. Springer Verlag Berlin, 354 S.
- Schmidt B.C., Holtz F., Pichavant M. (1999) Water solubility in haplogranitic melts coexisting with H₂O-H₂ fluids. *Con. Min. Pet.* , 136, 213-224.
- Schmidt C. M., Heide K. (2001): Quantitative DEGAS – Analyse volatiler Komponenten in Vulkaniten. *Eur. Jour. Min. Beih.* 13, 166.

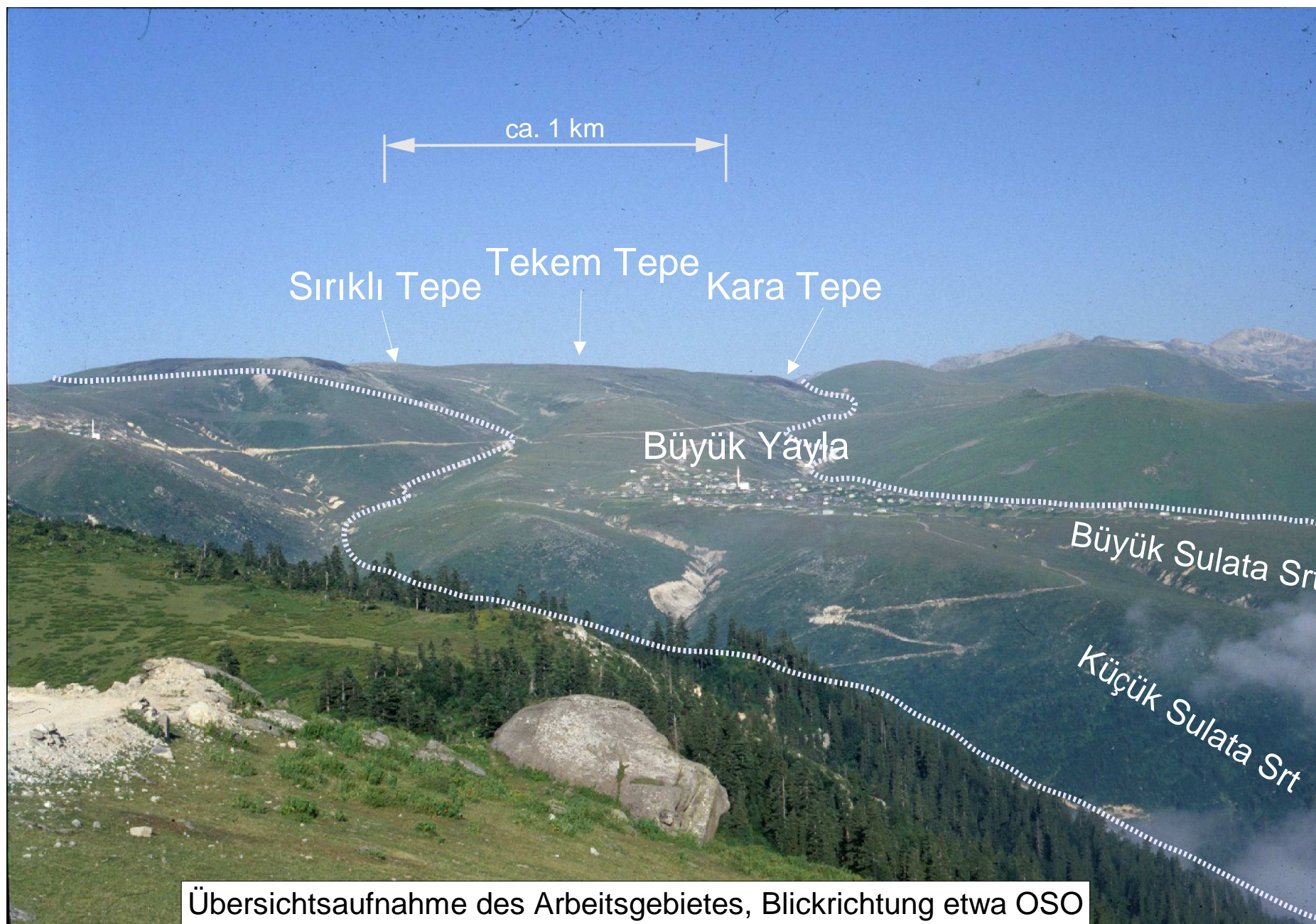
- Schmidt C. M., Heide K. (2000): DEGAS - ein neues Analysenverfahren in der Organischen Geochemie. *Terra Nostra* 2000/2, 92-94.
- Schmincke H. U. (2000): *Vulkanismus*. Wissensch. Buchgesellsch. Darmstadt, 264 S.
- Scholze H. (1977): *Glas: Natur, Struktur und Eigenschaften*. Springer Verlag Berlin, 407 S.
- Seck H. A. (1971): Koexistierende Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ bei Temperaturen von 650°C bis 900°C . *N. Jahrb. Min. Abh.* 115, 315-342.
- Shand S. J. (1950): *Eruptive rocks: Their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites*. Murby, London, 488 S.
- Shaw H. R. (1972): Viscosities of magmatic liquids: An empirical method of prediction. *Am. Jour. Sci.* 272, 870-893.
- Sigurdsson H. (2000): The history of vulcanology. In: *Encyclopedia of volcanoes*. Sigurdsson H. (Ed.), Academic Press, 1417 S.
- Stevenson R. J., Dingwell D. B., Webb S. L., Sharp T. G. (1996): Viscosity of microlite-bearing rhyolitic obsidians: an experimental study. *Bull. Volcanol.* 58, 298-309 .
- Streckeisen A. (1980): Classification and nomenclature of igneous rocks. *Eart Sci. Rev.* 12, 1-33
- Tammann G (1903): *Kristallisieren und Schmelzen*. Barth Leipzig.
- Tammann G (1923): *Aggregatzustände*. Leopold Voss Verlag Leipzig, 2. Auflage
- Tammann G (1933): *Der Glaszustand*. Leopold Voss Verlag Leipzig, 123 S.
- Taylor R. E. (1976). *Advances in obsidian glass studies : Archaeological and geochemical perspectives*. Noyes Press, Park Ridge N. J. 1976, 360 S.
- Trömel M. (1988). *Kristalle, Glas und Anti-Glas*. *Z. Kristallogr.* 183, 15.
- Tüysüz, N (2000): Geology, Litho-geochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulfide Deposit, NE-Turkey. *Chem. d. Erde* 60, 231-250.
- Twister D., Harmer R. E. J. (1987): Geochemistry of contrasting siliceous magmatic suites in the Bushveld Complex: genetic aspects and implications for tectonic discrimination diagrams. *Jour. Volc. Geoth. Res.* 32, 83-98.
- van Aken P. A., Langhorst F. (2000): Nanocrystalline, porous periclase aggregates as product of Brucite dehydration. *Beih. Eur. Jour. Min.* 12, 1.
- Vieten K., Hamm H-M. (1978): Additional notes „On the calculation of the chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe^{3+} from microprobe analyses. *N. Jb. Miner. Mh.* 2, 71-83.
- Webster J. D. (1997): Chloride solubility in felsic melts and the role of chloride in magmatic degassing. *Jour. Pet.* 38, Nr. 12, 1793-1807.
- Whalen J. B., Currie K. L., Chappel B. W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Con. Min. Pet.* 95, 407-419.
- White A.J.R. (1979): Sources of granite magmas. *Geol. Soc. Am., Abstr. Progr.* 11, 539.
- Will T. M. (1998): *Phase Equilibria in Metamorphic Rocks – Thermodynamic Background and Petrological Applications*. *Lecture Notes in Earth Sciences* 71, Springer – Verlag Berlin Heidelberg, 315 S.
- Wimmenauer W. (1985): *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine*. Enke Verlag, 382 S.

- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.- Chem. Geol., 20, 325 –343.
- Wones D. R., Eugster H. P. (1965): Stability of Biotite: Experiment, theory and application. Am. Min. 50, 1228-1272.
- Wones D. R. (1967): A low pressure investigation of the stability of phlogopite. Geoch. Cosmochim. Acta 31, 2248-2253.
- Yariv S., Cross H. (1979): Geochemistry of colloid systems for earth scientists. Springer-Verlag Berlin New York, 450 S.
- Zirkel F. (1873): Die mikroskopische Beschaffenheit der Gesteine. W. Engelmann Verlag, Leipzig.

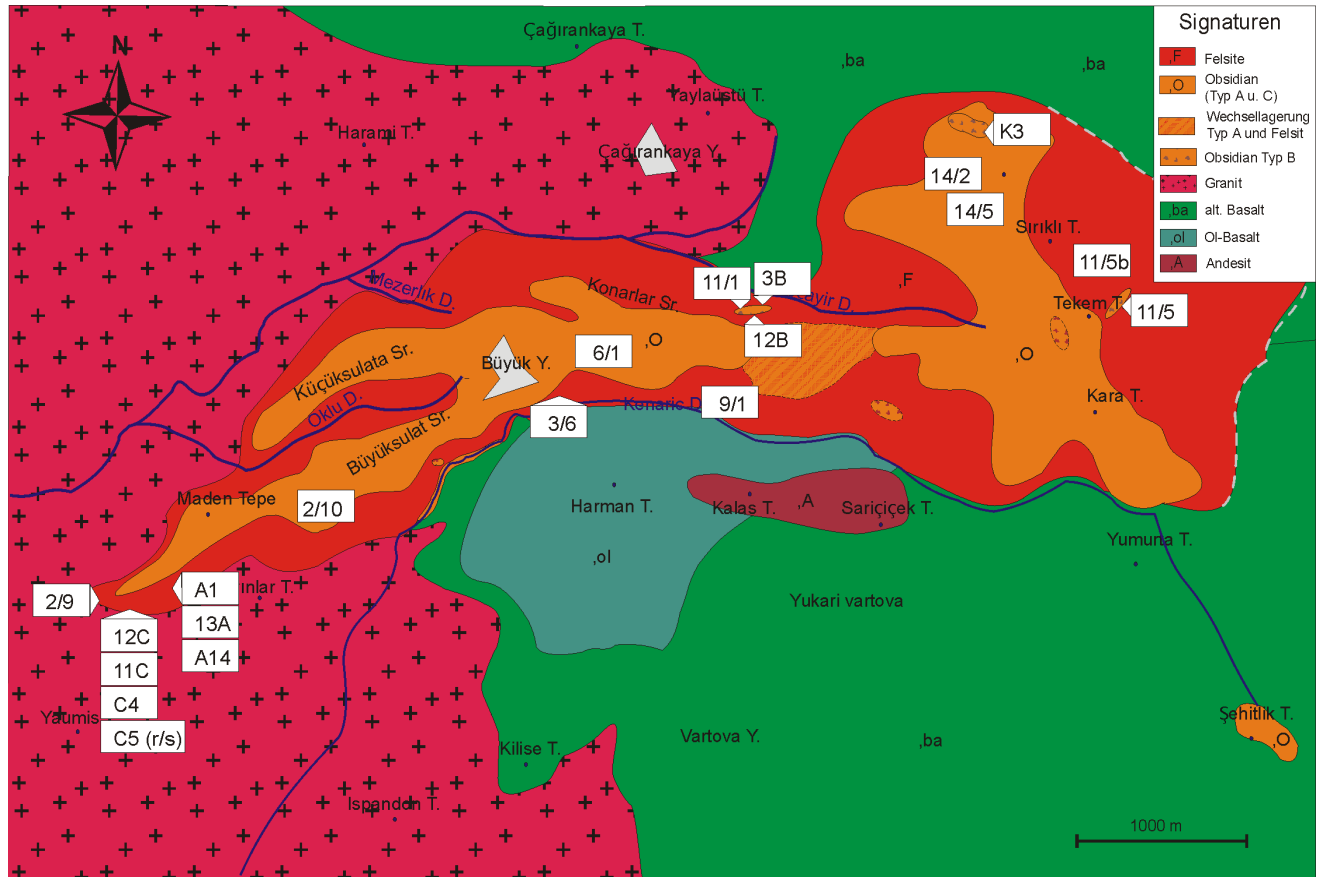
Internetquellen:

- Stosch H. G. (1999): Einführung in die Gesteins und Lagerstättenkunde. PDF-Dokument, Version 2.0.7, 288 S.
- Ghiorso M. S.: MELTS Supplemental Calculator
<http://gneiss.geology.washington.edu/~ghiorso/MeltsCALC/>
- USGS (United States Geological Survey)
<http://volcanoes.usgs.gov/Products/Pglossary/obsidian.html>
- Obsidianlab (Northwest Research Obsidian Studies Laboratory)
http://www.obsidianlab.com/sourcecatalog/world_obsidian_map.html
- Holland T, Powell R: THERMOCALC, v3.1 (Juni. 2001)
<http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/thermocalc.html>

ANHANG



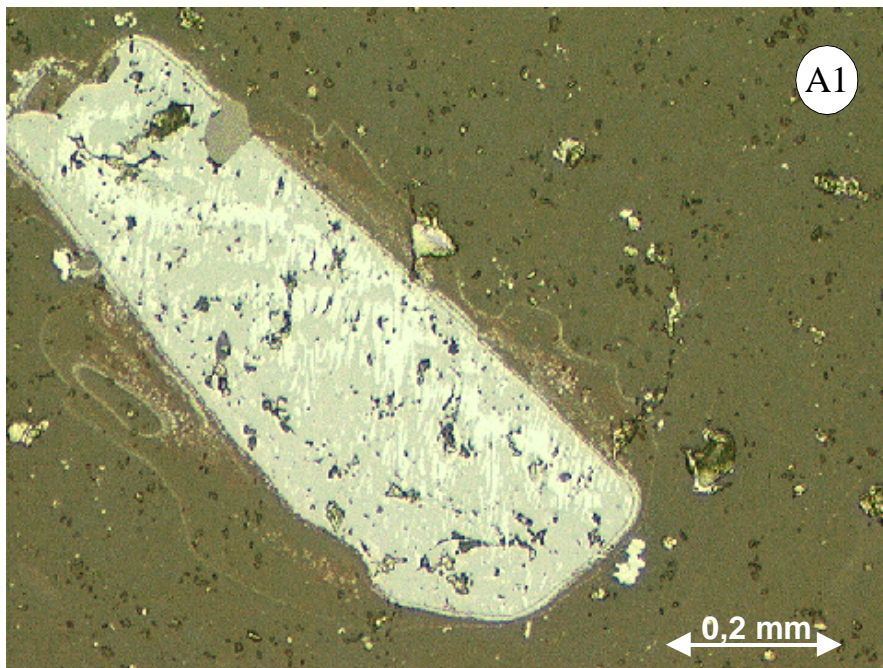
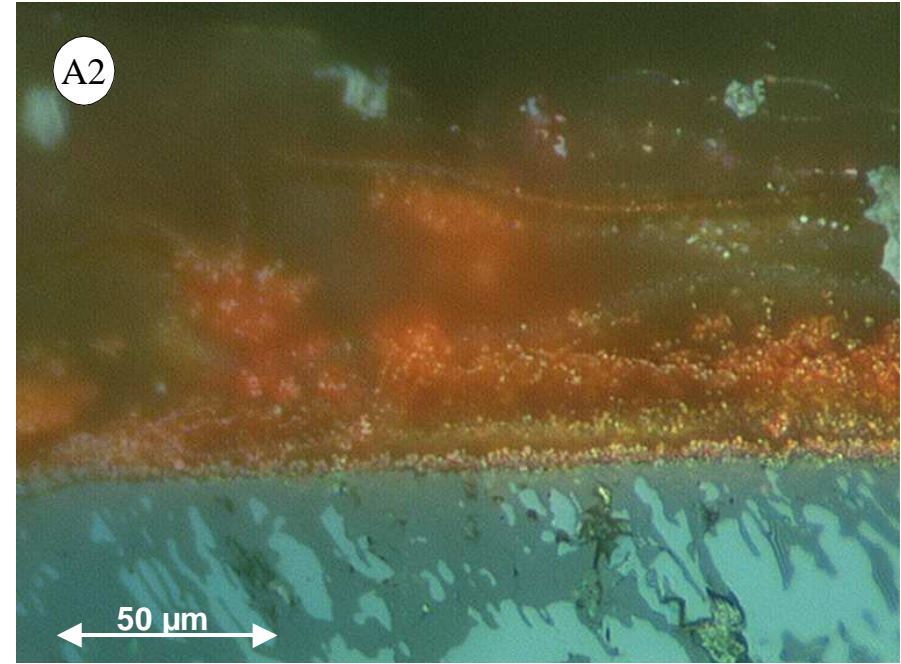
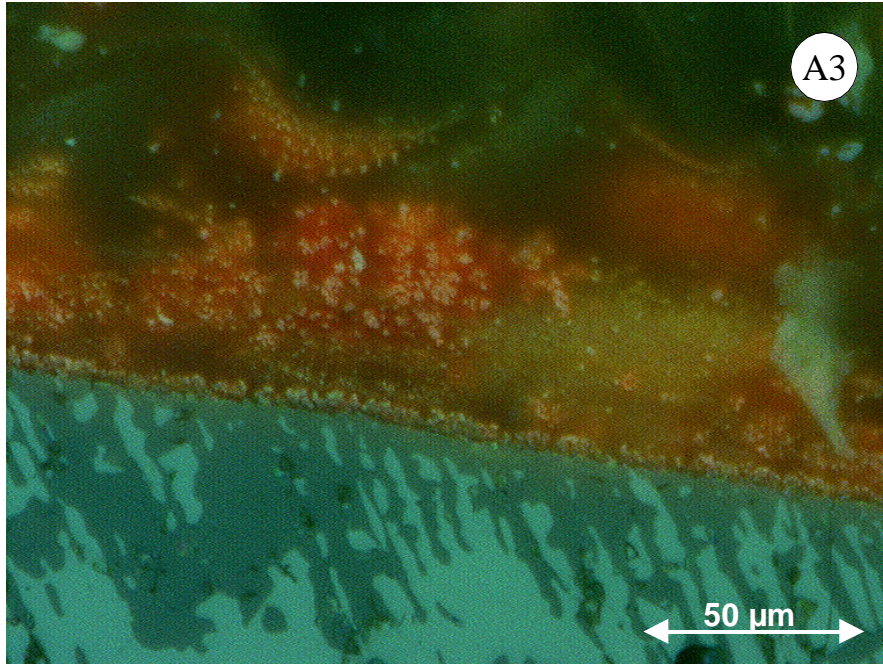
Übersichtsaufnahme des Arbeitsgebietes, Blickrichtung etwa OSO



<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>Geländepunkt</i>
Tü-96-K3	B2	Lesestein nördlich Sırıklı Tepe
Tü-96-A1	A1	Westhang Maden Tepe
Tü-96-13A	A1	Westhang Maden Tepe
Tü-96-A14	A1	Westhang Maden Tepe
Tü-96-12C	C	Westhang Maden Tepe
Tü-96-11C	C	Westhang Maden Tepe
Tü-96-C4	C	Westhang Maden Tepe
Tü-96-C5 (r/s)	C/A1	Westhang Maden Tepe
Tü-96-3B	B1	Straßenaufschluss oberhalb Başçayr Dere
Tü-96-12B	B1	Straßenaufschluss oberhalb Başçayr Dere
Tü 98-2/9	C	Westhang Maden Tepe
Tü 98-2/10	A2	Straßenhang bei Minare Kayalari
Tü 98-3/6	F1	südl. Büyük Yayla, Nord-Hang Kenariç-Dere-Tal
Tü 98-6/1	A2	Wasserriss östlich Büyük Yayla
Tü 98-9/1	F2	Rhyolith-Klippe Südhang gegenüber 2. Kaolin, Weg von Büyük Yayla zur 4. Mühle, Kenariç Dere-Tal
Tü 98-11/1	B1	Straßenaufschluss oberhalb Başçayr Dere
Tü 98-11/5	B2	anstehend, Steilhang östl. Tekem T., ca. 40 m unterhalb
Tü 98-11/5b	A2/F2	Einschluß v. Rhyolith in Obsidian, Lesestein am Anstehenden, östl. Steilhang Tekem T.
Tü 98-14/2	A1	nördl. Sırıklı T., Lesestein
Tü 98-14/5	A1	Nord-Osthang Sırıklı Tepe, Lesestein

Anhang A

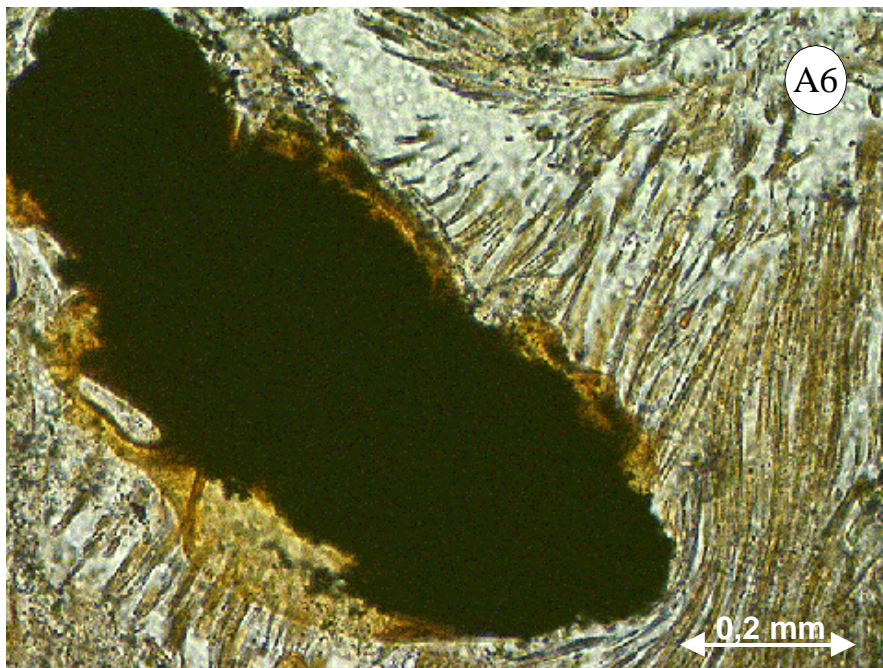
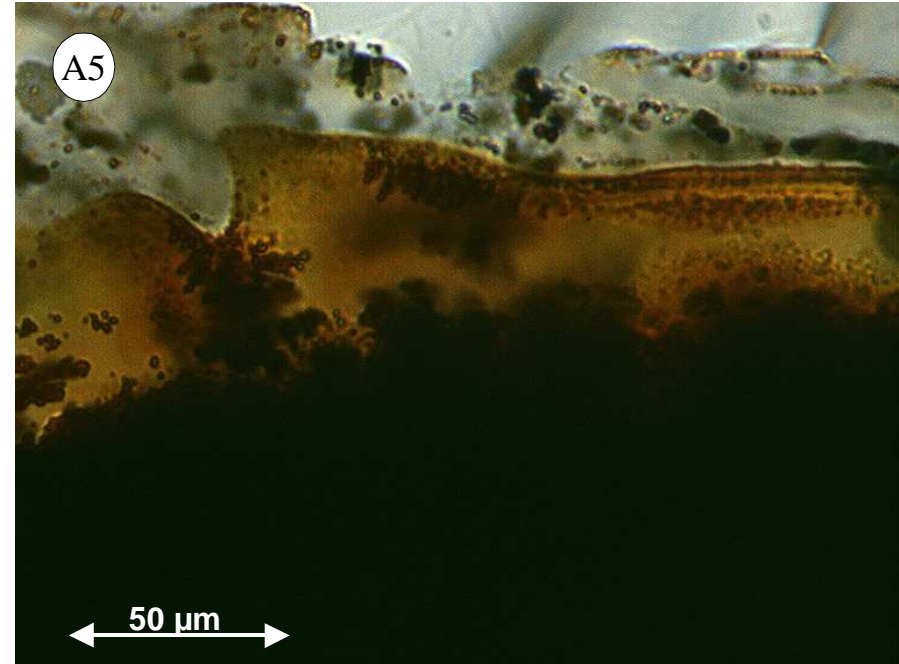
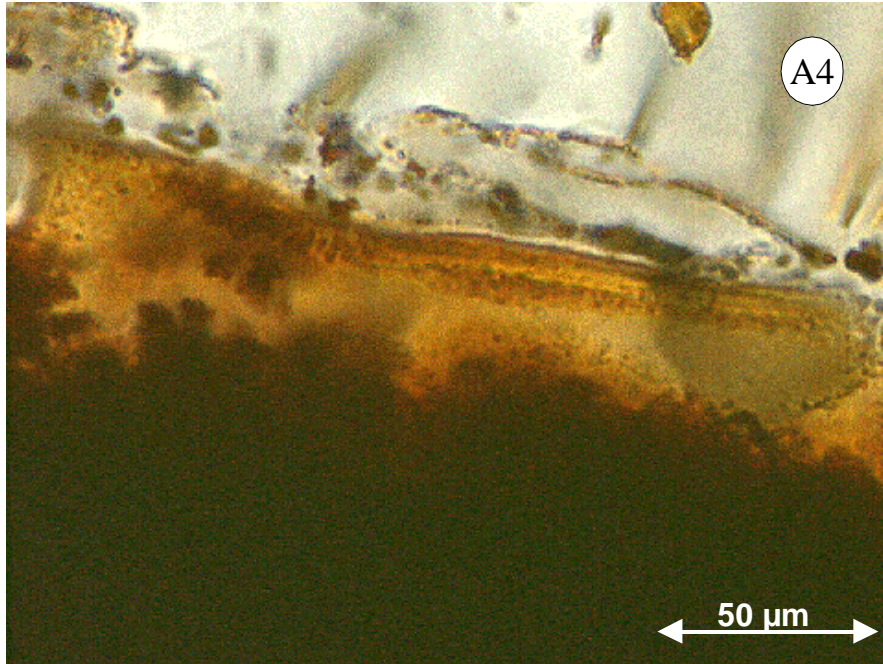
Mikroskopische Aufnahmen



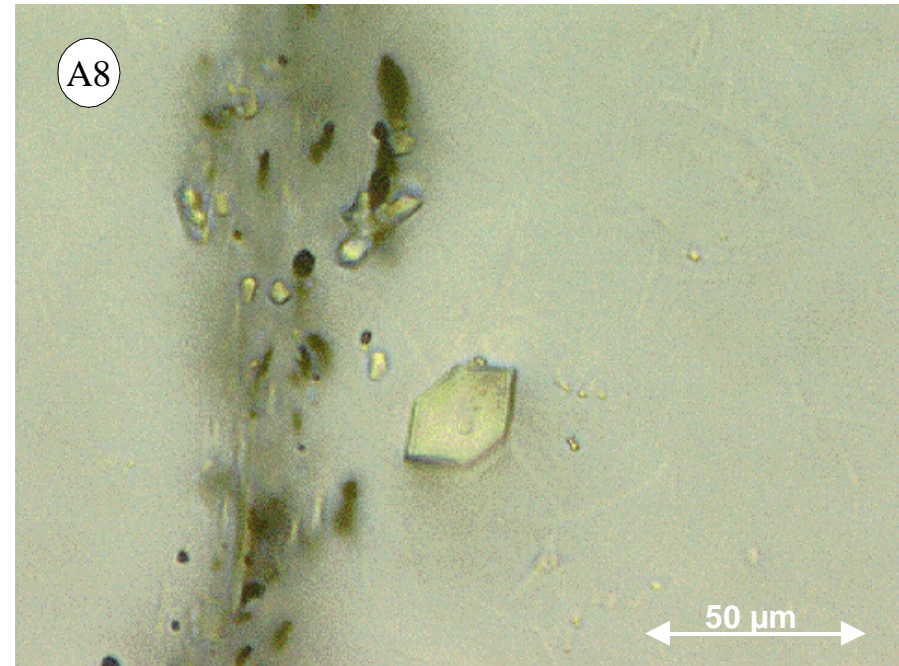
A1: Intensiv entmischter Titanomagnetit der Probe Tü-98-2/9, Typ C; randlich ist eine Oxidation durch schwach rötliche Reflexe zu erkennen; die Bilder A2 und A3 sind Detailaufnahmen des Randbereiches; Auflicht, Ölimmersion, einfach polarisiert.

A2: Detailaufnahme des Kornrandes mit deutlicher Oxidation des Oxid-Kristalles, erkennbar ist die Ausbildung eines schmalen, feinkristallinen Saumes; Auflicht, Ölimmersion, einfach polarisiert.

A3: Randliche Oxidation des intensiv entmischtem Titanomagnetits A1; Auflicht, Ölimmersion, einfach polarisiert.



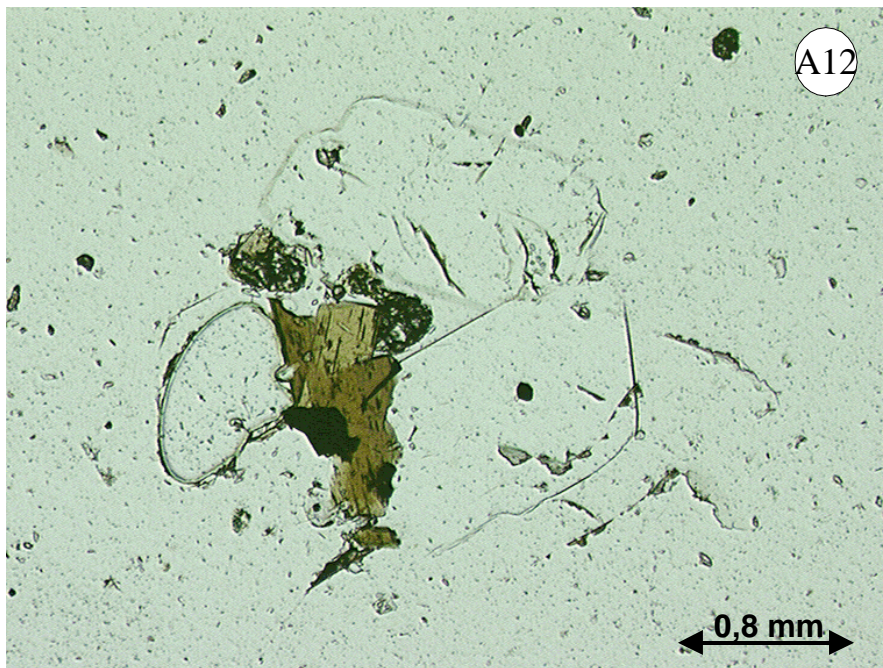
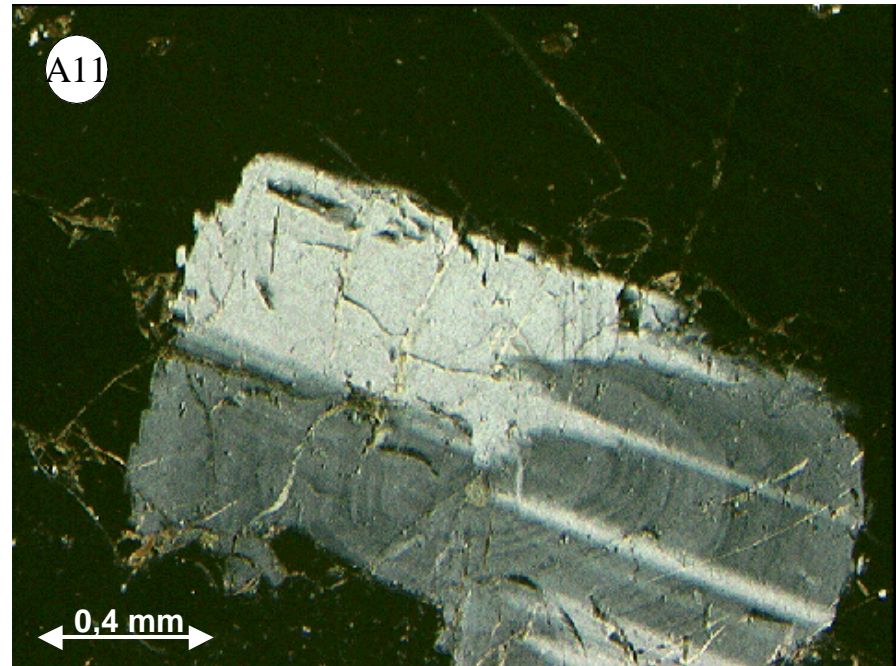
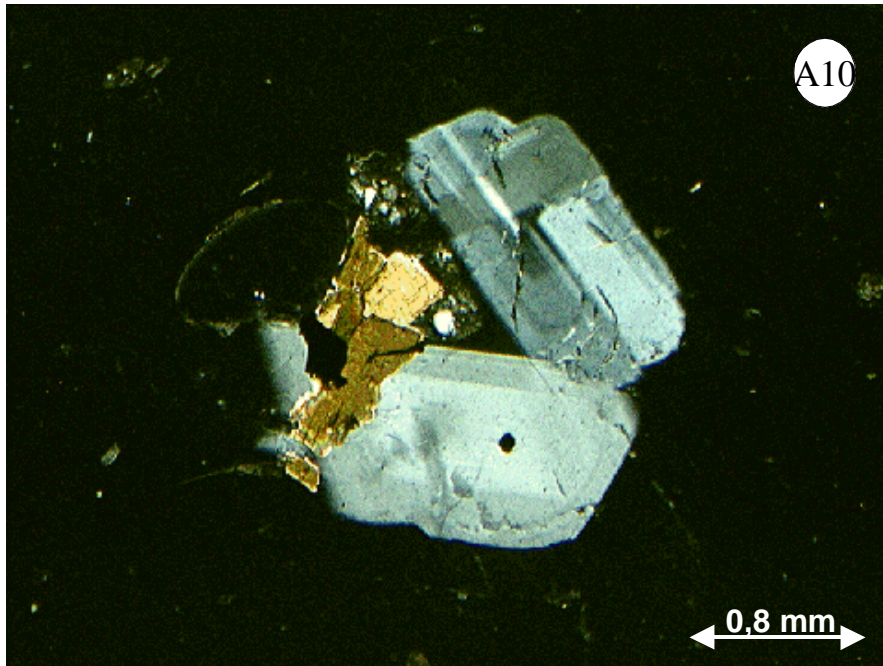
A4-6: Zu den Aufnahmen A1-A3 korrelierende Durchlichtaufnahmen des entmischten Fe-Ti-Oxids; einfach polarisiert, Aufnahmen A4 und A5 in Ölimmersion.



A7: Idiomorpher Pyroxenkristall in Probe Tü-96-13A, Typ A1; diese idiomorphen Ausbildungen sind auch in Schlieren des Typs A1 in Obsidianen vom Typ C zu finden; einfach polarisiert, Ölimmersion.

A8: Idiomorpher Pyroxenkristall in Probe Tü-96-13A; in diesem Beispiel nicht assoziiert mit opaken Kristallen, einfach polarisiert, Ölimmersion.

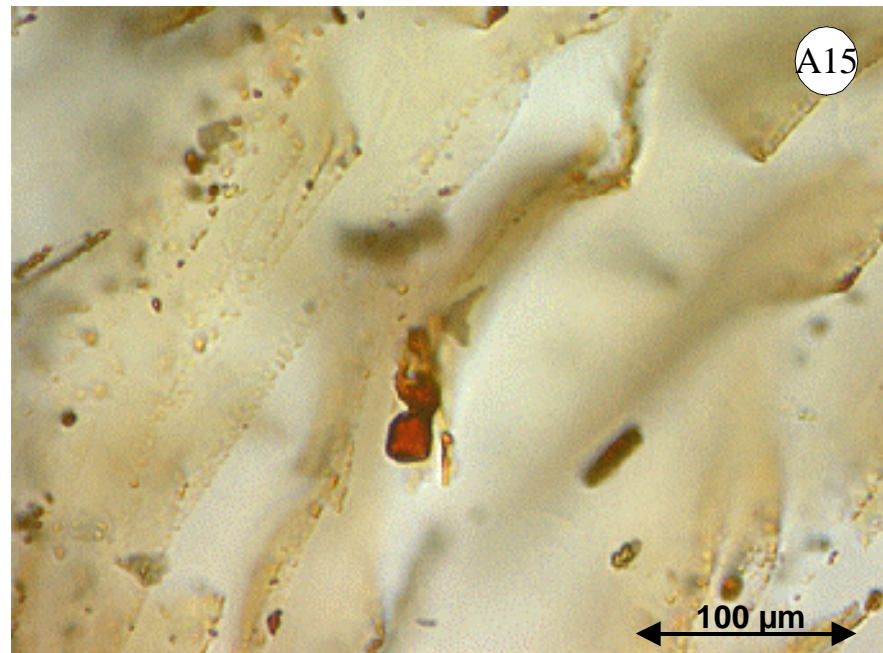
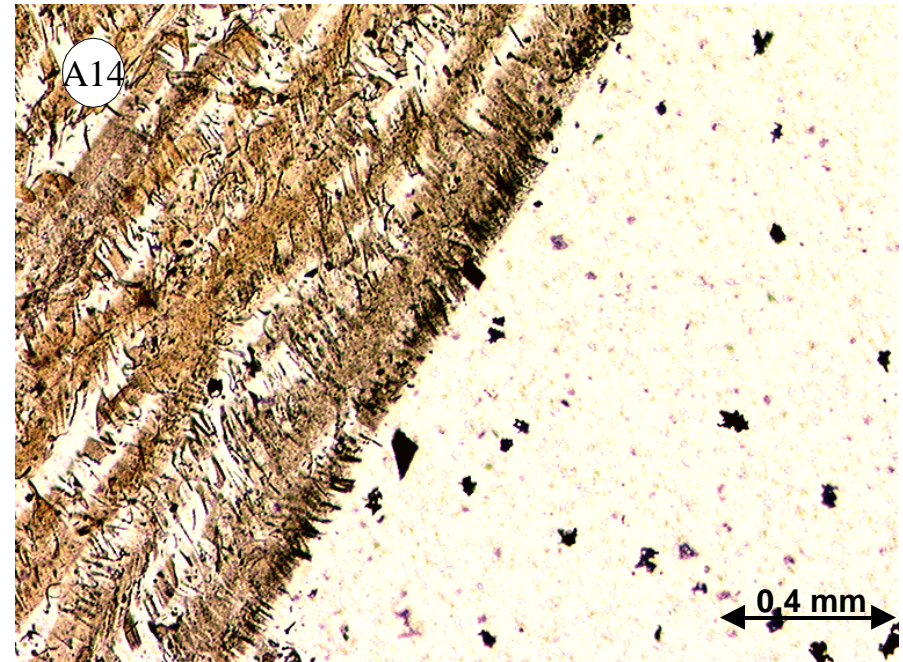
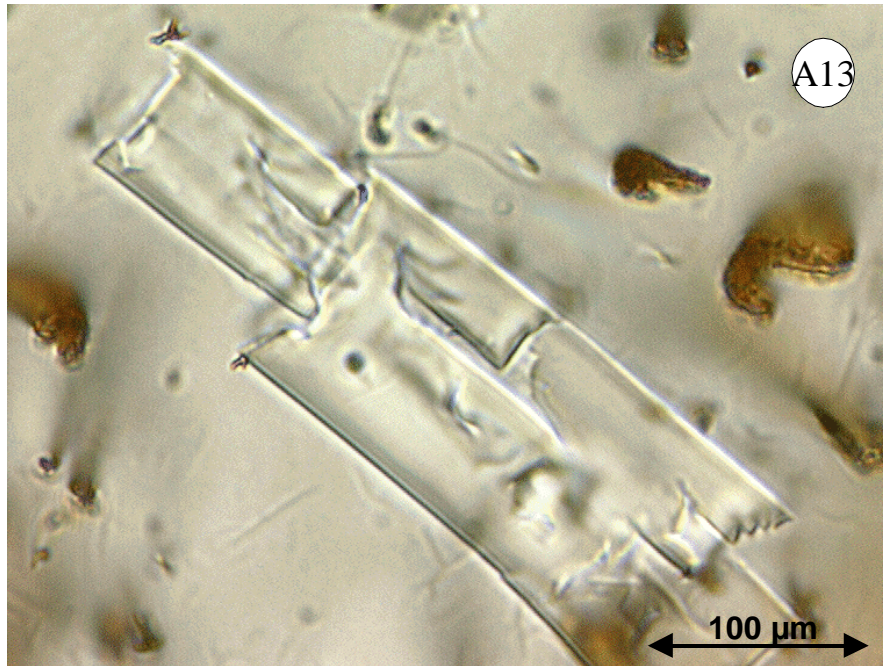
A9: Idiomorpher Pyroxenkristall mit assoziierten, idiomorphen Magnetiten; die Pyroxenkristalle sind sowohl ohne Magnetit als auch, wie hier, mit Magnetit zu beobachten; die Kristalle zeigen stets idiomorphe Korngestalt, einfach polarisiert, Ölimmersion.



A10: Xenolithfragment bestehend aus Plagioklas, Biotit und Apatit; diese Fragmente stammen aus den Graniten, die beim Aufstieg der Schmelze offensichtlich durchdrungen wurden; dies belegt auch das vollständige Granitfragment, das in einem Obsidian Typ A2 gefunden wurde (s. Petrographie); Probe Tü-98-14/2, Typ A2, gekreuzte Polarisatoren.

A11: Randlich resorbierter Plagioklas-Phänokristall in Probe Tü-98-14/2; gut zu erkennen ist die Zonierung, die über die Zwillingsgrenzen hinweg läuft; diese Kristalle werden als Fragmente der Xenolithe gedeutet; gekreuzte Polarisatoren.

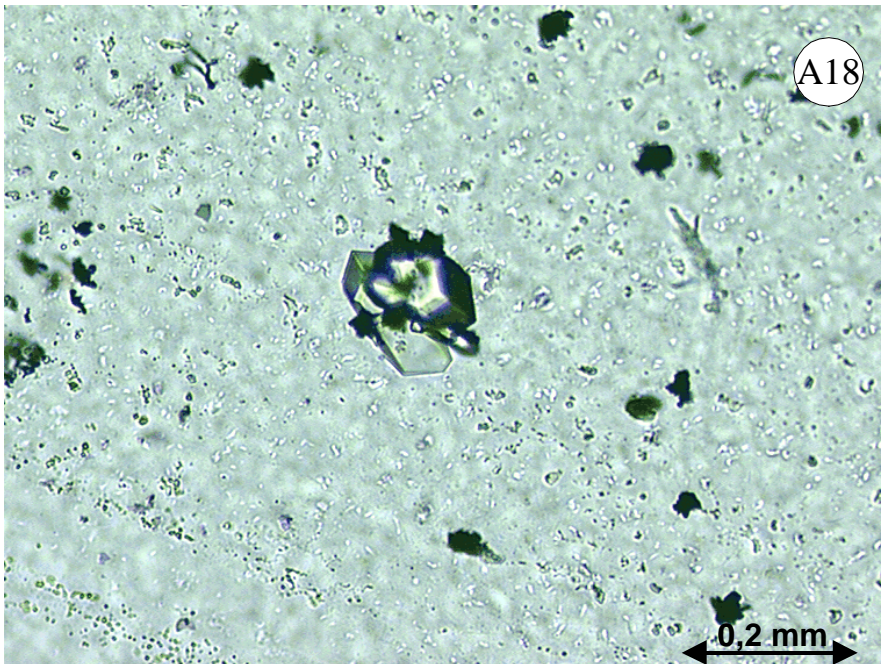
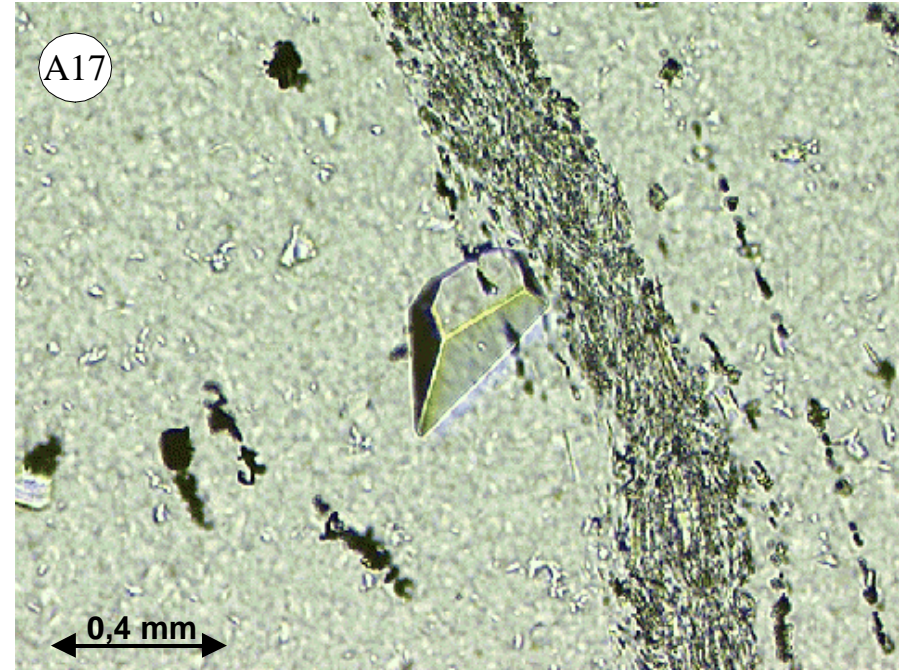
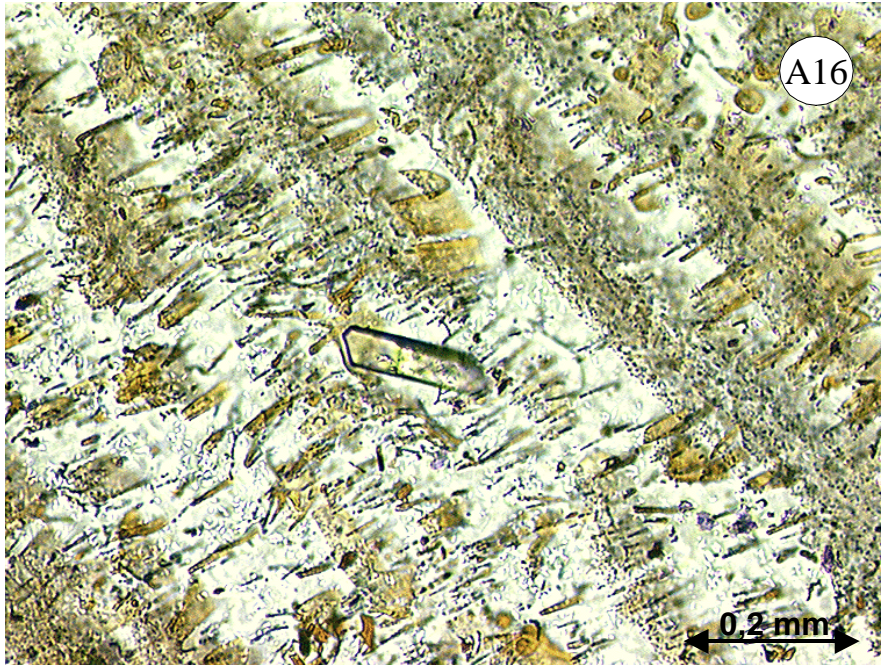
A12: Situation wie A10, jedoch einfach polarisiertes Licht; gut zu erkennen am deutlichen Relief ist der Apatitkristall im Zentrum des Fragments



A13: Idiomorpher Feldspatkristall der Matrix, Probe Tü-96-C4, Typ C; in diesem Typ sind diese idiomorphen Feldspäte seltener zu beobachten wie in Typ A2, eine Unterscheidung von Alkalifeldspäten und Plagioklasen kann bei diesen Kristallen i. d. R. nur mittels Mikrosonde erfolgen; einfach polarisiert, Ölimmersion.

A14: Übersichtsaufnahme der scharfen Grenze zwischen Obsidian Typ C und einer Schliere Typ A1, Probe Tü-96-C4, einfach polarisiert.

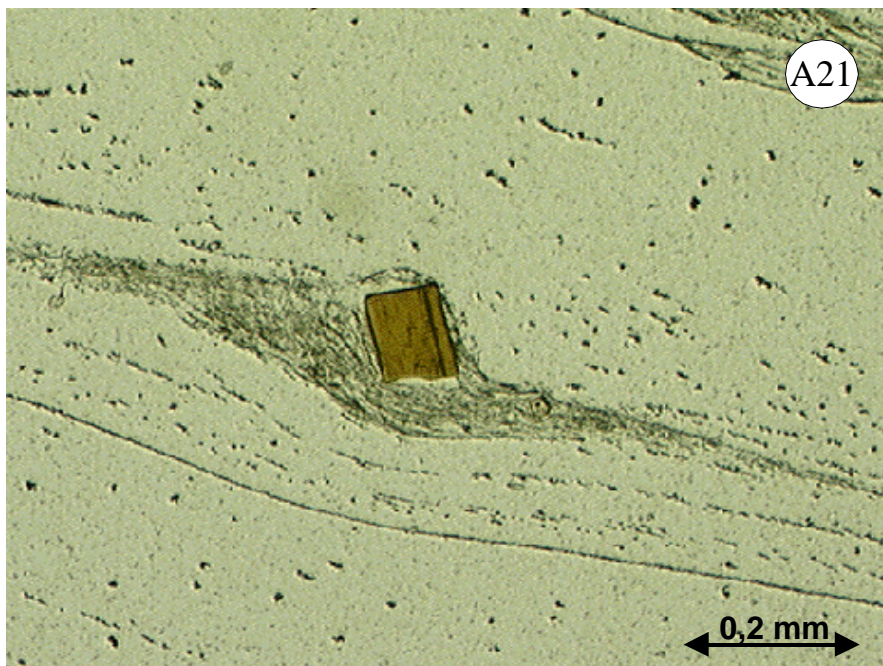
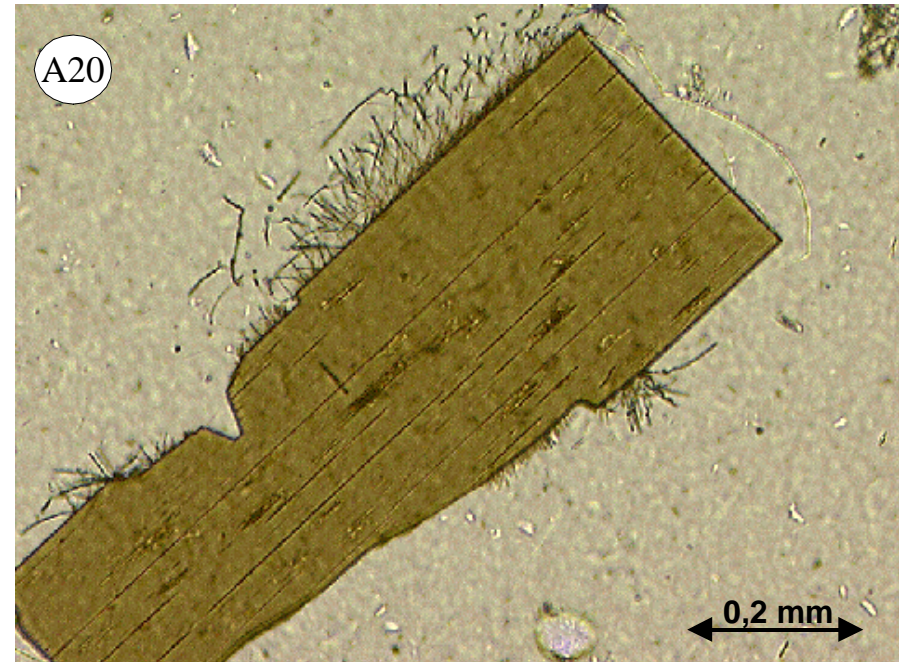
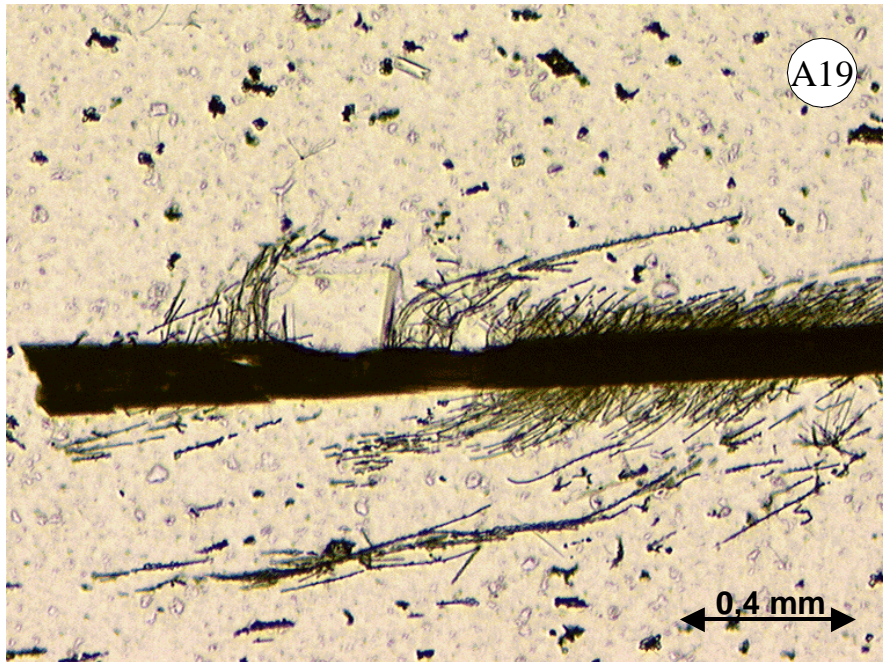
A15: Idiomorpher Hämatitkristall, pseudomorph nach Magnetit in Probe Tü-96-C4; diese Kristalle sind in Obsidianen des Typs C in wechselnder Häufigkeit zu beobachten; einfach polarisiert, Ölimmersion.



A16: Idiomorpher Zirkonkristall in der Glasmatrix der Probe Tü-96-C4, Typ C; diese idiomorphen Zirkone sind in den Obsidianen in den Typen A1, A2 und C beobachtet worden, sowie in Schlieren des Typs A1 in Typ C (s. A18); einfach polarisiert.

A17: Idiomorpher Zirkonkristall in der Glasmatrix mit „schnurartig“ auftretenden Magnetitkristallen (s. a. A24), in der linken Bildhälfte treten zwei größere, idiomorphe Magnetite auf, Probe Tü-96-13A, Typ A1; einfach polarisiert.

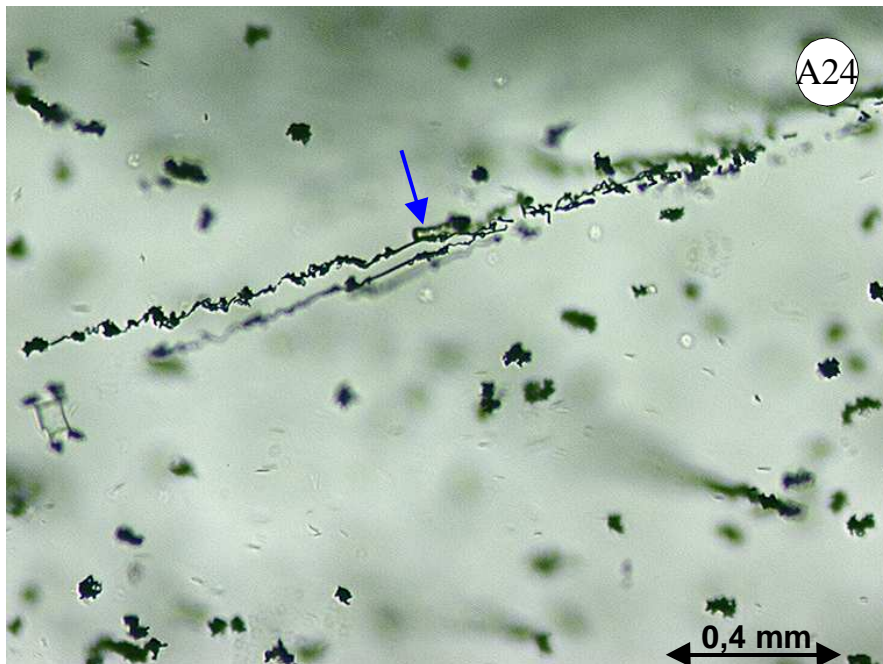
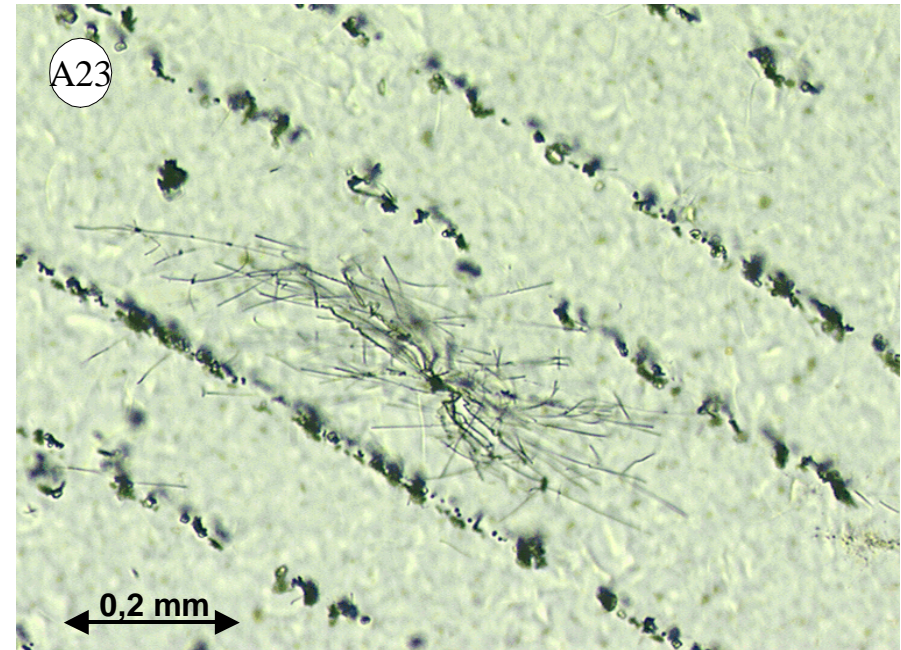
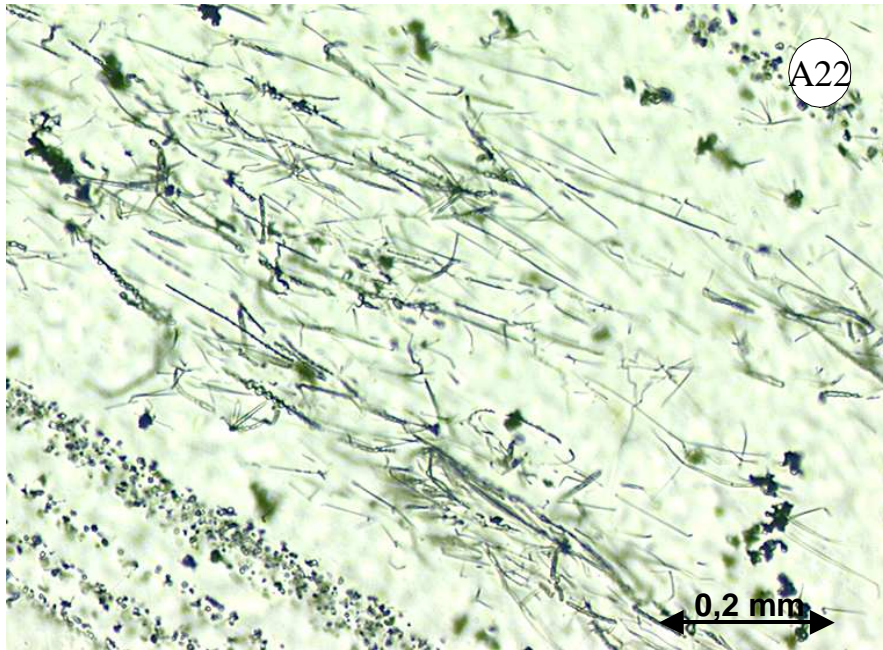
A18: Aggregat idiomorpher Zirkonkristalle umgeben von idiomorphen Magnetiten, auftretend in einer Schliere des Typs A1 in Probe Tü-96-C4, Typ C; einfach polarisiert.



A19: Idiomorpher Biotit mit kammartig angeordneten Magnetiten auf den Basisflächen und zwei Felspatkristallen, Probe Tü-98-14/5, Typ A1; ein Auftreten von Feldspat beim Zerfall des Biotits ist selten zu beobachten (vgl. Kap. 7.1) ; einfach polarisiert.

A20: Idiomorpher Biotit wie in Situation A19, jedoch ohne Auftreten von Feldspat; Probe Tü-98-14/2, Typ A1; einfach polarisiert.

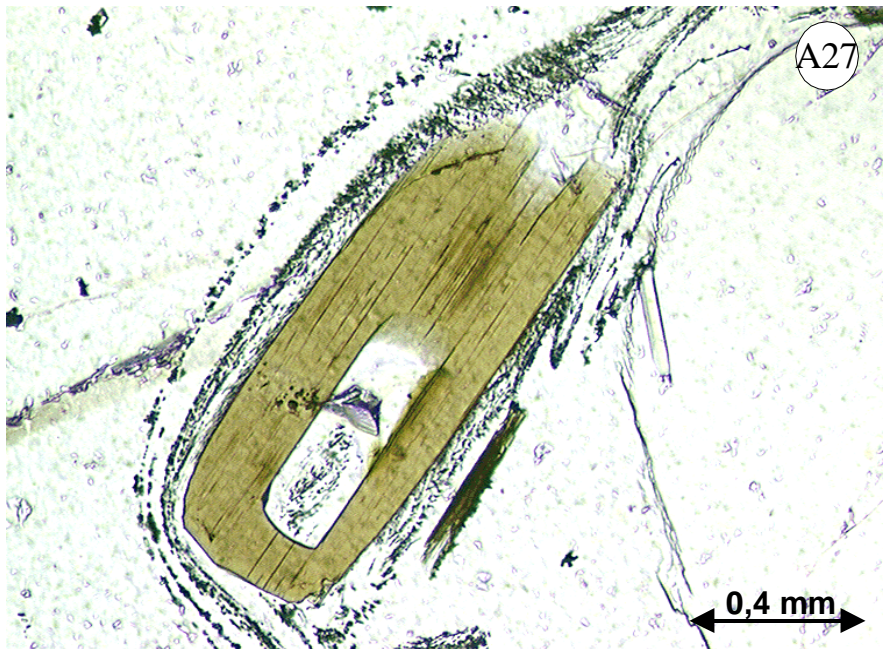
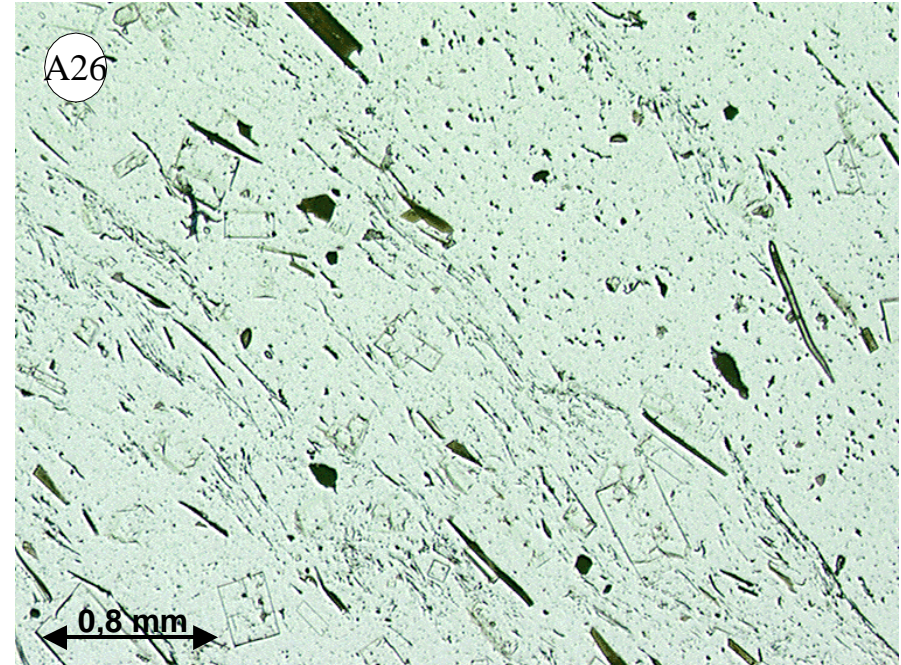
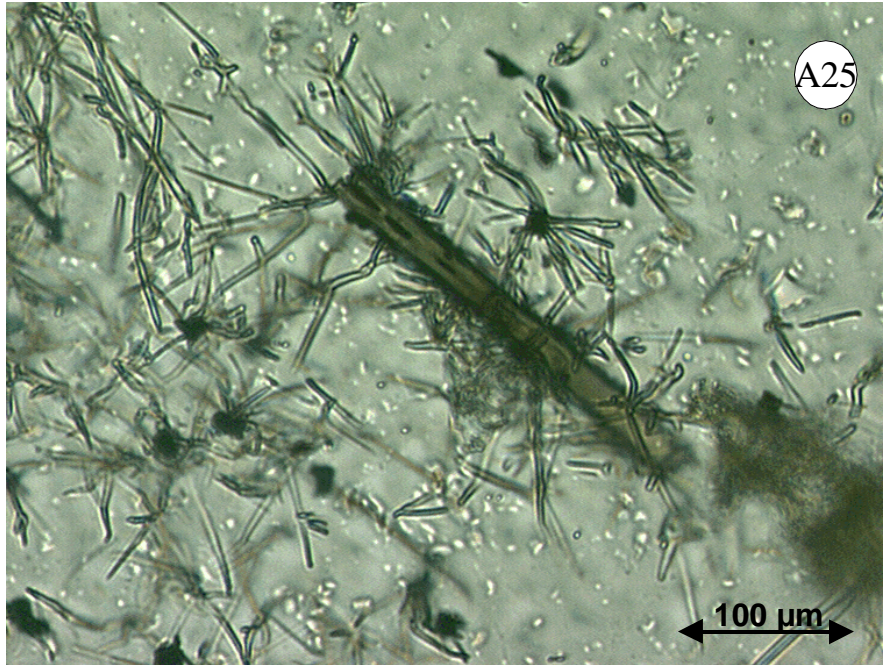
A18: Biotit der während des Zerfalls rotiert wird, gut erkennbar an den asymmetrischen δ -Strukturen, zu den Bildrändern hin werden die schlierig angeordneten Magnetitkristalle geringer mächtig, bis eine schnurartige Aneinanderreihung erfolgt, erkennbar im unteren Teil des Bildes, Probe Tü-96-A1, Typ A1; einfach polarisiert.



A22: Wirrstrahlige Anordnung von Magnetitkristallen, bei Zirkel (1873) bereits als „Trichite“ beschrieben, diese Anordnung der Magnetitkristalle konnte nur in Obsidianen des Typs A1 und A2 beobachtet werden, Probe Tü-98-14/2, Typ A1; einfach polarisiert.

A23: Detailaufnahme eines „Trichites“, hier mit erkennbarem Kern aus Magnetit, Probe Tü-98-14/2, Typ A1; einfach polarisiert.

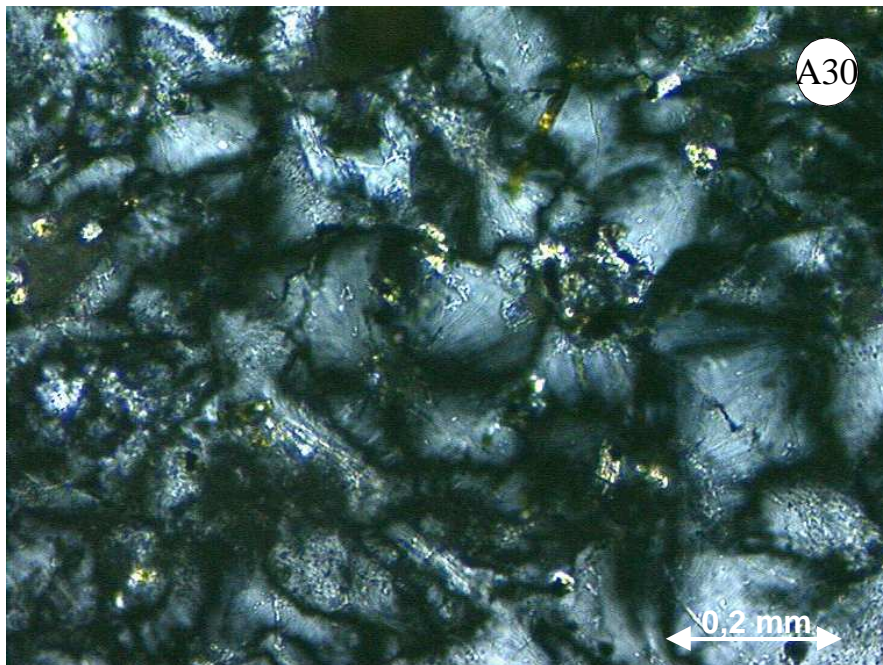
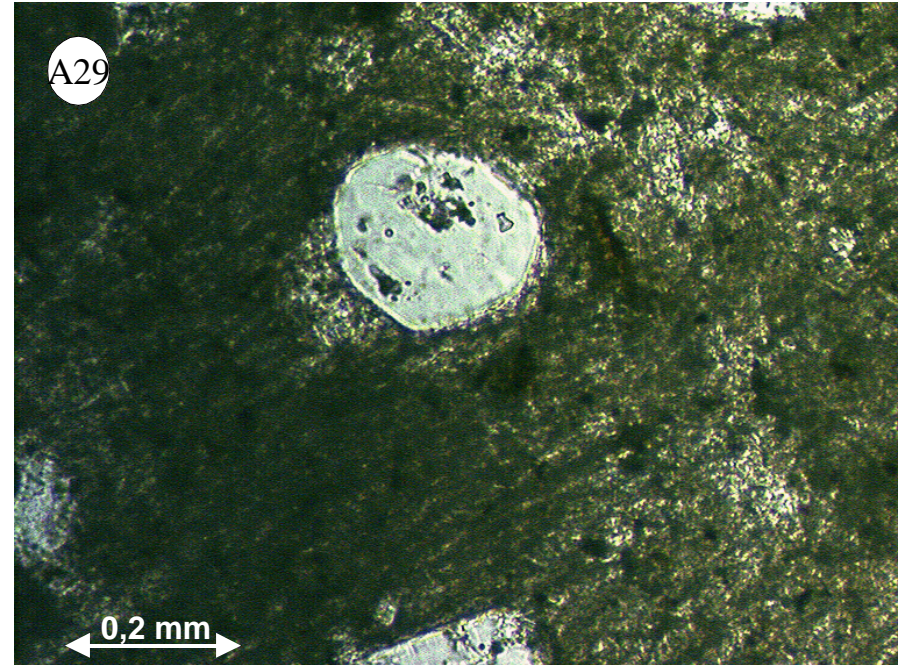
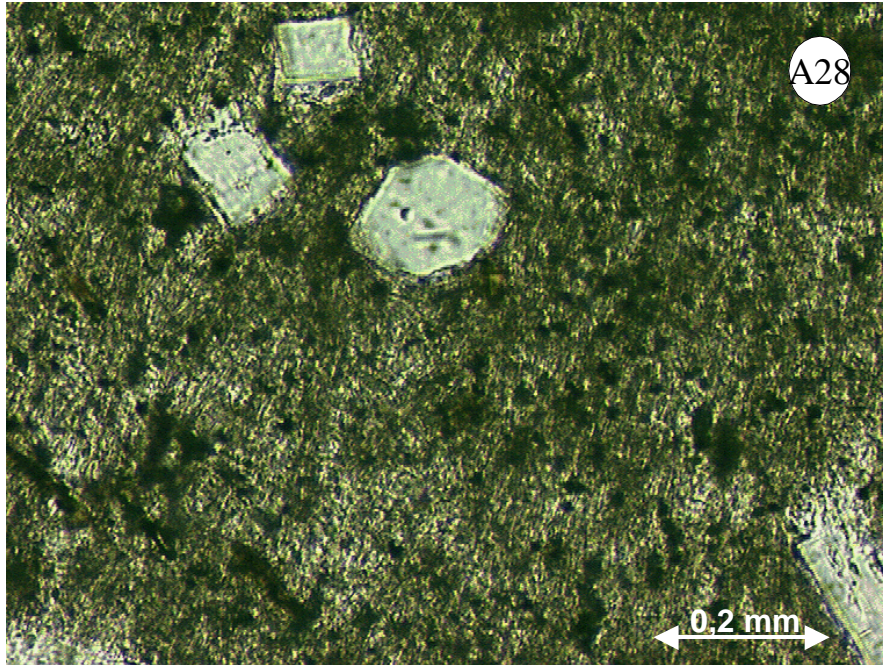
A24: Detailaufnahme des fadenartigen Auftretens von Magnetit, auch diese „Magnetit-Fäden“ konnten nur in Obsidianen Typ A1 und A2 beobachtet werden, in diesem Beispiel in Assoziation mit einem idiomorphen, prismatischen Pyroxenkristall (Pfeil), Probe Tü-98-6/1, Typ A2; einfach polarisiert.



A25: Zerfall eines Biotits unter Entstehung von Magnetit und Pyroxen, die prismatischen Pyroxenkristalle bilden z. T. ansatzweise „trichitartige“ Anordnungen mit Magnetitkristallen im Zentrum, Probe Tü-98-6/1, Typ A2; einfach polarisiert.

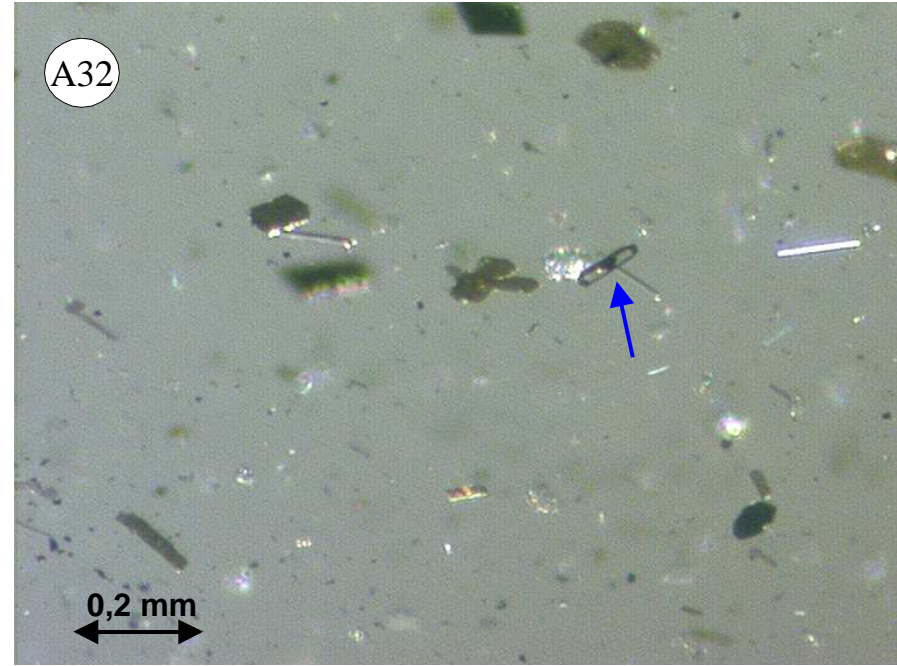
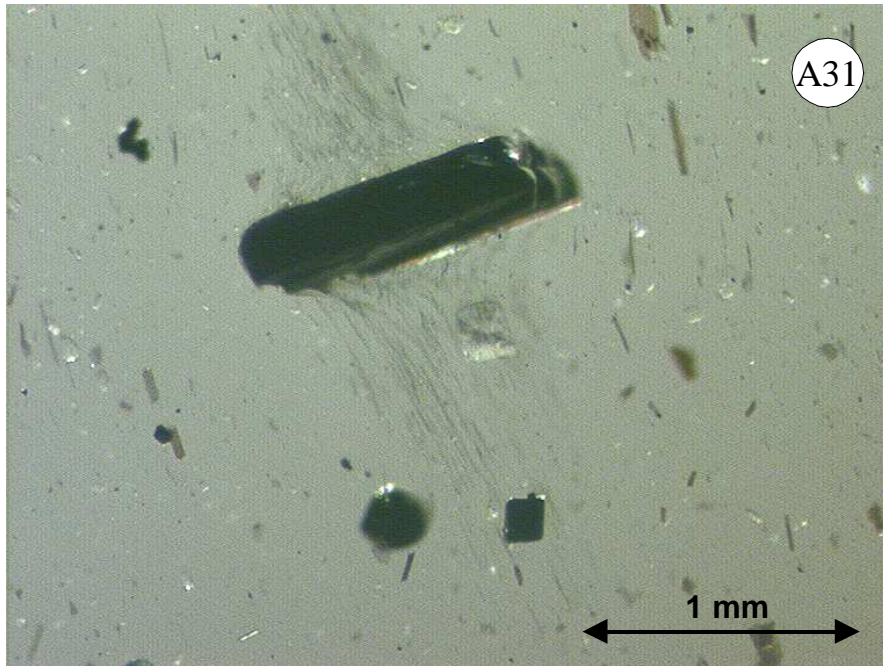
A26: Übersichtsaufnahme der Probe Tü-98-6/1, Typ A2, gut zu erkennen ist der relativ hohe Kristallanteil; hier von idiomorphem Feldspat (Plagioklas und Alkalifeldspat), idio- bis hypidiomorphem Biotit und idiomorphem Magnetit; einfach polarisiert.

A27: Rückgelöster Biotit mit Schmelzeinschluß und Abbausaum aus Magnetit, auch in dieser Situation ist eine Durchbewegung erkennbar, das farblose Korn am rechten Bildrand ist ein ebenfalls rückgelöster Plagioklas, Probe Tü-96-A13, Typ A2; einfach polarisiert.



A28 und A29: Idiomorphe Quarz-Kristalle in der Matrix der Probe Tü-98-11/5b, Typ F2, ein Auftreten von Quarz konnte sowohl in den Obsidianen als auch den Felsiten nur selten beobachtet werden, SiO_2 ist häufiger als Chalzedon in Hohlräumen zu beobachten (s. A30), bei den zwei farblosen Kristallen oberhalb des Quarzes in Bild A28 handelt es sich um idiomorphe Feldspäte; einfach polarisiert.

A27: Chalzedon als Hohlräumfüllung, diese Hohlräumfüllungen sind in Felsiten häufig zu beobachten, Probe Tü-98-9/1b, Typ F2; gekreuzte Polarisatoren.



A31: Zerfall eines Biotits unter Entstehung von Magnetit und Feldspat hier als Durchlichtaufnahme im Dickschliff, in der rechten Bildhälfte sind idiomorphe Biotit-Kristalle der 2. Generation zu erkennen, Probe Tü-98-14/5, Typ A1; schräge Beleuchtung, nicht polarisiert.

A32: Idiomorpher, prismatischer Pyroxen mit Magnetit-Einschluß (Pfeil), links davon idiomorpher Biotit der 2. Generation, aufgrund der unterschiedlichen Fokusebene im Dickschliff unscharf, Probe Tü-98-14/5, Typ A1; schräge Beleuchtung, nicht polarisiert.

A33: Idiomorpher Quarz in der Glasmatrix der Probe Tü-98-11/5, Typ B2, Kristalle in der Matrix dieses Obsidian-Typs werden häufig von mikrokristallinen Hämatit-Schüppchen umflasert; einfach polarisiert.

Anhang B

Probenliste

Probenliste

<i>Eigene Proben (1998)</i>				
<i>Probe</i>	<i>Gestein</i>	<i>Typ</i>	<i>Geländepunkt</i>	<i>sonstiges</i>
Tü 98-1/1	Basalt	--	Kalas T.	plattig absondernd
Tü 98-1/3a	Felsit	F1	zw. Kara T. und Tekem T.	
Tü 98-2/1	Granit	--	nördl. Yaumis Tepe	teilw. vergrußt
Tü 98-2/2	Aplit	--	NW Firinlar Tepe	in Granit 2/1
Tü 98-2/3	Aplit	--	NW Firinlar Tepe	in Granit 2/1
Tü 98-2/4	Aplit	--	NW Firinlar Tepe	grobkörniger, im Granit 2/1
Tü 98-2/5	Granit	--	Granitklippe ca. 250 m W Firinlar T.	sehr frisch
Tü 98-2/5b	Aplit	--	Granitklippe ca. 250 m W. Firinlar T.	Gang (ca. 35 cm) im Granit 2/5
Tü 98-2/9	Obsidian	C	Westhang Maden Tepe	
Tü 98-2/10	Obsidian	A2	Straßenhang bei Minare Kayalari	m. feinen braunen Schlieren
Tü 98-2/11	Basalt	--	Çaygirankaya Tepe	feinkörnig
Tü 98-3/3	Basalt	--	Kenar Dere Tal, bei Mühle	stark alteriert
Tü 98-3/6	Felsit	F1	südl. Büyük Yayla, N-Hang Kenariç-Dere-Tal	
Tü 98-4/3	Granit	--	anstehend zwischen Şehitlik und Yumurta T.	
Tü 98-4/4	Obsidian	--	N-Hang Haçiboş T	sehr kristallarm (Lesestein)
Tü 98-6/1	Obsidian	A2	Erosionsrinne b. Büyük Yayla	
Tü 98-8/1	Basalt	--	Harman Tepe	Olivin Einsprenglinge
Tü 98-9/1	Felsit	F2	Felsit-Klippe Südhang Kenariç Dere-Tal	
Tü 98-9/1b	Felsit	F2	Felsit-Klippe Südhang Kenariç Dere-Tal	feine parallele Lagen
Tü 98-9/4	Felsit	F2	Kenariç Dere-Tal, ca. 300m W 3/3	Hangschutt, sehr frisch)
Tü 98-11/1	Obsidian	B1	Straßenaufschluss oberhalb Başçayr Dere	
Tü 98-11/4	Felsit	F2	ca. 10m unterhalb Tekem T.	rötlich
Tü 98-11/5	Obsidian	B2	Steilhang östl. Tekem T., ca. 40 m unterhalb	anstehend
Tü 98-11/5b	Obsidian/ Felsit	A2/F 2	am Anstehenden, östl. Steilhang Tekem T.	Einschluß v. Felsit, Lesestein
Tü 98-11/6	Obsidian	B1	ca. 20m unterhalb Tekem T.	stark alteriert, Lesestein
Tü 98-14/2	Obsidian	A1	nördl. Sırıklı Tepe	Lesestein
Tü 98-14/3	Granit	--	Yayla Üstü	sehr schlagzäh
Tü 98-14/4			Obsidian, sw, stark blasig, Tekem Tepe, Lesestein	
Tü 98-14/5	Obsidian	A1	Osthang Sırıklı Tepe	randl. blasenreich, Lesestein

<i>Probenserie Sadiklar (1996)</i>				
<i>Probe</i>	<i>Gestein</i>	<i>Typ</i>	<i>Geländepunkt</i>	<i>Sonstiges</i>
Tü-96-K3	Obsidian	B2	Lesestein nördlich Sirikli Tepe	
Tü-96-A1	Obsidian	A1	Westhang Maden Tepe	
Tü-96-13A	Obsidian	A1	Westhang Maden Tepe	
Tü-96-A14	Obsidian	A1	Westhang Maden Tepe	
Tü-96-12C	Obsidian	C	Westhang Maden Tepe	
Tü-96-11C	Obsidian	C	Westhang Maden Tepe	
Tü-96-C4	Obsidian	C	Westhang Maden Tepe	
Tü-96-C5 (r/s)	Obsidian	C/A1	Westhang Maden Tepe	
Tü-96-3B	Obsidian	B1	Straßenaufschluss oberhalb Başçayr Dere	
Tü-96-12B	Obsidian	B1	Straßenaufschluss oberhalb Başçayr Dere	

Anhang C

Mikrosonden-, EDX- und RFA- Analysen

Mikrosondenanalysen und berechnete Kationenverteilung von Biotiten

Typ	C	C			Obsidian						
		Zentrum	Rand	Rand	C	C	C	C	C	C	
		----- ein Kristall -----									
SiO ₂	36,59	36,58	36,57	37,21	37,07	36,31	36,75	36,26	35,52	36,72	
TiO ₂	4,59	4,86	4,38	4,78	4,59	4,64	4,78	4,73	4,54	4,59	
Al ₂ O ₃	13,75	13,89	13,79	13,69	13,67	13,77	13,85	13,70	13,37	13,79	
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	
Fe ₂ O ₃	2,87	2,83	2,80	2,99	2,80	2,91	2,86	2,93	2,86	2,73	
MgO	13,13	13,04	13,51	12,74	13,68	13,16	13,72	13,09	13,35	13,79	
CaO	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,04	0,01	
MnO	0,35	0,28	0,27	0,40	0,16	0,32	0,36	0,33	0,48	0,47	
FeO	14,64	14,43	14,27	15,24	14,26	14,84	14,57	14,94	14,60	13,90	
BaO	0,37	0,14	0,34	0,29	0,24	0,39	0,18	0,32	0,29	0,38	
Na ₂ O	0,64	0,61	0,60	0,64	0,56	0,58	0,66	0,67	0,66	0,65	
K ₂ O	8,94	9,07	9,01	8,88	8,96	8,94	9,10	8,75	8,69	8,92	
H ₂ O	3,99	3,99	3,98	4,03	4,01	3,98	4,03	3,98	3,92	4,00	
Total	99,90	99,75	99,51	100,90	100,01	99,89	100,86	99,69	98,32	99,96	
Kationen O=22											
Si	5.503	5.496	5.510	5.544	5.542	5.471	5.467	5.471	5.441	5.501	
Al IV	2.438	2.459	2.448	2.404	2.409	2.446	2.428	2.437	2.414	2.434	
tetr.	7.942	7.955	7.958	7.948	7.950	7.917	7.896	7.907	7.856	7.935	
Al VI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ti	0.520	0.549	0.496	0.536	0.516	0.526	0.535	0.537	0.523	0.517	
Cr	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	
Fe ³⁺	0.325	0.320	0.317	0.335	0.314	0.330	0.320	0.333	0.330	0.307	
Fe ²⁺	1.842	1.813	1.798	1.898	1.783	1.870	1.813	1.885	1.871	1.742	
Mn	0.044	0.036	0.034	0.050	0.021	0.040	0.046	0.043	0.062	0.059	
Mg	2.944	2.921	3.035	2.828	3.047	2.957	3.044	2.945	3.050	3.078	
Okta.	5.676	5.640	5.680	5.648	5.681	5.727	5.757	5.743	5.836	5.705	
Ba	0.022	0.008	0.020	0.017	0.014	0.023	0.010	0.019	0.017	0.022	
Ca	0.004	0.004	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.000	0.007	0.001	
Na	0.186	0.179	0.174	0.186	0.162	0.170	0.190	0.195	0.196	0.190	
K	1.716	1.738	1.732	1.687	1.708	1.718	1.726	1.683	1.699	1.705	
Interl.	1.928	1.930	1.928	1.891	1.885	1.914	1.928	1.897	1.919	1.919	
Summe :	15.546	15.524	15.565	15.487	15.516	15.558	15.582	15.547	15.610	15.558	

Mikrosondenanalysen und berechnete Kationenverteilung von Biotiten

Typ	C	C	Obsidian			Granitxenolith			-	-
			C Zentrum	C Rand	C Rand	- Rand	- Zentrum	- Rand		
			----- ein Kristall -----			----- ein Kristall -----				
SiO ₂	37,51	36,21	36,43	36,60	35,94	36,53	36,38	36,09	37,23	36,17
TiO ₂	2,98	4,63	4,78	4,72	4,86	2,34	2,02	2,64	2,58	3,43
Al ₂ O ₃	13,33	13,75	13,88	13,96	13,64	14,06	14,03	14,00	15,30	13,88
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe ₂ O ₃	2,78	2,83	2,91	2,85	2,88	3,55	3,56	3,42	3,21	3,41
MgO	15,10	13,12	13,04	13,27	12,80	11,75	11,68	12,16	10,76	11,69
CaO	0,06	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,08
MnO	0,40	0,37	0,36	0,28	0,32	0,43	0,48	0,46	0,46	0,53
FeO	14,20	14,46	14,86	14,53	14,68	18,12	18,17	17,46	16,38	17,40
BaO	0,21	0,31	0,36	0,33	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,75	0,60	0,62	0,55	0,50	0,50	0,54	0,53	0,44	0,50
K ₂ O	8,68	8,90	8,88	9,01	9,08	8,99	9,03	8,83	8,34	8,82
H ₂ O	4,02	3,96	3,99	4,00	3,94	3,95	3,92	3,93	3,95	3,94
Total	100,01	99,23	100,13	100,10	98,99	100,22	99,82	99,57	98,65	99,86
Kationen O=22										
Si	5.600	5.482	5.472	5.486	5.469	5.554	5.561	5.511	5.653	5.506
Al IV	2.345	2.453	2.457	2.466	2.445	2.446	2.439	2.489	2.347	2.490
tetr.	7.946	7.934	7.929	7.952	7.914	8.000	8.000	8.000	8.000	7.996
Al VI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.073	0.089	0.030	0.390	0.000
Ti	0.335	0.527	0.540	0.532	0.556	0.268	0.232	0.303	0.295	0.393
Cr	0.001	0.003	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.313	0.323	0.329	0.321	0.329	0.406	0.410	0.393	0.367	0.391
Fe ²⁺	1.773	1.830	1.867	1.821	1.868	2.303	2.323	2.229	2.080	2.216
Mn	0.050	0.048	0.046	0.035	0.041	0.056	0.062	0.059	0.059	0.068
Mg	3.362	2.962	2.920	2.966	2.904	2.662	2.662	2.769	2.435	2.653
Okta.	5.834	5.693	5.702	5.676	5.699	5.769	5.778	5.784	5.625	5.721
Ba	0.012	0.019	0.021	0.019	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.009	0.008	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.006	0.002	0.013
Na	0.216	0.176	0.181	0.159	0.147	0.149	0.159	0.158	0.130	0.147
K	1.653	1.720	1.702	1.722	1.762	1.744	1.761	1.721	1.616	1.714
Interl.	1.890	1.923	1.906	1.900	1.930	1.893	1.920	1.884	1.748	1.874
Summe :	15.670	15.550	15.537	15.529	15.542	15.662	15.698	15.668	15.373	15.591

Mikrosondenanalysen und berechnete Kationenverteilung von Biotiten

Typ	Granitxenolith				Obsidian				Felsit	
	-	-	-	-	A2	A2	A2	A2	F1	F1
SiO ₂	35,85	36,00	36,50	36,44	36,56	36,31	36,24	36,64	36,49	34,63
TiO ₂	2,89	2,86	4,24	4,04	3,84	4,35	4,65	4,55	4,71	4,24
Al ₂ O ₃	13,27	13,73	13,66	14,04	13,80	13,52	13,99	13,78	14,16	12,91
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	3,33	3,37	2,98	3,13	2,99	2,98	2,83	2,91	2,47	3,27
MgO	11,46	11,50	13,44	12,33	13,23	13,17	13,51	13,11	14,88	13,90
CaO	0,03	0,05	0,00	0,06	0,03	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00
MnO	0,43	0,47	0,28	0,24	0,32	0,32	0,32	0,21	0,34	0,55
FeO	17,00	17,16	15,19	15,96	15,28	15,20	14,44	14,84	12,62	16,68
BaO	0,00	0,00	0,11	0,16	0,22	0,17	0,24	0,24	0,40	0,30
Na ₂ O	0,50	0,55	0,61	0,62	0,57	0,55	0,58	0,53	0,73	0,57
K ₂ O	8,72	8,94	8,83	8,50	8,89	8,98	8,78	8,97	8,96	8,55
H ₂ O	3,84	3,89	3,98	3,96	3,98	3,96	3,99	3,99	4,02	3,91
Total	97,32	98,53	99,81	99,47	99,72	99,53	99,60	99,78	99,80	99,49
Kationen O=22										
Si	5.593	5.555	5.495	5.515	5.516	5.494	5.454	5.511	5.442	5.313
Al IV	2.407	2.445	2.423	2.485	2.454	2.411	2.482	2.443	2.489	2.334
tetr.	8.000	8.000	7.919	8.000	7.970	7.904	7.936	7.955	7.931	7.646
Al VI	0.033	0.052	0.000	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.340	0.331	0.480	0.459	0.436	0.495	0.526	0.514	0.529	0.489
Cr	0.000	0.004	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001
Fe ³⁺	0.391	0.391	0.337	0.356	0.340	0.339	0.320	0.329	0.278	0.377
Fe ²⁺	2.218	2.215	1.913	2.020	1.928	1.924	1.817	1.867	1.574	2.140
Mn	0.057	0.061	0.036	0.030	0.041	0.041	0.040	0.027	0.043	0.071
Mg	2.666	2.645	3.016	2.780	2.975	2.972	3.032	2.940	3.308	3.178
Okta.	5.704	5.698	5.782	5.666	5.722	5.773	5.736	5.677	5.731	6.257
Ba	0.000	0.000	0.007	0.010	0.013	0.010	0.014	0.014	0.024	0.018
Ca	0.005	0.008	0.000	0.009	0.004	0.000	0.005	0.004	0.002	0.000
Na	0.151	0.165	0.177	0.180	0.168	0.160	0.170	0.155	0.211	0.170
K	1.736	1.759	1.695	1.641	1.711	1.734	1.686	1.721	1.705	1.673
Interl.	1.891	1.932	1.879	1.840	1.896	1.904	1.875	1.895	1.941	1.861
Summe :	15.595	15.630	15.580	15.506	15.589	15.582	15.546	15.526	15.604	15.764

Mikrosondenanalysen und berechnete Kationenverteilung von Plagioklasen und Alkalifeldspäten

	Obsidian											
	C Zentrum	C Zentrum	C Rand	C Rand	C Rand	C Rand	C Rand	C Rand	C	C	C	C
SiO ₂	62,59	62,38	63,02	62,52	62,52	61,72	62,33	61,84	62,16	62,50	62,71	61,63
Al ₂ O ₃	23,01	22,94	22,72	22,68	22,68	23,22	23,10	23,21	23,20	23,11	23,04	23,52
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	4,63	4,33	4,25	4,34	4,34	5,01	4,77	4,84	4,74	4,80	4,47	5,34
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,18	0,17	0,19	0,21	0,21	0,18	0,14	0,22	0,16	0,22	0,18	0,20
BaO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Na ₂ O	8,28	8,36	8,19	8,33	8,33	8,06	8,20	8,20	8,23	8,02	8,39	7,93
K ₂ O	1,12	1,22	1,22	0,93	0,93	0,87	1,22	1,15	0,93	1,08	1,27	0,97
Total	99,87	99,47	99,63	99,07	99,07	99,12	99,83	99,52	99,48	99,79	100,12	99,65
Kationen O=8												
Si	2.790	2.790	2.810	2.800	2.800	2.770	2.780	2.770	2.780	2.780	2.790	2.750
Al	1.210	1.210	1.190	1.200	1.200	1.230	1.210	1.220	1.220	1.210	1.210	1.240
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.220	0.210	0.200	0.210	0.210	0.240	0.230	0.230	0.230	0.230	0.210	0.260
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.710	0.720	0.710	0.720	0.720	0.700	0.710	0.710	0.710	0.690	0.720	0.690
K	0.060	0.070	0.070	0.050	0.050	0.050	0.070	0.070	0.050	0.060	0.070	0.060
Total	5.000	5.000	4.990	4.990	4.990	4.990	5.000	5.010	5.000	4.990	5.010	5.000
Si+Al	3.990	4.000	4.000	4.000	4.000	3.990	3.990	3.990	4.000	4.000	3.990	3.990
Na+Ca+K	1.000	1.000	0.980	0.990	0.990	0.990	1.010	1.010	0.990	0.980	1.010	1.000
AN(Si/Al)	19.490	19.440	17.880	18.680	18.680	21.680	20.030	21.090	20.980	20.020	19.290	22.670
AB(Si/Al)	74.020	73.510	74.960	75.840	75.840	73.210	73.000	72.310	73.580	73.620	73.440	71.700
Diff.:	0.030	0.010	0.030	0.020	0.020	0.030	0.030	0.020	0.020	0.030	0.020	0.030
AN(Na/Ca)	22.080	20.700	20.690	21.140	21.140	24.280	22.620	22.970	22.810	23.290	21.090	25.590
AB(Na/Ca)	71.430	72.250	72.150	73.390	73.390	70.610	70.400	70.430	71.750	70.350	71.640	68.780
OR	6.380	6.940	7.050	5.360	5.360	5.000	6.860	6.490	5.330	6.250	7.160	5.520
CE	0.110	0.110	0.110	0.110	0.110	0.110	0.110	0.110	0.110	0.110	0.110	0.110

Mikrosondenanalysen und berechnete Kationenverteilung von Plagioklasen und Alkalifeldspäten

	Obsidian															
	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
SiO ₂	61.45	62.04	62.01	62.84	61.40	62.49	61.95	61.66	61.75	62.72	61.98	61.59	61.80	63.13	61.49	
Al ₂ O ₃	23.60	23.36	22.83	22.60	23.44	22.85	23.28	23.25	22.97	22.62	23.31	22.94	23.19	22.60	23.37	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	5.53	5.04	4.59	4.41	5.26	4.72	5.11	5.05	4.51	4.43	5.04	4.81	4.91	4.27	5.22	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	0.21	0.22	0.21	0.19	0.16	0.23	0.21	0.24	0.22	0.21	0.24	0.22	0.16	0.17	0.21	
BaO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	
Na ₂ O	7.78	7.66	8.24	8.38	7.96	7.99	7.95	7.75	8.14	8.28	7.82	7.93	7.92	8.18	7.71	
K ₂ O	0.96	1.00	1.15	1.24	1.10	1.18	0.93	0.95	1.11	1.14	1.06	1.11	0.92	1.24	1.00	
Total	99.59	99.39	99.09	99.71	99.39	99.52	99.50	98.97	98.77	99.46	99.53	98.65	98.96	99.65	99.06	
Kationen O=8																
Si	2.750	2.770	2.780	2.800	2.750	2.790	2.770	2.770	2.780	2.800	2.770	2.780	2.770	2.810	2.760	
Al	1.240	1.230	1.210	1.190	1.240	1.200	1.230	1.230	1.220	1.190	1.230	1.220	1.230	1.190	1.240	
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ca	0.260	0.240	0.220	0.210	0.250	0.230	0.240	0.240	0.220	0.210	0.240	0.230	0.240	0.200	0.250	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Na	0.670	0.660	0.720	0.720	0.690	0.690	0.690	0.670	0.710	0.720	0.680	0.690	0.690	0.710	0.670	
K	0.050	0.060	0.070	0.070	0.060	0.070	0.050	0.050	0.060	0.060	0.060	0.060	0.050	0.070	0.060	
Total	4.990	4.970	5.000	5.000	5.010	4.990	4.990	4.980	5.000	4.990	4.990	4.990	4.980	4.980	4.990	
Si+Al	3.99	4.00	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	4.00	4.00	3.99	4.00	3.99	4.00	4.00	4.00	
Na+Ca+K	1.00	0.96	1.00	1.01	1.01	0.99	0.99	0.97	0.99	0.99	0.98	0.99	0.98	0.98	0.98	
AN(Si/Al)	23.18	21.55	19.57	17.63	22.54	18.99	21.50	21.76	20.46	17.95	21.38	20.54	21.42	17.29	22.30	
AB(Si/Al)	71.19	72.40	73.78	75.27	71.11	74.10	73.04	72.52	73.00	75.44	72.33	72.93	73.09	75.43	71.72	
Diff.:	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	
AN(Na/Ca)	26.61	25.08	21.96	20.92	25.05	22.93	24.79	24.95	21.92	21.29	24.60	23.45	24.11	20.76	25.60	
AB(Na/Ca)	67.76	68.88	71.39	71.97	68.59	70.16	69.75	69.32	71.54	72.10	69.10	70.02	70.40	71.96	68.43	
OR	5.52	5.93	6.54	6.99	6.25	6.79	5.35	5.61	6.43	6.50	6.18	6.42	5.38	7.17	5.86	
CE	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	

Mikrosondenanalysen und berechnete Kationenverteilung von Plagioklasen und Alkalifeldspäten

	Obsidian			Granit (Xenolith in Obsidian)						Obsidian				
	C	C	C	K1	K1	K1	K1A	K1A	K1A	K1A	K9	K9	A2	A2
SiO ₂	61.67	62.86	61.63	61.28	61.63	61.80	62.78	61.17	62.01	61.00	64.77	62.55	62.94	65.54
Al ₂ O ₃	23.08	22.82	23.38	23.54	23.98	23.48	23.53	23.38	23.44	23.42	19.42	22.11	21.72	19.58
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.98	4.47	5.22	5.10	5.24	5.03	5.12	4.99	5.24	5.10	0.86	3.85	3.82	1.24
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.24	0.15	0.20	0.12	0.12	0.11	0.15	0.18	0.21	0.11	0.17	0.20	0.22	0.20
BaO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Na ₂ O	7.78	8.18	8.33	8.46	8.40	8.66	8.25	8.05	7.99	8.33	7.05	8.16	8.46	8.51
K ₂ O	1.10	1.23	0.47	0.61	0.41	0.39	0.80	0.79	0.80	0.33	4.94	1.28	0.68	2.46
Total	98.91	99.77	99.28	99.17	99.84	99.53	100.71	98.62	99.75	98.36	97.27	98.21	97.90	97.59
Kationen O=8														
Si	2.770	2.800	2.760	2.750	2.740	2.760	2.770	2.760	2.760	2.750	2.960	2.820	2.840	2.960
Al	1.220	1.200	1.230	1.240	1.260	1.240	1.220	1.240	1.230	1.250	1.050	1.180	1.160	1.040
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.240	0.210	0.250	0.250	0.250	0.240	0.240	0.240	0.250	0.250	0.040	0.190	0.180	0.060
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.010	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.010	0.000	0.010	0.010	0.010	0.010
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.680	0.710	0.720	0.740	0.730	0.750	0.710	0.700	0.690	0.730	0.630	0.710	0.740	0.750
K	0.060	0.070	0.030	0.030	0.020	0.020	0.050	0.050	0.050	0.020	0.290	0.070	0.040	0.140
Total	4.990	4.990	5.000	5.010	5.000	5.010	4.990	5.000	4.990	5.000	4.970	4.980	4.970	4.960
Si+Al	4.00	4.00	3.99	3.99	4.00	3.99	3.99	4.00	3.99	4.00	4.01	4.00	4.00	4.00
Na+Ca+K	0.98	0.99	1.00	1.02	1.00	1.01	0.99	0.99	0.99	1.00	0.96	0.98	0.97	0.95
AN(Si/Al)	20.92	18.38	22.85	23.73	25.12	23.14	21.46	23.08	22.14	24.11	3.21	16.27	14.96	3.61
AB(Si/Al)	72.57	74.46	74.38	72.75	72.46	74.56	73.88	72.23	73.14	73.85	66.56	76.04	80.87	81.35
Diff.:	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.04	0.03
AN(Na/Ca)	24.43	21.53	24.99	24.12	25.02	23.73	24.33	24.34	25.34	24.77	4.42	19.08	19.13	6.33
AB(Na/Ca)	69.06	71.31	72.24	72.35	72.56	73.97	71.00	70.98	69.94	73.19	65.36	73.23	76.70	78.63
OR	6.40	7.05	2.65	3.42	2.31	2.19	4.55	4.57	4.60	1.93	30.11	7.58	4.06	14.92
CE	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12

Mikrosondenanalysen und berechnete Kationenverteilung von Plagioklasen und Alkalifeldspäten

	Felsit		A2	Obsidian			A2	Felsit		
	F2	F2		A2	A2	A2		F2	F2	F2
SiO ₂	63.90	63.84	65.38	62.61	61.39	63.94	61.52	62.28	62.52	
Al ₂ O ₃	19.29	21.78	18.87	22.85	23.43	21.77	23.49	22.81	22.69	
MgO	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	
CaO	0.67	3.42	0.40	4.40	5.17	3.55	5.02	4.98	4.25	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	0.19	0.18	0.11	0.24	0.15	0.23	0.23	0.26	0.21	
BaO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	
Na ₂ O	5.38	8.45	4.82	8.15	7.99	8.66	7.96	7.79	8.34	
K ₂ O	7.14	1.76	9.48	1.32	0.94	0.99	1.21	1.28	1.36	
Total	96.65	99.49	99.15	99.61	99.14	99.23	99.49	99.46	99.43	
Kationen O=8										
Si	2.960	2.850	2.980	2.790	2.760	2.850	2.750	2.790	2.800	
Al	1.050	1.150	1.010	1.200	1.240	1.140	1.240	1.200	1.200	
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ca	0.030	0.160	0.020	0.210	0.250	0.170	0.240	0.240	0.200	
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe	0.010	0.010	0.000	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Na	0.480	0.730	0.430	0.700	0.700	0.750	0.690	0.680	0.720	
K	0.420	0.100	0.550	0.070	0.050	0.060	0.070	0.070	0.080	
Total	4.960	4.990	5.000	5.000	5.000	4.980	5.010	4.990	5.010	
Si+Al	4.02	3.99	4.00	4.00	3.99	3.99	3.99	3.99	3.99	
Na+Ca+K	0.94	1.00	1.00	0.99	1.00	0.98	1.00	0.99	1.01	
AN(Si/Al)	2.91	13.13	0.63	18.69	22.74	13.60	22.40	18.95	18.20	
AB(Si/Al)	52.03	76.71	44.02	73.63	71.74	80.50	70.57	73.56	73.98	
Diff.:	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.04	0.02	0.05	0.02	
AN(Na/Ca)	3.54	16.44	1.93	21.21	24.88	17.38	24.00	24.17	20.23	
AB(Na/Ca)	51.40	73.41	42.72	71.12	69.60	76.72	68.97	68.34	71.95	
OR	44.94	10.04	55.23	7.57	5.40	5.78	6.92	7.37	7.71	
CE	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0,11	

Mikrosondenanalysen der Glasmatrix

	Obsidian										
	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
					rötl. Flitter						
SiO ₂	74.25	74.08	74.89	73.70	72.66	74.40	75.06	74.37	71.04	74.97	74.85
TiO ₂	0.15	0.15	0.15	0.17	0.14	0.14	0.16	0.16	0.13	0.14	0.17
Al ₂ O ₃	13.83	13.72	14.00	13.60	13.45	13.73	14.07	13.69	13.36	13.74	13.87
Fe ₂ O ₃	0.33	0.38	0.38	0.61	0.84	0.77	0.18	0.78	3.39	0.52	0.63
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.10	0.08	0.12	0.13	0.13	0.11	0.13	0.13	0.15	0.08	0.13
MnO	0.05	0.06	0.06	0.03	0.08	0.05	0.00	0.06	0.02	0.04	0.06
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.13	0.06	0.08	0.06	0.04	0.02	0.15	0.11	0.06	0.10	0.14
CaO	0.84	0.83	0.80	0.81	0.94	0.93	0.80	0.82	0.83	0.80	0.90
Na ₂ O	3.89	3.86	3.83	4.02	3.85	3.91	3.78	3.99	3.97	3.84	3.78
K ₂ O	4.99	5.02	4.95	4.98	4.84	4.83	4.94	4.88	4.83	4.90	4.86
Summe	98.56	98.25	99.26	98.11	96.98	98.89	99.26	98.98	97.78	99.12	99.41

	Obsidian						Granit				
	C	C	C	C	C	C	C	C	C	Schmelzsaum um Feldspäte im Xenolith	
			rötl. Flitter		rötl. Flitter		rötl. Flitter				
SiO ₂	74.01	88.82	74.24	74.37	73.95	74.23	76.73	74.12	74.16	98.03	64.22
TiO ₂	0.10	0.13	0.15	0.18	0.13	0.13	0.49	0.13	0.17	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	13.50	6.91	13.58	13.73	13.91	13.65	14.25	13.73	14.07	0.02	19.05
Fe ₂ O ₃	0.42	0.07	0.55	0.86	0.53	0.55	1.24	0.56	0.67	0.02	0.09
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.05
MgO	0.11	0.00	0.12	0.13	0.11	0.12	0.07	0.10	0.10	0.02	0.00
MnO	0.06	0.01	0.02	0.03	0.02	0.06	0.07	0.03	0.02	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.04	0.08	0.05	0.01	0.07	0.11	0.02	0.03	0.06	0.00	0.57
CaO	0.84	0.64	0.84	1.00	0.89	0.81	0.41	0.80	0.81	0.01	0.34
Na ₂ O	3.97	2.85	3.82	4.01	3.97	3.89	2.95	3.90	3.98	0.00	4.49
K ₂ O	4.86	0.77	4.81	4.83	4.83	4.92	5.07	4.80	4.88	0.00	9.56
Summe	97.89	100.28	98.19	99.16	98.4	98.46	101.3	98.21	98.97	98.1	98.37

Mikrosondenanalysen der Glasmatrix

	Granit							Obsidian			
	Schmelzsaum um Feldspäte im Xenolith							A2	A2	A2	A2
SiO ₂	64.58	61.33	61.53	98.82	65.28	65.27	64.85	73.80	73.45	74.88	74.37
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.15	0.13	0.10	0.15
Al ₂ O ₃	19.42	23.41	23.53	0.00	19.07	19.21	19.02	12.95	13.16	13.84	13.81
Fe ₂ O ₃	0.04	0.24	0.12	0.00	0.07	0.03	0.04	0.40	0.49	0.45	0.47
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.07	0.04	0.08	0.06
MnO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.07	0.06	0.02
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.47	0.00	0.00	0.00	0.40	0.45	0.45	0.08	0.03	0.00	0.01
CaO	0.91	5.17	5.16	0.00	0.03	0.13	0.03	0.62	0.67	0.83	0.81
Na ₂ O	5.90	8.52	8.72	0.00	5.55	6.69	4.79	3.28	3.22	3.67	3.76
K ₂ O	7.19	0.38	0.35	0.00	8.60	6.72	9.52	5.16	5.32	5.15	5.23
Summe	98,54	99,08	99,43	98,88	99,06	98,53	98,70	96,54	96,58	99,08	98,70

	Obsidian						
	A2	A2	A2	A2	A2	A2	A2
SiO ₂	74.56	74.60	74.49	75.00	74.65	62.70	74.37
TiO ₂	0.09	0.21	0.20	0.17	0.15	0.03	0.11
Al ₂ O ₃	13.81	14.01	14.10	13.73	13.88	22.09	13.53
Fe ₂ O ₃	0.38	1.05	1.01	0.72	0.74	0.24	0.55
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
MgO	0.08	0.02	0.04	0.04	0.01	0.00	0.07
MnO	0.05	0.03	0.01	0.06	0.00	0.00	0.02
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.05	0.11	0.02	0.13	0.05	0.21	0.09
CaO	0.83	0.80	0.81	0.78	0.74	3.94	0.72
Na ₂ O	3.96	3.91	3.96	3.88	3.74	8.34	3.37
K ₂ O	5.23	5.24	5.18	5.17	5.23	1.11	5.66
Summe	99.03	100.02	99.82	99.67	99.17	98.66	98.5

Mikrosondenanalysen und berechnete Kationenverteilung von Ilmeniten

	Obsidian										
	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
SiO ₂	0.17	0.18	0.11	0.36	0.01	0.02	0.04	0.00	0.00	0.03	0.17
TiO ₂	36.09	34.74	34.96	97.05	36.24	43.41	35.99	35.51	36.18	35.71	36.09
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.15	0.63	0.29	0.55	0.35	0.70	0.54	0.01
Fe ₂ O ₃	25.57	28.88	28.48	0.00	28.00	14.58	27.75	30.23	27.90	26.49	25.27
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.04	0.05	0.02	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.80	0.91	0.89	0.97	0.02	0.00
MnO	0.36	0.35	0.44	0.01	0.41	0.52	0.45	0.58	0.37	0.45	0.36
FeO	32.45	31.14	31.33	1.57	30.80	37.35	30.52	30.68	30.69	31.60	32.73
Summe	94.64	95.30	95.33	99.18	96.96	96.98	96.20	98.26	96.81	94.87	94.61
Kationen O=3											
Si	0.004	0.005	0.003	0.007	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.004
Ti	0.734	0.703	0.707	1.476	0.713	0.850	0.714	0.693	0.712	0.723	0.735
Al	0.000	0.000	0.000	0.004	0.019	0.009	0.017	0.011	0.022	0.017	0.000
Fe ³⁺	0.521	0.585	0.577	0.000	0.552	0.286	0.551	0.590	0.550	0.537	0.515
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.032	0.031	0.036	0.034	0.038	0.001	0.000
Mn	0.008	0.008	0.010	0.000	0.009	0.011	0.010	0.013	0.008	0.010	0.008
Fe ²⁺	0.734	0.700	0.705	0.027	0.674	0.813	0.673	0.665	0.672	0.711	0.741
Summe	2.001	2.000	2.001	1.514	2.001	2.002	2.001	2.007	2.002	2.000	2.003
Endglieder											
Pnt	0.008	0.008	0.010	0.000	0.009	0.011	0.010	0.013	0.008	0.010	0.008
Geik	0.000	0.000	0.000	0.000	0.032	0.031	0.036	0.034	0.038	0.001	0.000
Ilm	0.734	0.700	0.705	0.027	0.674	0.813	0.673	0.665	0.672	0.711	0.741
Hem	0.260	0.292	0.288	0.000	0.276	0.143	0.275	0.295	0.275	0.268	0.257

Mikrosondenanalysen und berechnete Kationenverteilung von Magnetiten und Ulvöspinellen

	Obsidian									
	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
SiO ₂	0.00	0.06	0.05	0.05	0.00	0.00	0.03	0.01	0.04	0.12
TiO ₂	22.46	16.86	22.53	6.66	3.81	22.16	22.25	8.38	13.71	5.67
Al ₂ O ₃	0.38	0.04	0.02	0.32	0.25	0.37	0.39	0.37	0.31	0.49
Fe ₂ O ₃	24.19	32.34	21.49	54.19	59.14	24.21	24.03	50.46	39.31	55.42
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01
MgO	1.30	0.02	0.02	0.62	0.63	1.17	1.41	0.65	0.58	0.76
MnO	0.76	0.67	0.58	0.67	0.71	0.63	0.80	0.66	0.69	0.97
FeO	48.45	44.58	49.73	35.32	31.94	48.50	48.14	36.41	41.54	33.25
Summe	97.57	94.58	94.42	97.88	96.50	97.04	97.08	96.95	96.20	96.68
Kationen O=4										
Si	0.000	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.005
Ti	0.644	0.507	0.675	0.195	0.113	0.640	0.641	0.246	0.405	0.167
Al	0.017	0.002	0.001	0.015	0.012	0.017	0.018	0.017	0.014	0.023
Fe ³⁺	0.694	0.974	0.645	1.585	1.759	0.700	0.693	1.486	1.162	1.637
Cr	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.074	0.001	0.001	0.036	0.037	0.067	0.080	0.038	0.034	0.044
Mn	0.025	0.023	0.020	0.022	0.024	0.020	0.026	0.022	0.023	0.032
Fe ²⁺	1.545	1.492	1.657	1.147	1.055	1.557	1.542	1.191	1.364	1.091
Summe	3.000	3.002	3.000	3.003	3.001	3.001	3.002	3.001	3.005	2.998
Endglieder										
Ulvösp	0.64	0.51	0.67	0.19	0.11	0.64	0.64	0.25	0.40	0.17
Mt	0.26	0.48	0.31	0.76	0.83	0.28	0.26	0.70	0.55	0.76
Sp	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg-Ferrit	0.07	0.00	0.00	0.03	0.03	0.06	0.07	0.03	0.03	0.03
Jacobsit	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03

Mikrosondenanalysen und berechnete Kationenverteilung von Magnetiten und Ulvöspinellen

	C		C		Obsidian		A2		C		C	
	C	C	C	A2	A2	A2	A2	C	C	C	C	
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.05	0.01	0.00			
TiO ₂	6.46	23.65	3.97	4.15	1.24	4.73	29.12	22.08	26.30			
Al ₂ O ₃	0.33	0.35	0.00	1.24	2.39	1.40	0.32	0.36	0.36			
Fe ₂ O ₃	55.15	19.56	57.99	59.57	64.22	57.61	9.89	24.03	16.39			
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.02	0.03	0.06	0.01	0.01	0.01			
MgO	0.61	0.64	0.00	0.56	1.11	0.85	0.26	1.31	1.04			
MnO	0.77	0.49	0.62	1.25	1.14	0.89	2.50	0.87	0.71			
FeO	34.50	50.12	33.37	32.86	29.78	33.15	54.71	48.15	52.30			
Summe	97.82	94.86	95.97	99.67	99.91	98.69	96.85	96.83	97.10			
Kationen O=4												
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000			
Ti	0.189	0.700	0.120	0.119	0.035	0.136	0.843	0.639	0.756			
Al	0.015	0.016	0.000	0.056	0.106	0.063	0.015	0.016	0.016			
Fe ³⁺	1.613	0.580	1.748	1.706	1.821	1.661	0.287	0.696	0.472			
Cr	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000			
Mg	0.035	0.038	0.000	0.032	0.062	0.048	0.015	0.075	0.059			
Mn	0.025	0.016	0.021	0.040	0.036	0.029	0.082	0.028	0.023			
Fe ²⁺	1.120	1.649	1.117	1.045	0.938	1.062	1.761	1.549	1.672			
Summe	2.997	3.001	3.006	2.999	3.000	3.001	3.004	3.004	2.999			
Endglieder												
Ulvösp	0.19	0.70	0.12	0.12	0.04	0.14	0.84	0.64	0.76			
Mt	0.74	0.25	0.88	0.81	0.87	0.79	0.07	0.27	0.16			
Sp	0.01	0.01	0.00	0.03	0.05	0.03	0.01	0.01	0.01			
Mg-Ferrit	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.07	0.05			
Jacobsit	0.03	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	0.08	0.03	0.02			

Mikrosondenanalysen und berechnete Kationenverteilung von Pyroxenen

	Obsidian				
	A1	A1	A1	A1	A1
SiO ₂	44.01	43.79	44.28	44.71	45.57
TiO ₂	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12
Al ₂ O ₃	7.82	8.11	8.05	8.35	8.18
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	9.86	10.81	9.77	9.58	7.22
FeO	7.56	5.96	7.49	6.25	5.54
MnO	1.52	1.28	1.48	1.50	1.91
MgO	8.49	8.62	8.72	10.17	12.95
CaO	20.71	21.86	21.13	21.41	18.05
Na ₂ O	0.43	0.54	0.47	0.23	0.24
Summe	100.53	101.09	101.53	102.32	99.78
Kationen O=6					
Tetr.					
Si	1.692	1.672	1.686	1.677	1.719
Al	0.308	0.328	0.314	0.323	0.281
M1					
Al	0.047	0.037	0.047	0.046	0.083
Fe ³⁺	0.286	0.311	0.280	0.271	0.205
Ti	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.487	0.491	0.495	0.568	0.709
Fe ²⁺	0.177	0.158	0.175	0.112	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M2					
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020
Fe ²⁺	0.066	0.032	0.064	0.084	0.175
Mn	0.050	0.041	0.048	0.048	0.061
Ca	0.853	0.894	0.862	0.860	0.729
Na	0.032	0.040	0.035	0.017	0.018
Summe	4.001	4.007	4.008	4.009	4.002

Tabelle C7: Vergleich der Kationenverteilung von Pyroxenanalysen des Obsidiantyps A1 nach der $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ - Abschätzung mit Ergebnissen berechnet nach eigener Methode und mit dem „MELTS Supplemental Calculator“ (<http://gneiss.geology.washington.edu/~ghiorso/MeltsCALC/>) von M. S. Ghiorso ; Fe wurde in beiden Fällen als FeO^* (=total) in die Berechnung eingegeben; vern. = vernachlässigt; Analysendaten: Mikrosonde

Oxid	Gew%	Kation (O=6)	nach Ghiorso	diese Arbeit	diese Arbeit (ohne MnO)
SiO_2	44,01	Si	1,71	1,69	1,71
TiO_2	0,13	Ti	0,00	0,00(4)	0,00(4)
Al_2O_3	7,82	Al	0,36	0,36	0,36
Fe_2O_3	9,86	Fe^{3+}	0,24	0,29	0,25
FeO	7,56	Fe^{2+}	0,30	0,24	0,29
MnO	1,52	Mn	vern.	0,05	vern.
MgO	8,49	Mg	0,49	0,49	0,49
CaO	20,71	Ca	0,86	0,85	0,86
Na_2O	0,43	Na	0,03	0,03	0,03
Summe	100,53		3,99	4,00	3,99

Tabelle C7: Vergleich der Kationenverteilung von Oxidanalysen des Obsidiantyps C nach der Fe²⁺/Fe³⁺ - Abschätzung mit Ergebnissen berechnet nach eigener Methode und mit dem „MELTS Supplemental Calculator“ (<http://gneiss.geology.washington.edu/~ghiorso/MeltsCALC/>) von M. S. Ghiorso ; Fe wurde in beiden Fällen als FeO* (=total) in die Berechnung eingegeben; vern. = vernachlässigt; Analysendaten: Mikrosonde

<i>Ilmenit</i>					<i>Ti - Magnetit</i>				
<i>Oxid</i>	<i>Gew%</i>	<i>Kation (O=3)</i>	<i>nach Ghiorso</i>	<i>diese Arbeit</i>	<i>Gew%</i>	<i>Kation (O=4)</i>	<i>nach Ghiorso</i>	<i>diese Arbeit</i>	<i>diese Arbeit (ohne MnO)</i>
SiO ₂	0,17	Si	vern.	0,00(4)	0,00	Si	vern.	0,00	0,00
TiO ₂	36,09	Ti	0,74	0,74	22,46	Ti	0,65	0,64	0,65
Al ₂ O ₃	0,01	Al	vern.	0,00	0,38	Al	0,02	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	Cr ³⁺	vern.	0,00	0,03	Cr ³⁺	0,00	0,00(1)	0,00(1)
Fe ₂ O ₃	25,57	Fe ³⁺	0,53	0,52	24,19	Fe ³⁺	0,68	0,69	0,68
FeO	34,45	Fe ²⁺	0,73	0,73	48,45	Fe ²⁺	1,57	1,55	1,57
MnO	0,36	Mn	0,01	0,01	0,76	Mn	vern.	0,03	vern.
MgO	0,00	Mg	vern.	0,00	1,30	Mg	0,07	0,07	0,07
Summe	96,65		2,01	2,00	97,57		2,99	3,00	2,99

RFA-Analysen der Haupt- und Spurenelemente der Obsidiane

Tü-96-C7 Tü-98-14/2* Tü-98-4/4* Tü-96-B23 Tü-96-C2 Tü-98-14/5 Tü-98-2/9* Tü-98-14/4* Tü-98-11/1

SiO ₂	74.4	73.9	76.1	75.5	74.8	74.7	74.8	74.3	74.5
TiO ₂	0.16	0.16	0.07	0.13	0.15	0.15	0.14	0.16	0.14
Al ₂ O ₃	13.8	13.7	13.5	13.7	13.9	13.8	14.1	13.8	13.6
Fe ₂ O ₃	1.04	1.08	0.67	0.94	1.04	1.02	0.99	1.04	0.94
MgO	0.14	0.15	0.08	0.13	0.15	0.16	0.11	0.13	0.11
MnO	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.86	0.89	0.83	0.81	0.88	0.87	0.67	0.87	0.81
Na ₂ O	3.97	3.97	3.99	3.96	3.98	4.03	3.60	3.95	3.92
K ₂ O	4.97	4.91	4.70	5.07	4.99	4.98	5.13	4.96	4.95
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Summe	99.43	98.96	100.06	100.25	99.94	99.84	99.59	99.33	99.02

Spurenelemente (ppm):

As	7	7	7	7	7	7	7	8	7
Ba	624	617	128	565	612	621	624	623	562
Ce	97	85	34	93	88	91	97	90	85
Cl	257	394	288	284	290	309	254	345	221
Co	34	10	6	28	25	8	8	32	24
Cr	7	11	4	7	19	9	7	10	6
Cu	4	100	53	10	4	53	41	3	19
Ga	18	20	21	20	20	20	18	18	18
La	55	46	20	55	47	52	56	49	49
Nb	29	29	31	30	28	29	28	29	29
Ni	29	30	34	32	27	29	30	28	27
Pb	38	46	45	37	36	39	38	37	38
Rb	138	140	198	152	141	142	142	141	151
S	n.b.	25	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	25	n.b.	n.b.
Sc	6	5	5	5	5	5	5	5	5
Sr	203	207	85	175	202	202	203	199	175
Th	23	24	27	25	26	26	25	25	27
U	6	6	8	7	7	7	7	6	8
V	18	14	5	15	17	13	15	15	12
Y	28	27	37	29	29	28	27	29	29
Zn	53	97	58	52	50	73	64	52	52
Zr	194	195	106	185	196	198	197	195	177

RFA-Analysen der Haupt- und Spurenelemente der Aplite

	Tü-98-2/1	Tü98-2/3	Tü-982-/5b	Tü-98-2/2*	Tü-98-2/3*
SiO ₂	74.4	75.3	76.7	76.3	80.3
TiO ₂	0.37	0.32	0.12	0.17	0.26
Al ₂ O ₃	15.3	13.6	13.3	14.2	12.0
Fe ₂ O ₃	1.90	1.96	2.04	1.57	0.36
MgO	0.55	0.60	0.10	0.16	0.32
MnO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	3.41	3.70	1.32	2.09	2.04
Na ₂ O	4.27	4.22	5.87	5.07	4.54
K ₂ O	0.15	0.14	0.57	0.66	0.20
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.01	0.03	0.02
Summe	100.45	99.97	100.06	100.18	100.11

Spurenelemente:

As	1	4	9	9	11
Ba	158	129	311	690	95
Ce	29	38	75	59	30
Cl	n.b.	n.b.	92	110	264
Co	6	23	9	11	31
Cr	3	14	18	13	34
Cu	19	6	27	41	5
Ga	14	14	20	18	18
La	12	18	38	41	13
Nb	5	5	13	9	7
Ni	0	1	30	35	32
Pb	1	0	16	13	15
Rb	11	11	24	25	19
S	n.b.	n.b.	n.b.	3,54<LL	1,05<LL
Sc	9	10	7	10	9
Sr	201	203	238	267	236
Th	2	1	31	20	20
U	0	0	7	5	3
V	25	24	12	20	30
Y	40	40	20	32	31
Zn	12	6	25	24	18
Zr	153	140	183	184	245

RFA-Analysen der Haupt- und Spurenelemente der Felsite

	Tü-98-1/3a	Tü-98-9/1	Tü-98-3/6	Tü-98-9/1b
SiO ₂	74.1	74.1	74.5	74.7
TiO ₂	0.17	0.14	0.16	0.16
Al ₂ O ₃	14.7	14.0	14.3	14.3
Fe ₂ O ₃	1.10	1.00	1.06	1.08
MgO	0.10	0.09	0.13	0.13
MnO	0.04	0.04	0.04	0.05
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.87	0.66	0.74	0.74
Na ₂ O	3.79	3.58	3.44	3.66
K ₂ O	4.88	5.14	5.56	5.22
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.03
Summe	99.77	98.77	99.94	100.15

Spurenelemente:

As	8	7	7	7
Ba	642	572	694	681
Ce	99	80	96	88
Cl	254	11	145	33
Co	20	13	30	2
Cr	13	3	20	12
Cu	4	10	-4	41
Ga	19	21	19	19
La	54	44	53	50
Nb	31	30	31	31
Ni	30	33	30	29
Pb	37	40	36	44
Rb	133	160	143	142
S	16	n.b.	15	4,13<LL
Sc	5	5	5	4
Sr	214	162	192	189
Th	27	25	23	25
U	6	6	6	6
V	15	16	16	14
Y	26	30	26	27
Zn	57	49	51	78
Zr	202	189	193	203

RFA-Analysen der Haupt- und Spurenelemente von Graniten und Basalten

	Granite				Basalte	
	Tü-98-2/5	Tü-98-14/3	Tü-98-4/3	Tü-98-8/1	Tü-98-2/11	Tü-98-1/1
SiO ₂	76.6	75.9	77.2	46.5	59.0	62.8
TiO ₂	0.11	0.13	0.03	1.84	1.2	0.78
Al ₂ O ₃	12.7	13.0	12.3	13.8	18.3	17.3
Fe ₂ O ₃	1.06	1.65	0.84	9.88	6.96	5.41
MgO	0.08	0.19	0.09	9.36	1.57	1.82
MnO	0.01	0.02	0.01	0.15	0.10	0.08
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.85	1.11	0.07	12.12	4.12	4.66
Na ₂ O	3.22	3.59	3.34	3.23	4.82	3.95
K ₂ O	4.46	4.40	4.37	2.78	3.63	2.77
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.00	1.06	0.71	0.26
Summe	99.11	100	98.25	100.73	100.38	99.86

Spurenelemente:

As	9	8	7	2	0	2
Ba	698	491	124	1304	997	597
Ce	56	44	32	82	83	52
Cl	396	209	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Co	28	52	21	60	18	25
Cr	8	5	12	420	4	8
Cu	22	73	3	97	30	31
Ga	15	17	13	16	20	19
La	34	24	13	45	49	27
Nb	10	14	13	39	27	12
Ni	37	30	0	183	5	14
Pb	32	25	36	10	21	17
Rb	175	150	182	84	67	65
S	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Sc	5	6	4	21	8	9
Sr	97	107	43	1676	747	523
Th	26	26	28	0	7	8
U	6	5	4	0	2	3
V	8	11	4	289	103	94
Y	37	38	26	20	27	14
Zn	11	18	29	104	82	59
Zr	122	156	68	211	300	196

Glühverlustbestimmungen (konventionell, Kap. 2.5)

Probe	Tü-96-C2	Tü-98-14/5	Tü-98-4/4*	Tü-98-11/1	Tü-96-C7	Tü-96-B23
LOI [Gew%]	0,3	0,25	0,17	0,32	0,28	0,29

Probe	Tü-98-14/4*	Tü-98-2/9*	Tü-98-14/2*	Tü-98-3/6	Tü-98-9/1b	Tü-98-1/3a
LOI [Gew%]	0,36	0,18	0,36	1,11	0,77	2,27

Probe	Tü-98-9/1	Tü-98-4/3	Tü-98-2/41	Tü-98-2/2*	Tü-98-2/3*	Tü-98-2/42
LOI [Gew%]	0,65	0,48	1,72	0,73	0,62	0,9

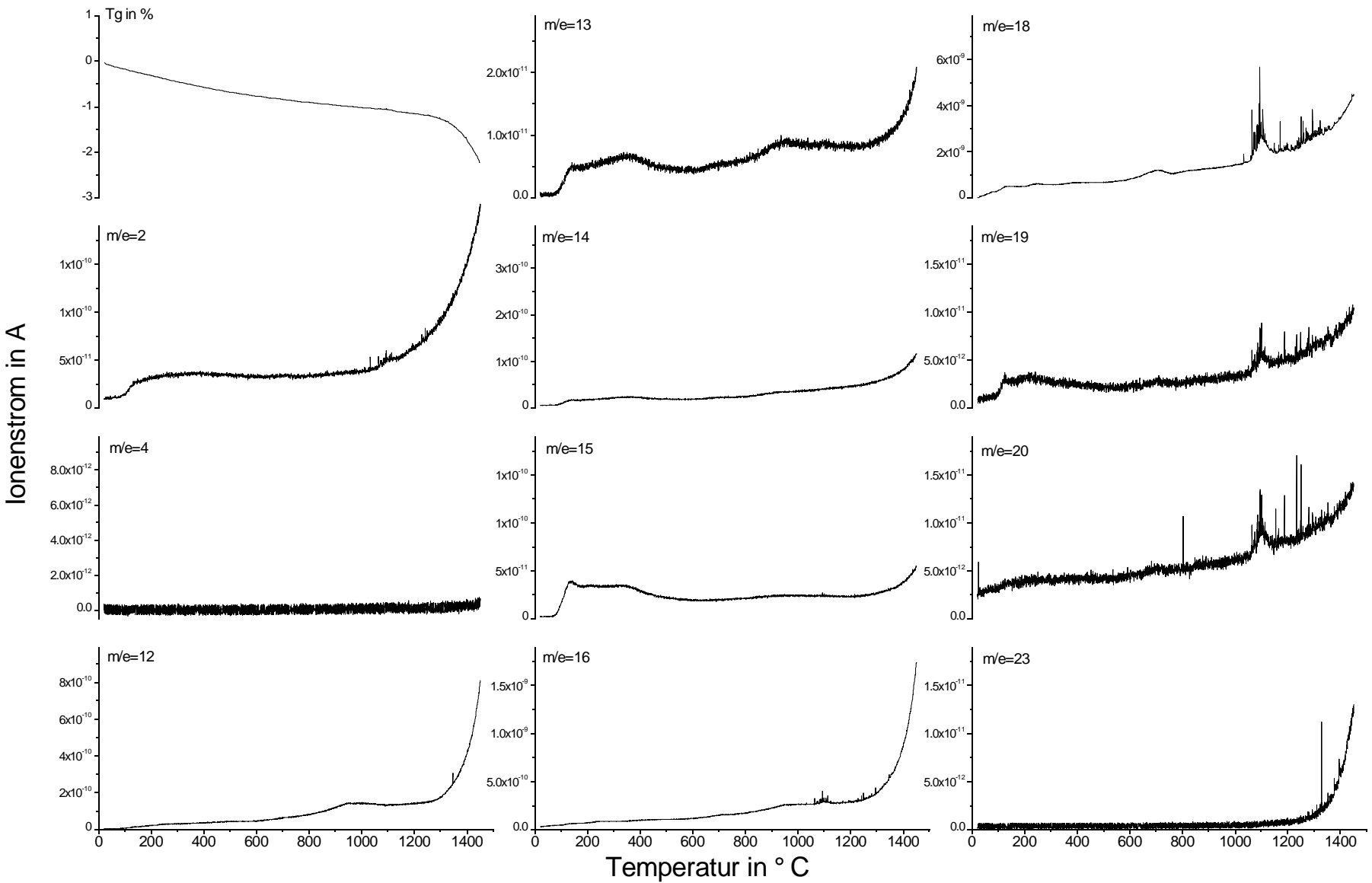
Probe	Tü-98-2/5b	Tü-98-14/3	Tü-98-2/5	Tü-98-8/1	Tü-98-1/1	Tü-98-3/3
LOI [Gew%]	0,76	0,66	0,65	2,08	0,75	1,19

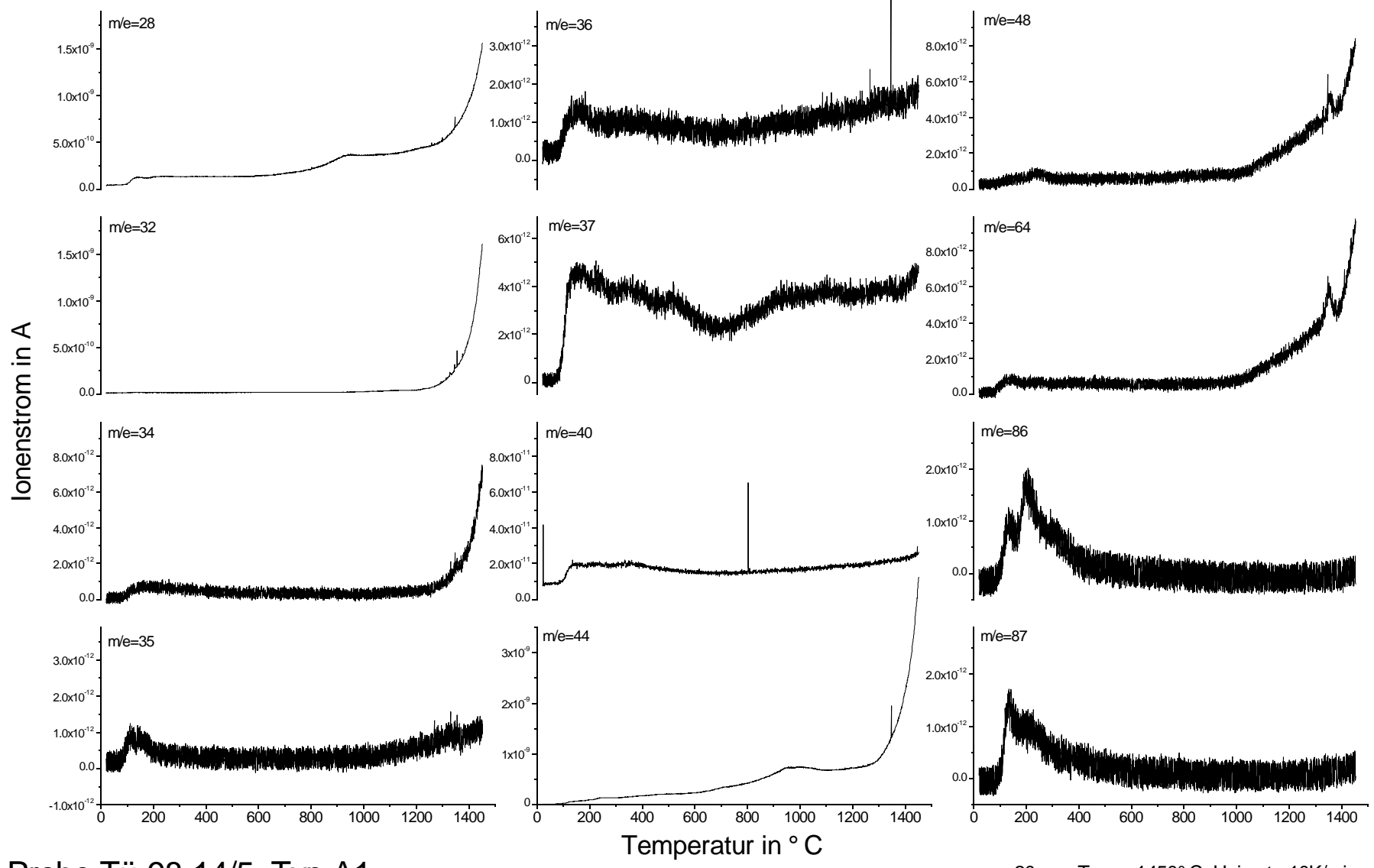
Probe	Tü-98-2/11
LOI [Gew%]	2,2

Anhang D

Entgasungsprofile und Dilatometermessungen

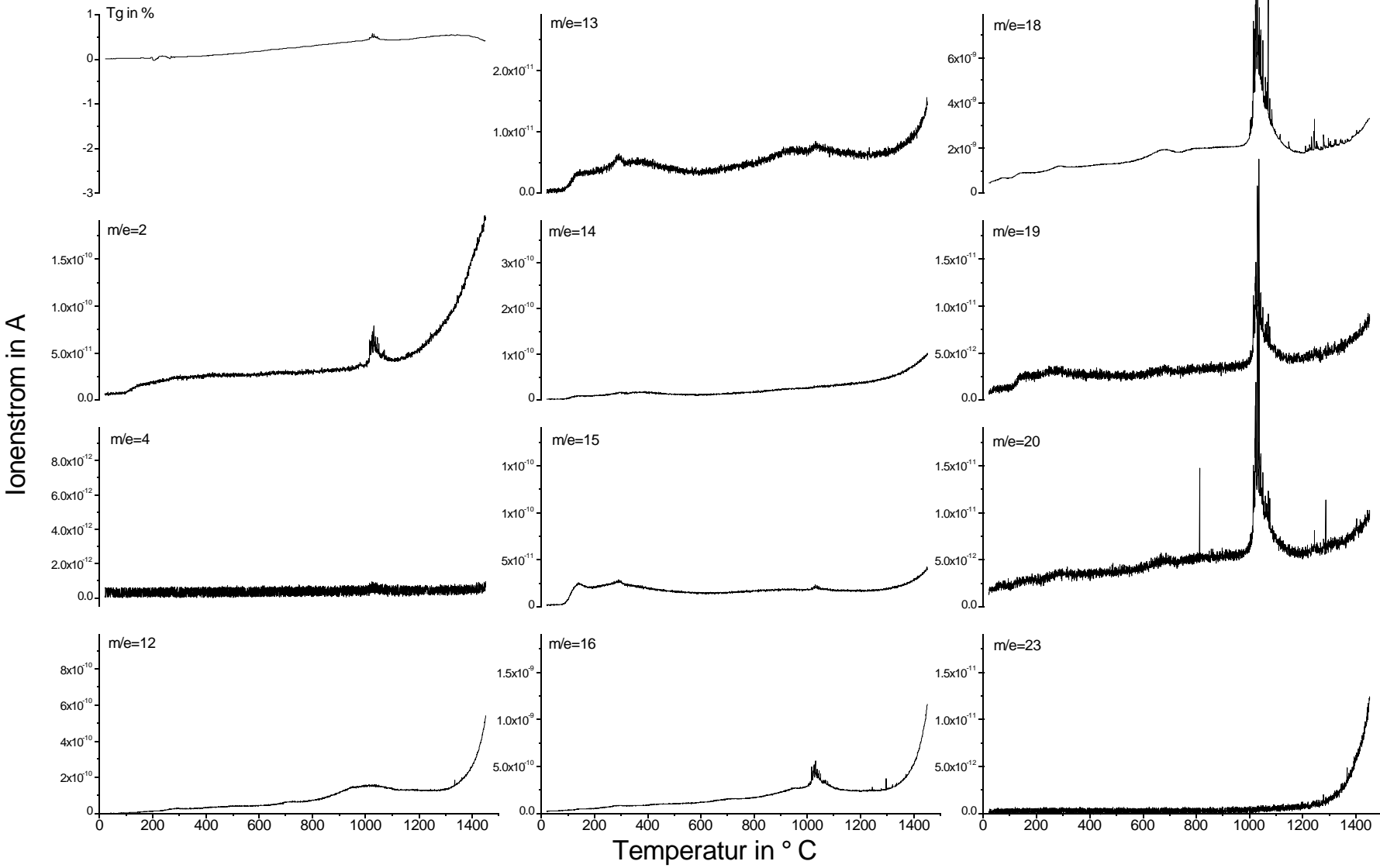
(Die Entgasungsprofile der einzelnen Proben sind so angeordnet, daß je zwei Blätter eine komplette Aufnahme darstellen, das zweite Blatt einer jeden Messung enthält die Probenbezeichnung am unteren Rand.)

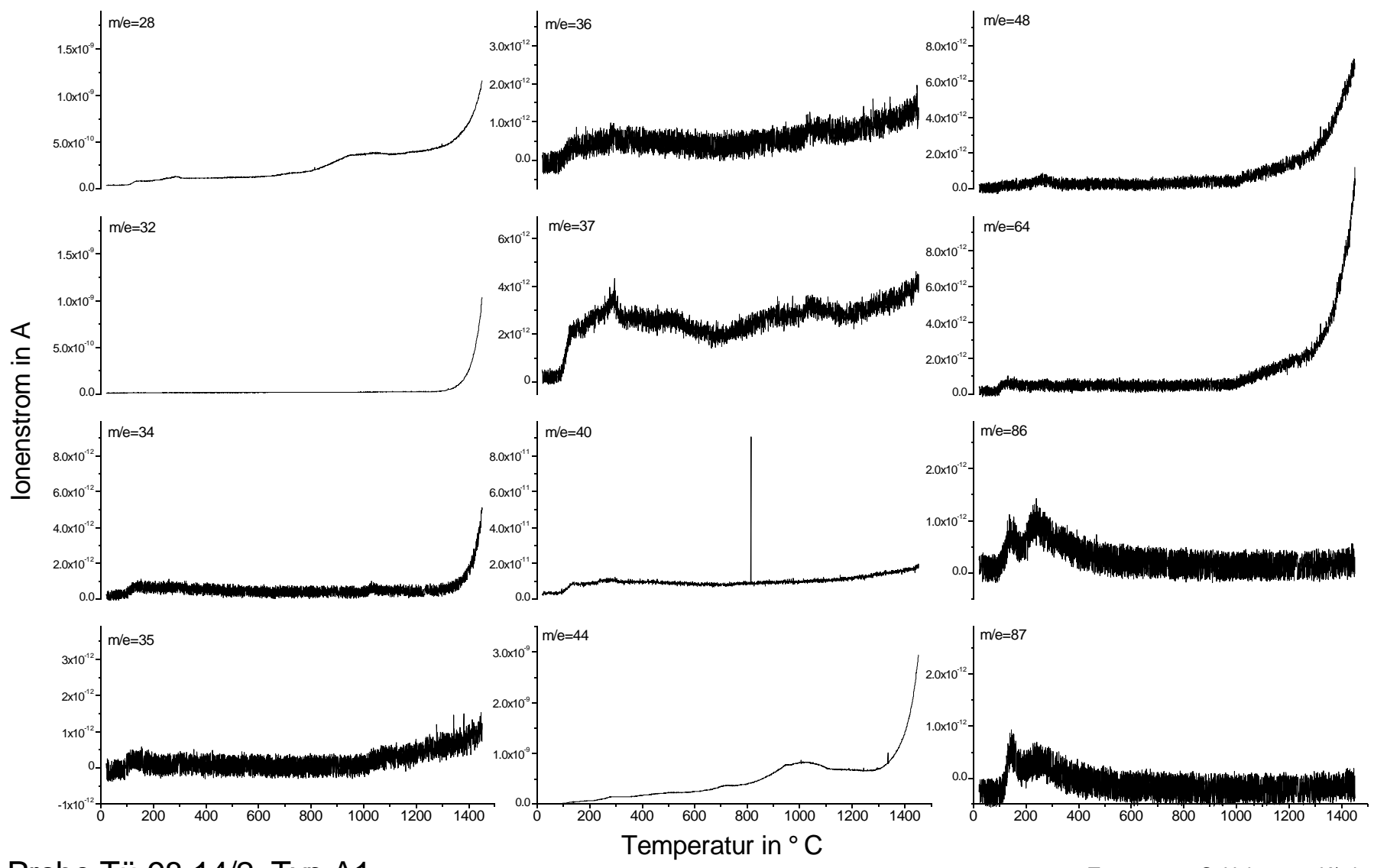




Probe Tü-98-14/5, Typ A1

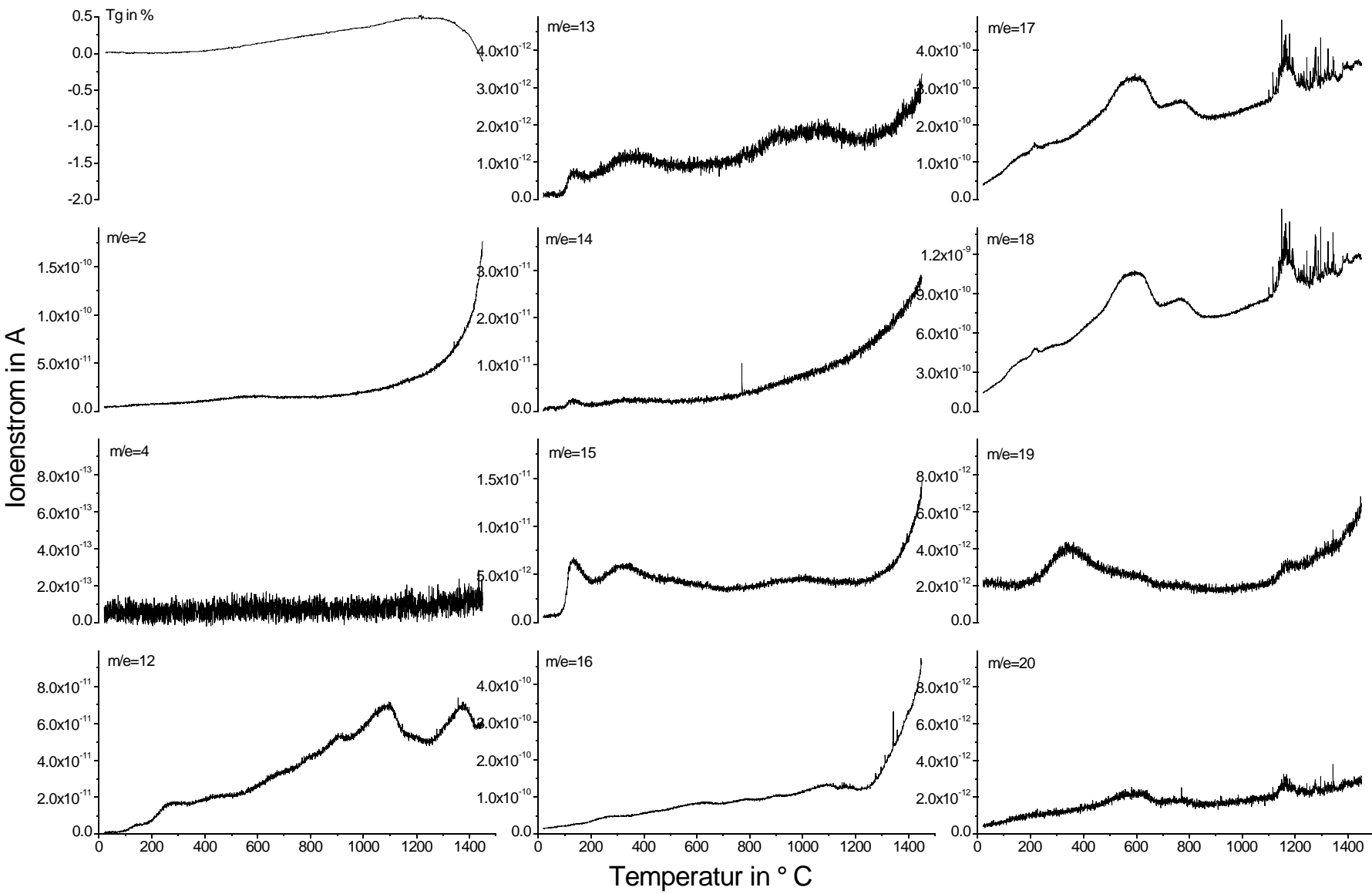
20 mg Tmax. 1450° C, Heizrate 10K/min

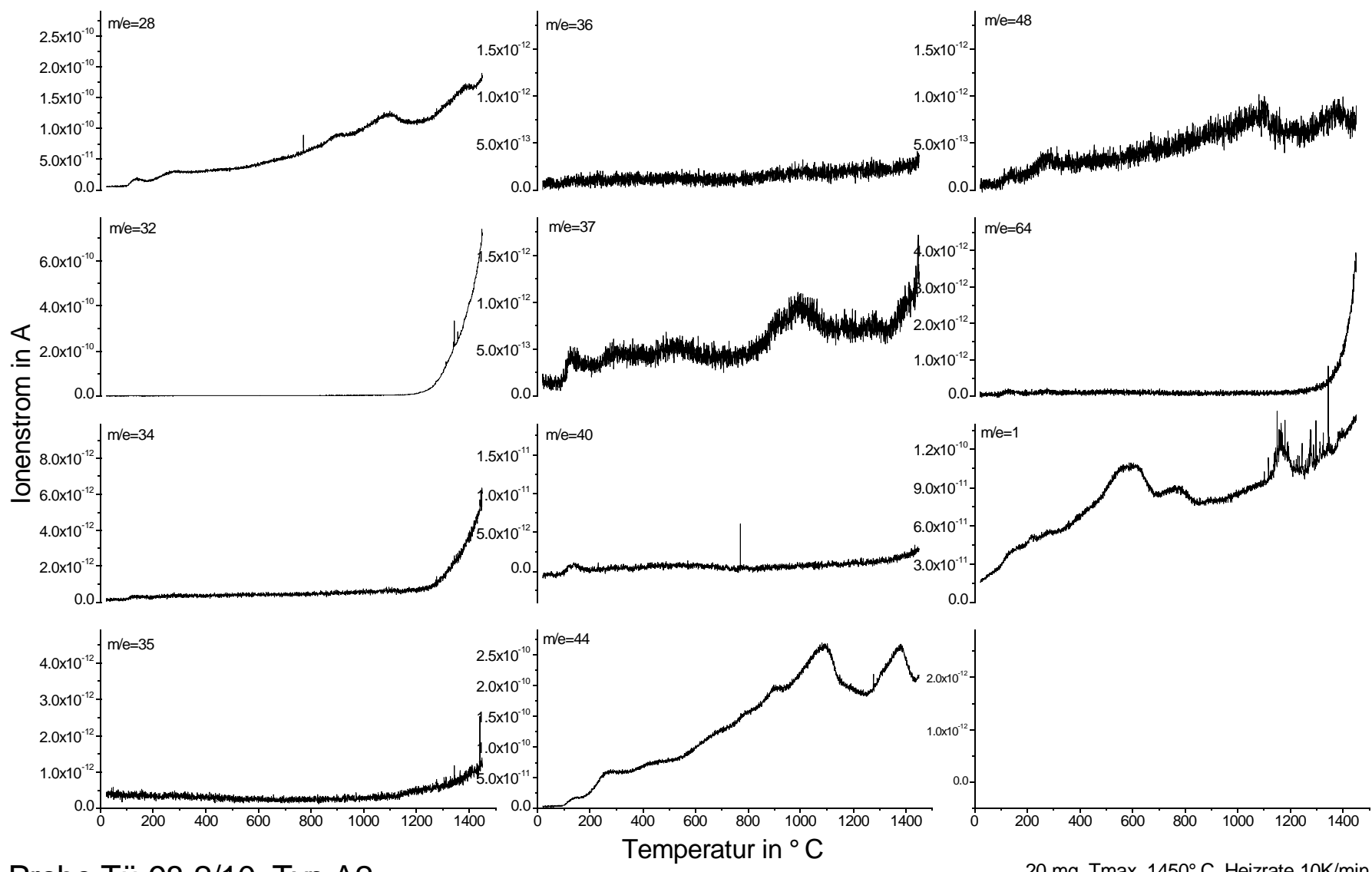




Probe Tü-98-14/2, Typ A1

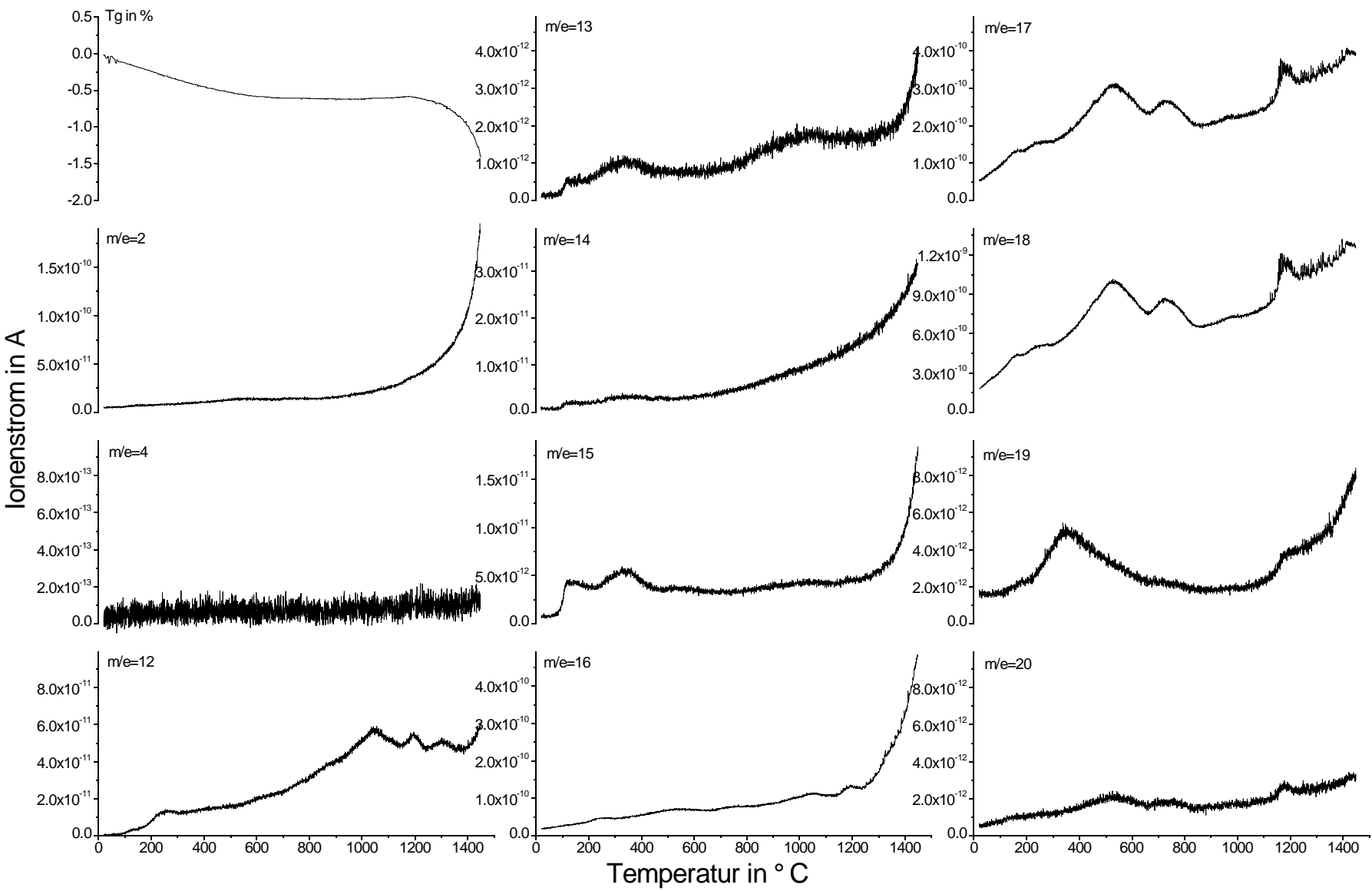
20 mg Tmax. 1450° C, Heizrate 10K/min

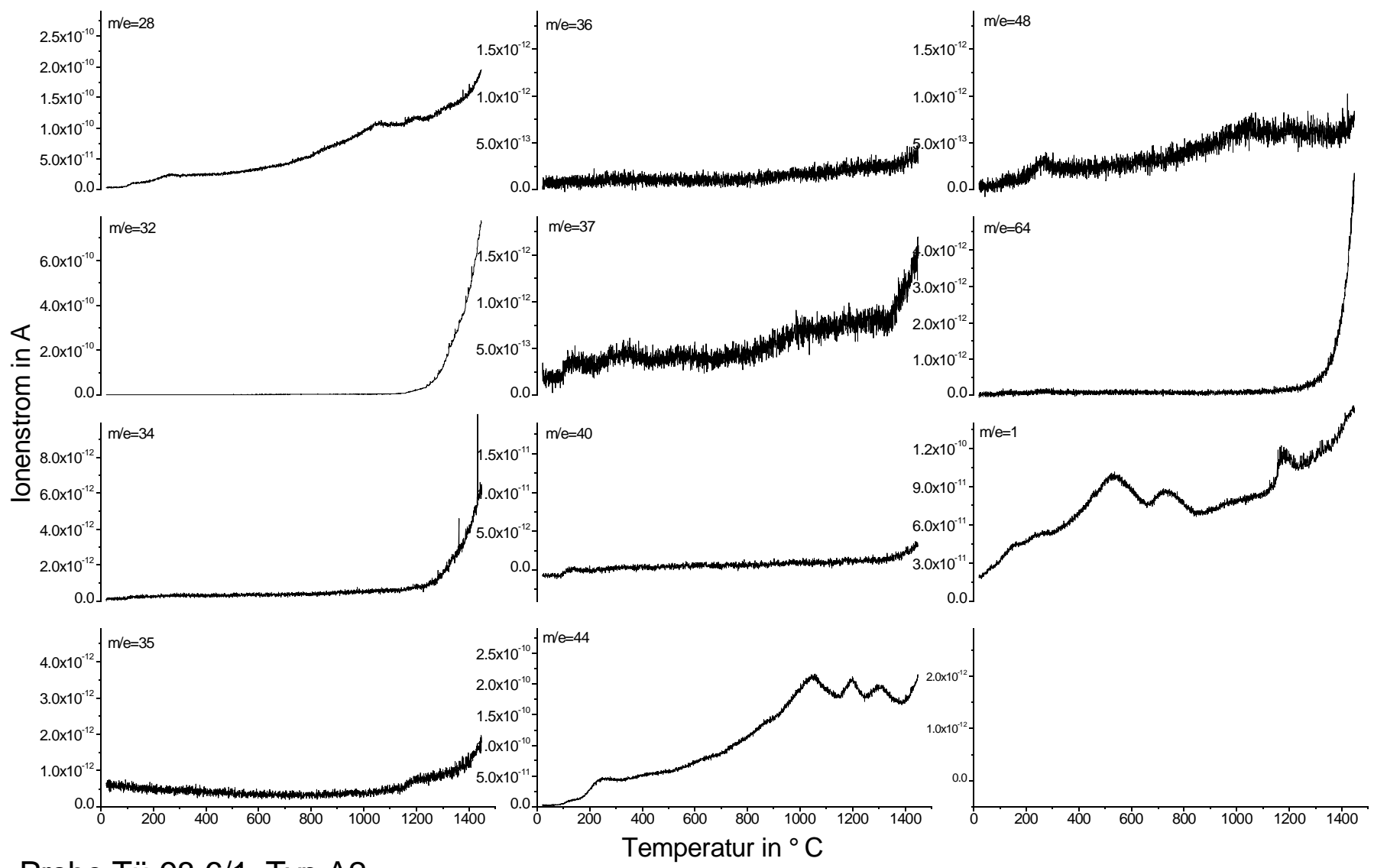




Probe Tü-98-2/10, Typ A2

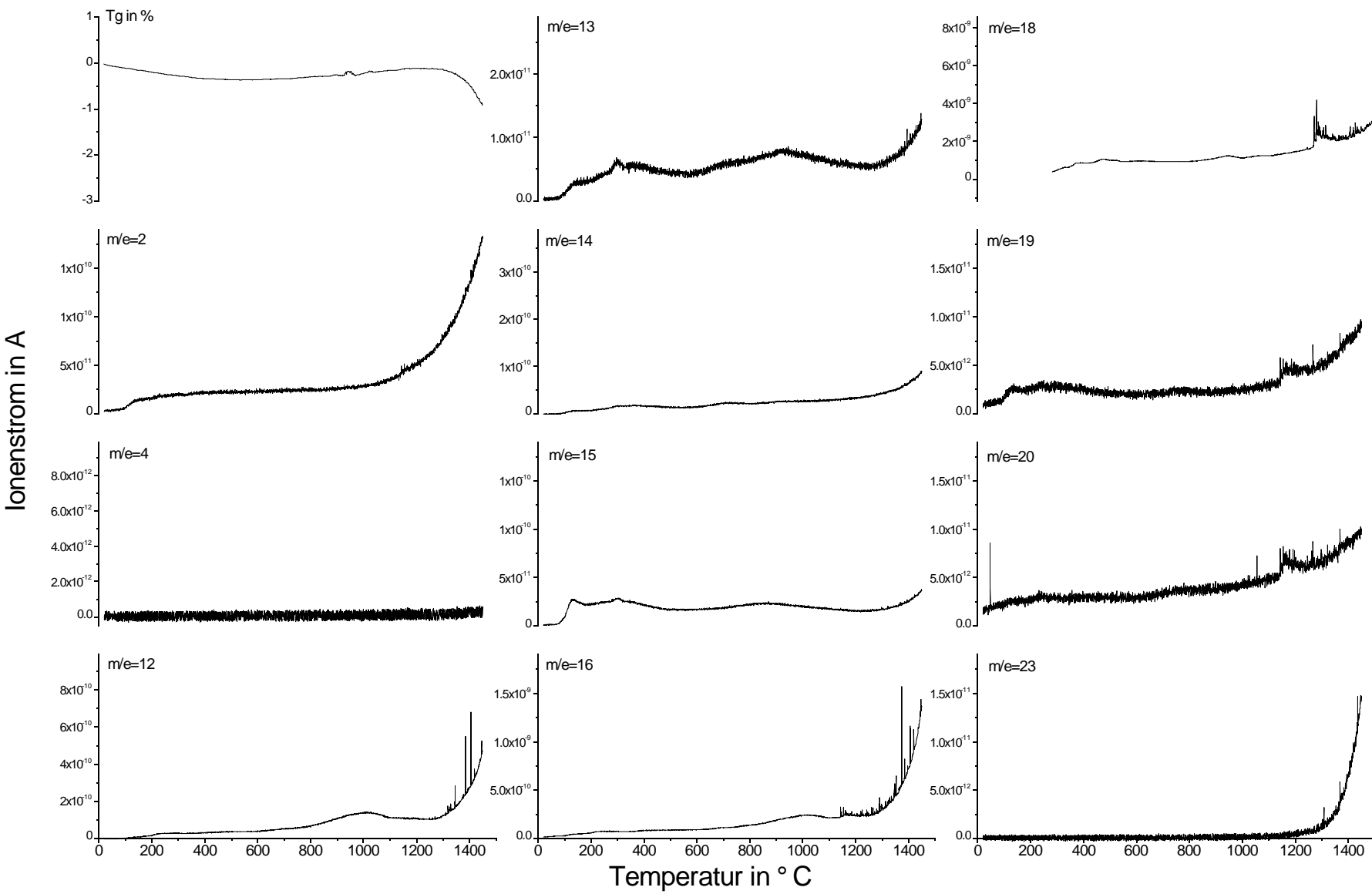
20 mg Tmax. 1450° C, Heizrate 10K/min

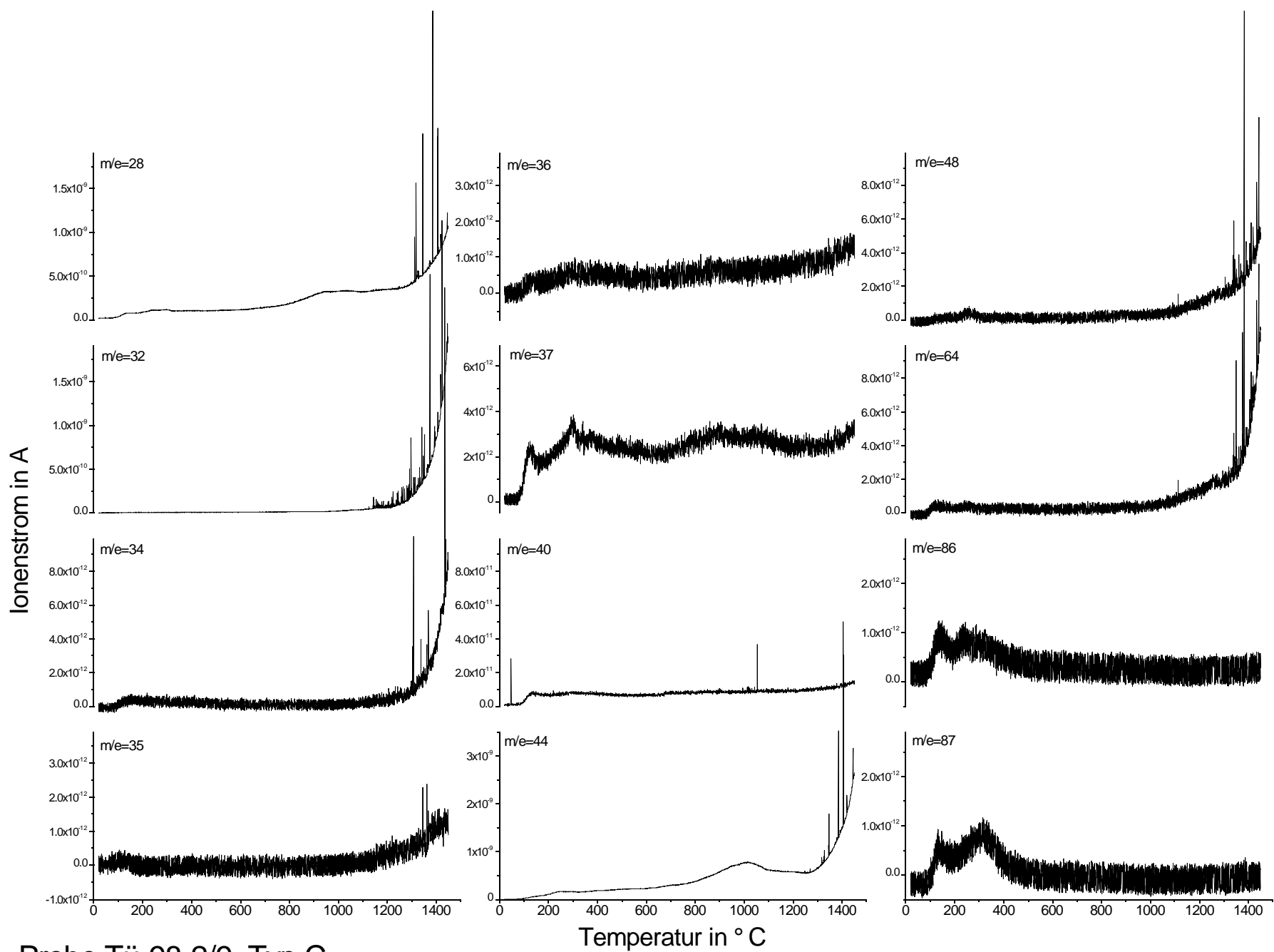




Probe Tü-98-6/1, Typ A2

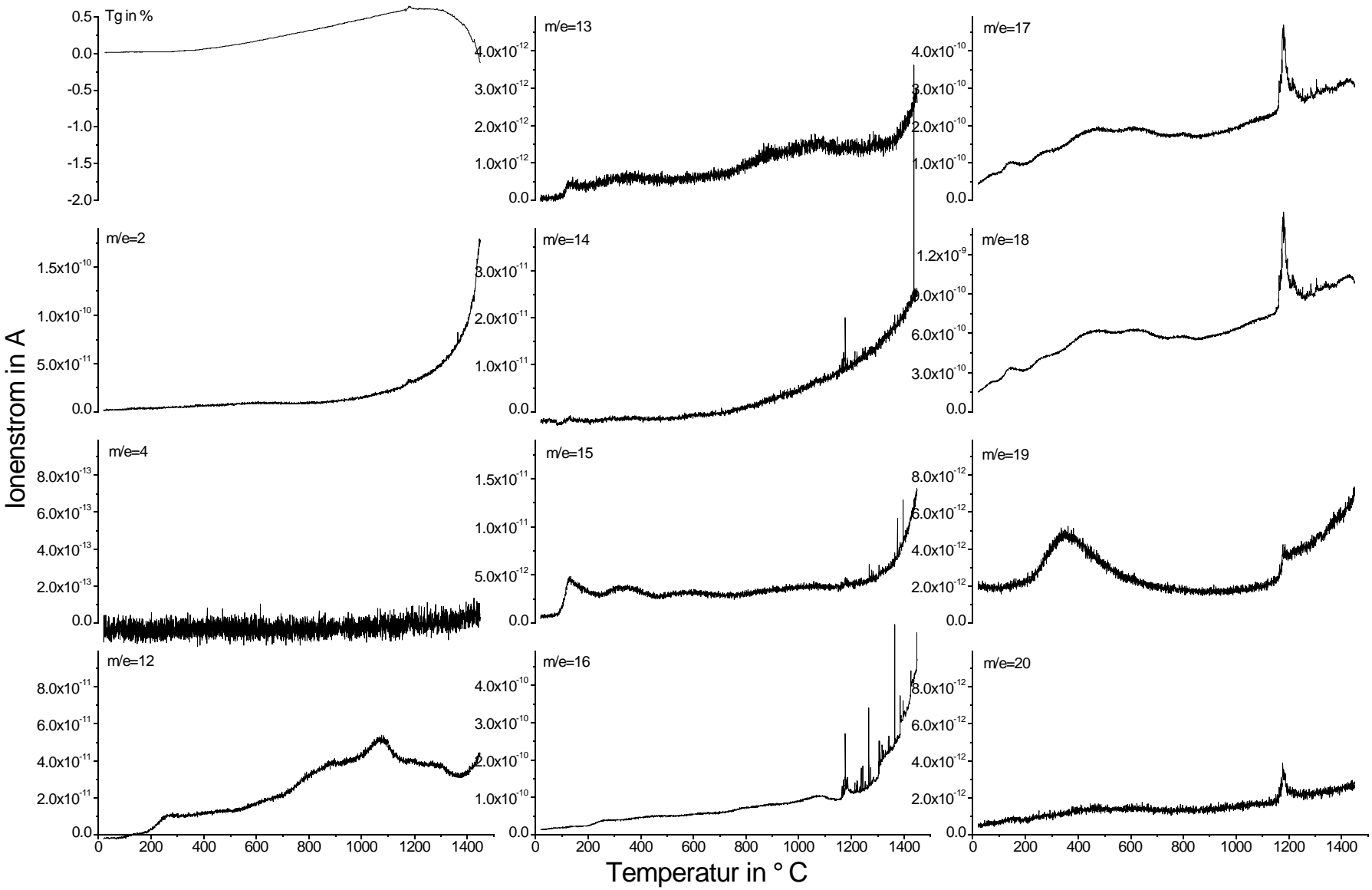
20 mg Tmax. 1450° C, Heizrate 10K/min

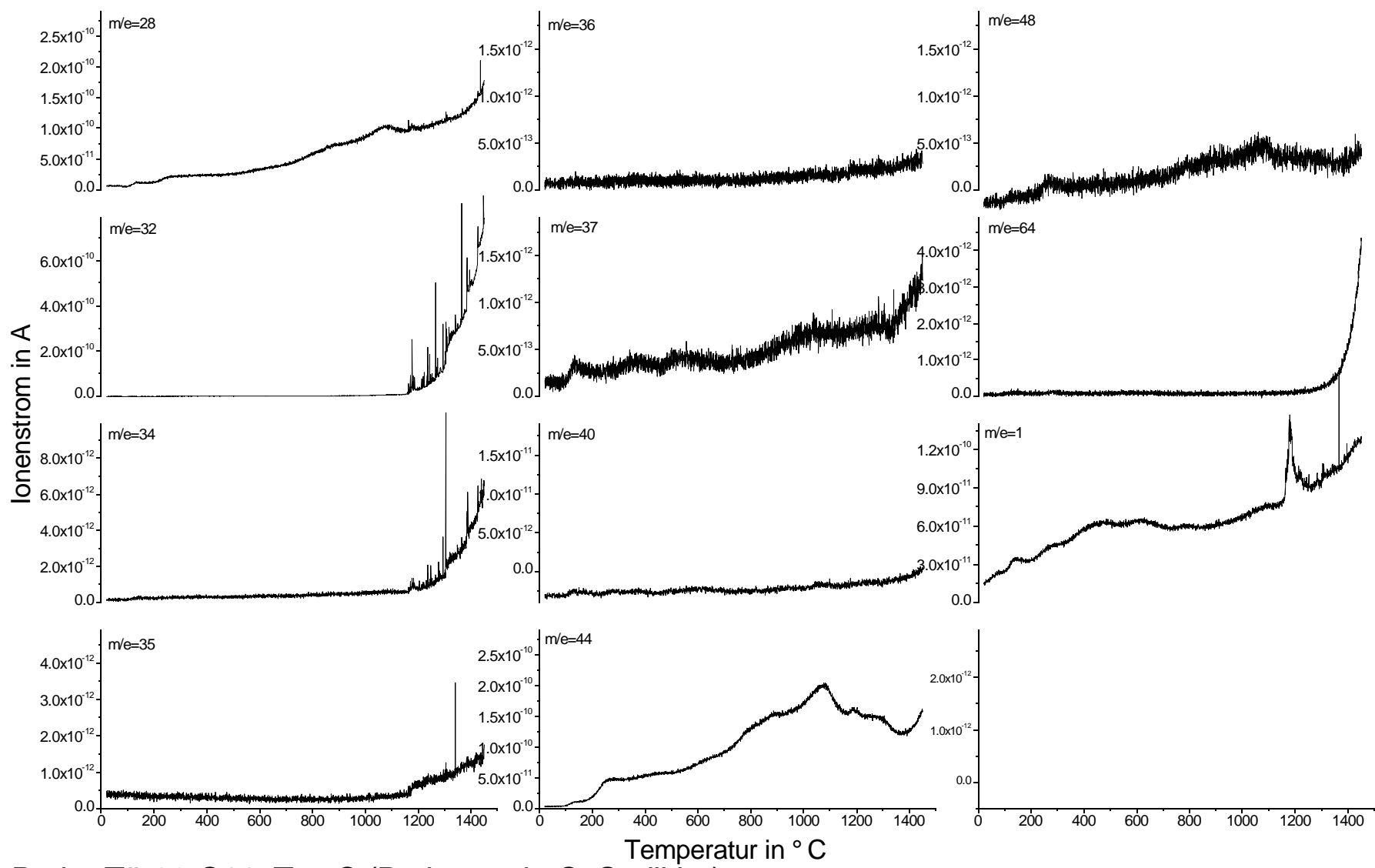




Probe Tü-98-2/9, Typ C

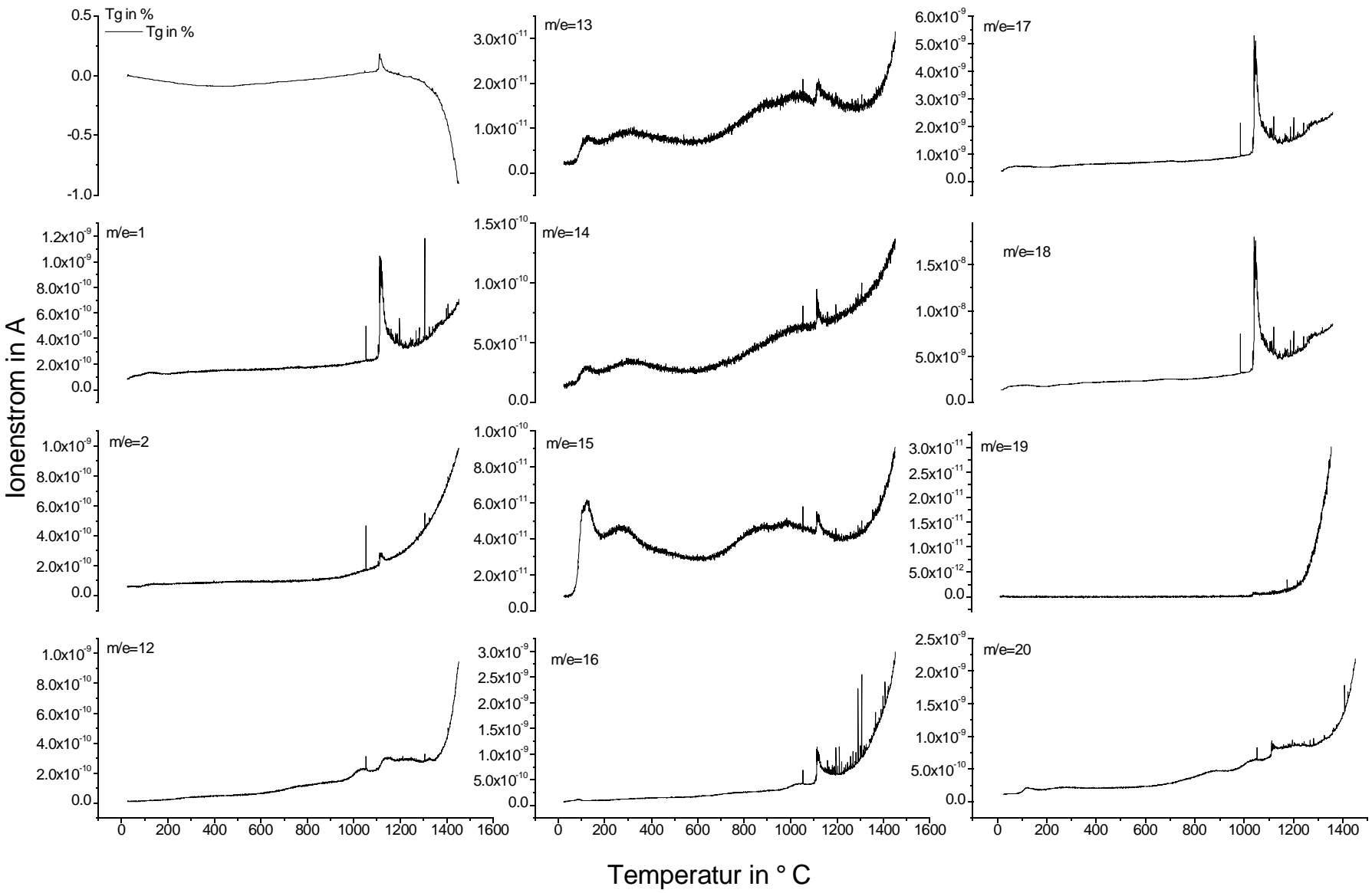
20 mg Tmax. 1450° C, Heizrate 10K/min

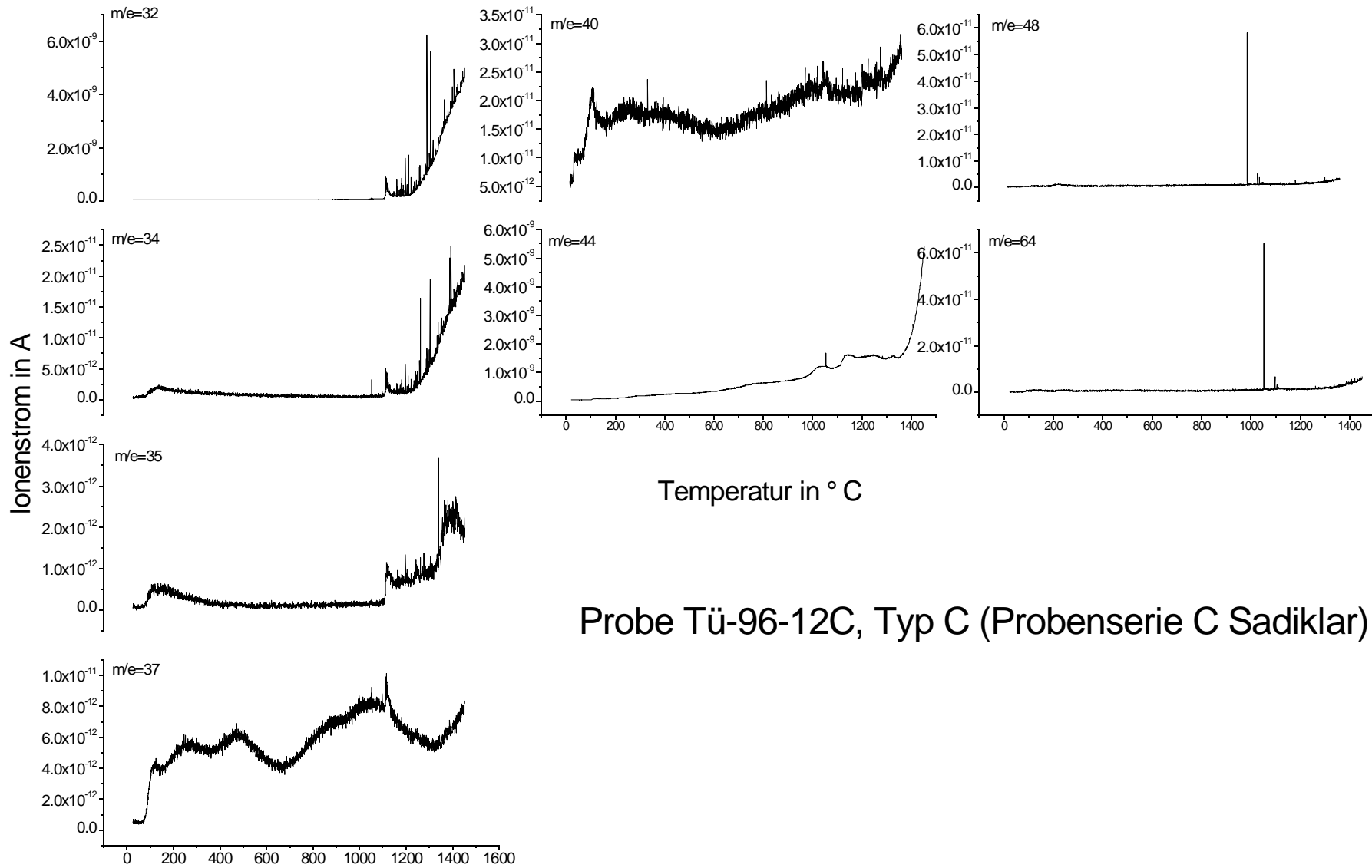




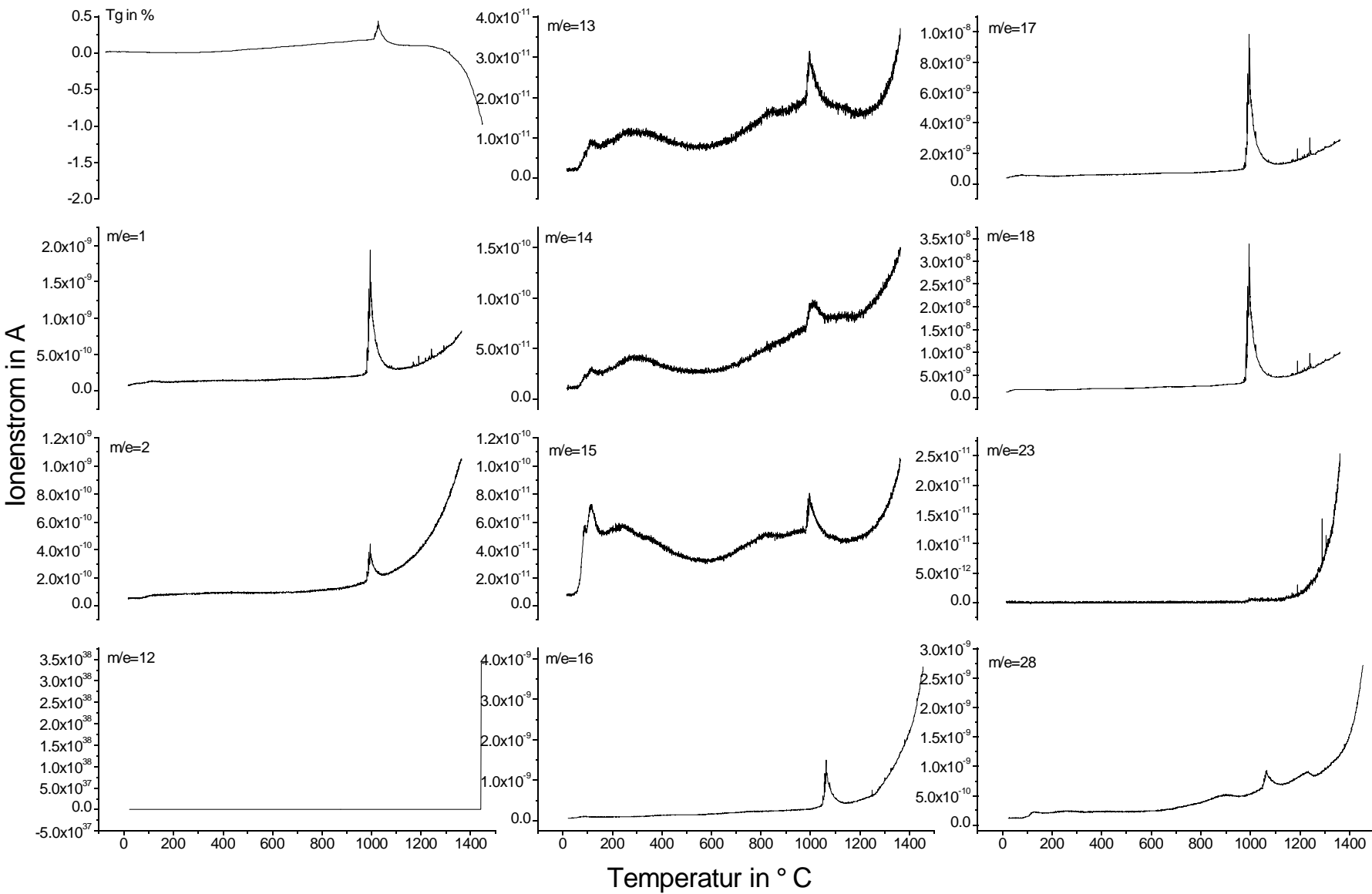
Probe Tü-96-C11, Typ C (Probenserie C, Sadiklar)

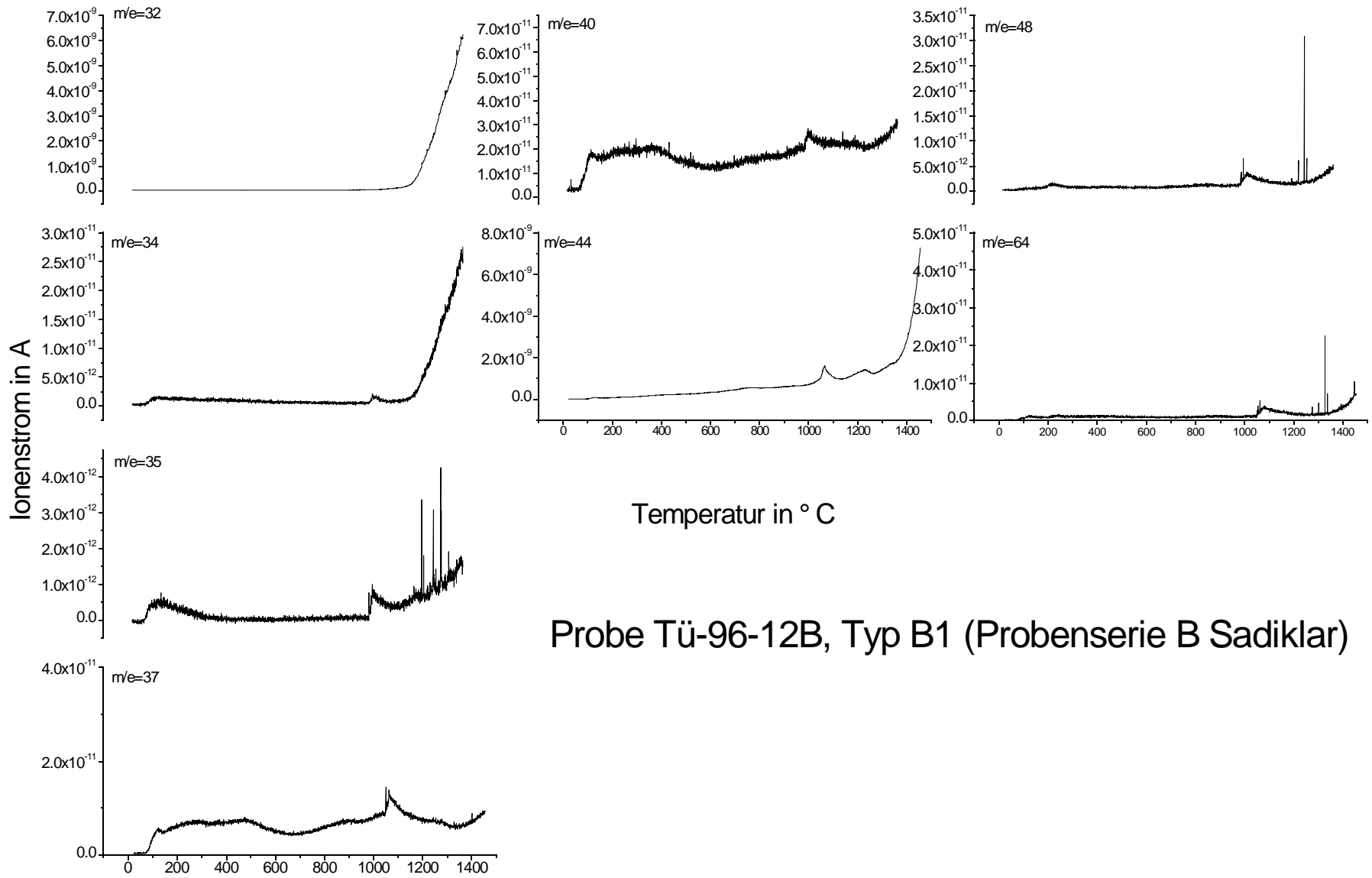
20 mg Tmax. 1450° C, Heizrate 10K/min



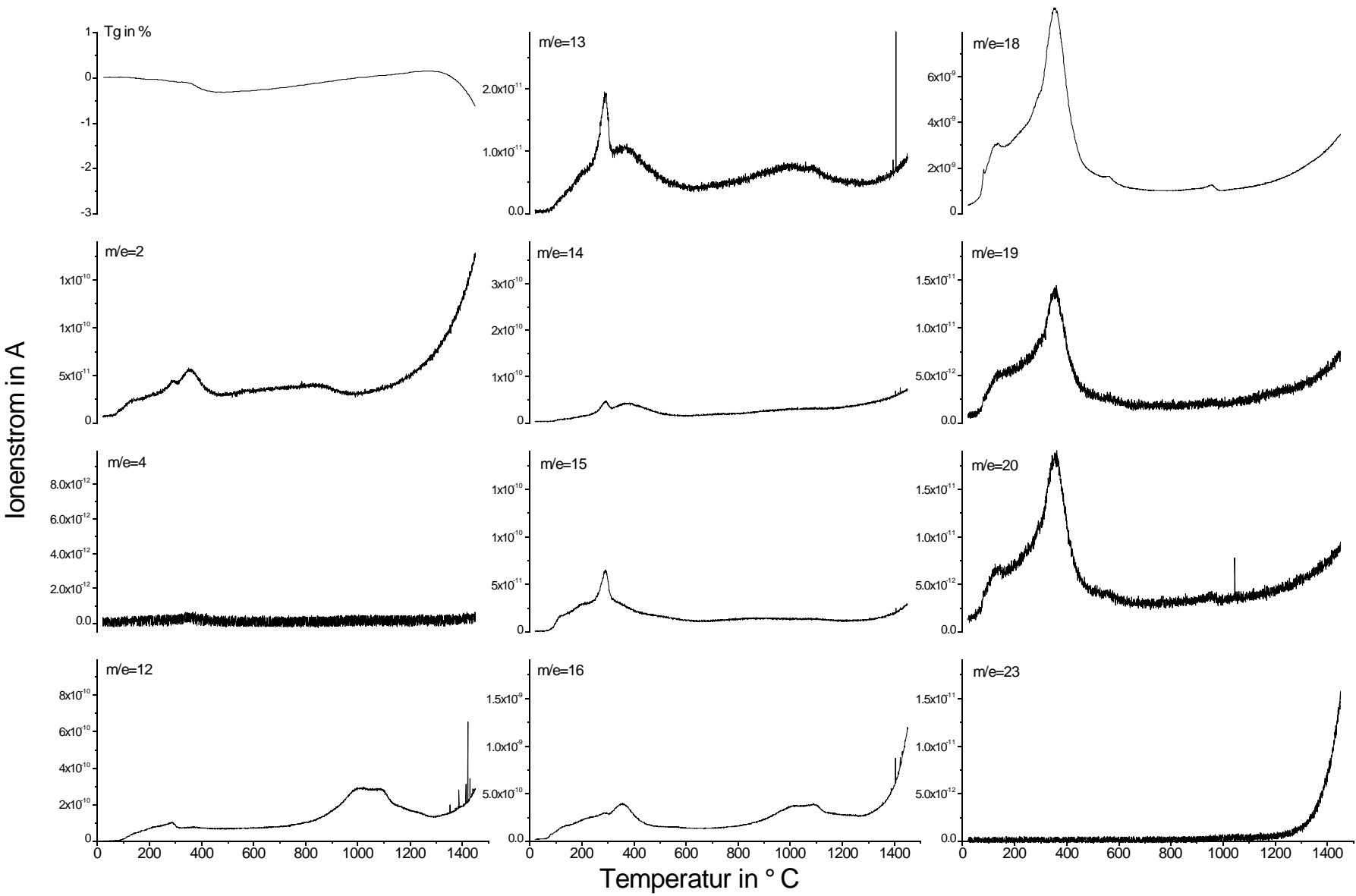


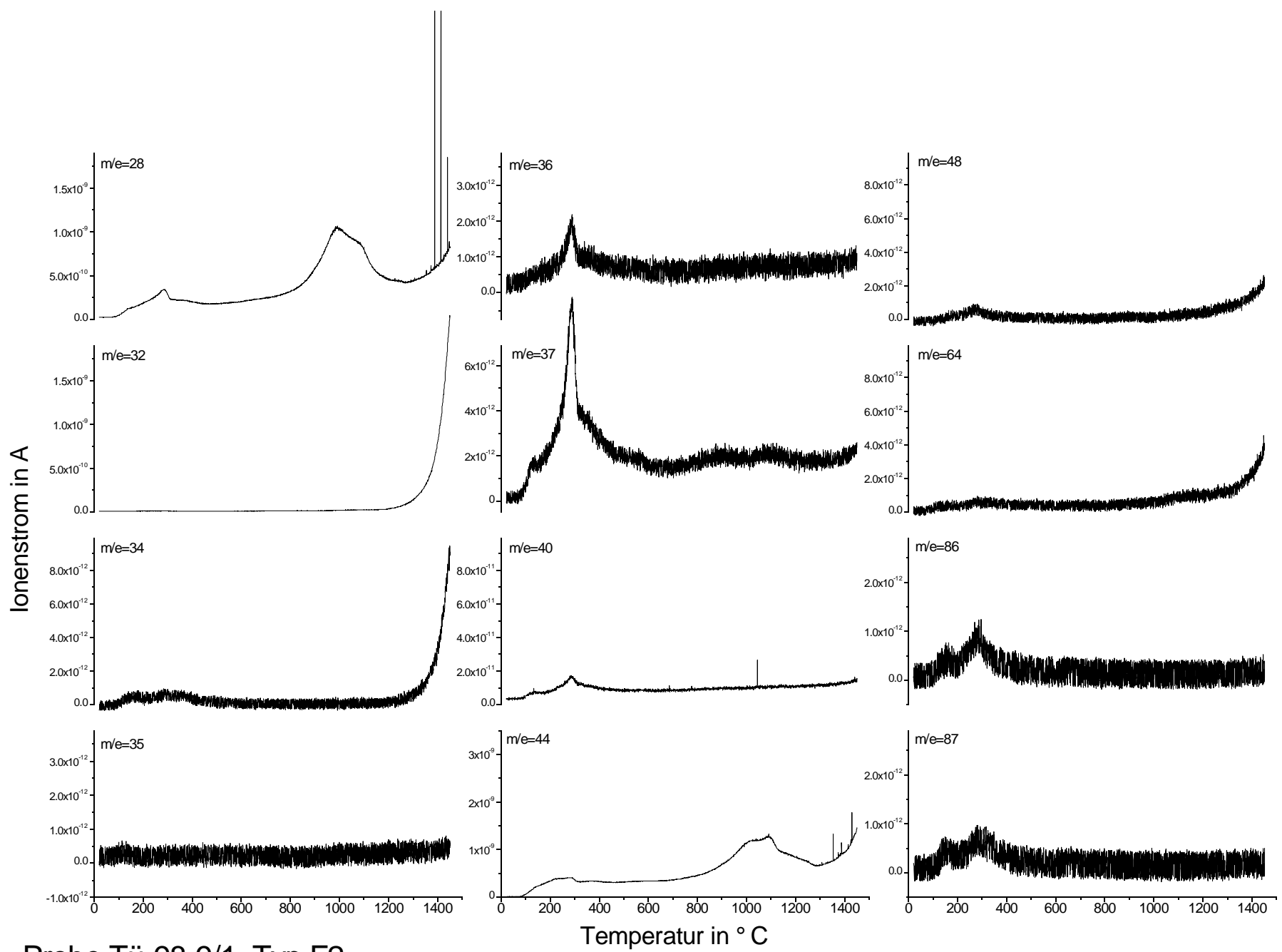
Probe Tü-96-12C, Typ C (Probenserie C Sadiklar)





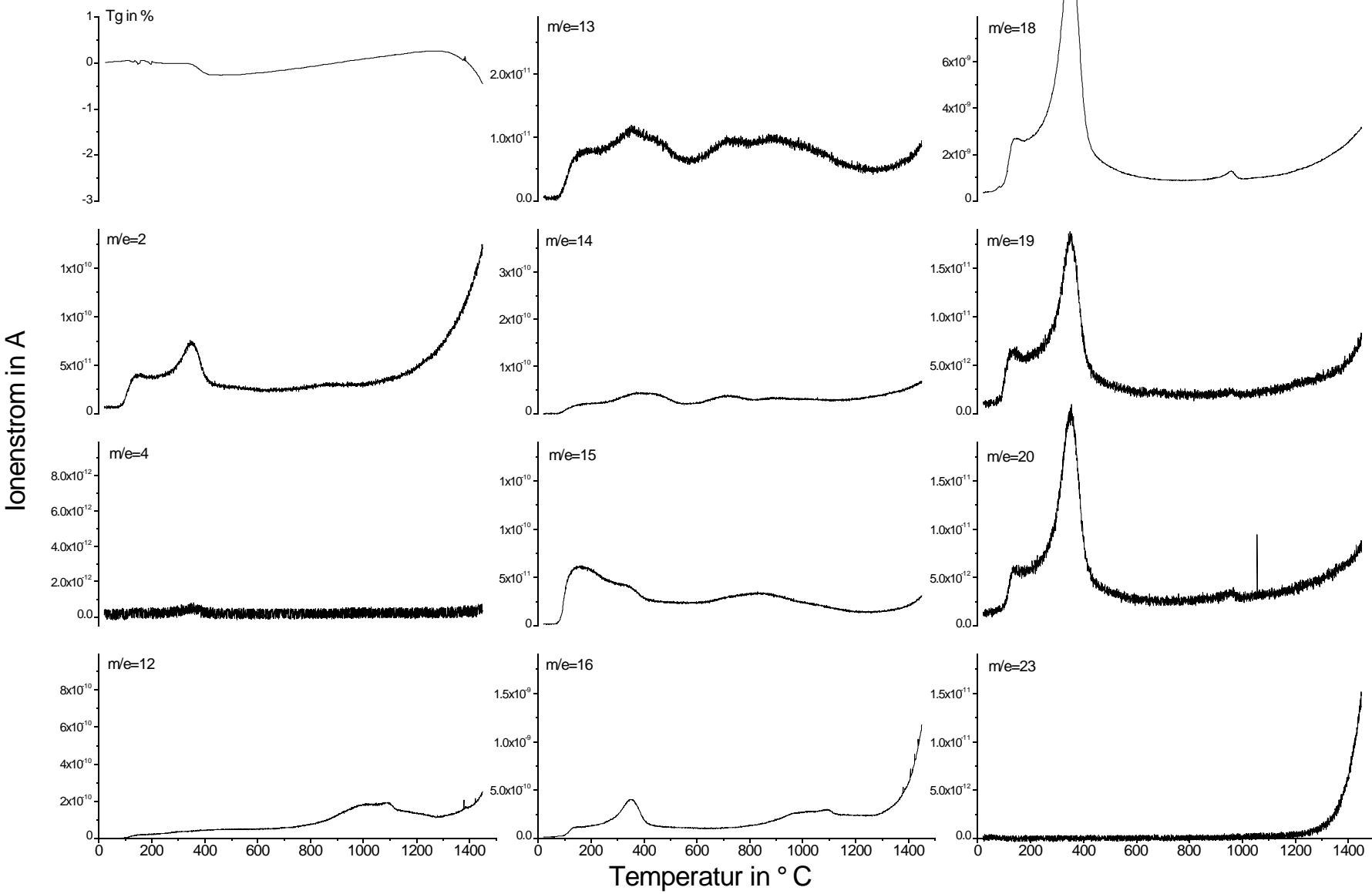
Probe Tü-96-12B, Typ B1 (Probenserie B Sadiklar)

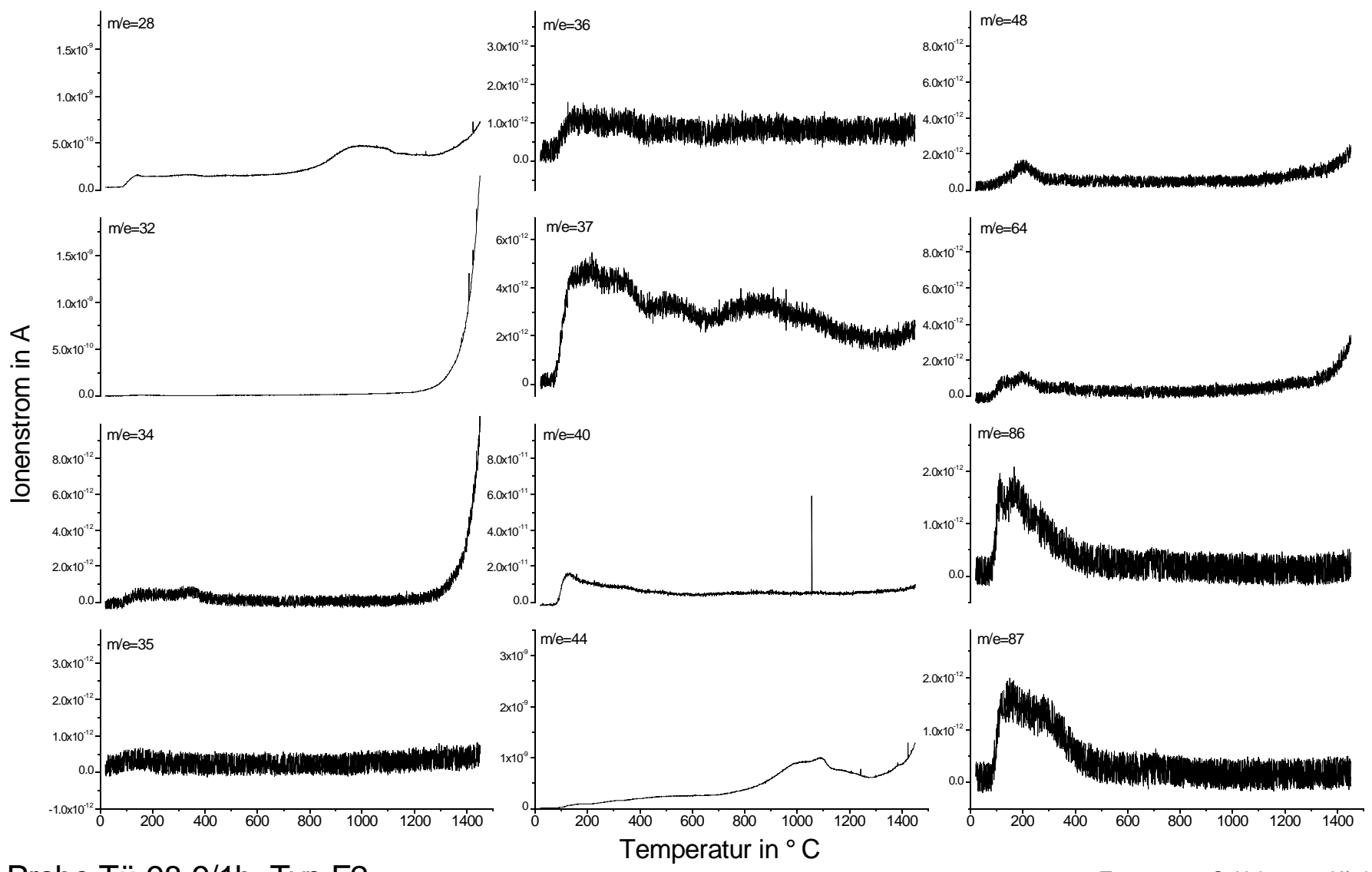




Probe Tü-98-9/1, Typ F2

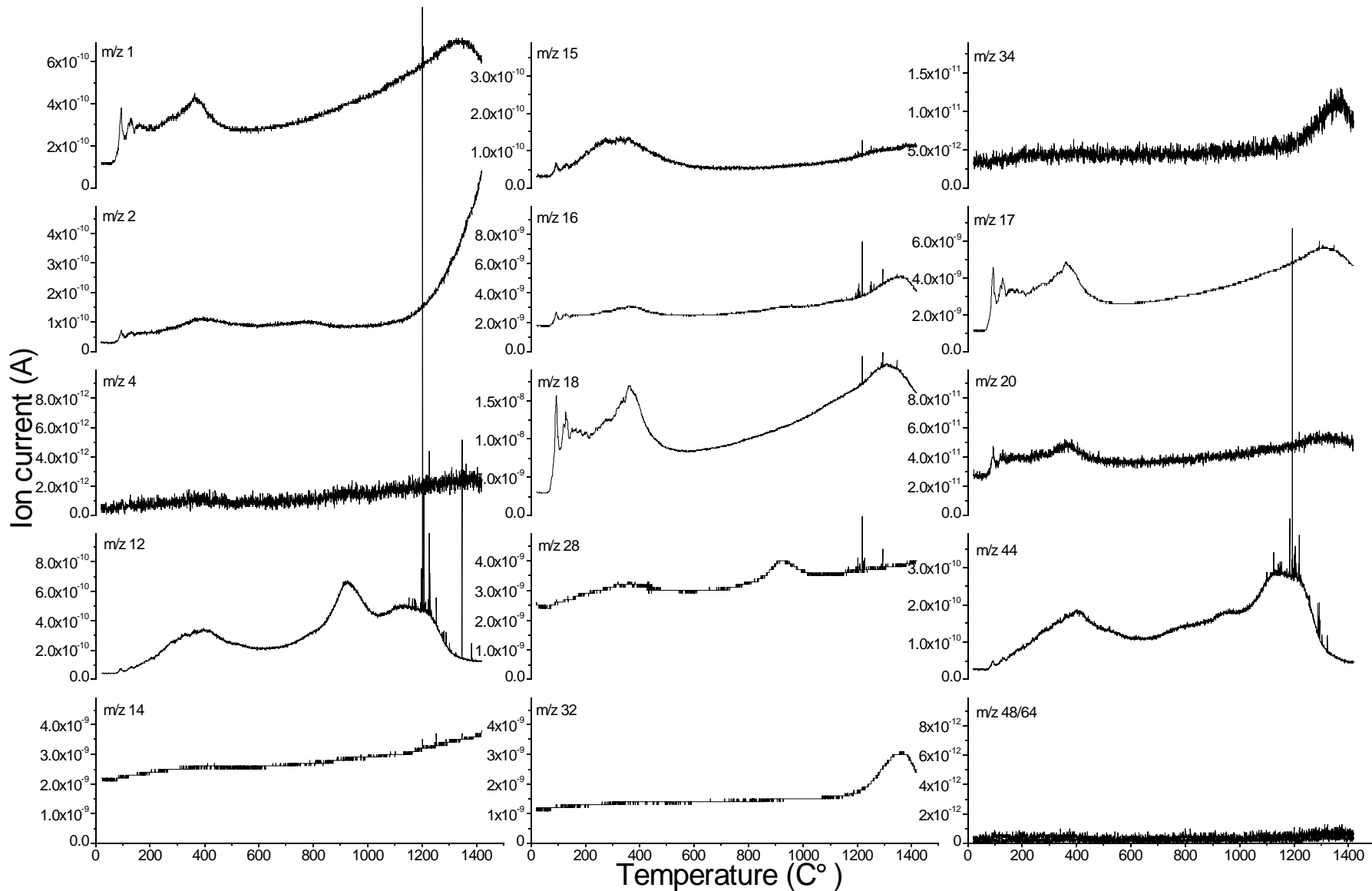
20 mg Tmax. 1450° C, Heizrate 10K/min





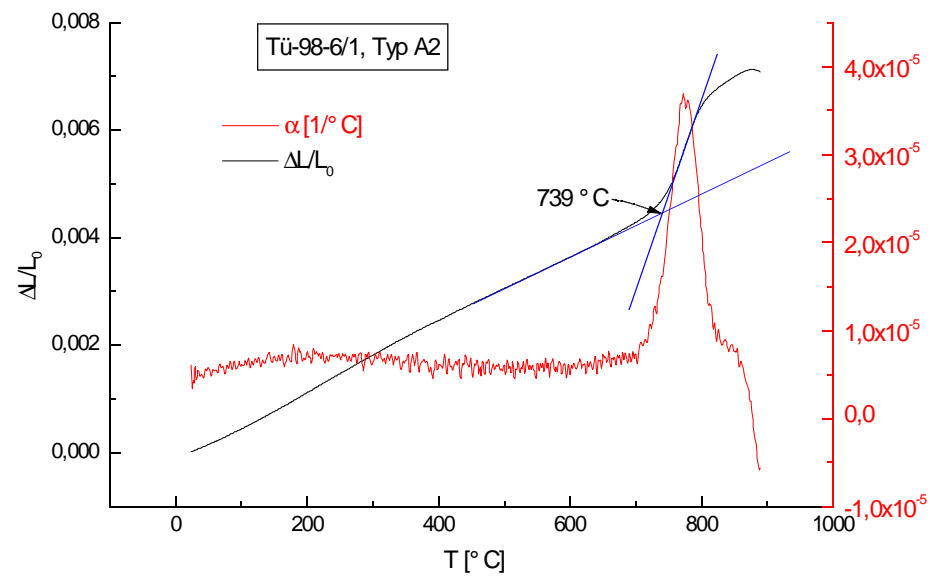
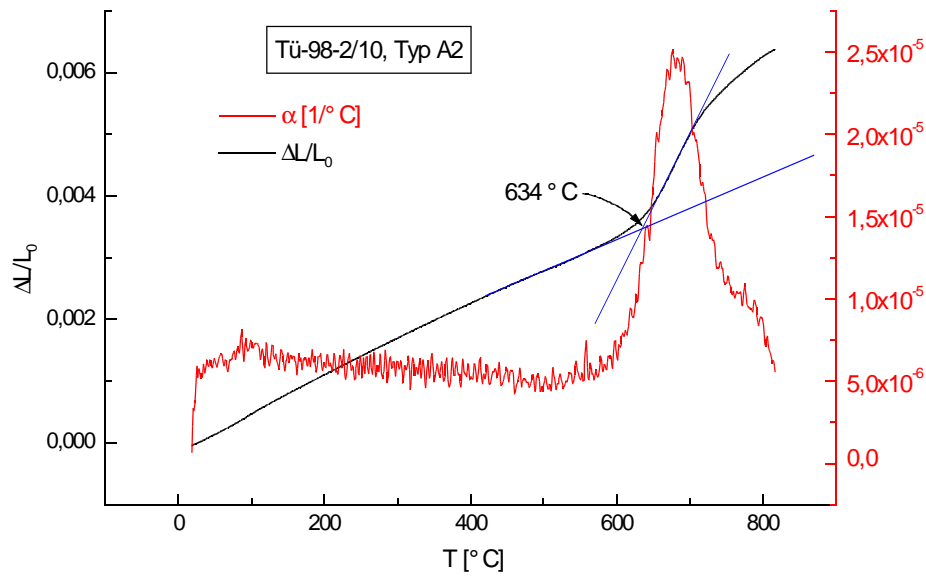
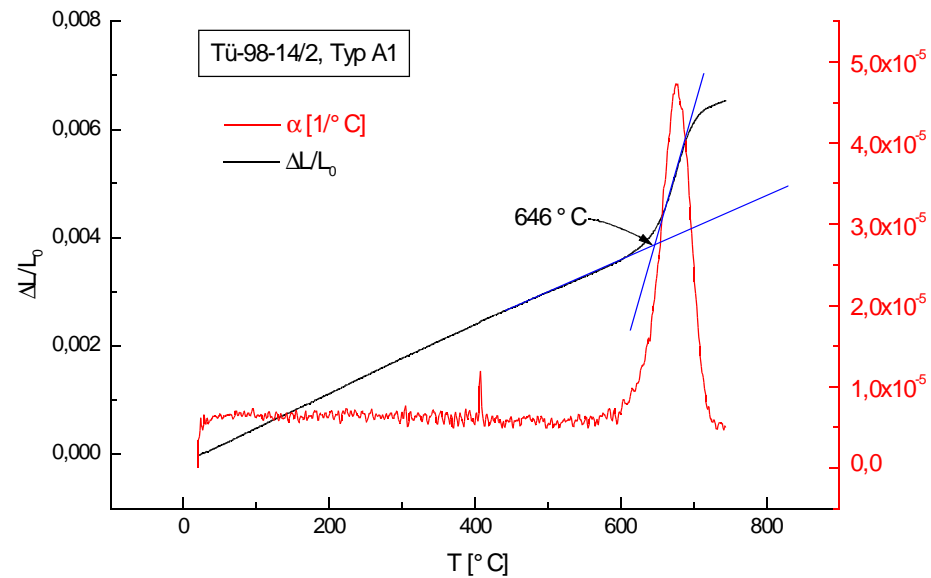
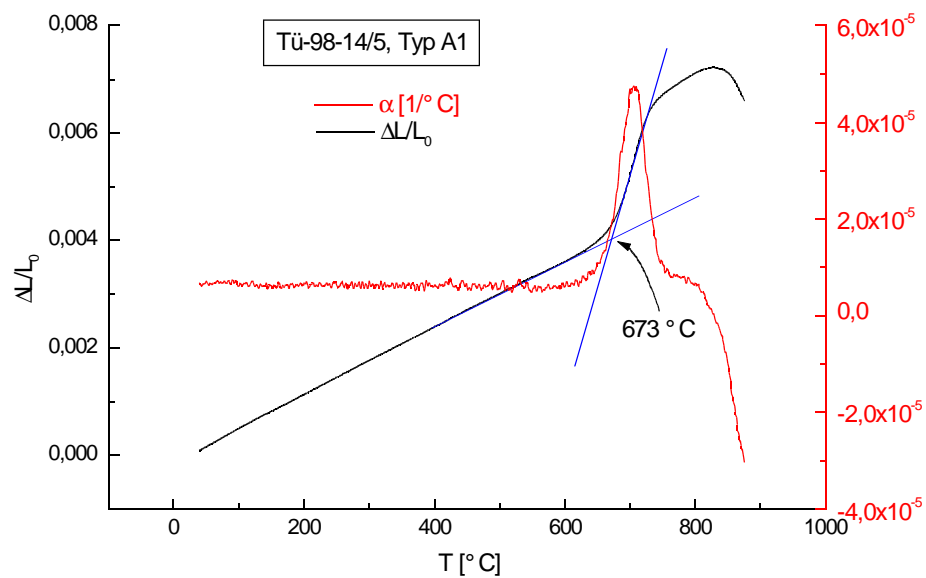
Probe Tü-98-9/1b, Typ F2

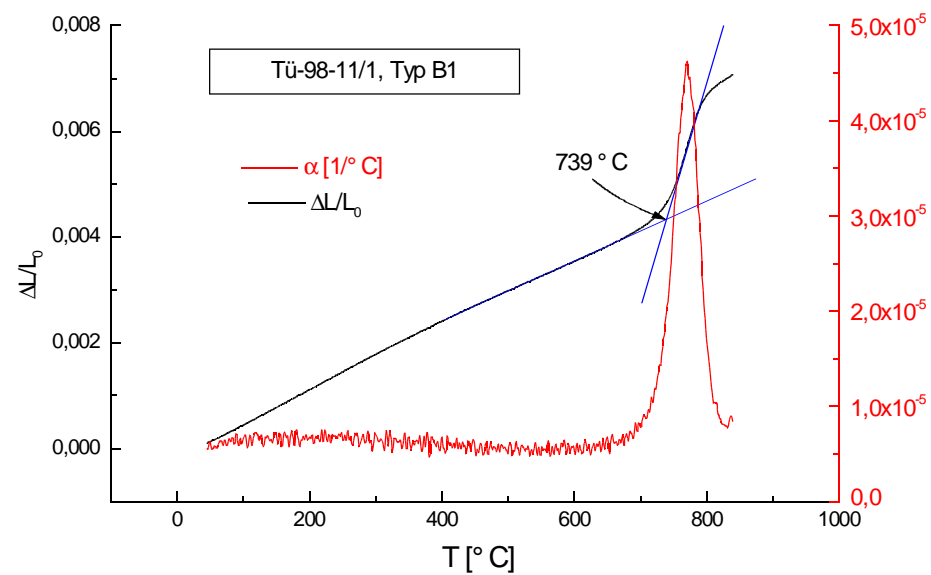
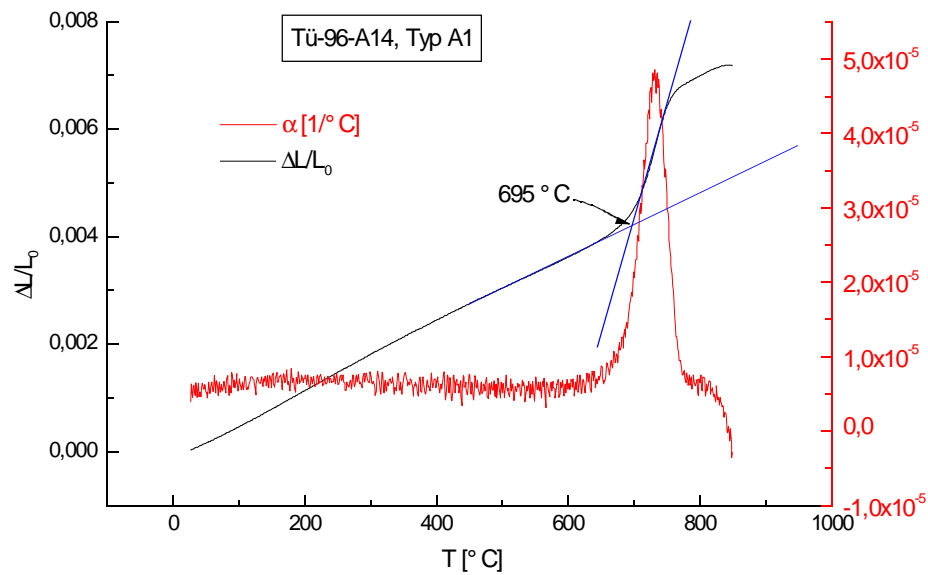
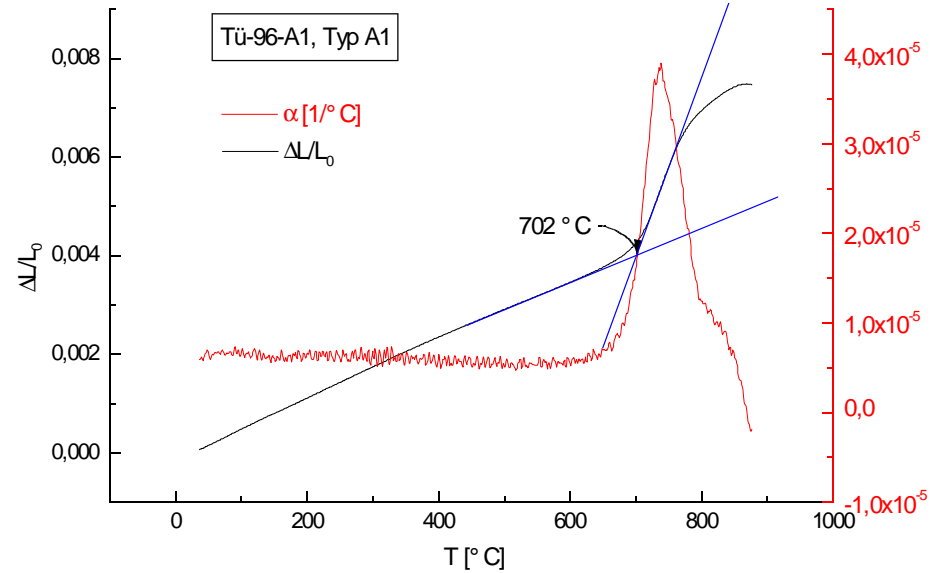
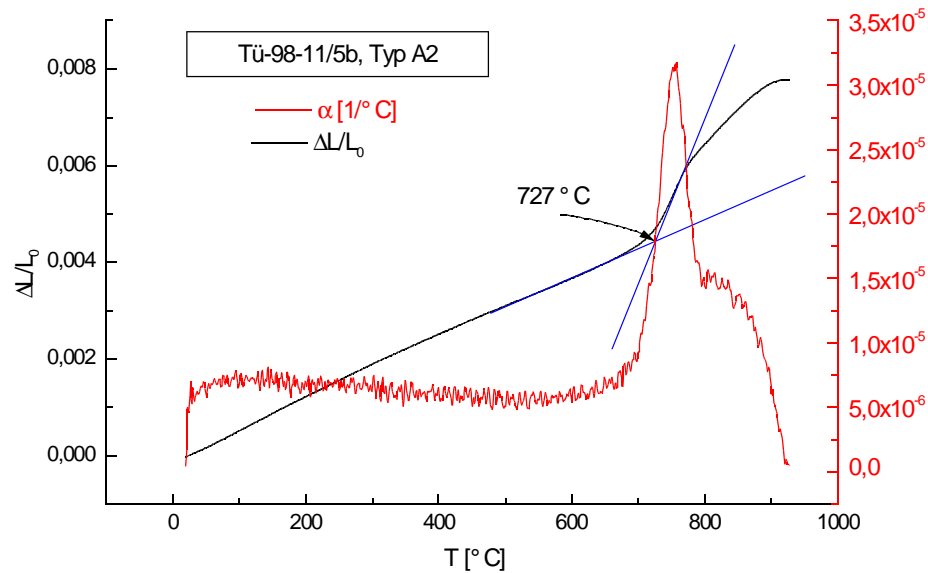
20 mg Tmax. 1450° C, Heizrate 10K/min

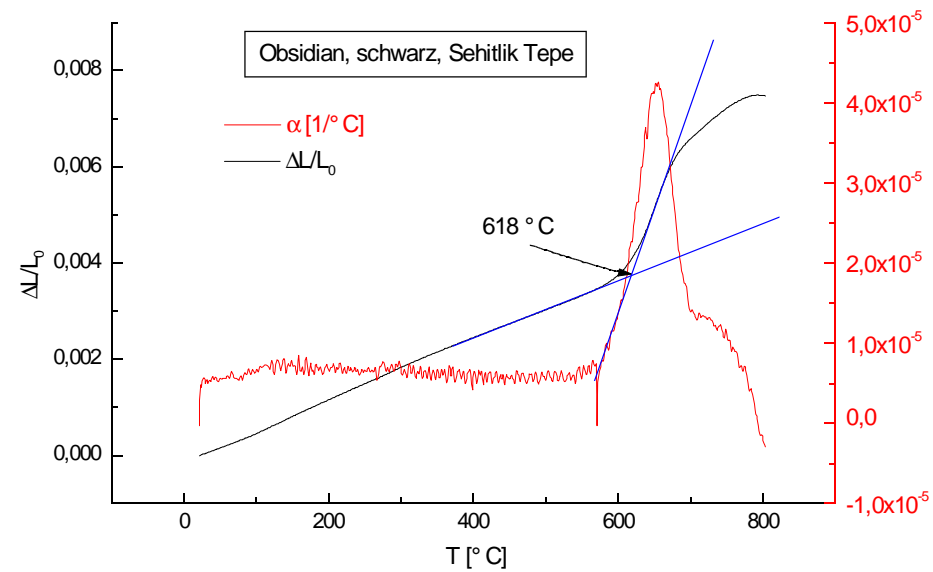
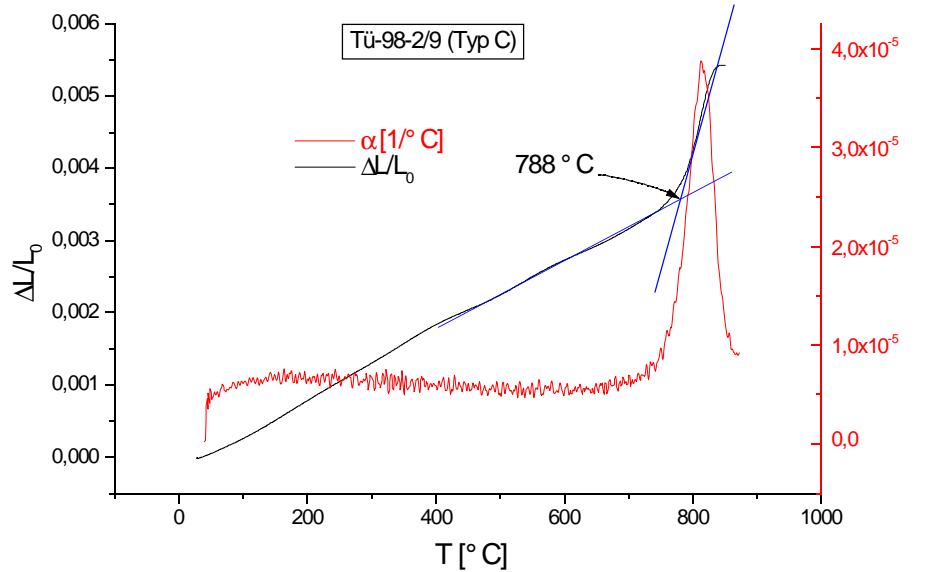
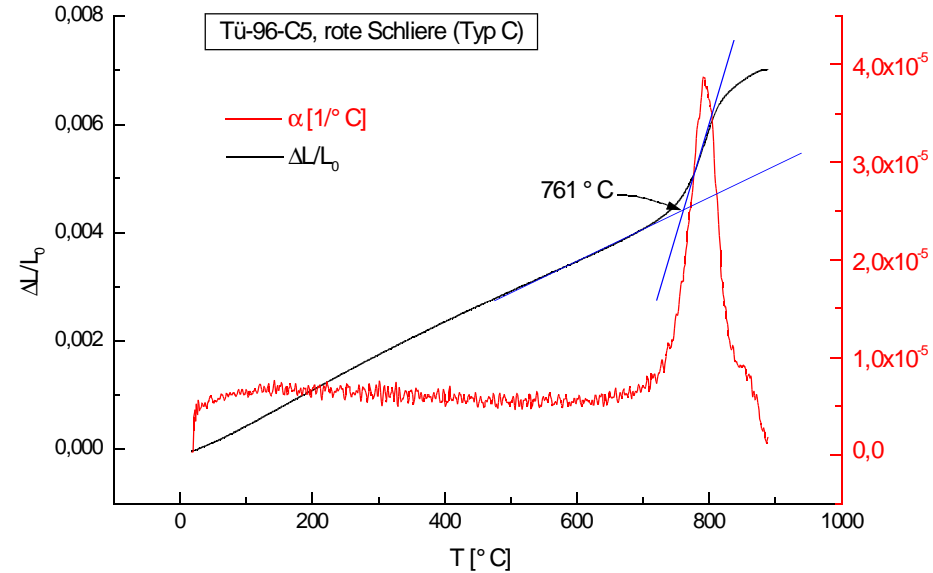
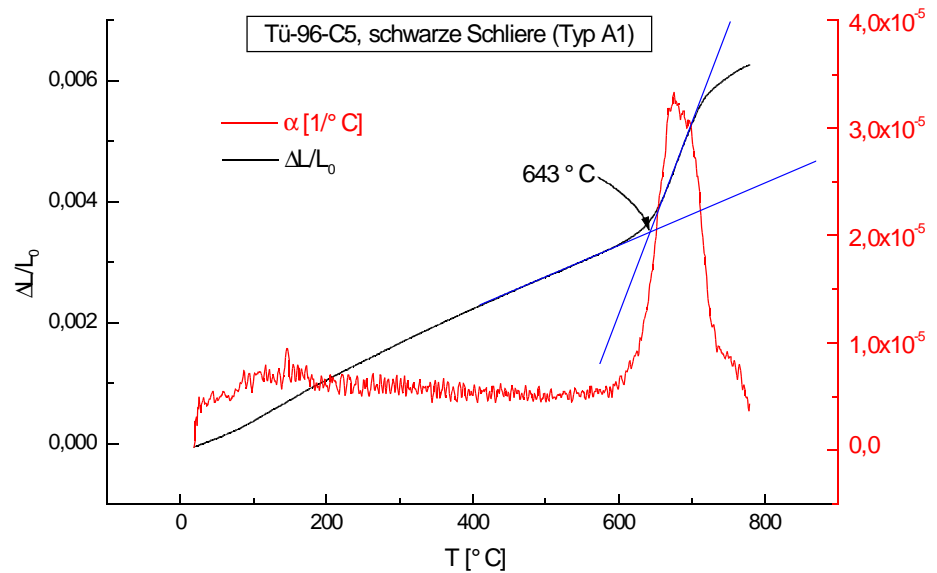


Tü-98-3/6, Typ F1

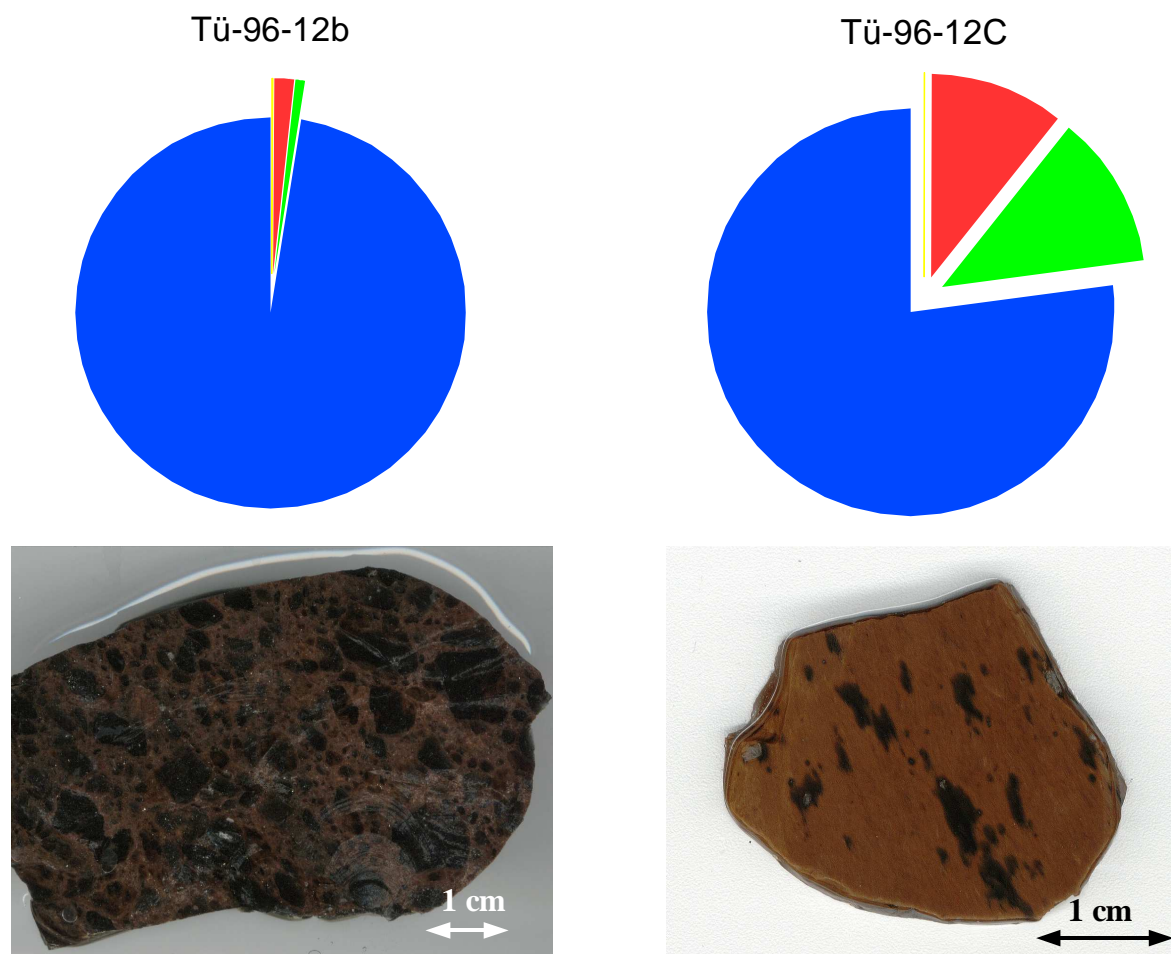
20 mg Tmax. 1400° C, Heizrate 10K/min







Probe: Tü-96-12B, Obsidian Typ B1, Başçayr Dere, und Tü-96-12C, Obsidian Typ C, Maden tepe



■ H₂O

■ O₂

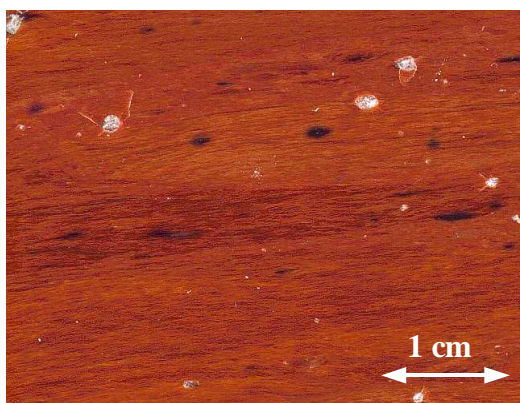
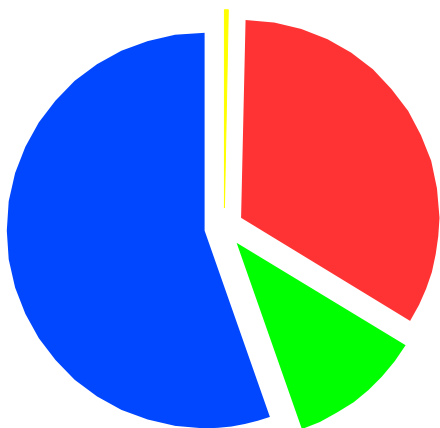
■ CO₂

■ SO₂

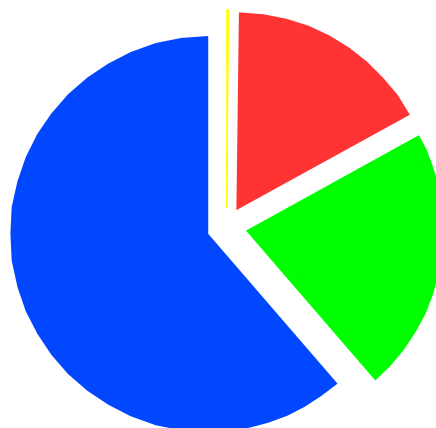
<i>Probe</i>	<i>Molekülion</i>	<i>Volumenanteile [%]</i>
Tü-96-12B	H ₂ O ⁺	97,6
	O ₂ ⁺	0,7
	CO ₂ ⁺	1,6
	SO ₂ ⁺	0,06
Tü-96-12C	H ₂ O ⁺	77,0
	O ₂ ⁺	12,3
	CO ₂ ⁺	10,7
	SO ₂ ⁺	0,04


Proben: Tü-96-11C / und Tü-98-2/9 Obsidian Typ C, Maden Tepe

Tü-98-2/9



Tü-96-11C

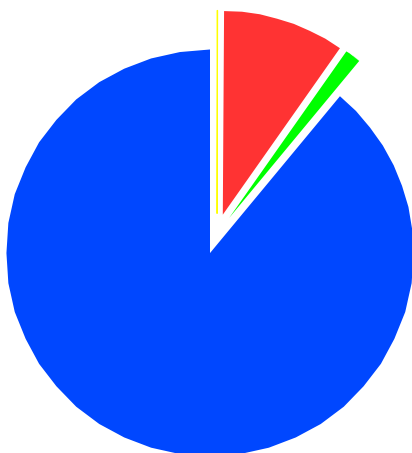

 H₂O

 O₂
 CO₂
 SO₂

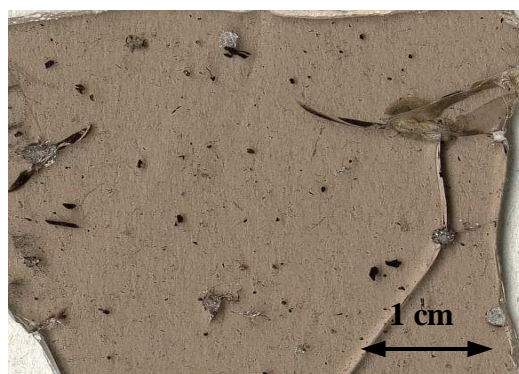
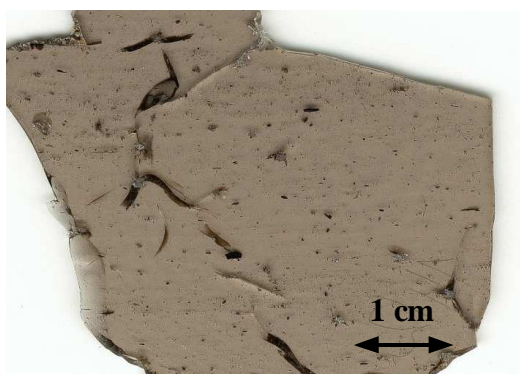
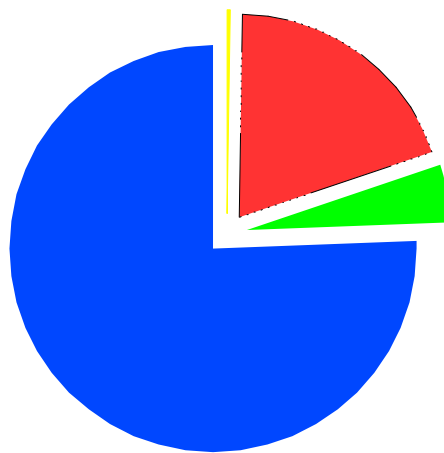
<i>Probe</i>	<i>Molekülion</i>	<i>Volumenanteile [%]</i>
Tü-98-2/9	H ₂ O ⁺	55,3
	O ₂ ⁺	11,1
	CO ₂ ⁺	33,4
	SO ₂ ⁺	0,28
Tü-96-11C	H ₂ O ⁺	61,3
	O ₂ ⁺	21,6
	CO ₂ ⁺	16,9
	SO ₂ ⁺	0,14

Proben: Tü-98-14/2 / -14/5 Obsidian Typ A1 (Sirikli Tepe)

Tü-98-14/2



Tü-98-14/5



H₂O

O₂

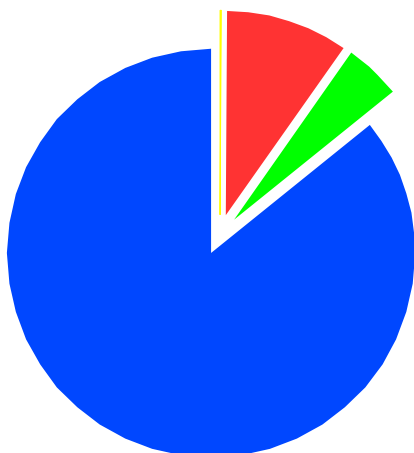
CO₂

SO₂

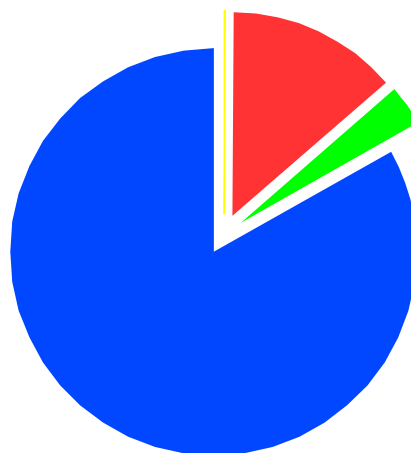
<i>Probe</i>	<i>Molekülion</i>	<i>Volumenanteile [%]</i>
Tü-98-14/2	H ₂ O ⁺	89,0
	O ₂ ⁺	1,3
	CO ₂ ⁺	9,6
	SO ₂ ⁺	0,08
Tü-96-14/5	H ₂ O ⁺	75,6
	O ₂ ⁺	4,5
	CO ₂ ⁺	19,7
	SO ₂ ⁺	0,21

Proben: Tü-98-6/10 (östl. Büyük Yayla) -2/10 (Büyük Sulata) Obsidian Typ A2

Tü-98-6/1



Tü-98-2/10



H₂O

O₂

CO₂

SO₂

<i>Probe</i>	<i>Molekülion</i>	<i>Volumenanteile [%]</i>
Tü-96-6/1	H ₂ O ⁺	85,8
	O ₂ ⁺	4,6
	CO ₂ ⁺	9,6
	SO ₂ ⁺	0,07
Tü-96-2/10	H ₂ O ⁺	83,1
	O ₂ ⁺	3,3
	CO ₂ ⁺	13,6
	SO ₂ ⁺	0,06

Anhang E
Mineralformelberechnung
und
Temperaturabschätzungen

E Mineralformelberechnung, Temperaturabschätzung, sonstige Berechnungen - Methodik

Dieser Teil des Anhangs soll dazu dienen, die in den jeweiligen Kapiteln angesprochenen Berechnungsmethoden an Beispielen darzustellen. Dies betrifft die Berechnung der Kationenverteilung von Mischkristallen (z. B. Biotit) mit polyvalenten Ionen in der Struktur ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$), konventionelle geothermometrische Berechnungen, sowie Modellrechnungen zum Höhen zu Breiten Verhältnis rhyolithischer Dome (Kap. 7.2). Hier kann jedoch nur eine Vorstellung der, in jedem einzelnen Fall komplexen, Sachverhalte gegeben werden. Für die Grundlagen wird unbedingt auf die in den einzelnen Unterpunkten genannte Literatur verwiesen.

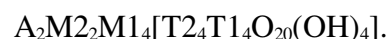
E.1 Berechnung der Kationenverteilung eines Minerals aus der Mikrosondenanalyse auf Grundlage einer idealen Summenformel am Beispiel eines Biotits

Gegeben ist die Oxidanalyse (Tabelle E1) eines Biotits der Probe Tü-98-2/9 (Obsidian Typ C) aus der Messung mit der Elektronenstrahlmikrosonde :

Tab. E.1: Mikrosondenanalyse eines Biotits aus der Probe Tü-98-2/9 (Obsidian Typ C); FeO^* = Gesamteisen

Oxid	Gew%	Oxid	Gew%
SiO_2	36,59	CaO	0,02
TiO_2	4,59	BaO	0,37
Al_2O_3	13,75	Na_2O	0,64
MgO	13,13	K_2O	8,94
FeO^*	17,23		
MnO	0,35	Total	95,45

Die Summenformel für Biotit lautet in vereinfachter Schreibweise:



Auf die einzelnen Positionen sind die Kationen folgendermaßen zu verteilen:

T1: Si
 T2 Si, Al, Fe^{3+}
 M2: Al, Fe^{3+} , Ti, Mg, Fe
 M1: Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , • (Leerstelle)
 A: K, Na, Ca, •

Durch Vergleich der allgemeinen Summenformel und der Auflistung der Kationen mit der Analyse in Tabelle E.1 ist zu erkennen, daß sowohl das enthaltene Wasser als auch der Oxidationszustand des Eisens ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) nicht aus der Mikrosondenanalyse hervorgeht. Diese Komponenten müssen demnach in anderer Art und Weise bestimmt werden. Im Falle des Eisens gibt es statistisch ermittelte, mineralspezifische $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnisse, die aus der nasschemischen Analyse gewonnen wurden. In Tabelle E2 sind solche Verhältnisse für einige Minerale nach WILL (1998) aufgeführt:

Tab. E.2: Fe^{3+}/Fe^{2+} - Verhältnisse einiger Minerale aus nasschemischen Analysen; p ist das Verhältnis von Fe^{3+} zum Gesamteisen Fe^* , σ_p ist die Standardabweichung (nach WILL, 1998)

Mineral	p	σ_p	Mineral	p	σ_p
Hellglimmer	0,6	0,2	Amphibol	0,15	0,1
Biotit	0,15	0,1	Cordierit	0	0
Chlorit	0,15	0,1	Olivin	0	0

Mit dem Wert für Biotit aus Tabelle E2 (0,15 = 15%) wird ein Anteil von 15% der Analyse in Tabelle E1 von FeO^* in Fe_2O_3 umgerechnet, der Rest verbleibt als FeO in der neu erhaltenen Analysentabelle. Die Umrechnung erfolgt nach dem Ansatz

$$w(Fe_2O_3) = r \times p \times w(FeO^*)$$

mit r : stöchiometrischer Faktor (Konversionsfaktor) $Fe_2O_3 \rightarrow FeO$

p : Anteil von Fe_2O_3 am Gesamteisen und

$w(FeO^*)$: Gehalt an Gesamteisen in Gewichtsprozent.

Konkret für das obere Beispiel durchgeführt, erhält man so für FeO bzw Fe_2O_3

$$Fe_2O_3 \text{ (Gew\%)} = 1,111 \times 0,15 \times 17,23 = 2,87$$

$$FeO \text{ (Gew\%)} = 17,23 - 17,23 \times 0,15 = 14,65.$$

Den stöchiometrischen Faktor r erhält man aus dem Verhältnis der Molmassen von Fe_2O_3 und FeO nach:

$$r = \frac{\text{Molmasse}(Fe_2O_3)}{2 \times \text{Molmasse}(FeO)} = \frac{159,70}{2 \times 71,85} = 1,111 \quad .$$

Für die Umrechnung von Fe_2O_3 in FeO gilt entsprechend $r^{-1} = 0,8998$. Eine umfangreiche Auflistung stöchiometrischer Faktoren ist in KÜSTER & THIEL (1993) zu finden.

Mit der so durchgeführten Abschätzung des Fe^{3+}/Fe^{2+} - Verhältnisses, läßt sich als „Analyse“ des Biotits folgende Tabelle E3 schreiben:

Tab. E.3: Analysendaten des Biotits nach der Fe^{3+} - Abschätzung

Oxid	Gew%	Oxid	Gew%
SiO ₂	36.59	CaO	0.02
TiO ₂	4.59	BaO	0.37
Al ₂ O ₃	13.75	Na ₂ O	0.64
Fe ₂ O ₃	2,87	K ₂ O	8,94
MgO	13.13		
FeO	14,65		
MnO	0.35	Total	95,9

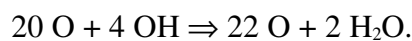
Die Auswirkung dieser Abschätzung ist an der Analysensumme zu sehen, diese hat sich um 0,45 Gew% erhöht. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß einige Methoden zur Abschätzung des Fe^{3+}/Fe^{2+} -Verhältnisses eine möglichst optimale Analysensumme (= 100%) anstreben. Diese Methode ist jedoch mit größeren Fehlern behaftet, selbst wenn eine ideale Formelbesetzung sowie eine volatilfreie („trockene“) Zusammensetzung (z.B. Granat, Pyroxen) vorausgesetzt wird.

Im Folgenden wird die Berechnung der Summenformel des Biotits nach der Fe^{3+} - Abschätzung auf Grundlage der Werte von Tabelle E3 durchgeführt. Die für die Berechnung nötigen Molmassen der Oxide sind in Tabelle E4 zusammengestellt. Diese Werte sind ebenfalls Tabellenwerken zu entnehmen (KÜSTER & THIEL, 1993).

Tab. E.4: Molmassen der Oxide von Tabelle E3

Oxid	Molmasse	Oxid	Molmasse
SiO_2	60,08	FeO	71,85
TiO_2	79,88	CaO	56,04
Al_2O_3	101,96	BaO	153,33
Fe_2O_3	159,7	Na_2O	61,98
MgO	40,3	K_2O	94,2
MnO	70,94		

Für die eigentliche Berechnung der Summenformel muss eine Basis festgelegt werden, auf die die Kationenverhältnisse normiert werden. Üblicherweise wird hier das Anion, in diesem Fall Sauerstoff, gewählt, unter der Annahme, daß hier keine Fehlstellen auftreten. Als Basis wird die Zahl der Sauerstoffe angenommen, die der idealen, allgemeinen Summenformel entspricht, d.h. für den relativ einfachen Fall des Granats $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ $\text{O} = 12$ bzw. $\text{O} = 24$ im Fall der doppelten Summenformel. Bei volatilführenden Mineralen wird meist eine volatilfreie Basis zugrunde gelegt. Für Biotit bedeutet dies eine sogenannte wasserfreie Basis von 22 Sauerstoffen. Die 22 Sauerstoffe ergeben sich aus den 20 Sauerstoffen und den 4 OH – Gruppen:



Somit errechnet sich die Summenformel des Biotits wie folgt (Tab. E5):

Tab E.5: Rechenschritte zur Berechnung der Summenformel von Biotit auf wasserfreier Basis von 22 O

Oxid	Gew%	Molmasse	Molproportion	Sauerstoffe pro Molekül	normiert auf 22 Sauerstoffe	Kationen pro Sauerstoff
SiO_2	36.59	60.08	0.609	1.218	11.009	5.504
TiO_2	4.59	79.88	0.057	0.115	1.039	0.519
Al_2O_3	13.75	101.96	0.135	0.405	3.657	2.438
Fe_2O_3	2.87	159.70	0.018	0.054	0.487	0.325
MgO	13.13	40.30	0.326	0.326	2.944	2.944
FeO	14.65	71.85	0.204	0.204	1.843	1.843
MnO	0.35	70.94	0.005	0.005	0.045	0.045
CaO	0.02	56.08	0.000	0.000	0.003	0.003
BaO	0.37	153.33	0.002	0.002	0.022	0.022
Na_2O	0.64	61.98	0.010	0.010	0.094	0.188
K_2O	8.94	94.20	0.095	0.095	0.858	1.716
Summe	95,9			2.434		15.547
			Faktor O=22	9.039		

Die Berechnung erfolgt in mehreren Schritten. Im ersten Schritt werden die Werte aus Spalte 2

durch die Molmassen aus Spalte 3 dividiert. Man erhält als Ergebnis die Molproportion, von BURRI (1959) als äquivalente Molzahl bezeichnet. Normiert man diese Zahlen auf die Basis 100, so erhält man die prozentualen Molanteile der Oxide (Molprozent, Mol%). Die gelegentlich in der Literatur zu findende Bezeichnung „Molquotient“ für die Ergebnisse der Spalte 4 ist definitiv falsch. Aus den Werten der Spalte 4 wird durch Multiplikation mit der Anzahl der Sauerstoffe pro Molekül, unabhängig von der Anzahl der Kationen, die Spalte 5 erhalten. Für SiO_2 ergibt sich also $0,609 \times 2 = 1,218$. Ein anderes Beispiel betrifft Al_2O_3 , hier errechnet sich $0,135 \times 3 = 0,405$. Im nächsten Schritt werden die Ergebnisse von Spalte 5 aufsummiert. In diesem Beispiel erhält man eine Summe von 2,434. Um auf die bereits genannte wasserfreie Basis von 22 O zu normieren, wird diese Basis (22 O) durch die erhaltene Summe von 2,343 dividiert, man erhält den Faktor $F = 9,039$. Die Normierung für die Anzahl der Sauerstoffe der einzelnen Kationen wird nun durchgeführt, indem die Werte der Spalte 5 mit dem Faktor $F = 9,039$ multipliziert werden, man erhält die Werte der Spalte 6. Nun muß noch die eigentliche Anzahl der Kationen pro, mittlerweile normierte, Sauerstoffe ermittelt werden. Hierfür ist nun das Verhältnis Kation/Sauerstoff im Oxid-Molekül ausschlaggebend. Für SiO_2 ist der Wert aus Spalte 6 also durch 2 zu dividieren. Anders sieht es für Al_2O_3 (wie für Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , usw.) aus, hier wird mit $2/3$, also 0,667 multipliziert. Die Ergebnisse dieser Berechnung sind in Spalte 7 zu finden. Die Anzahl der Kationen summiert sich zu 15,547.

Der Wassergehalt des Biotits läßt sich nach einer allgemeinen Beziehung, in Abhängigkeit der Kationensumme, abschätzen:

$$w(\text{H}_2\text{O}) = \frac{0,5 \times M(\text{H}_2\text{O}) \times n(\text{OH})}{F}$$

Hier bedeuten F : Faktor der Sauerstoffbasis (hier: 9,039; s. Tab. E.5), $n(\text{OH})$: Anzahl der OH-Moleküle der idealen Summenformel und $M(\text{H}_2\text{O})$: Molmasse von H_2O .

Werden diese Berechnungen mit der Analyse von Tabelle E1 durchgeführt, so errechnet sich die Zusammensetzung des Biotits in Gew% Oxid wie in Tabelle E6 dargestellt.

Tab. E.6: Analyse des Biotits von Tabelle E1 nach Abschätzung von Fe_2O_3 und H_2O - Gehalten wie bereits beschrieben

Oxid	Gew%	Oxid	Gew%
SiO_2	36.59	CaO	0.02
TiO_2	4.59	BaO	0.37
Al_2O_3	13.75	Na_2O	0.64
Fe_2O_3	2,87	K_2O	8,94
MgO	13.13	H_2O	3,99
FeO	14,65		
MnO	0.35	Total	99,89

Mit dieser (rückgerechneten) Analysentabelle läßt sich die Biotit - Kationenverteilung berechnen,

man erhält eine nach den Positionen aufgeteilten Kationen – Besetzung:

Tab. E.7: Verteilung der Kationen auf die kristallchemischen Positionen laut Summenformel

Tetraeder (T1,T2)		Oktaeder (M1, M2)		Interlayer (A)	
T1		M1		K	1,716
Si	4,000	Al	0,000	Na	0,187
T2		Ti	0,519	Ca	0,003
Si	1,504	Fe ³⁺	0,267	Ba	0,022
Al	2,438	Mg	0,801	•	0,073
Fe ³⁺	0,058	Fe ²⁺	0,412		
		M2			
		Mg	2,143		
		Fe ²⁺	1,106		
		Mn	0,045		

Diese Kationenverteilung zeigt die Besonderheit, daß das Aluminium nicht zur Besetzung der Tetraederposition ausreicht. In diesem Beispiel hier ist es daher notwendig, die T2-Position mit Fe³⁺ aufzufüllen. Nach RIEDER ET AL. (1998) existieren Endglieder der Biotit - Mischreihe, in denen Al auf der Tetraederposition durch Fe³⁺ ersetzt ist. Die daraus resultierende Mischreihe ist die Reihe Tetra-Ferriphlogopit - Tetra-Ferriannit. Bei den Biotiten der Obsidiane tritt dieser Fall sehr häufig auf. Eine mögliche Ursache kann z. B. in der Magmenchemie selbst liegen.

Als Nachwort ist noch anzumerken, daß komplexe Minerale wie Biotit, Hellglimmer und Amphibole in der Berechnung der Kationenverteilung nicht einfach zu behandeln sind. Schon in Mineralen, die eine weniger komplexe Zusammensetzung aufweisen (Granat, Orthopyroxen, z.T. auch Klinopyroxen), ist die Abschätzung des Fe³⁺/Fe²⁺ - Verhältnisses mit Unsicherheiten behaftet, da diese Abschätzungen immer auf einer idealen Formelbesetzung in Verbindung mit einem Ladungsausgleich beruhen. Im Falle der komplexeren Minerale, wie oben bereits genannt, kommt diesem Fakt eine besondere Bedeutung zu. In der Summenformel erscheint bei Biotit, Hellglimmer und Hornblende eine mögliche „Unterbesetzung“ bereits in der (idealen) Summenformel (Leerstelle). Der Gehalt an Wasser (bzw. Cl oder F) ist ebenfalls unbekannt. Letzteres ist über den Faktor der Kationennormierung direkt mit der Abschätzung Fe³⁺/Fe²⁺ verknüpft (s. o.). Eine Fehleinschätzung bei diesem Verhältnis führt somit unmittelbar zu einer Fehlabeschätzung der Wassergehalte (Volatilgehalte).

Mit dieser Abschlussbetrachtung sollen einige Punkte aufgezeigt werden, die bei der Interpretation der berechneten Summenformeln berücksichtigt werden müssen. Unsicherheiten in z. B. der Geothermo- und -barometrie sind nicht zuletzt auch auf Probleme, die bei der Berechnung der Summenformel auftreten, zurückzuführen. Unter Berücksichtigung der konkret vorliegenden Situation (geologische Situation, Paragenesen, Hinweise auf O₂ - Fugazität) sind Summenformelberechnungen jedoch unverzichtbarer Bestandteil geologisch-mineralogischer Untersuchungen. Die Problematik der Volatilbestimmung von Glimmer und Amphibolen muss hierfür noch eingehender untersucht und

entwickelt werden. Hier bieten sich Methoden wie die Thermogasanalyse an, die in Kapitel 6 beschrieben wird. Mit Hilfe dieser Methode besteht die Möglichkeit einer qualitativen und quantitativen Analyse der volatilen Bestandteile.

E.2 Temperaturabschätzungen (konventionelle Geothermometrie):

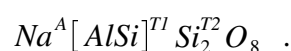
In Kapitel 7.1 wurden mehrere Methoden zur Temperaturabschätzung angewendet. Auf die Thermometrie mithilfe der Pyroxene soll hier nicht näher eingegangen werden, da die Interpretation ausschließlich graphisch erfolgte. Zur Temperaturabschätzung mittels des Feldspatgeothermometers und der Oxid-Thermometrie erfolgen jedoch zusätzliche Informationen.

E.2.1 Feldspatgeothermometer (nach GREEN & USDANSKY, 1986)

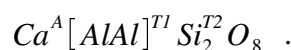
Das Feldspatgeothermometer nutzt als sogenanntes Solvusthermometer die temperaturabhängige Mischungslücke zwischen koexistierenden Alkalifeldspäten und Plagioklasen. Dadurch ist es besonders in vulkanischen Gesteinen anwendbar, da eine Mischbarkeit erst oberhalb ca. 600 °C (Alkalifeldspäte) gegeben ist.

Wesentlich bei allen geothermometrischen und auch -barometrischen Anwendungen ist die Formulierung der Aktivitäten der Endglieder (z.B. Or, Ab und An in ternären Feldspäten) in der Mischphase. Für Feldspäte wird häufig das sogenannte „2T-Modell“ angewandt. Bei diesem Modell wird davon ausgegangen, daß die vier Tetraederpositionen der Feldspat Summenformel in zwei Gruppen aufgeteilt werden können. Auf der als T1 bezeichneten Position dürfen Al und Si beliebig mischen, auf der als T2 bezeichneten Position ist nur Si zugelassen. Alternativ zu diesem Modell kann man auch zum Einen von idealem Mischen (IMOS = ideal mixing on sites) ausgehen, d.h. die Molfraktion der Endglieder entspricht der Aktivität ($a_i = X_i$), bzw. der Aktivitätskoeffizient γ ist 1. Zum Anderen kann die Verteilung von Al und Si auch auf allen vier Tetraederpositionen gestattet sein, dann spricht man vom „4T-Modell“. Eine ausführliche, gut fundierte Beschreibung dieser Modelle ist in WILL (1998) gegeben.

Das 2T-Modell soll hier, da es Grundlage für die geothermometrischen Berechnungen mithilfe der Feldspäte ist, näher erläutert werden. Wie bereits erwähnt, geht man bei diesem Model von zwei Tetraederpositionen aus, die Summenformel für Albit wird dann wie folgt geschrieben:



Anorthit wird entsprechend formuliert:



Zur Berechnung der idealen Mischaktivität x_i (häufig auch mit a_i bezeichnet) läßt sich in allgemeiner

Form schreiben (WILL, 1998):

$$x_i = \frac{f_i}{f_i^{pure}} .$$

Hier bedeuten f_i den nicht normalisierten idealen Misch-Term und f_i^{pure} die ideale Mischaktivität des Endgliedes (Normalisierungsfaktor). Die Normalisierung ist notwendig, da reine Phasen eine Aktivität von 1 aufweisen, also auch Endglieder in einem Mischkristall. Dies wird durch den Normalisierungsfaktor erreicht.

Am Beispiel des Albits wird die ideale Mischaktivität bei Anwendung des 2T-Modells als

$$x_{Ab} = 4 \times X_{Na}^A \times X_{Al}^{T1} \times X_{Si}^{T1}$$

formuliert. In dieser Formulierung bedeuten X_E^S die molare Platzfraktion des jeweiligen Elementes E auf der Position S , und 4 stellt den Normalisierungsfaktor dar. Die Position X_{Si}^{T2} ist nicht aufgeführt, da auf dieser Position ja keine Mischung zugelassen ist. Die Normalisierung ist erforderlich, da auf der T1-Position des Endgliedes Albit mehr als ein Element vertreten ist (Al und Si). Dieser Normalisierungsfaktor errechnet sich nach

$$f_{Ab}^{pure} = X_{Na}^A \times X_{Al}^{T1} \times X_{Si}^{T1} = 1 \times \frac{1}{2} \times \frac{1}{2} = \frac{1}{4} .$$

Analog wird für Anorthit geschrieben:

$$x_{An} = X_{Ca}^A \times X_{Al}^{T1} \times X_{Al}^{T1} = X_{Ca}^A \times [X_{Al}^{T1}]^2 .$$

Die Normalisierung ist im Falle des Anorthits nicht notwendig, da hier nur ein Element (Al) auf der T1-Position vertreten ist.

Eine andere Schreibweise zur Formulierung der Mischaktivitäten kann häufig in der Literatur beobachtet werden. Hierfür wird $X_{Ca}^A = X_{An}$ gesetzt, für die übrigen Positionen resultiert somit:

$X_{Na}^A = 1 - X_{An}$; gilt nur für binäre Feldspäte (hier: Plagioklas), für ternäre Feldspäte müssen die Endglieder einzeln definiert werden (s. u.).

$X_{Al}^{T1} = \frac{1}{2} \times (1 + X_{An})$; ein Al ist in allen Feldspäten auf dieser Position, alle darüber hinausgehenden Gehalte können als Anorthit-Anteile interpretiert werden.

$X_{Si}^{T1} = \frac{1}{2} \times (1 - X_{An})$; für Si gilt in Umkehrung des Al-Anteils, daß sich der Si-Gehalt mit zunehmendem An-Gehalt um genau diesen Anteil verringert.

Die idealen Mischaktivitäten können somit als

$$x_{An} = \frac{1}{4} \times X_{An} \times (1 + X_{An})^2$$

und

$$x_{Ab} = (1 - X_{An})^2 \times (1 + X_{An}) .$$

geschrieben werden

Dieses Beispiel soll zeigen, wie die z.T. auch in dieser Arbeit verwendeten Formulierungen bei geothermometrischen Anwendungen entwickelt werden können. Wie bereits erwähnt, ist die soeben ge-

zeigte Formulierung der idealen Mischaktivitäten für Plagioklas (binärer Feldspat) im Fall der in dieser Arbeit zur Thermometrie verwendeten ternären Feldspatzusammensetzungen nicht direkt umsetzbar. Die oben gezeigte Methode bietet jedoch keine Möglichkeit, zwischen X_{Ab} und X_{Or} zu unterscheiden. Dies kann nur über die tatsächliche Molfraktion des Elementes (Ca für An, Na für Ab und K für Or) erfolgen. Zur Formulierung der ternären idealen Mischaktivitäten müssen also drei molare Platzfraktionen herangezogen werden: $X_{Ca}^A = X_{An}$, $X_{Na}^A = X_{Ab}$, $X_{K}^A = X_{Or}$. Mit diesen Definitionen lassen sich die idealen Mischaktivitäten wie bei GREEN & USDANSKY (1986) schreiben als:

$$\begin{aligned}x_{An} &= \frac{1}{4} (X_{An})(1 + X_{An})^2 \\x_{Ab} &= (X_{Ab})(2 - X_{Ab} - X_{Or})(X_{Ab} + X_{Or}) \\x_{Or} &= (X_{Or})(2 - X_{Ab} - X_{Or})(X_{Ab} + X_{Or}).\end{aligned}$$

Vorteil dieser Formulierung idealer Mischaktivitäten von Mineralendgliedern ist, daß lediglich drei Variablen benötigt werden.

Wie in Kap. 7.1 erwähnt, gehen GREEN & USDANSKY (1986) für die Kalibration des Feldspatgeothermometers von der Bedingung aus, daß die Mischaktivitäten der jeweiligen Endglieder in den koexistierenden (entmischten) Feldspäten gleich sind. Daraus resultiert, daß sich für jedes Endglied ein Term zur Temperaturabschätzung formulieren läßt. Idealerweise sollten die für jedes Endglied erhaltenen Temperaturen übereinstimmen, die aus diesen drei Werten gemittelte Temperatur ist das Ergebnis. Für die Temperaturermittlung ist eine Druckabschätzung durch eine weitere Methode oder Beobachtung nötig. Die sehr ausführliche und umfangreiche Formulierung der einzelnen Temperaturen T_{Or} , T_{Ab} und T_{An} ist im Anhang von GREEN & USDANSKY (1986) dargestellt. Die Analysendaten der verwendeten Feldspäte für die Temperaturabschätzung in dieser Arbeit sind in Anhang B aufgeführt.

E.2.2 Fe-Ti-Oxidgeothermometer (nach GHIORSO & SACK, 1991)

Eine sehr ausführliche Beschreibung des Geothermometers, der thermodynamischen Variablen, der Formulierung der Thermometergleichung, sowie ein detailliertes Flußdiagramm (Fig 3b) zur Berechnung der Temperatur, der Sauerstoffugazität und zum Programm *geothermometer_pc.exe* ist in GHIORSO & SACK (1991) gegeben. Auch zur hier sehr wichtigen Rückrechnung und Fe^{3+} -Abschätzung der Mikroanalyse sind dort ausführliche Anmerkungen zu finden.

Zur Berechnung der Summenformel auf Grundlage der Mikroanalyse (Mikrosonde bzw. REM/EDX) sei desweiteren auf den via Internet zugänglichen „*MELTS Supplemental Calculator*“ von M. S. Ghiorso verwiesen. Mit diesem Programm lassen sich sowohl die Kationenverteilung aus gegebener Oxidanalyse (Gew%) als auch die Oxidanalyse aus gegebener Endgliederverteilung (Mol%) zahlreicher oxidischer und silikatischer Mineralphasen berechnen.

Zur Veranschaulichung ist im Folgenden ein Rechendurchgang des (DOS) Programmes *geothermometer_pc.exe* aufgelistet, sowie die für die Berechnung verwendeten Analysendaten (Tabellen

Anhang B). Die Analysendaten stammen von der Probe Tü-98-2/9 (Maden Tepe), Obsidian Typ C.

Tab. E.2-1: Oxidanalysen koexistierender Entmischungslamellen in Oxid der Probe Tü-98-2/9

Oxid (Gew%)	Spinell (kub. Phase)	Ilmenit (rhomboedr. Phase)
SiO ₂	0,00	0,00
TiO ₂	3,81	36,81
Al ₂ O ₃	0,25	0,70
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00
FeO*	85,15	55,79
MgO	0,63	0,97
MnO	0,71	0,37

Nach Aufruf des Programmes von der DOS-Eingabeaufforderung müssen die geforderten Werte von Hand eingegeben werden.

```

***** CUBIC OXIDE PHASE *****
Input Wt % SiO2 in spinel [default: 0.00]: 0 (oder ENTER)
Input Wt % TiO2 in spinel [default: 0.00]: 3.18
Input Wt % Al2O3 in spinel [default: 0.00]: 0.25
Input Wt % V2O3 in spinel [default: 0.00]: 0
Input Wt % Cr2O3 in spinel [default: 0.00]: 0.02
Input Wt % FeO in spinel [default: 0.00]: 85.15
Input Wt % MnO in spinel [default: 0.00]: 0.71
Input Wt % MgO in spinel [default: 0.00]: 0.63
Input Wt % CaO in spinel [default: 0.00]: 0
Input Wt % ZnO in spinel [default: 0.00]: 0
Input Wt % NiO in spinel [default: 0.00]: 0

***** RHOMBOHEDRAL OXIDE PHASE *****
Input Wt % SiO2 in rhom ox [default: 0.00]: 0
Input Wt % TiO2 in rhom ox [default: 0.00]: 36.81
Input Wt % Al2O3 in rhom ox [default: 0.00]: 0.7
Input Wt % V2O3 in rhom ox [default: 0.00]: 0
Input Wt % Cr2O3 in rhom ox [default: 0.00]: 0
Input Wt % FeO in rhom ox [default: 0.00]: 55.79
Input Wt % MnO in rhom ox [default: 0.00]: 0.37
Input Wt % MgO in rhom ox [default: 0.00]: 0.97
Input Wt % CaO in rhom ox [default: 0.00]: 0
Input Wt % ZnO in rhom ox [default: 0.00]: 0
Input Wt % NiO in rhom ox [default: 0.00]: 0

*****CALCULATING THE TEMPERATURE *****

*****CALCULATING THE FO2 *****

*****
T (C): 726.20 log f O2: -13.29
*****

Do another calculation (Y or N)?

```

Bei nicht vorhandenen Werten kann einfach die ENTER-Taste gedrückt werden. Als Dezimaltrennzeichen ist unbedingt der Punkt zu verwenden! Eigene Eingaben sind kursiv gedruckt.

Anhang F

Anmerkungen zu Obsidian

Anmerkungen zum Begriff Obsidian

Im Verlauf dieser Arbeit hat sich in zahlreichen Diskussionen gezeigt, daß der Begriff „Obsidian“ keineswegs einheitlich verstanden wird. Gemeinsamer Nenner sind jedoch die glasige Struktur und die magmatische Entstehung, d. h. Gläser, die durch Impakt eines Meteoriten, durch Blitzschlag oder aber durch Abscheidung aus (wässriger) Lösung entstanden sind, werden nicht als Obsidian bezeichnet.

Aber bereits bei der Benennung eines primären Kriteriums scheiden sich die Ansichten. Nimmt man die Struktur, hyalin, als primäres Kriterium, so müssen alle (!) magmatogenen, natürlichen Gläser als Obsidian bezeichnet werden, auch die glasigen Rinden z. B. um basaltische Pillows. Auch genetisch, aus Sicht der Glasbildung, stellen sowohl saure als auch basische Gläser, eine unterkühlte, eingefrorene Schmelze dar. Geochemisch betrachtet steht jedoch die chemische Zusammensetzung im Vordergrund der Nomenklaturkriterien. Hiernach werden basische und saure Gläser durch ihre (Hauptelement-) Zusammensetzung unterschieden. Basische (mafische) Gläser werden als Sideromelan bezeichnet, während saure (hochdifferenzierte) Gläser als Obsidian bezeichnet werden. Einige Vorschläge gehen noch weiter, so daß saure Gläser weiter nach rhyolitisch und trachytisch unterschieden werden. Diese Unterscheidungen sind in der Regel erst nach erfolgter chemischer Analyse möglich. Für eine Feldansprache kommen solche Kriterien nicht in Frage.

Im Folgenden werden einige Definitionen zum Begriff Obsidian aus der Literatur und von Internetquellen (STOSCH, 1999 und USGS, 2000) aufgeführt (alphabetisch geordnet).

BATES & JACKSON (1987): „A black or dark colored **volcanic glass**, usually of **rhyolite composition**, characterized by conchoidal fracture. It is sometimes banded or has microlites.

DEHN & McNUTT (2000): „A black, **wholly glassy rock** which displays conchoidal fracture. **Most obsidians** are of **rhyolitic composition**. Because glass is thermodynamically unstable, most obsidians undergo a process of devitrification and form crystal structures.“ (S. 1271)

HEIDE (1932): „Die **glasigen Erstarrungsformen** heißen Pechstein (meist wasserreich, bis zu 10%, grün, rot oder schwarz durch Eisenerz gefärbt), Perlite (ca. 3-3,5% H₂O, perlitische Absonderung), **Obsidian** (nach dem Entdecker Obsidius, **meist H₂O-arm bis -frei**), Bimsstein (schaumig, wechselnder Wassergehalt). Diese Namen sind nicht nur auf die liparitischen Gläser beschränkt, sondern gelten auch für glasig erstarrte Ergußgesteine anderer Gesteinsgruppen“. (S. 832, *Anm.: Rhyolith wird vom Verfasser als Synonym für Liparit bezeichnet*)

KEARY (1993): „A **glassy volcanic rock** of **intermediate to acid** chemical composition, formed by chilling of **rhyolitic lava** (cf. rhyolite). **Obsidian** is associated with young (generally less

than 10 Ma) volcanic activity, including island arcs which produce mainly **calc-alkaline** and, **more rarely, peralkaline** obsidians, with volcanic activity at constructive plate boundaries, and with intra-plate activity, commonly producing peralkaline obsidian. Obsidian is generally grey or black, sometimes green (mainly peralkaline obsidian with higher iron content) and occasionally red; it is often transparent in normal light and **may contain** darker bands of **microcrystallites**, which form slowly as the glass devitrifies.“(S.427)

MATTHES (2001): unter dem Überbegriff Rhyolith (S. 204): „Häufig sind **Rhyolith-Gläser: Obsidian**, vorwiegend schwarz, muscheliger Bruch, kantendurchscheinend“; und weiter unter dem Überbegriff Trachyt (S.209): „Daneben gibt es glasreiche Trachyte bis zu **Trachytgläsern (Obsidian)**, ebenso Trachytbimssteine“; in der Einleitung (S. 3) wird Obsidian allgemein als vulkanisches Glas bezeichnet.

MURAWSKI (1983): aus der Tabelle (Tab. IV) ist zu entnehmen, daß als **Obsidian** ein **junges, magmatogenes Glas** bezeichnet wird, Angaben zur chemischen Zusammensetzung gibt es nicht; Ergußgesteine (z. B. Rhyolith) werden getrennt aufgeführt.

SIGURDSSON (2000): „**High silica volcanic glass**, generally black or dark gray in color, with the chemical composition of **rhyolite**.“ (S. 15)

STOSCH (1999): „**Obsidian** ist ein **Rhyolith**, der (fast) vollständig glasig ausgebildet ist; das Glas ist dicht und dunkelgrau bis schwarz (muscheliger Bruch).“ (S. 64)

US GEOLOGICAL SURVEY (2000): „**Obsidian is dense volcanic glass, usually rhyolite** in composition and typically black in color. Compared with window glass, obsidian is rich in iron and magnesium; tiny (<.005 mm) crystals of iron oxide within the glass cause its dark color. The colors in obsidian result from the oxidation state of the chemical elements within the tiny minerals that are finely dispersed in the glass. Black color results chiefly from magnetite, Fe₃O₄. If the obsidian is highly oxidized, then the glass may contain hematite, which provides a reddish hue. Variations in the oxidation state of the iron (Fe) varieties imparts a slight greenish hue. Some obsidian is banded, a consequence of oxidation on a flow surface being folded into the lava as it continues to move.“

WIMMENAUER (1985): „**Obsidian** ist der Name für **weitgehend glasig erstarrte** und so erhaltene Gesteine der **Rhyolith-Dazit** Familie.“ (S. 175)

Aus oben aufgeführter Literatúrauswahl ist zu entnehmen, daß geowissenschaftlich orientierte Definitionen (STOSCH, 1999) meist mit der Kopplung Glas und Glaschemie einhergehen, wohingegen technisch orientierte Erklärungen zunächst auf die glasige Struktur hinweisen (DEHN & McNUTT, 2000), anschließend auf die chemische Zusammensetzung. Allgemein scheint ein Trend hin zur Benennung auf Basis der Zusammensetzung vorzuherrschen, weg von der (traditionellen) petrographi-

schen Grundlage zur Gesteinsansprache. Hierzu noch ein Zitat nach CAS & WRIGTH (1996): „For studies based on field observation of volcanic rocks, an entirely chemical approach to classification is not practical“. Diese Aussage ist insofern von zentraler Bedeutung, als der Beginn geowissenschaftlicher Untersuchungen doch meist im Gelände liegt, und dort eine erste Ansprache ohne chemische Analyse erfolgen können muß. Die weitere Untersuchung im Labor kann dann zu einer Erweiterung/Verfeinerung durch die chemische Analytik führen. Sollte also der Begriff Obsidian wie z. B. bei WIMMENAUER (1985) an rhyolithische und dazitische Zusammensetzungen gebunden werden, basische Gläser als Sideromelan bezeichnet werden (MATTHES, 2001), so sollte für die Gesamtheit magmatogener Gläser ein neuer Überbegriff gefunden werden. An dieser Stelle soll und kann hierfür kein endgültiger Vorschlag erfolgen. Ein naheliegender Name, Hyalith, ist bereits für eine Opalvarietät in Gebrauch. Eine andere Möglichkeit wäre evtl. eine Kombination aus vitrum und lithos zu Vitrolith.

Danksagung

Als erstes möchte ich mich bei dem Initiator dieser Arbeit, Herrn Prof. Dr. K. HEIDE, bedanken, für die Anregung zur Bearbeitung eines in vielen Details, aber auch im Gesamten interessanten Themas. Sein stetes Interesse am Fortgang der Arbeit, sowie die stete Diskussionsbereitschaft bis in kleinste Details und die zahlreichen Literaturhinweise waren eine wertvolle Hilfe.

Recht herzlich möchte ich mich bei Prof. Dr. M. B. SADIKLAR von der Schwarzmeer Universität Trabzon/Türkei für die Übernahme des Koreferats bedanken. Ohne seine Unterstützung wäre die Geländearbeit und Probennahme in diesem Umfang wohl kaum möglich gewesen. Nicht zuletzt ergaben sich durch die interessanten Diskussionen wertvolle Denkanstöße.

Ebenso bedanke ich mich bei Prof. Dr. L. VIERECK-GÖTTE. Durch seine stete kritische Sicht der grundlegenden Zusammenhänge ergaben sich immer hilfreiche Diskussionen.

Ein besonderer Dank geht an Dr. habil. G. KLÖB. Sein Hinterfragen der Zusammenhänge aus „kristallographischer Sicht“ während zahlreicher Gespräche, brachten viele neue Blickwinkel zur „geowissenschaftlichen Sicht“ der Arbeit. Aber auch zahlreiche nicht fachliche Gespräche trugen zum guten und motivierenden „Betriebsklima“ bei.

Ganz besonders herzlich bedanke ich mich bei Dr. B. KREHER-HARTMANN für die rasche und kritisch-konstruktive Durchsicht des „letzten Probemanuskripts“. Besonders die Detailhinweise gaben hilfreiche Anregungen für die „letzte Minute“.

Herrn Dr. D. SCHÖPS gilt mein Dank für seine uneingeschränkte Diskussionsbereitschaft zu Fragen der Analytik und Probenaufbereitung sowie seine stete Bereitschaft, den Fundus an „Shareware“ zur Verfügung zu stellen.

Für die Betreuung am Elektronenmikroskop des Otto-Schott-Institutes der FSU Jena danke ich Herrn Dr. G. VÖLKSCH, sowie für die aufschlußreichen Diskussionen zum Thema „Mikrosonde und Analytik“.

Ein herzlicher Dank geht an Herrn Prof. Dr. M. OKRUSCH vom Mineralogischen Institut der Uni Würzburg für die prompte Zusage zu Mikrosondenmessterminen. Bei Herrn Dr. U. SCHÜSSLER bedanke ich mich für die Einstellung der Mikrosonde des Mineralogischen Institutes der Uni Würzburg und die Gewährung der Messzeit bis in die Nacht.

Bei Herrn Dr. G. HEIDE möchte ich mich für die Dilatometer-Messung einiger Proben am Lehrstuhl Glas der TU Clausthal bedanken, sowie für die hilfreichen Diskussionen zum Thema Wasser und Viskosität.

Ein besonderer Dank gebührt Herrn Dr. M. GABER von der Bundesanstalt für Materialprüfung/Berlin für die Hilfe beim Wiederaufbau des Dilatometers und der Anpassung an die digitale Messwerterfassung, sowie die Diskussionen zur Heigasextraktion.

Ein ganz besonderer persönlicher Dank geht an Frau MScE. A. HANEDAN von der Schwarzmeer Universität Trabzon/Türkei für die herzliche Gastfreundschaft, Betreuung und gemeinsam durchgeführte Geländearbeit 1998, sowie die besten selbstgemachten „potatoe chips“.

Für die Unterstützung bei Probennahme und Transport möchte ich mich bei Herrn Dipl. Min. S. RÖMHILD bedanken, der die Alterationserscheinungen des Obsidians im Rahmen seiner Diplomarbeit

untersuchte.

Für die stete Diskussionsbereitschaft zum Thema Thermoanalytik, Identifizierung von Gasspezies und Quantifizierung sei Herrn Dipl. Chem. C. M. SCHMIDT herzlich gedankt.

Frau Dipl. Geol. R. HANEMAN danke ich für Ihre hilfreiche Unterstützung im Kampf mit den Konventionen des Dudens sowie Ihre Bereitschaft als „Versuchsstudentin“ zum Verständnis des Anhang E.

Ein weiterer „aushäusiger“ Dank geht an Dipl. Min. M. LESCHIK (TU Clausthal) für die intensiven Diskussionen zur Genese und Begriff der natürlichen magmatischen Gläser.

Herrn Dipl. Ing. E. WATZKE danke ich für die prompte Hilfsbereitschaft bei der Beschaffung der Literaturzitate vom „Anfang des 20. Jhds“.

Frau Dipl. Ing. (FH) U. RUDAKOFF danke ich für den schier unerschöpflich scheinenden Vorrat an Probenbehältnissen aller Art, immer zur rechten Zeit.

Herrn S. LENK danke ich für die Durchführung der Heißgasextraktions-Messungen (Netzsch STA 429) und der schnellen Übermittlung der Daten via e-mail.

Für die hervorragende Präparation der Dünnschliffe, Anschliffe und doppelseitig polierten Dickschliffe danke ich Frau S. BERGMANN, sowie besonders für die Präparation der Probe für die Verteidigung. Herrn F. LINDE danke ich für die Bereitstellung diverser Kleinteile zur Aufbereitung der Proben

Bei allen die hier nicht namentlich aufgeführt sind, aber durch Fragen zu neuen Gedanken angeregt haben möchte ich hiermit recht herzlich danken.

Zu guter letzt gilt mein Dank den Personen in meinem privaten Umfeld. Ohne einen solchen Rückhalt kann wohl kaum eine solche Arbeit gelingen.

Allen voran meine Freundin Marion, ohne deren Geduld aber auch die „kleinen Schubser“ zur rechten Zeit die Arbeit in dieser Form nicht zustande gekommen wäre.

Meiner Mutter für die immer währende Unterstützung, angefangen von „verwaltungstechnischen Sachen“ bis hin zu finanziellen Aushilfen bei unerwarteten Anschaffungen.

Meinem gesamten Freundeskreis, für die Zurückhaltung, in der letzten Phase die „böse Frage“ nicht allzu häufig zu stellen.

Selbständigkeitserklärung

Ich erkläre, daß ich die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel und Literatur angefertigt habe.

Jena, den 17.12.2001

(Holger Kletti)