

Porphyrische Cu-Mo-Au-Re und epithermale Au-Ag-Te Vererzungen
der Insel Limnos, nordöstliche Ägäis, Griechenland: Mineralogie-
Mineralchemie der hydrothermalen Alterationen und damit
verbundene Vererzungen

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften

an der Fakultät für Mathematik, Informatik und Naturwissenschaften

Fachbereich Geowissenschaften

der Universität Hamburg

vorgelegt von Aliou Djiba

aus Thionck-Essyl, Senegal

Hamburg, 2018

Als Dissertation angenommen am Fachbereich Geowissenschaften

Tag des Vollzugs der Promotion:

02.02.2019

Gutachter/Gutachterinnen:

Prof. Dr. Ulrich Bismayer

Prof. Dr. Panagiotis Voudouris

Vorsitzender des Fachpromotionsausschusses
Geowissenschaften:

Prof. Dr. Dirk Gajewski

Dekan der Fakultät MIN:

Prof. Dr. Heinrich Graener

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	I
Versicherung an Eides statt	IV
Danksagung	V
Zusammenfassung	VI
Summary	VIII
Glossar	X
1. Einleitung	1
1.1 Ziele und erwartete Ergebnisse	2
1.2 Geographische Lage des Arbeitsgebietes	3
1.3 Methodik und Geländearbeit	3
2. Regionale Geologie Griechenlands	5
2.1 Allgemeine Geologie von Limnos	11
2.2 Geologie der Arbeitsgebiete	13
2.2.1 Fakos	13
2.2.2 Sardes	16
2.2.3 Kaspakas	17
3. Petrographie und Mineralogie der vorkommenden Gesteine	20
3.1 Geochemie der magmatischen Gesteine aus Limnos	25
3.1.1 Geochemie der Hauptelemente (Harkerdiagramme)	28
3.1.2 Geochemie der Spurenelemente (Harkerdiagramme)	31
3.1.3 Multielement-Diagramme (Spiderdiagramme)	33
3.1.4 Fakos	36
3.1.5 Sardes	40
3.1.6 Kaspakas	46
4. Geochemische Alterationen der vorkommenden Gesteine	51
4.1 Kaspakas	52
4.1.1 „Sericitic“ Alteration	52
4.1.2 „Propylitic“ Alteration	55
4.2 Sardes	57
4.2.1 Hydrothermale „potassic“ Alteration:	57
4.2.2 „Sericitic“ Alteration	58
4.2.3 „Calcic-potassic“ Alteration	58
4.2.4 „Propylitic“ Alteration	60
4.2.5 „Advanced argillic“ Alteration	60
4.3 Fakos	62

4.3.1 Hydrothermale „potassic“ Alteration.....	62
4.3.2 „Sericitic“ Alteration.....	63
4.3.3 „Calcic-potassic“ Alteration	63
4.3.4 Hydrothermale “calcic±sodic/potassic” Alteration	63
4.3.5 „Sodic-calcic“ hydrothermale Alteration	66
4.3.6 „Propylitic“ Alteration.....	66
4.3.7 Epithermale „advanced argillic“ Alteration	66
5. Klassifikation der verschiedenen vorkommenden hydrothermalen Gänge.....	69
5.1 M-Magnetitgang	70
5.2 A und Q-Gang-Typen	71
5.3 D- und T-Gang-Typen.....	74
5.4 Carbonatgänge (C)	75
5.5 Aktinolith-Gänge.....	77
5.6 Pyroxen- und Aplit-Gänge.....	79
6. Das tektonische Entstehungsmilieu der vorkommenden Gesteine	82
6.1 Geochemische Eigenschaften des geotektonisch kontrollierten Milieus.....	83
6.2 Tektonischer Rahmen der Grundgebirgsgesteine aus Limnos	83
6.2.1 M-Typ Granitoide (Mantel).....	84
6.2.2 I-Typ Granitoide („Igneous“).....	84
6.2.3 S-Typ Granitoide („sedimentary“)	84
6.3 Tektonische Klassifikationen und vorkommende Granitoide	85
6.3.1 „Ocean Ridge Granite“ (ORG)	85
6.3.2 VAG („Volcanic Arc Granite“).....	85
6.3.3 „Within Plate Granite“ (WPG).....	86
6.3.4 „Collision Granite“ (Syn-COLG)	86
7. Tektonische Klassifikation der Granitoide von Limnos	86
8. Aufschmelzung und chemische Zusammensetzung der subduzierten Platte	88
8.1 Adakite	89
8.2 Hoch-Niob (Nb)-Basalt.....	89
8.3 Cu-Au Porphyry Mineralisation und Adakit-Magmen	89
8.4 Auswertung von Adakit-ähnlichen Granitoiden aus Limnos.....	90
8.5 Genese der magmenbildenden Gesteine von Limnos	92
9. Metallanreicherung und Erzmineral-Paragenese	93
9.1 Hypogene Mineralisation.....	96
9.2 Epithermale Erzminerale und metallische Elementanreicherung („Sericitic“ und epithermale Alteration).....	96
9.2.1 Gebiet Fakos	97

10. Diskussion.....	99
11. Schlussfolgerungen.....	104
Literaturverzeichnis.....	105

Versicherung an Eides statt

Hiermit versichere ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Dissertation mit dem Titel: „Porphyrische Cu-Mo-Au-Re und epithermale Au-Ag-Te Vererzungen der Insel Limnos, nordöstliche Ägäis, Griechenland: Mineralogie-Mineralchemie der hydrothermalen Alterationen und damit verbundene Vererzungen“ selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel – insbesondere keine im Quellenverzeichnis nicht benannten Internet-Quellen – benutzt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus Veröffentlichungen entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht. Ich versichere weiterhin, dass ich die Dissertation oder Teile davon vorher weder im In- noch im Ausland in einem anderen Prüfungsverfahren eingereicht habe und die eingereichte schriftliche Fassung der auf dem elektronischen Speichermedium entspricht.

Hamburg, den 02 Februar 2019



Danksagung

Ich möchte mich bei all jenen bedanken, die mich bei der Anfertigung dieser Arbeit mit ihren Anregungen oder ihrer Hilfe bei der Datenbeschaffung und -auswertung unterstützt haben:

bei Professor Dr. Ulrich Bismayer ganz besonders, der mir diese Doktorstelle gegeben hat, ein Mensch, der sich immer Zeit nahm, mir freundlichen Rat und Orientierung zu geben;

bei Professor Dr. Panagiotis Voudouris, der die Idee zu dieser wissenschaftlichen Arbeit hatte und sich die Zeit nahm, mich bei der monatelangen Geländearbeit auf Limnos zu führen und zu begleiten und mir mit technischer wie fachlicher Unterstützung zur Seite zu stehen.

bei Peter Stutz und Stefanie Heidrich bedanke ich mich für die technische Unterstützung für diese Arbeit.

Bei Mascha Gollub bedanke ich mich besonders für die organisatorische Unterstützung.

Für die wissenschaftliche Zusammenarbeit möchte ich mich ausdrücklich bei Peter Zietlow, bei Despina Chaluppa, bei Gor Makoi Kojok, bei Konstantinos Mavrogonatos und Evangelos Galanopoulos bedanken. Ihre Unterstützung hat mir große Hoffnung gegeben und mich dazu gebracht daran zu glauben, dass die Arbeit gelingt.

Für zusätzliche moralische Unterstützung bedanke ich mich schließlich bei Dr. Epossi Zoila und Oskar Lobuto Bakuka.

Bei meinen politischen Mitstreitern bedanke ich mich ganz herzlich für die langjährige und vertrauensvolle Zusammenarbeit im Referat für internationale Solidarität (RIS) im AStA der Universität Hamburg.

Zusammenfassung

Die Beprobung der griechischen Insel Limnos erlaubt ein verbessertes Verständnis der Lagerstätten von Griechenland. Die ältesten Gesteine Griechenlands sind silurisch oder gehören zum varyskischen Sockelgestein. Der ägäische Raum umfasst den Rhodopen-Block, Pelagonia und Apulia als wichtigste tektonische Blöcke. Diese verschiedenen geologischen Einheiten sind durch die Konvergenzbewegung und Kollision zwischen Afrikanischer und Eurasischer Platte entstanden. Die Alpidische Kollision zwischen der Afrikanischen und Europäischen Platte begann im Spät-Jura und dauert an bis heute oberhalb der nord-gerichteten hellenischen Subduktion im Süden Kretas. Es wird angenommen, dass hier eine einzige Subduktionszone seit der unteren Kreide aktiv war, die sowohl den ozeanischen als auch den kontinentalen lithosphärischen Mantel unterhalb der Ägäis konsumierte. Die geodynamische Entwicklung des ägäischen Gebietes umfasst den Rückgang der Platte seit der Kreide und ein Zerreißen der Platte unterhalb West-Anatoliens während des Miozäns. Als Ergebnis des Plattenrückgangs entstand ein Dehnungsregime mit dem Zusammenbruch des Akkretionskeils und der Öffnung der Hinterbogenbecken. Die post-orogene Exhumierung der unteren Teile der gestreckten Kruste (als metamorphe Kernkomplexe, wie in den Rhodopen und den Kykladen) wurde begleitet von einem voluminösen "back-arc" Magmatismus.

Die griechische Insel Limnos befindet sich in einer tektonischen Zone zwischen Bulgarien im Norden, der ägäischen See im Süden und der Türkei im Osten. Die Gesteine der Insel bestehen überwiegend aus Molasse des mittleren Eozäns bis unteren Miozäns und aus kalkalkalischen bis shoshonitischen vulkanischen Gesteinen aus dem Miozän. Im Zentrum der Gebiete Fakos sowie Sardes, wurden Trachydazite- und Trachyandesit-Trachydazite-Porphyr-Gesteinskörper in sedimentäre Gesteine intrudiert. Im westlichen und südwestlichen Bereich der Insel Limnos befindet sich der Mittelpunkt des Vulkans, der von Domen und Lava- „Flow“-Material begrenzt ist. Die Limnos-Gesteine in dieser Arbeit stammen aus den Gebieten Fakos, Sardes und Kaspakas. Sie wurden petrographisch und geochemisch analysiert und als Trachyandesit, Trachydazit, Monzonit und Trachyandesit-Trachydazit klassifiziert. Sie sind somit als shoshonitische, peraluminöse bzw. metalluminöse, kalkalkaline und hoch-Kalium-kalkalkaline Gesteine einzustufen. Die meisten dieser Gesteine zeigen ein porphyrisches Gefüge mit Mikrophenokristallen bis zu Phenokristallen in Aggregaten. Die geochemischen Analysen bestätigen zudem eine extrem hohe Anreicherung an Spurenelementen. Die verschiedenen Korrelationen der chemischen Elemente mit SiO_2 beschreiben die magmatische Entwicklung während des Kühlungsprozesses. Die mineralogische und geochemische Gesteinszusammensetzung deutet darauf hin, dass die untersuchten Gesteine durch die Magmenkristallisation aus einer Mantel/Unterkruste-Schmelze stammen. Das Magma hat einen hohen Gehalt an Natriumoxid und Kaliumoxid, ist generell oxidiert und hat einen niedrigen Gehalt an Magnesium und Eisen. Die positiven und negativen Korrelationen der Haupt- und Spurenelemente mit zunehmendem SiO_2 -Gehalt belegen eine magmatische Differenzierung im Sinn der Assimilation und die fraktionierte Kristallisation eines „single“ Magmas. Die heterogen ausgeprägte Elementverteilung kann aus einer partiellen Aufschmelzung eines teilweise inhomogenen Sedimentgesteins oder aus der Elementmobilität bei Alterationen folgen. Die geochemischen Analysen ergeben einen sehr ähnlichen Trend bei der Elementverteilung und belegen damit, dass das Magma eine gemeinsame Quelle und

identischen Geneseprozess hat. Das Magma könnte somit aus einem ähnlichen geotektonischen Milieu stammen. Die hohe Anreicherung an LILE (Large Ion Lithophile Elements) und eine geringe Konzentration an HFSE (High Field Strength Elements) sprechen für die Magmengenese aus einem durch ehemalige Subduktion angereichertes lithosphärisches Mantelmaterial.

Die drei untersuchten Gebiete von Fakos, Sardes und Kaspakas sind durch starke hydrothermale Alterationen der Magmatite gekennzeichnet. Es handelt sich hier um Alterationen, welche für Porphyry-Cu-Mo-Au- und epithermale Au-Ag-Te-Lagerstätten, typisch sind. Es wurden mit den entsprechenden Mineralparagenesen folgende Alterationstypen identifiziert: „sodic-calcic“, „calcic“, „calcic“ +/- „sodic/potassic“, „calcic-potassic“, „sericitic“, „propylitic“ und „advanced-argillic“. Durch makroskopische, mikroskopische und petrographische Analysen wurden folgende Gangtypen erkannt: M-Typ (Magnetit-Gang), A-Typ (granularer Quarz-Gang), D- und T-Typ (Pyrit-Gang und Turmalin-Gang), Q-Typ (Quarz-Gang), C-Typ (Carbonat-Gang), Act-Typ (Aktinolith-Gang) und P-Typ (Pyroxen-Gang) jeweils mit entsprechender Mineralparagenese und Morphologie. Die hydrothermalen Alterationen und Gänge sind stark mineralisiert und an einer Serie von Elementen wie Cu, Mo, Pb, Zn, As, Sb, Te, Sn, Bi angereicht. In allen drei Gebieten kommen Pyrit, Molybdänit, Kupferkies, Magnetit und Gold als Haupterzminerale der porphyry-Typ Vererzungen vor. Eine epithermale Überlagerung in den untersuchten Gebieten führte zum Absatz von Buntmetallsulfiden wie Bleiglanz und Zinkblende zusammen mit Gold und Telluriden.

Durch ihre chemische Zusammensetzung sind die Granitoide tektonisch als I-Typ Granite klassifiziert. Die Limnos-Magmatite werden einer Post-Subduktions- oder einer Post-Arc-Entstehung zugeordnet. Das Magma aus Limnos tendiert zu einer Einstufung als adakitisches Magma. Die relativ niedrige Konzentration an Y (Yttrium) und Yb (Ytterbium) in sämtlichen untersuchten Granitoiden könnte ein Hinweis darauf sein, dass die Gesteine nicht durch die Aufschmelzung von partiell hydratisierten Mantelkeilen gebildet wurden, sondern durch Aufschmelzung einer subduzierten Platte. Die Untersuchung der magmenbildenden Gesteine auf Limnos zeigt, dass das Magma durch fluidmobile Elemente sowie durch eine Sedimentschmelze angereichert wurde. Teile des Magmas enthalten neben der sedimentären Schmelze auch wässrige Fluide und im geologischen Kontext resultierte eine relevante porphyrische und epithermale Mineralisation.

Summary

The mineral sampling of the Greek island Limnos allows a better understanding of the metal deposits of Greece. This work is focused on the ore and alteration mineralogy of three sites on the island Limnos. The oldest rocks of Greece are Silurian or belong to the Variscian basement. The Aegean region includes the Rhodope Block, Pelagonia and Apulia as the most important tectonic blocks. These different geological units were formed by the converging movement and collision between the African and Eurasian plates. The alpine collision between the African and European plates began in the late Jurassic and continues up today above the north-dipping Hellenic subduction south of Crete island. A single subduction zone has been active here since the Lower Cretaceous, consuming both the oceanic and continental lithospheric mantle below the Aegean sea. The geodynamic evolution of the Aegean region includes the roll-back of the plate since the Cretaceous and a tearing of the plate below western Anatolia during the Miocene. As a result of the plate retreat, a stretching regime developed with the collapse of the accretion wedge and the opening of the back-arc basins. The post-orogenic exhumation of the lower parts of the stretched crust (as metamorphic core complexes, as in the Rhodopes and Cyclades) was accompanied by a voluminous back-arc magmatism.

The Greek island Limnos is located in a tectonic zone between Bulgaria in the north, the Aegean Sea in the south and Turkey in the east. The rocks of the island consist mainly of molassic sediments from the Middle Eocene to the Lower Miocene and calc-alkaline to shoshonitic volcanic rocks from the Miocene. In the centre of the Fakos and Sardes areas, trachydacite and trachyandesite-trachydacite porphyry bodies were intruded into the sedimentary rocks. The western and southwestern part of Limnos form the center of the volcano, which is build of domes and lava flow material. The Limnos rocks in this study come from the areas of Fakos, Sardes and Kaspakas. They have been petrographically and geochemically analysed in this work as trachyandesite, trachydacite, monzonite and trachyandesite-trachydacite. They are therefore classified as shoshonitic, peraluminous or metaluminous, calc-alkaline and high potassium calc-alkaline. Most of these rocks show a porphyritic texture with microphenocrysts up to phenocrysts in aggregates.

The geochemical analyses also confirms an extremely high accumulation of trace elements. Different correlations of the chemical elements with SiO_2 describe the magmatic development during the cooling process. The mineralogical and geochemical rock composition suggests that they are obtained by magma crystallization from a mantle/subcrustal melt. The magma has a high content of sodium oxide and potassium oxide, is oxidized and has a low content of magnesium and iron. The positive and negative correlations of the main and trace elements with increasing SiO_2 content prove a magmatic differentiation in the sense of assimilation and the fractional crystallization of a "single" magma. The heterogeneous element distribution can result from a partial melting of a partially inhomogeneous sedimentary rock or from element mobility during alterations. The geochemical analyses show a relatively identical trend in the distribution of elements and thus prove that magma has a common source and identical genesis process. The magma could therefore originate from a similar geotectonic environment. The high accumulation of LILE (Large Ion lithophilic elements) and a low concentration of HFSE (High Field Strength Elements) speak for the magma harvest from a lithospheric mantle enriched by former subduction.

The three investigated areas of Fakos, Sardes and Kaspakas are characterized by strong hydrothermal alterations of the magmatic rocks. These are alterations typical of porphyry Cu-Mo-Au and epithermal Au-Ag-Te deposits. The following alteration types have been identified:

"sodic-calcic", "calcic", "calcic" $\pm$ "sodic/potassic", "calcic-potassic", "sericitic", "propylitic" and "advanced-argillic" with corresponding mineral assemblages. The following vein types were identified by macroscopic, microscopic and petrographic analyses: M type (magnetite vein), A type (granular quartz vein), D and T type (pyrite vein and tourmaline vein), Q type (quartz vein), C type (carbonate vein), Act type (actinolite vein) and P type (pyroxene vein) each with corresponding mineral paragenesis and morphology. The hydrothermal alterations and veins are strongly mineralized and enriched with a series of elements such as Cu, Mo, Pb, Zn, As, Sb, Te, Sn, Bi. Pyrite, molybdenite, chalcopyrite, magnetite and gold are the main porphyry-type ores in all three areas. An epithermal overprint in the investigated areas led to the deposition of non-ferrous base metal sulphides such as galena, sphalerite, chalcopyrite and of fahlores together with gold and tellurides.

Due to their chemical composition, the granitoids are tectonically classified as I-type granites. The Limnos magmatic rocks are assigned to a post-subduction regime in a back-arc setting. However, the magma from Limnos share some similarities to adakitic magmas. The relatively low concentration of Y (yttrium) and Yb (ytterbium) in all studied granitoids could be an indication that the rocks were not formed by the melting of partially hydrated mantle wedges, but by the melting of a subducted plate. The investigation of the magma-forming rocks of Limnos shows that the magma was enriched by fluid-mobile elements and a sediment melt. Parts of the magma contain aqueous fluids in addition to the sedimentary melt and hence, in the geological context a relevant porphyric and epithermal mineralization resulted.

Glossar

Englisch

adakite
advanced argillic
alteration
back-arc
calcic
calcic±sodic/potassic
Carlin mineralisation
centerline
central
collision
copper
deposit
dike
evolution
Fakos
Flow
hercynian
HFSE (High Field Strength Elements)
hypidiomorphic
hypogene
igneous
intrusion
Kaspakas
Crete
LILE (large ion lithophile elements)
Limnos
Lithocaps
LREE (...)

Deutsch

Adakit
fortgeschritten tonhaltig
Alteration
Hinterlandbogen
kalkhaltig
kalkhaltig±natriumhaltig/kalihaltig
Mineralisationstyp
mittlere Linie
zentral
Kollision
Kupfer
Lagerstätte
Dike (vulkanischer Gang)
Evolution, Entwicklung
Fakos, Region in Süd Limnos (Griechenland)
Lavastrom
herzynisch, variskisch
Elemente mit starker Ionenladung
hypidiomorph
hypogen
magmatisch
Intrusion
Kaspakas, Region in West Limnos (Griechenland)
Griechische Insel
Elemente mit großem Ionenradius
Limnos, griechische Insel
Hutzone (Art alterierter Gesteine)
leichte Seltenerden

magmatic	magmatisch
metaluminous	metaluminös
molasse	Molasse
MREE (...)	mittlere Seltenerden
offshore	Schelf
oceanic ridge granite (ORG)	Ozeanrückengranit
peraluminous	peraluminös
Phyllic	phyllitisch
Porphyry	Porphyr
potassic	kalihaltig
Propylitic	propylitisch
Rhodope Massif	Rhodopen, Gebirge in Süd-Bulgarien und Nord-Griechenland
Sardes	Sardes, Region im zentralen Bereich von Limnos (Griechenland)
sedimentary	sedimentär
Sericitic	serizitisch
Shoshonite	Shoshonit
Single	einzelne/r/s
sodic-calcic	Natrium-kalkhaltig
Srednagora mts.	Sredna Gora, Gebirgskette in Zentral-Bulgarien
syn/post-collision granite (Syn-COLG)	Granit der Kollision und Postkollisionzeit
Synchron	Zeitäquivalenz
Terrane	Terran
vuggy silica	drusiges SiO ₂
vulcanic arc granite (VAG)	Inselbogengranit
within plate granite (WPG)	Intraplattengranit

1. Einleitung

Nordost Griechenland und Süd-Bulgarien gehören geologisch zum Rhodopen-Massiv. Sie sind durch mannigfaltige bunt- und edelmetallführende Lagerstätten gekennzeichnet und zählen damit zu den wichtigsten metallogenetischen Provinzen Europas (Arikas & Voudouris 1998). In diesem Gebiet kommen mehrere relevante Porphyry- Cu-Mo-Re-Au- und epithermale Au-Ag-Te-Lagerstätten vor (Voudouris et al. 2013a). Sie werden gegenwärtig von internationalen Firmen intensiv exploriert.

Als **Porphyry-Lagerstätten** werden solche Lagerstätten bezeichnet, deren Entstehung an saure bis intermediäre porphyrische Intrusionen gebunden sind und mit denen immer eine intensive und ausgedehnte hydrothermale Alteration des Wirtsgesteins einhergeht. Diese entsteht durch die Wechselwirkung zwischen dem Gestein und heißen, aufsteigenden, hydrothermalen Lösungen, Gasen sowie Dämpfen, was zur Folge hat, dass es zu mineralogischen und chemischen Veränderungen der beteiligten Phasen kommt. Die Einteilung von Porphyry-Lagerstätten erfolgt in fünf Klassen, die nach den primär vorkommenden Metallen benannt sind: Porphyry Au, Porphyry Cu, Porphyry Mo, Porphyry W und Porphyry Sn (Seedorf et al., 2005).

Porphyry-Lagerstätten umfassen eine große Fläche und haben nur einen geringen bis mittleren Gehalt an Erzen. Die Erzarmut ist darauf zurückzuführen, dass die Verteilung der primären Erze auf sogenannte Stockwerke, sich kreuzende, kleine Quarzgänge gebunden ist oder die Erze als Imprägnationserze vorliegen. Porphyre treten auf allen Erdkontinenten auf und sind in der Regel auf langgestreckte und schmale sog. Metallogen-Provinzen beschränkt. Die meisten Vorkommen befinden sich im Bereich mesozoischer oder känozoischer Gebirgsbildungsgürtel und nur wenige in paläozoischen Gebirgsgebieten, zum Beispiel in Nordostamerika. Porphyre zählen zu den wichtigsten Lagerstättentypen und bilden weltweit die Hauptquelle für Kupfer (ca. 60-70%) und Molybdän (95%), sie sind ebenso die Hauptquelle für Gold, Silber und Zinn. Wirtschaftlich wichtige Nebenprodukte sind Re, W, In, Pt, Pd und Se.

Die mit der Bildung einer Porphyry-Lagerstätte verbundene, hydrothermale Alteration des Wirtsgesteins wird nach Lowell & Guilbert (1970) in vier unterschiedliche Zonen untergliedert. Diese koaxialen Zonen treten im Bereich des Porphyry-Stocks auf und bilden konzentrische Hüllen. Überlagerungen und Überlappungen der verschiedenen Alterationszonen und ihrer zugehörigen Alterationsminerale sind gut im Gelände zu erkennen. Diese Alterationszonen dienen bei der Prospektion als Hilfsmittel, da an die jeweiligen Alterationszonen oft bestimmte Erzvergesellschaftungen geknüpft sind. Je nach Aufschlussverhältnissen kann bestimmt werden, auf welchem Niveau man sich innerhalb der Lagerstätte befindet, was auch bei einer groben Einschätzung der Abbauwürdigkeit hilfreich ist.

Epithermale Lagerstätten gehören zu den vulkanogenen Lagerstätten und zeichnen sich durch ihre vielfältigen Erzmineralisationen und Gangarten aus. Ein epithermales System ist an abklingenden terrestrischen Vulkanismus gebunden (Tosdal et al., 2009). Tektonisch treten diese Lagerstätten an konvergenten Plattengrenzen auf. Beschränkt auf Tiefen bis 1500 m unterhalb des Grundwasserspiegels treten sie oft mit Porphyry-Vorkommen auf. Ihre Entstehung ist abhängig von magmatischen, volatilen Komponenten sowie Wasser (White und Hedenquist, 1995; Tosdal et al., 2009; Pirajno, 2010). Epithermalsysteme werden (je nach Autor) in zwei

bis drei Systeme separiert. So unterscheidet Pirajno (2010) “Low“- und “High“-Sulfidationssysteme sowie alkalische Systeme. Anhand der Erzmineralogie ist es möglich, die Tiefenlage innerhalb eines epithermalen Systems abzuschätzen. So sind Gold- und Silbermineralisationen eher im oberen Bereich eines solchen Systems anzutreffen und Buntmetalle eher in tieferen Niveaus. Wichtige Erzvertreter sind Goldtelluride, Goldselenide und Silbererzminerale.

1.1 Ziele und erwartete Ergebnisse

In dieser Doktorarbeit werden mineralogische und geochemische Phänomene der hydrothermalen Alterationszonen der Porphyry-epithermalen Mineralisationssysteme auf der Insel Limnos in der nordöstlichen Ägäis, Griechenland untersucht. Die Insel ist durch miozänen Post-Subduktions-Magmatismus gekennzeichnet (Pe-Piper & Piper 2002). Besonders berücksichtigt werden die hier auftretenden Minerale, deren Gesteinspetrologie, Geochemie und das tektonische Entstehungsmilieu der vorkommenden Gesteine.

Die Insel ist bisher wenig mineralogisch untersucht, da die meisten geowissenschaftlichen Arbeiten bzw. Explorationen und Kartierungen über Porphyry-epithermale Systeme primär auf das Festland in Nordost Griechenland konzentriert sind (Arikas & Voudouris 1998, Voudouris 2006, Voudouris et al. 2011, 2013). Auf der Insel Limnos befinden sich zwei teleskopartige porphyrische Cu-Mo±Au-Re Lagerstätten (Fakos und Sardes), welche von epithermalen Au-Ag-Te Gangmineralisationen überlagert sind (Voudouris & Alfieris 2005, Fornadel et al. 2012). Nach einer vorläufigen Beprobung und Kartierung des Lagerstättensystems bei Fakos, wird vermutet, dass eine zusätzliche Carlin-ähnliche Mineralisation (e.g. Muntean et al. 2011) existiert.

In allen untersuchten epithermalen Mineralisationen treten gediegenes Gold mit Enargit und/oder Fahlerze und auch seltene Erzminerale wie Au-Ag-Telluride und Sulfosalze auf, die jeweils Träger kritischer Metalle sind. Eines der Hauptziele der Dissertation ist es, das Potenzial für eine porphyrische Cu-Mo-Au-Re Mineralisation in der nordöstlichen Ägäis einzuschätzen. Hier eröffnen die untersuchten Gebiete eine einzigartige Gelegenheit zu prüfen, ob eine grundlegende Beziehung besteht zwischen der Art der hydrothermalen Alteration/Mineralisation in diesen Gebieten und dem Chemismus der Magmen sowie der Au-Re-Te-Anreicherung. Die Ergebnisse zeigen einen extrem hohen Re-Gehalt in Molybdäniten auf Limnos, der mit erhöhtem Au-Te Vorkommen korreliert ist. Es ist bereits bekannt, dass die Porphyrylagerstätten Nordost-Griechenlands (e.g. Festland) die global Rhenium-reichsten Molybdänit Vorkommen sind (Voudouris et al. 2013a, b), diese verbreiten sich nach Süden auf Limnos und Lesbos aus.

Durch eine Reihe von Analysetechniken (mineralogische, petrographische und geochemische) wird ein integriertes metallogenetisches Modell erstellt, welches von Nutzen für zukünftige Explorationstätigkeiten auf kritische Edelmetallkonzentrationen sein kann. Neben diesem genetischen Modell wird versucht, die Bildung und Abfolge der Mineralisationen und Alterationen auf der Insel Limnos zu interpretieren und zu begründen. Ebenso werden die durch dieses Projekt gewonnenen Daten zur Klärung des Verhältnisses zwischen Magmatismus und Mineralisation in Post-Subduktionsmilieus wie in der Ägäis beitragen.

1.2 Geographische Lage des Arbeitsgebietes

Die griechische Insel Limnos liegt im Zentrum der Nord-Ägäischen See, zwischen der Halbinsel „Athos“ im Nordwesten und dem kleinasiatischen Festland im Osten. Im Norden der Insel befindet sich die Insel „Samothraki“ ca. 42 km entfernt, im Nordosten liegt die türkische Insel „Gökçeada“ in ca. 22 km Entfernung als nächster Nachbar und auf der südlichen Seite von Limnos liegt die Insel „Agios Eftraios“ etwa 31 km entfernt (Abb. 01).

Die Insel Limnos ist die neuntgrößte griechische Insel mit einer Gesamtfläche von 476,288 km². Ihre Ausdehnung in westöstliche Richtung zeigt eine maximale Breite von 35 km und die maximale Ausdehnung von Nord zu Süd, vom „Kap Plaka“ im Nordosten bis zum „Kap Agia Irini“ im Südosten beträgt 29 km. Im Westen liegt sie bei 18 km von „Kap Mourtzeflos“ im Nordwesten zum „Kap Tigani“ im Südwesten. Die Insel Limnos weist eine stark strukturierte Kruste auf, ohne ein ausgeprägtes Relief, sie zeigt gerundeten Relief-Formen und steilen Klippen. Das größte Höhenniveau der Insel über dem Meeresspiegel beträgt 430 m. Bei gering ausgeprägter Bewaldung verfügt Limnos wegen einer großen Variation an Vegetationsstrukturen (Feuchtgebiete, Sanddünen, Sumpfgebiete etc.) über einen hohen „ökologischen Wert“ und ist intensiv beeinflusst durch menschliche Nutzung (30-40 % landwirtschaftlich genutzt). Das Klima auf Limnos ist ein subhumides bis semiarides Mesoklima.

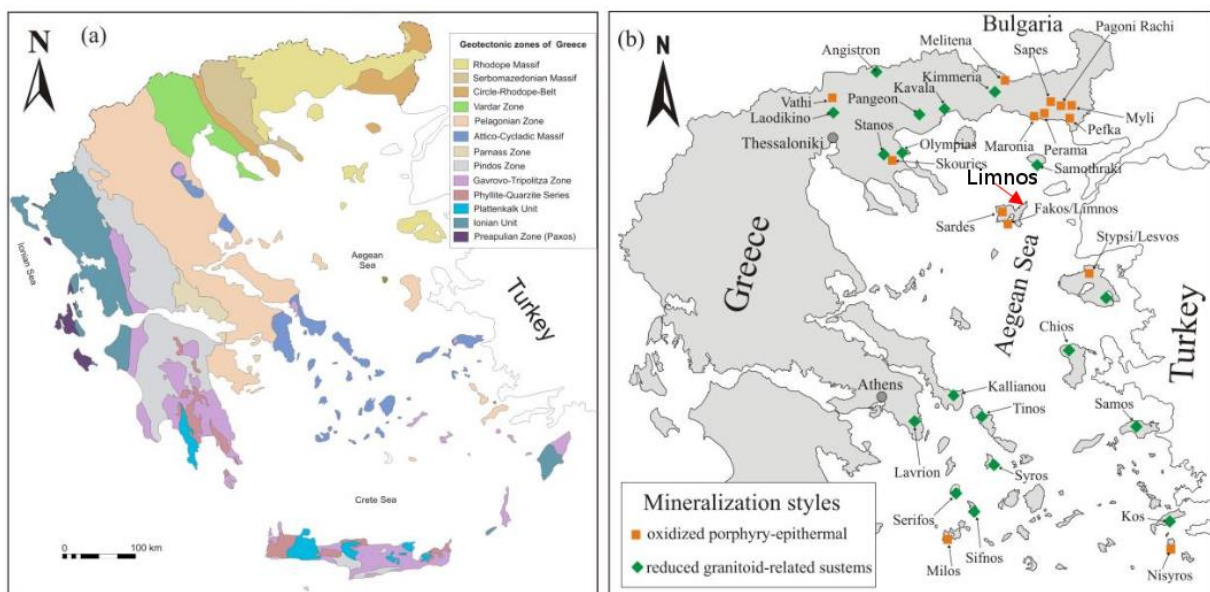


Abb. 01 Vereinfachte geologische Karte der griechischen Helleniden (a) geändert nach Ottens und Voudouris (2018), die goldführend Mineralisationsgebieten (geändert nach Voudouris et al. (2018) und geographische Position von Limnos im Nordosten des ägäischen Raums.

1.3 Methodik und Geländearbeit

Vor der Reise nach Griechenland erfolgten für Geländearbeit und Probenaufnahmen ca. dreimonatige Literaturstudien, Recherchen und Dokumentationen zum Dissertationsthema. Die Forschungsarbeit begann mit ca. drei Wochen Geländearbeit auf der Insel Limnos; es wurden währenddessen drei verschiedene Gebiete der Insel (Kaspakas, Sardes und Fakos) geologisch untersucht und beprobt. Viele Geländemessungen und Aufnahmen von Fotos unterschiedlicher Gesteinslithologien wurden vorgenommen. Insgesamt 89 frische und mineralisierte Proben wurden gesammelt, wobei ein Teil davon vom mineralogischen und petrographischen

Department der Nationalen und Kapodistrias Universität Athen in Griechenland gesägt und dann dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Hamburg postalisch zugesendet wurde. Im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Hamburg wurden 111 Erzanschliffe und 126 Dünnschliffe für petrographische Analysen vorbereitet. Von den 111 Erzanschliffen kommen 40 aus dem Gebiet Kaspakas, 46 aus Sardes und 25 aus Fakos. Von den Proben für die 126 präparierten Dünnschliffe stammen 33 aus dem Gebiet Kaspakas, 60 aus Sardes und 33 aus Fakos. Die gesamten Proben wurden nach „frisch“ und „alteriert“ sortiert. Mit einem Auf- und Durchlicht-Mikroskop (Olympus x60) der Universität Hamburg wurden alle ausgewählten Proben mikroskopisch analysiert, wobei die petrographische Beschaffenheit, Mineral-Paragenesen und alle Alterationsarten bestimmt wurden. Alle Proben wurden für entsprechende Analysen gescannt und in der Datenbank gespeichert.

Insgesamt 43 Gesteinsproben wurden mit dem Röntgenfluoreszenzspektrometer „Philips PW 1220“ des mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Hamburg analysiert.

Diese wurden zuerst mechanisch mit der Maschine „WEDAG“ (Westfalia Dinnandehl Gröppel Aktiengesellschaft) zerkleinert; anschließend wurden die zerkleinerten Gesteinspartikel auf bis zu $<60\text{ }\mu\text{m}$ Körner zermahlen.

Das gemahlene Gesteinspulver wurde gewogen, wobei ein Teil für Röntgenfluoreszenzanalysen genutzt wurde und ein anderer Teil (72 Proben) nach Kanada für Massenspektrometrieanalysen mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-MS-Analysen) versandt wurde.

Von den untersuchten Proben entstammen 10 aus Kaspakas, 25 aus Sardes und 8 aus Fakos. Folgende Haupt- und Spurenelemente wurden gefunden:

- Hauptelemente: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5 und SO_3
- Spurenelemente: Ba, Ce, As, Co, Ga, Sc, Bi, U, Cr, Cu, La, Mn, Nb, Nd, Ni, Pb, Rb, Sr, Ti, Th, V, Y, Zn, Zr. Für die Spurenelemente liegt die Nachweisgrenze bei 10 ppm mit Ausnahme von Nd, La (20 ppm) und Ce (25 ppm).

Aus einem Gemisch je einer der Proben mit Lithiummetaborat-Tetraborat wurden Schmelztabletten angefertigt und einer verdünnten Salpetersäure-Spaltung ausgesetzt.

Durch Wiegen der Proben, vor und nach einigen Stunden Trocknen bei 110°C bzw. ca. 1000°C , wurde der Flüssigkeitsgehalt (Wasser) bestimmt.

Für die Ermittlung des Kobalt-Gehalts wurde die Konduktometrie mit einem Carmographen der Fa. Wösthoff genutzt.

Durch ein modifiziertes Verfahren der Vanadat-Methode nach Peters (1968) wurde nasschemisch die FeO-Konzentration bestimmt.

Nach Kanada wurden insgesamt 43 frische und 29 hydrothermal alterierte Proben für die Massenspektrometrie-Analyse (ICP-MS) geschickt. Die Proben wurden folgendermaßen geteilt: 9 frische und 8 hydrothermal alterierte Proben, kommend aus Kaspakas, 24 frische und 14 hydrothermal alterierte Proben aus Sardes und 10 frische und 7 hydrothermal alterierte Proben aus Fakos.

Die Proben wurden mittels verschiedener Methoden analysiert:

- Methode LF100: 17 Proben aus Kaspakas, 34 aus Sardes und 9 aus Fakos.
- Methode MA200: 17 Proben aus Kaspakas, 37 aus Sardes und 18 aus Fakos.

2. Regionale Geologie Griechenlands

Als Bestandteil des südeuropäischen Raums entstand Griechenland zeitlich am Übergang vom Jura zur Kreide (Mesozoikum) vor etwa 135 Mio. Jahren. Vom Nordwesten bis Südwesten Griechenlands erstrecken sich die Gebirgsketten der Helleniden. Diese entstanden durch unterschiedliche Phasen der alpidischen Orogenese. Eine spätpräkambrische bis spätjurassische Entwicklung der Region war durch Öffnung und Konsumierung von ozeanischen Becken und Bildung von kontinentaler Kruste oberhalb der entsprechenden Subduktionszonen markiert. Ein Permokarbon-magmatisches Ereignis verknüpft mit einer nord-gerichteten Subduktion der Paleotethys unterhalb des südlichen Randes Europas, in mehreren Regionen der Pelagonia, Rhodopen und Attiko-Kykladen, deutet auf eine aktive Kontinentalrandentwicklung auf dem präkambrisch-silurischen Basement der Helleniden hin.

Die Helleniden in der nordgriechischen ägäischen See, die Balkan-Halbinsel (Dinariden/Albaniden) und die Türkei (Pontiden, Anatoliden) sind geotektonisch verbunden. Zusammen bilden sie eine gefaltete Gebirgskette, die zum Alpen-Himalaya-Orogen gehört. Solche tektonischen Störungen sind durch die seit dem Mesozoikum bis heute laufende alpidische Kollision zwischen der afrikanischen und der eurasischen Platte entstanden. Sie bilden tektonische Überschiebungen bzw. Verschiebungen und Deckenstapelungen von drei kontinentalen Blöcken, von Apulia, Pelagonia und Rhodopen sowie der dazwischen obduzierten ozeanischen Kruste (Abb. 02) (Pe-Piper und Piper 2002; Pe-Piper et al. 2009). Außerdem gehören zum Hellenidengebirge nach Kydonakis et al. (2005a, b) zwei ozeanische Suturezonen, Vardar und Pindos (Abb. 02).

Die Gesamtstruktur der Helleniden entspricht mehreren Hauptüberschiebungseinheiten bzw. tektonischen Domänen, die anhand von Gesteinsart, Stratigraphie, tektonometamorphen Geschichte und präorogenen Paläogeographie charakterisiert sind. Von Norden nach Süden sind dies (a) der Srednogorie Block und Rhodopen-Sakarya Block, (b) die Vardar-Izmir Ozeanische Einheit, (c) der Pelagonia-Lycian-Block, (d) die Pindos-Ozeanische Einheit (einschließlich der kykladischen Blauschiefer-Einheit), (e) der Gavrovo-Tripolitza-Block, (f) der Phyllit-Quarzit-Block, (g) der Ionische-Block und Prä-Apulische Überschiebungseinheiten sowie (h) der Ost-Mittelmeer-Ozean. Die Helleniden werden traditionell als externe und interne Helleniden klassifiziert. Zu den letzteren zählen, von Westen nach Osten, die Pelagonische Zone, die Vardar-Zone, das Serbo-Mazedonische Massiv und das Rhodopen-Massiv.

Die Schließung von Pindos, Vardar-Izmir-Ankara und des Intrapontiden Ozeans in der oberen Kreide/Paleozän führte durch die Kollision des entstandenen kontinentalen Blocks von Apulia, Pelagonia und Rhodopen mit Kontinentaleuropa zur Faltung der Helleniden (e.g. Dinter, 1998; Ricou et al., 1998; Schmid et al., 2004; Jahn-Awe et al. 2010, Turpaud & Reischmann; 2010). Diese Konvergenzbewegung fand während des späteren Mesozoikums und Känozoikums statt, wobei sich von O-W nach OSO-WNW fallende, nach Norden tauchende Deckenstapelungen bildeten (Aubouin 1957). Diese Decken waren überkippt, wobei die Älteren unter die Jüngeren tauchten und metamorphisierten. Die außenliegenden Decken haben ihre kontinentale Position erhalten. In Nordwest-Griechenland sind die metamorphisierten Deckenstapelungen mit wenig gebrochener Morphologie repräsentativ (IGRS-IFP, 1966; Jacobshagen, 1986).

Die Vardar-Izmir ozeanische Einheit wurde während der Kreide (vor ca. 145-65 Mio. Jahren) unterhalb der Srednogorie- und Rhodopen-Sakarya-Blöcke subduziert. Ein vulkanischer Bogen, der mit der Subduktion der Vardar-Izmir-Ozean-Einheit zusammenhängt, hat sich in

Südbulgarien bei ~90-75 Mio. Jahren entwickelt. Es wird heute angenommen, dass eine einzige Subduktionszone seit der unteren Kreide aktiv war, die sowohl den ozeanischen als auch den kontinentalen lithosphärischen Mantel unterhalb der Ägäis konsumierte. Die geodynamische Entwicklung des ägäischen Gebietes umfasst den Rückgang der Platte seit der Kreide und ein Zerreißen der Platte unterhalb des westlichen Anatoliens während des Miozäns. Der Plattenrückgang war verbunden mit dem Zusammenbruch des Akkretionskeils und der Öffnung der Hinterbogenbecken. Ein Dehnungsregime erlaubte die post-orogene Exhumierung der unteren Teile der gestreckten Kruste als metamorphe Kernkomplexe, wie in den Rhodopen und den Kykladen, begleitet von voluminösem postkollisionalem Magmatismus.

Das Rhodopen-Massiv, zusammen mit anderen großen Einheiten des Balkan-Orogenes in Serbien, Bulgarien und Griechenland (z. B. die Dacia-Serbo-Mazedonische Mega-Einheit und der Strandzha-Circum-Rhodopen-Gürtel) und der Sakarya-Block in der westlichen Türkei gelten als Teil des europäischen Kontinentalrandes. Die Srednogorie-, Rhodopen- und Sakarya-Kontinentalfragmente wurden mit Eurasien zwischen ~ 185 und > 100 Mio. Jahren amalgamiert. Das Rhodopen-Massiv grenzt im Norden an die Maritza-Scherzone, die die Rhodopen von der Srednogorie in Bulgarien trennt, und im Süden durch die Vardar-Suture-Zone. Das Rhodopen-Gebirge im nordägäischen Raum ist durch die Kollision von Mikroplatten mit der eurasischen Platte auf einem aktiven kontinentalen Rücken während der Bildungsphasen der alpidischen Orogenese entstanden (e.g. Dinter, 1998; Ricou et al., 1998; Schmid et al., 2004; Jahn-Awe et al., 2010, Turpand & Reischmann; 2010). Dieses Rumpf-Gebirge ist eine Ansammlung von synmetamorphischen Deckenstapelungen. Im Paläogen kollidierten unterschiedliche Terrane mit Europa und bildeten so die alpidischen Orogene. Eine erste Phase davon ist die Kollision der Terrane Pangeon-Rhodopen und Paikon-Lesbos im Jura mit dem Südrand Europas unter Faltung der nordgriechischen Gebirge und Inseln im nordägäischen Raum.

Nach Pe-Piper und Piper (2002) liegt der Zirkum-Rhodopen-Gürtel zwischen dem Ozeanarm des kontinentalen Rhodopen-Blocks und dem Sakarya-Block, dem Nordwesten der Türkei. Vom ehemaligen Jugoslawien und Serbien zieht sich der Gürtel über Makedonien, die griechische Insel Samothraki bis zum mittleren Bereich der Halbinsel Chalkidiki. Der Zirkum-Rhodopen-Gürtel ist sowohl im Osten als auch im Westen durch eine tektonische Aufschiebung überprägt und wird in seinem südlichen Teil durch die heutige Nordanatolische Störung begrenzt. Durch tektonische Bewegungen entstanden zum einen die Gesteine des Kristallins des Serbo-Mazedonischen Massivs und zum anderen die des Stip-Axios-Massivs der Vardar-Izmir Zone. Nach Jacobshagen (1986) sind die Gneise der Amphibolit-Fazies im östlichen Bereich zu Gesteinen der Grünschieferfazies beziehungsweise zu Phylloniten retrograd metamorphisiert. Es wird vermutet, dass eine hangende Ablagerung von Gesteinen wie Sericit-Quarziten, Meta-Arkosen und roten Sandsteinen, jungpaläozoische und mesozoische Metasedimente sind. Als weitere Gesteins-Zusammensetzungen sind in den Einheiten des Perms bis Trias vulkanische Meta-Pyroklastite und geschieferte dunkelrote Rhyolithe zu finden. Der Zirkum-Rhodopen-Gürtel ist auch von ultrabasischen Intrusionen, Karbonat-Serien, Ophiolit-Komplexen, weiteren vulkanischen Gesteinen und Metasedimenten überprägt.

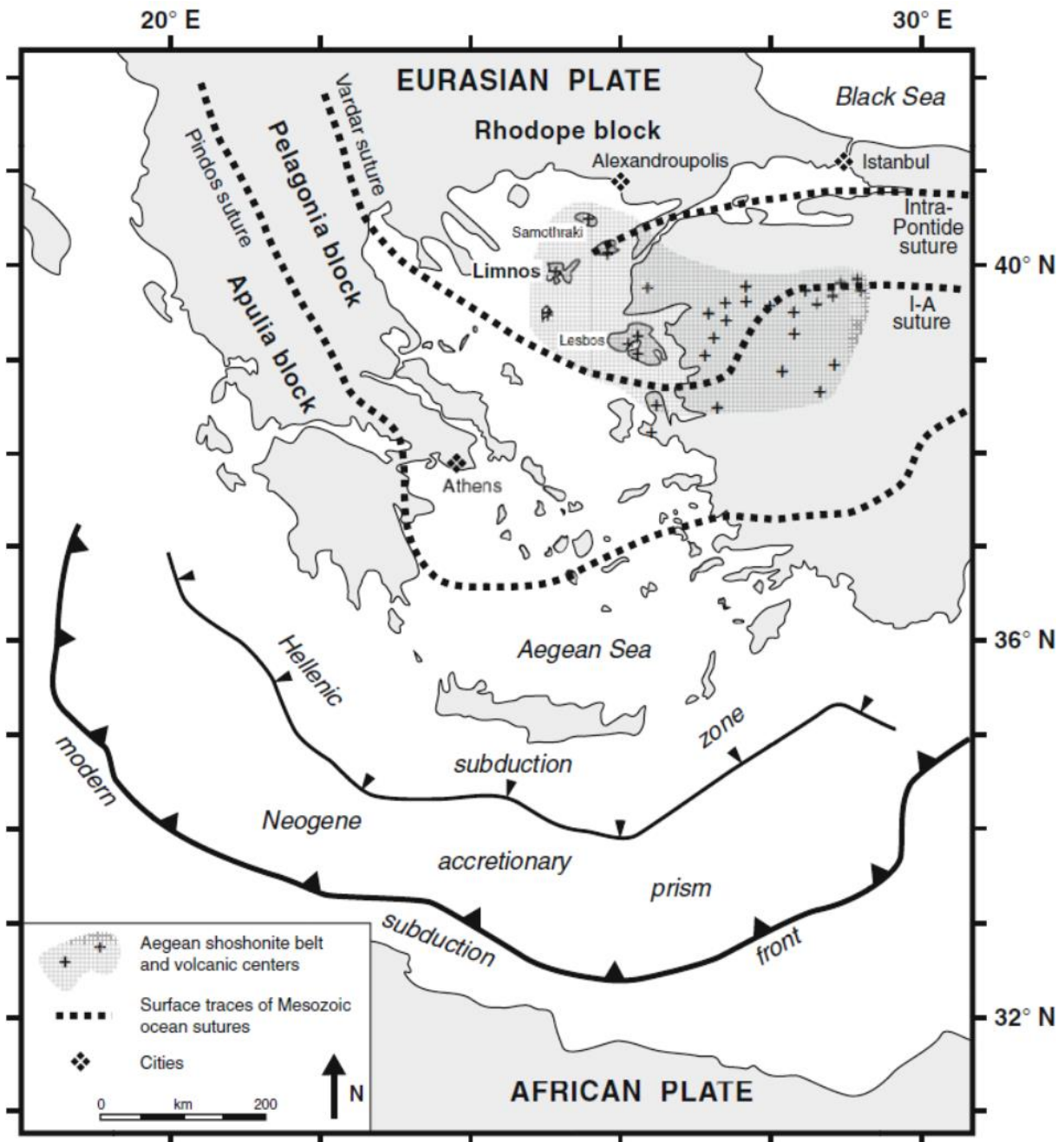


Abb. 02 Regionale geologische Landkarte von Griechenland und der ägäischen See, die die Verteilung von shoshonitischen vulkanischen Gesteinen im Norden des ägäischen Raumes und der modernen Helleniden Subduktionsfront zeigt (geändert von Pe-Piper and Piper (2002), Piper et al. 2009).

Der Vardar-Izmir Ozean öffnete sich während des späten Trias, frühen Jura, und trennte die Pelagonian-Lycian und Rhodopen-Sakarya Kontinente. Eine nach Nordost gerichtete Subduktion hat zur Bildung eines spätjurassischen magmatischen Bogens entlang des südlichen Randes der Rhodopen (der zur eurasischen Marge gehört) geführt: Die Vardar-Izmir ozeanische Einheit beinhaltet noch Jurassische (von vor ca. 200-145 Mio. Jahren) ophiolitische Gesteine, die für eine Platznahme in einem Supra-Subduktionszonen Milieu repräsentativ sind, als auch eine Plattform-Einheit, welche auf die pelagonische Domäne während der Paläogene überschoben wurde. Die Vardar-Suturzone resultierte durch die kontinuierliche Konvergenz zwischen Pelagonia-Apulien und Rhodopen im gesamten Känozoikum. Eine weitere Kollision

der Rhodopen und Pelagonia hat in der oberen Kreide den nördlichen Teile des Neotethys Ozeans entlang der Vardar-Suturzone konsumiert.

Die ägäische See ist eines, der sich am schnellsten ausdehnenden Gebiete der kontinentalen Kruste der Welt, wobei sich die südliche Ägäis nach Eurasien um etwa 35mm/Jahr bewegt (Jackson, 1994; Reilinger et al. 1997).

Dinter (1998); Pe-Piper und Piper (2002) betonten, dass die kontinentale Kruste Nordost Griechenlands sich erheblich ausgedehnt hat. Die alpidische Subduktionsvorderseite (nördliche Richtung) bewegte sich im späteren Tertiär unter Bildung des sogenannten „modernen hellenischen Vulkangürtels“ (Marchev et al. 2005) nach Süden. Diese Versetzung der Subduktionsvorderseite nach Süden erzeugte entlang von Schwächezonen, Zerrungszonen und Spaltungen eine riesige regionale Extentionsbewegung. Im Nordosten der kontinentalen griechischen Kruste, fand in der Zeit des frühen Miozäns eine intensive krustale Dehnung statt (Dinter 1998; Pe-Piper und Piper 2002). Die Kopplung der unterschiedlichen Subduktionsvorderseite-Migrationen und der regionalen extensionalen Bewegungen führte zu einem ozeanischen Kollaps und einer krustalen Verdünnung sowie der Exhumierung von tiefen lithosphärischen metamorphen Gesteinskörpern (Dinter und Royden 1993; Kiliyas et al. 2002). Nach Pe-Piper & Piper (2002) begann die postkollisionale Extension in den Rhodopen-Massiven im früheren Paläogen und war im Miozän bereits großräumig in der Ägäischen See verbreitet. Die Verteilung von känozoischen magmatischen Gesteinen in Griechenland sowie ihr Auftreten im Westen Anatoliens (Türkei) wurden von Dilek und Altunkaynak (2007) und Pe-Piper & Piper (2002) detailliert beschrieben.

Die Geologie von Nordostgriechenland und der nördlichen Ägäis ist durch eine weit verbreitete mesozoische- bis mittelkänozoische magmatische Aktivität gekennzeichnet mit Aufschiebung von Krustalblöcken, die durch subduktionsbedingte Prozesse und alpine Orogenese verursacht wurden (Pe-Piper und Piper 2002).

Fytikas et al. (1984); Pe-Piper et al. (1995) haben die magmatischen Gesteine des ägäischen Raums klassifiziert, von Norden nach Süden, nach ihrem Alter, Gesteinstyp und Form sowie nach ihren Entstehungsmilieus.

Gürtel 1: Oligozäne, plutonische Gesteine treten in Nord-Griechenland auf und sind aus Graniten und Monzoniten zusammengesetzt mit untergeordneten gabbroiden Gesteinen. Diese magmatischen Gesteine entstanden im Zusammenhang mit extensionalen Becken, die vulkanische, sedimentäre und terrigene Gesteine und kalkalkaline bis shoshonitische Laven enthalten (del Moro et al. 1988; Jones et al. 1992). Ercan et al. (1995) beschreibt, dass dieser Vulkanismus sich bis nach Nordost Anatolien verbreitet hat.

Gürtel 2: Untermiozäne kalkalkalische und vulkanische Gesteine sind sehr verbreitet auf den nordöstlichen ägäischen Inseln und den benachbarten Zonen West-Anatoliens (Fytikas et al. 1994; Pe-Piper & Piper, 1992; Aldanmaz et al. 2000). Die Gesteine bestehen aus hoch Kalium-Trachyandesit und Trachyt-Lava.

Gürtel 3: In den Inseln der zentralen ägäischen See wurde magnesiumreiche andesitische Lava aus dem mittleren Miozän mit Adakit-ähnlicher chemischer Zusammensetzung gefunden (Pe-Piper 1991; Pe-Piper & Piper, 1994).

Gürtel 4: Relativ kleine, obermiozäne bis quartäre „back-arc“-vulkanische Zentren wurden im gesamten westlichen und südlichen ägäischen Raum gefunden.

Zu finden sind alte Trachyandesite und Trachyte, auf die Na-Nephelin-normativer Basalt folgt (Pe-Piper & Piper, 1989; Wyers und Barton, 1986, 1987).

Gürtel 5: Aus dem mittleren bis oberen Miozän stammende Plutone von den Kykladen waren meist Granodiorite mit wenig Gabbro und Granit (Altherr et al. 1988). Die mafischen Gesteine sind kaliumreiche Gesteine, die in den Ost-Kykladen auftreten, syngenetisch mit „back-arc“-vulkanischen Gesteinen (Robert, Foden und Varne, 1992).

Gürtel 6: Im frühen Pliozän begann der kalkalkaline Vulkanismus im südlichen ägäischen Inselbogen (Wyers und Barton, 1989; Mitropoulos und Tarney, 1992; Pe-Piper und Hatzipanagiotou, 1997).

Gürtel 7: Alkali Basalt stammt zumeist aus dem Spät-Miozän, in Kula mit quartärem Alter verbreitet und auch präsent in West-Anatolien (Aldanmaz et al. 2000) sowie im türkischen Teil Westthrakiens (Yilmaz und Polat 1998). Der Anteil ist im ägäischen Raum untergeordnet mit Ausnahme der Insel Patmos (Wyers und Barton, 1987).

Es wurden mehrere mögliche Ursachen für die postkollisionale vulkanische und plutonische Aktivität in der ägäisch-westanatolischen Region vorgeschlagen, einschließlich des Plattenrückzugs, des post-orogenen Kollaps und der lithosphärischen Ausdünnung, Delaminierung von Krusten/lithosphärischen Scheiben und einem Plattenabbruch. Allerdings zeigen Manteltomographische Bilder, dass eine einzelne Platte seit mindestens der späten Kreidezeit subduziert wurde und für die geodynamischen Ereignisse in der ägäischen Domäne verantwortlich war. Die Beziehungen zwischen der Subduktionsdynamik und der magmatischen Evolution in der ägäischen Region werden unten weiter zusammengefasst.

Die initiale "andenartige" Subduktion des Vardar-Izmir-Ankara-Ozeans und des damit verbundenen späten Kreide- (ca. 92-67 Ma) Bogenmagmatismus führte zum sogenannten Apuseni-Banat-Timok-Srednogorie-Pontides magmatischen Gürtel. Darauf folgte ein postkollisionaler Paläozän-Eozän (56-40 Ma) adakitartiger Magmatismus, in den Rhodopen und den westlichen Srednogorie-Regionen und in einem Teil eines 250 km langen NW-streichenden-Gürtels in der Nordtürkei, der aus Plattenschmelzen stammte. Dieser magmatische Gürtel umfasst unter anderem die Pirin-, Rila-, Barutin-Elatia-Skaloti-, Sithonia- und Ierissos-Plutonite in Bulgarien und Griechenland. Der Adakit-artige Magmatismus war mit einem tiefen Plattenabbruch (Vardar Ocean) verknüpft, wobei ein darauffolgendes Aufsteigen von asthenosphärischen Mantelmaterial eine schnelle Exhumierung und die erste Periode der Kernkomplexbildung in den Rhodopen vor 42-35 Ma verursacht hat. Für die Erzeugung der Adakit-artigen Eozän-magmatischen Gesteine in Nord-West-Anatolien wurde ebenfalls ein Plattenabbruchmodell vorgeschlagen. Dem Aufstieg des asthenosphärischen Mantelmaterials und dem ersten Stadium der Kernkomplexbildung in den Rhodopen, folgte ein orogener Kollaps. Durch Bildung steiler Störungen im Späteozän kam es zum miozänen Magmatismus, der vor ca. 35 Ma begann und sich in einem Dehnungsregime stattfand. Der Spät-Eozän-Miozän-Postkollisions-Magmatismus in den Rhodopen (Griechenland und Bulgarien) und in der nordwestlichen Türkei (Biga-Halbinsel und Ost-Thrakien) ist Teil der großen Nordwest nach Ostwest streichenden, bogenförmigen, magmatisch-metallogenen Zone, die von den Dinariden (Serbien, Kosovo, FYROM) und den Rhodopen bis nach Anatolien in die Türkei und darüber hinaus reicht. Der Plattenrückgang steht im Einklang mit der fortschreitenden südlichen Migration der magmatischen Aktivität vom Tertiär im Rhodopen-

Massiv (vor 35-30 Ma) bis zur Gegenwart im südlichen Ägäischen Vulkanbogen und mit der Entwicklung der ägäischen Subduktionszone. Pliozäne shoshonitische vulkanische und subvulkanische Gesteine treten auch im Voras-Allchar-Gebiet (Griechenland-FYROM-Grenze) auf. Spät-Eozän-Oligozän-Eruptivgesteine haben kalkalkalische, shoshonitische bis hin zu ultra-„potassic“ Affinität und basisch-intermediäre bis zu saure Zusammensetzung. Sie umfassen große Flächen im Rhodopen- und Serbo-Mazedonischen Block sowie in der nordwestlichen Türkei. Innerhalb des Rhodopengebietes treten in Borovitsa, Lozen, Madzharovo, Iran Tepe, Zvezdel, Kotyli-Vitina, Kalotycho-Zlatograd und Xanthi, große Gebiete mit oligozänen Intrusionen bzw. vulkanischen Gesteinen auf. Andere vulkanische Gebiete gehören zu den sogenannten Evros-Vulkaniten, zu denen auch die Tertiärbecken in den Bezirken Rhodopen und Evros gehören. Mehrere Plutone (z.B. Vrontou, Xanthi, Maronia-Kirki-Leptokarya) drängten sich in Ablösesysteme (z. B. in deren Fußwand) und sind teilweise mylonitisiert. Im Kassandra-Bergbauggebiet erfolgten oligozäne Intrusionen vor 27-25 Ma mit der Bewegung der Kerdyllion-Ablösung. Der späteozäne bis oligozäne Magmatismus in Bulgarien und Griechenland, Serbien und Kosovo zeigt einen abnehmenden Einfluss krustaler Kontamination mit der Zeit und eine zunehmende Zufuhr aus dem Mantel bis zum Ausbruch von rein asthenosphärischen Magmen. Der Magmatismus entwickelte sich aus K-reichen Trachybasalten (34 Ma) über Shoshoniten, kalkalkaline und „High-K“ kalkalkaline Basalte vor 33 bis 31 Ma, zu alkalischen Basalten (28-26 Ma) und gilt als Schmelzprodukt eines abgereicherten Mantels, metasomatisiert durch frühere Subduktionsprozesse. Vermutlich wurde der späte Eozän-Oligozän (ca. 35-25 Ma) Magmatismus im Rhodopen-Massiv durch konvektive Entfernung des lithosphärischen Mantels (lithosphärische Delaminierung) und anschließenden Aufstieg der Asthenosphäre verursacht. Der frühmiozäne Magmatismus in den nordöstlichen ägäischen Inseln Limnos und Lesbos und in der westlichen Türkei trat vor allem im Süden der Oligozänen Aktivität des Rhodopen Blocks auf, zusammen mit der zweiten Phase der Kernkomplex-gebundenen Ausdehnung im Rhodopen-Massiv und mit dem Eingang des Mittelmeeres ozeanischer Platte in die hellenische Subduktionszone. Die frühmiozänen Eruptivgesteine bildet auf den griechischen Inseln Lesbos, Limnos und Samothraki und in der Westtürkei ein Gürtel von shoshonitischen und kalkalkalischen, plutonischen, subvulkanischen und vulkanischen Gesteinen. Der frühmiozäne (22 bis 17 Ma) kalkalkalische bis shoshonitische Magmatismus war auch im Rhodopen-Massiv vorhanden (z.B. Skouries Monzonit Porphyry und Kavala- und Pangeon-Granitoide), wobei letzterer gleichzeitig zur Bewegung entlang der Strymon-Ablösung einsetzte. Während des Miozäns (von ~ 17 bis ~ 7 Ma) sind mehrere Intrusionen, die zum Teil mit vulkanischen Gesteinen assoziiert waren, während der Exhumierung von metamorphen Kernkomplexen in der Fußwand der großräumigen Ablösesysteme im Menderes-Massiv und in den Kykladen emporgestiegen. Die magmatischen Gesteine sind von hoher Kalk-alkalischer bis shoshonitischer Affinität, und die Granitoide sind sowohl vom I- als auch S-Typ. Für diese Magmen wurde eine subduktionsmodifizierte, metasomatisierte Mantelquelle mit Beitrag krustalen Materials vorgeschlagen. Typischer Inselbogen-bezogener Vulkanismus mit intermediärer, kalkalkalischer Zusammensetzung ist seit dem Pliozän entlang des aktiven Süd-Ägäischen Vulkanbogens ausgebrochen.

2.1 Allgemeine Geologie von Limnos

Die im Nordosten der Ägäischen See liegende vulkanische griechische Insel Limnos, befindet sich in einer tektonischen Zone zwischen den griechischen Rhodopen und der Insel Samothraki im Norden, der Insel Agios Efstratios in der Ägäischen See im Süden und der türkischen Insel Gökçeada (Westanatolien) im Osten (Abb. 02). Diese Insel besteht überwiegend aus einer Molasse des mittleren Eozäns bis unteren Miozän, die von K-kalkalkalischen bis shoshonitischen vulkanischen Gesteinen mit miozänem Alter überdeckt wurden (21-18 Ma, Innocenti et al. 1994). In das Zentrum der Gebiete Fakos sowie Sardes wurden folgende Gesteinskörper intrudiert: Monzonit, trachyandesitische Dikes in Fakos und Trachyandesit-Trachydazit Porphyry und Trachydazit Porphyry bei Sardes. Die Hauptkomponente der Gesteinszusammensetzung der Insel Limnos ist ein paläogener Flysch, der in den NO-SW streichenden postorogenen Becken abgelagert wurde (Abb. 02). Diese Becken werden als normale Verwerfung oder Bruchbildung gesehen, die während des postorogenen Kollapses von Rhodopen-Sakarya Orogen gebildet wurde. Die sedimentären Gesteine waren aufgrund der regionalen Kompression leicht gefaltet und zwar vor dem Beginn der großräumigen regionalen Ausdehnung und der damit verbundenen magmatischen Aktivität (Roussos et al. 1993; Innocenti et al. 1994; Tranos 2009; Brun und Sokoutis 2010).

Nach Roussos et al. (1993) sind die sedimentären Grundgebirge in zwei verschiedene Gruppen aufgeteilt: eine Obere und eine Untere. Die späteozäne bis frühligozäne untere Einheit umfasst eine breite Fläche der Insel und besteht überwiegend aus einer Ablagerung von kontinentalen klastischen Sedimenten einschließlich Sandstein, Konglomeraten, Turbiditen und Tonstein (Abb. 03).

Die obere Einheit hat ein frühes oligozänes Alter und ist stärker begrenzt als die untere Einheit. Man hat die Vermutung, dass sie in flacherem marinem Milieu abgelagert wurde. Diese Einheit besteht aus deltaischen sedimentären Gesteinen sowie liegenden Tonsteinen, Sandsteinen und sandhaltigen Kalksteinen (Fornadel et al. 2012). Die Gesteine des oberen Bereiches der Einheit bestehen aus einer Mischung von kontinentalen und fluviatilen Sedimenten sowie Konglomeraten und Sandsteinen. Etwa die Hälfte der sedimentären Gesteine von Limnos sind von unteren miozänen Vulkaniten der Helleniden Orogene überlagert und diese bestehen aus subvulkanischen Intrusionen, „lava flows“ und Pyroklastika (Fytikas et al. 1980; Innocenti et al. 1994; Pe-Piper and Piper 2002; Pe-Piper et al. 2009). Der Mittelpunkt des Vulkans befindet sich am westlichen und südwestlichen Bereich der Insel und ist von Domen und Lava-Material begrenzt. Östlich und nordöstlich von Limnos, distal vom Vulkanzentrum, sind die sedimentären Grundgebirge an der Oberfläche erkennbar (Abb. 03). Im Rahmen ihrer Lithologie, ihres geologischen Alters und ihrer Ablagerungsorte sind die vulkanischen Gesteine in drei regionalen Gruppen verteilt (Katalakon, Romanou und Myrina) (Innocenti et al. 1994). Fytikas et al. 1980, 1984; Innocenti et al. 1994; Pe-Piper and Piper 2002; Pe-Piper et al. (2009) erklären, dass diese vulkanischen Gesteine eine kalkalkalische bis shoshonitische Verwandtschaft.

Die Katalakon-Einheit besteht aus liegenden, andesitischen Lava „Flow“-Ablagerungen, hydrothermalen Brekzien, monomineralischen Quarzen, Sills und Ost-West-streichenden Dikes. Der Großteil der Fläche des unteren Bereiches der Katalakon Einheit ist aus Nord-West-streichenden, kaliumreichen, andesitischen bis dazitischen Laven zusammengesetzt (Innocenti et al. 1994; Pe-Piper und Piper 2002). Alle andesitischen und dazitischen Gesteinszusammensetzungen weisen ein miozänes Alter auf (Innocenti et al. 1994).

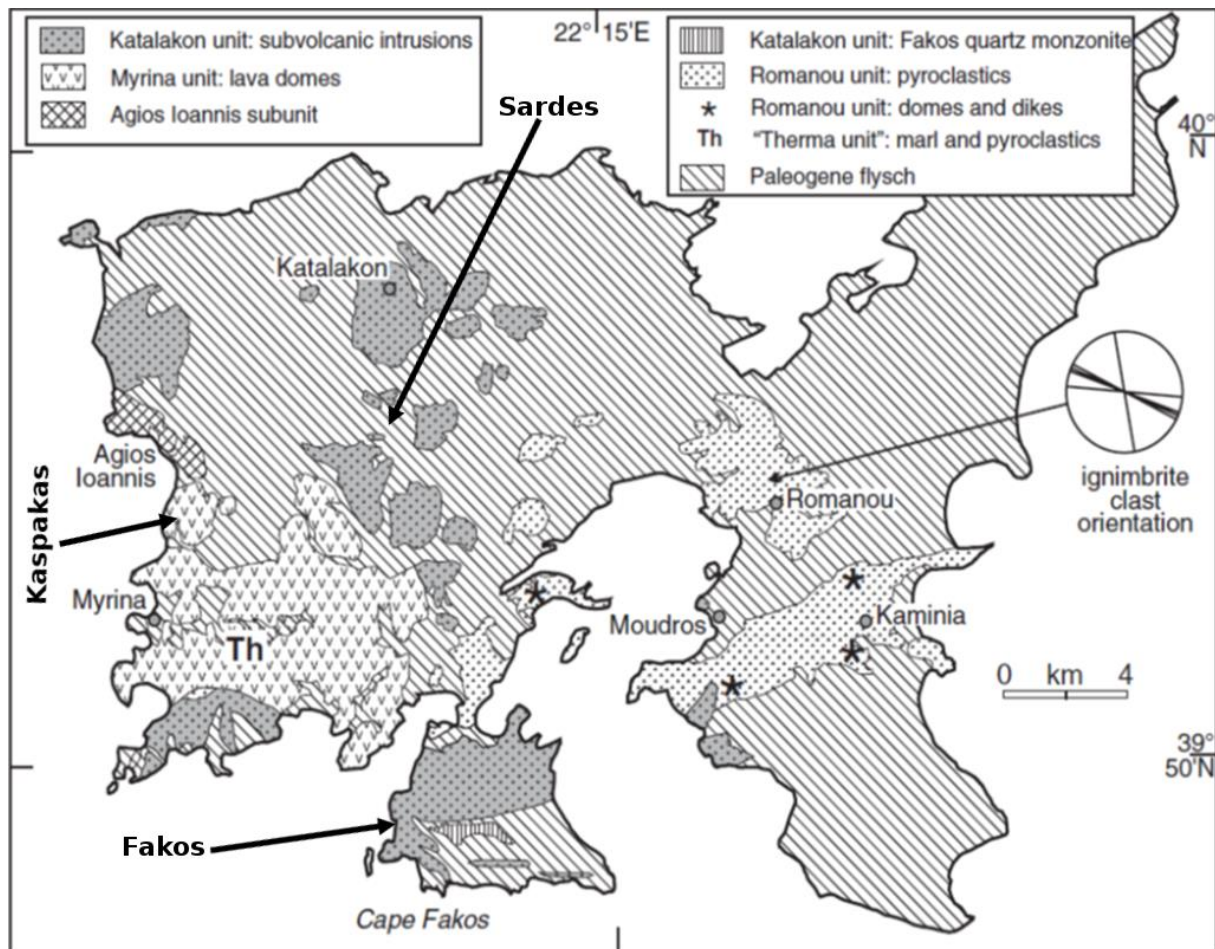


Abb. 03 Geologische Übersichtskarte der Insel Limnos im Nord-Osten der Ägäischen See (Innocenti et al. 1994 und Pe-Piper et al. 2009)

Die Romanou-Einheit überlagert die Katalakon-Einheit und besteht überwiegend aus kaliumreichen Daziten und Latit-Gesteinen. In ihrem unteren Bereich erreicht die Romanou-Einheit eine Mächtigkeit von ca. 160 m und besteht aus einem leicht gefärbten lithischen und bimssteinreichen pyroklastischen „Flow“. Dieser pyroklastische „Flow“ ist in den oberen und westlichen Bereichen der Romanou-Einheit mit vulkanischen Brekzien, Laven, Tuffs und klastischen Sedimenten verzahnt oder interkaliert. Eine K-Ar radiogene Altersbestimmung ordnet Ignimbriten und Andesiten der Romanou-Einheit jeweils ein Alter von $20.5 \text{ Ma} \pm 0.9 \text{ Ma}$ und $20.2 \text{ Ma} \pm 0.8 \text{ Ma}$ zu (Fytikas et al. 1980; Innocenti et al. 1994; Pe-Piper und Piper 2002).

Die oberste vulkanische Einheit, die Myrina-Einheit, liegt über der Romanou-Einheit und besteht aus K-reichem Dazit, mit geringeren Mengen an Andesit und Trachyten, die mit hydrothermalen Brekzien lithologisch ähnlich denen in der Katalakon-Einheit, Lavaströmen und Laharen assoziiert sind. Radiogener Sanidin, die Matrix und der Biotit von Daziten und Andesiten aus der Myrina-Einheit weisen ein K-Ar Alter von $19.3 \text{ Ma} \pm 0.3 \text{ Ma}$ bis $17.9 \text{ Ma} \pm 0.4 \text{ Ma}$ auf (Fytikas et al. 1980; Innocenti et al. 1994; Pe-Piper und Piper 2002).

Die liegenden sedimentären Grundgebirge und vulkanischen Deckgebirge der Insel Limnos sind regelmäßig von pliozänen bis gegenwärtigen marinen oder alluvialen sedimentären Einheiten überlagert. Diese sind überwiegend aus Konglomeraten, Karbonaten und Sandsteinen zusammengesetzt.

Die magmatischen wie auch die sedimentären Gesteine von Limnos werden von verschiedenen Gängen und Klüften durchschlagen (Roussos et al. 1993; Innocenti et al. 1994; Tranos 2009). Die sedimentären und magmatischen Gesteine der Insel Limnos sind zudem von ca. 7 km langen „pervasiven“, feinen Gängen in drei Hauptrichtungen: NO-SW, ONO-WSW und O-W durchschlagen. Eine Gruppe von Gängen mit den Richtungen NNO-SSW und NW-SO bis NNW-SSO ist weniger repräsentativ (Tranos 2009).

2.2 Geologie der Arbeitsgebiete

Auf Limnos wurden die Gebiete Kaspakas, Sardes und Fakos geologisch untersucht. Verschiedene intrusive bis subvulkanische Gesteinskörper sind hier in sedimentäre Gesteine intrudiert, sie werden sie in verschiedene Porphyre unterteilt und später petrographisch klassifiziert (Tabelle 1).

2.2.1 Fakos

Der südliche Bereich der Halbinsel Fakos ist in zwei topographische Hügel unterteilt; einen westlich (Tourolida Hügel) und einen östlich liegenden (Petrospitos) Hügel. Die beiden mittleren Gebirge erreichen jeweils eine Höhe von ca. 300 m. Subvulkanische Gesteinskörper intrudieren sedimentäre Wirtsgesteine (Abb. 04). Die Gesteine auf Fakos weisen unterschiedliche Lithologie auf; Tonsteine und teilweise quarzreiche Sandsteine mit mittlerer Korngröße sind die Hauptbestandteile der sedimentären Gesteine und sind am häufigsten durch hydrothermale Fluide alteriert (Abb. 04). Die sedimentären Grundgebirge sind von den ältesten plutonischen und vulkanischen Gesteinen aus Limnos intrudiert und diese sind aus trachyandesitischen Dikes, trachydazitischen-porphyrischen Dikes und Monzoniten zusammengesetzt (Abb. 04). Ein kleiner Aufschluss von pyroklastischen Gesteinen, welcher zur Romanou-Einheit gehört, ist an der nördlichen Grenze von Fakos an der Erdoberfläche sichtbar (Abb. 5A) (Roussos et al. 1993; Innocenti et al. 1994; Pe-Piper und Piper 2002; Voudouris 2006; Pe-Piper et al. 2009). Im Rahmen der Klassifikation von Le Bas et al. (1986) werden die extrusiven Gesteine aus Fakos wie folgt klassifiziert: shoshonitische Andesite (Latite) bis Trachyandesite und Trachyte (Innocenti et al. 1994; Voudouris 2006; Pe-Piper et al. 2009). Die sogenannten Fakos-Quarzmonzonite sind im zentralen Bereich der Einheit im sedimentären Grundgebirge intrudiert (Voudouris und Alfieris 2005; Voudouris 2006; Pe-Piper et al. 2009). Aufgrund ihres geologischen Alters, ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer Nachbarschaft zu der Katalakon-Intrusion sind die Fakos-Quarzmonzonite genetisch verwandt mit anderen katalakonischen subvulkanischen Intrusionen (Pe-Piper et al. 2009). Späte O-W streichende alkalische Dike-Schwämme durchkreuzen die Fakos-Quarzmonzonite und die Nebengesteine (Abb. 5A) (Roussos et al. 1993; Voudouris und Skarpelis 1998; Pe-Piper und Piper 2002; Voudouris 2006; Kamvisis 2010). Papoulis und Tsoilis-Katagas (2008) stellen fest, dass ein großer Teil des südlichen Bereichs der Insel Limnos durch hydrothermale Alterationen entlang von Gängen geprägt ist.

Geochemische Analysen der Gesteine aus dieser Zone stellen vier definierte hydrothermale Alterationen vor: Smectit, Illit, Halloysit und Kaolinit-Dickit Zonen (Papoulis und Tsoilis-Katagas 2008). Wie fast auf dem gesamten Restgebiet der Insel zu sehen, ist das Fakos-Gebiet von vielen NO-SW und ONO-WSW streichenden Gängen durchkreuzt (Abb. 5A). Diese multidimensionalen Gangrichtungen sind verantwortlich für subvulkanische Intrusionen und erleichterten die Intrusion magmatischer bzw. meteorischer hydrothermaler Fluide (Voudouris 2006; Tranos 2009). Auch die Quarzmonzonite und benachbarten Gesteine sind durch intensive

lokale Alteration geprägt (Voudouris und Alfieris 2005; Voudouris 2006; Papoulis und Tsolis-Katagas 2008) (Abb. 05B).

Die Geomorphologie des Fakos-Gebiets der Insel Limnos ist durch die bis heute aktiven tektonischen Bewegungen der verschiedenen Mikroplatten im ägäischen Raum beeinflusst.





Abb. 04: Repräsentative Geländefotos der Gesteine auf Fakos: A - intrusive subvulkanische Körper in sedimentären Gesteinen und B - Laven auf Fakos sind durch hydrothermale Fluide alteriert.

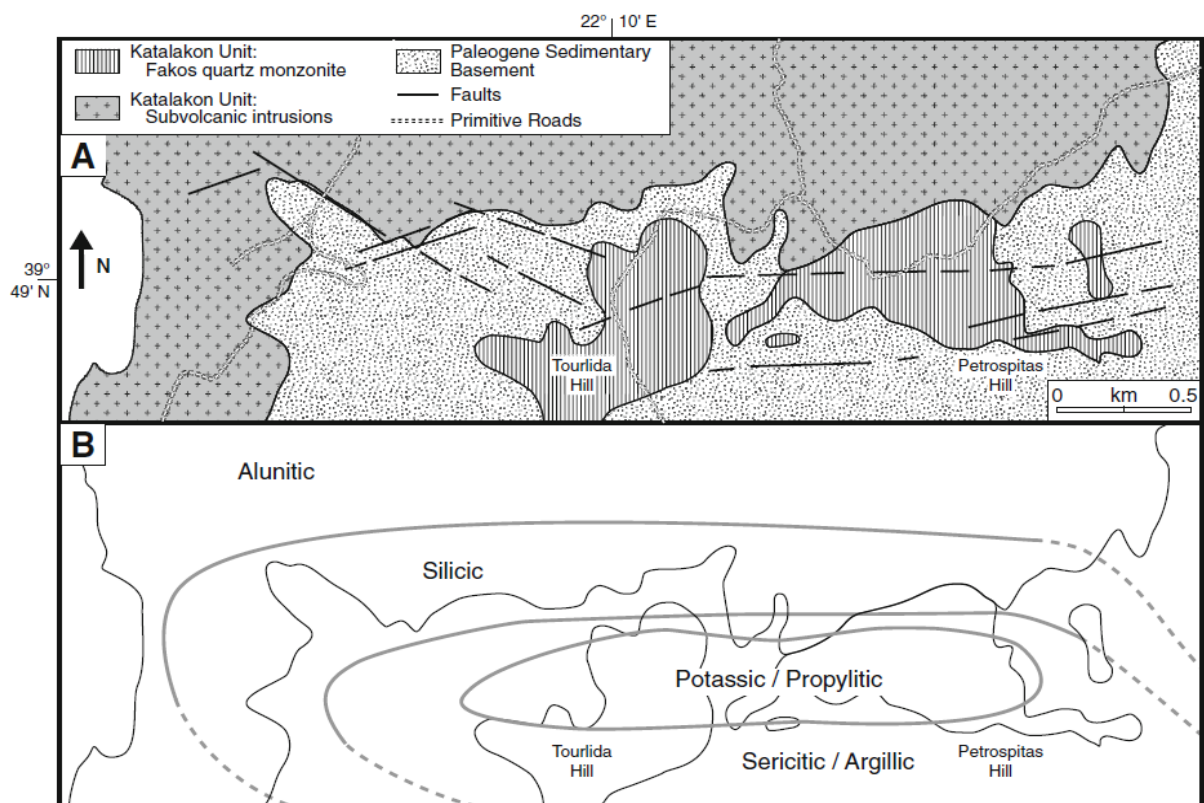


Abb. 05: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes auf der Fakos-Halbinsel mit den Trends von lokalen Störungen A und ungefährem Verlauf der hydrothermalen Alterationszonen B, die die lokale Geologie überlagern (aus Fornadel et al. 2012).

2.2.2 Sardes

Die Sardes Region befindet sich zentral auf der Insel in der Nähe von Katalakon, nordöstlich von Agios Ioannis und im Nordwesten von der Romanou-Einheit (Abb. 03). Wie fast überall auf der Insel sind die plutonischen Körper hier in sedimentäre Gesteine intrudiert. Dominante magmatische Gesteine sind die subvulkanischen Intrusionen der Katalakon-Einheit (Abb. 03 und 6). Anhand der Klassifikation der unterschiedlichen subvulkanischen Intrusionen mal vulkanischen Ablagerungen werden diese in verschiedenen Porphyrtypen unterteilt. In Sardes treten verschiedene porphyrische Intrusivkörper, Lava Domen und mafische Gänge (Dikes) auf. Für die erste Intrusionsphase ist ein Porphyrtyp markant der fast gleich große Feldspat-Einspringlinge hat und als Trachyandesit-Trachydazit klassifiziert wurde. Der häufigste Porphyrtyp in Sardes ist als Trachydazit Porphyrtyp klassifiziert (zweite Intrusionsphase). Diese

Gesteine zeigen eine Ähnlichkeit mit Porphyrtyp1 und sind leicht propylitisiert. Entlang einer Störung N70°west und N70°ost, ist das Gestein verkieselt und sericitisiert; außerdem ist der Trachydazit Porphyrtyp von Karbonat-Gängen durchkreuzt. In einigen Aufschlüssen befinden sich die Trachyandesit-trachydazitischen Porphyre und trachydazitischen Porphyre in Kontakt sowie die „phyllic“- und „potassic“-Alterationen sind auf Sardes überlagert. Der weitere in Sardes vorkommende Porphyrtyp ist der Porphyrtyp4 und dieser besteht ähnlich wie der Porphyrtyp3 aus großen Feldspäten, Phänokristallen zusammengewachsen mit zahlreichen opaken Mineralen. Das Gestein ist frisch bis stark alteriert. Der Porphyrtyp4 ist in Sardes in Sandstein und mergeligen Tonstein intrudiert. Die Lava bzw. der Vulkanit ist hier sehr repräsentativ, mit vielen Einspringlingen in einer extrem feinen Matrix und die Lava ist frisch bis stark propylitisiert.



Abb. 06: Repräsentatives Geländefoto der Gesteine aus Sardes mit intrusiven subvulkanischen Körpern in Sedimenten.

2.2.3 Kaspakas

Das Gebiet Kaspakas befindet sich nördlich von der Agios Ioannis-Subeinheit, nordwestlich von der Katalakon-Einheit und dem nordwestlich Teil der Insel Limnos (Abb. 03). Gesteine wie mafische Dikes, Trachyandesitischer Porphyry, Trachydazitischer Porphyry und Lava sind die wichtigsten magmatisch vorkommenden Gesteine in Kaspakas. Diese Gesteine sind schwach bis stark alteriert und oft von Gängen in ostwestliche Richtung durchkreuzt (Abb. 07). Anhand der allgemeinen Klassifikation der vorkommenden magmatischen Gesteine aus Limnos in verschiedenen Porphyry ist auch Kaspakas von folgenden porphyrischen und anderen magmatischen Gesteinskörpern gekennzeichnet: Porphyry1, Porphyry2 und mafischen Dike1. Der Porphyry1 ist zumeist stark pervasive alteriert, des öfteren tendenziell bunt gefärbt; Lamprophyry ist in diesen Porphyry intrudiert (Abb. 07). Dieser Porphyry1 wurde als Trachydazit Porphyry und Lava klassifiziert. Das Gestein ist hier „Phyllic“ und „Propylitic“ alteriert und ist in vielen Aufschlüssen in Kontakt mit mergeligem Tonstein. Im Vergleich mit dem Porphyry1, hat der Porphyry2 große Feldspat-Einspringlinge, gehört auch zu den intrudierten magmatischen Gesteinen in Kaspakas und ist stark alteriert. Dieser Porphyry2 gibt als Trachyandesit Porphyry mafischer Dikes. Der mafische Dike1 ist ein lamprophyrischer Dike, der in Porphyry1 intrudiert ist (Abb.07B). In Kaspakas sind all diese magmatischen und Nebengesteine von Ost-West streichenden Gängen durchschlagen. Voudouris (2009) und Tranos (2009) beschreiben, dass diese Strukturen die Einlagerung der subvulkanischen Körper und den Fluss magmatisch-hydrothermalen Fluide in Fakos erleichterten. Diese hydrothermalen Fluide waren für die metallische Mineralisierung verantwortlich.





Abb. 07: Repräsentative Geländefotos der Gesteine aus Kaspakas mit Blick auf die intrusiven subvulkanischen Gesteine (A) und einen Dike in einem trachydazitischen Porphyr (B).

3. Petrographie und Mineralogie der vorkommenden Gesteine

Um eine petrographische und mineralogische Analyse der magmatischen Gesteine aus der nordöstlichen ägäischen See zu erstellen, wird hier zuerst eine allgemeine Zusammenfassung der Beschreibung aller in dieser Region vorkommenden Magmatite; ihrer Eigenschaften, ihres Alters und der vorgeschlagenen Hypothesen ihrer Entstehung vorgestellt.

Verbreitete spät-mesozoische bis zur mittel-känozoischen magmatischen Aktivität prägte die Geologie von Nordost-Griechenland und der nördlichen ägäischen See. Die magmatische Tätigkeit verlief bis zum Mesozoikum durch sich verschiebende Kontinentalblöcke, mit subduktionsbedingten Prozessen und alpidischer Orogenese (Pe-Piper und Piper 2002). Im Rhodopen Block wurden mesozoische und paleozäne magmatische Gesteine gebildet, die in Apulia und Pelagonia Blöcken nicht auftreten (Pe-Piper et al. 2009). Nach Marchev et al. (2004) und Marchev (2007) erlebte das Rhodopen -Massiv zwei Episoden krustaler Extension, die von zwei magmatischen Perioden begleitet wurden:

Eine Spät-Kreide und untere Eozän-Extensionsbewegung war assoziiert mit 70-42 Ma plutonischen Graniten und später Eozän-Miozän extensionaler Bewegung und mit Verwerfungen (Dinter & Royden 1993, Sokoutis et al. 1993, Kroche & Mposkos 2002, Brun & Sokoutis 2007).

Die zweite Phase startete mit Beckenbildung und Verwerfungen und verbreiteten Generationen intermediärer saurer- bis basischer Magmen des Oligozän-Miozän Alters (Del Moro et al. 1988, Pe-Piper & Piper 2002, Marchev et al. 1998, 2004, 2005). Diese zweite Phase war durch plutonische, subvulkanische und vulkanische Gesteine geprägt, einschließlich intermediärer mantelursprünglicher Materialien und die Gesteine zeigen Kalk-alkaline, hoch Kalium Kalk-alkaline und shoshonitische bis Ultrakalium-Affinität (Iamprophyrische Affinität) (Innocenti et al. 1984, Christofides et al. 1998, Perugini et al. 2004). Die aus Rhodopen gebildeten felsischen, magmatischen Gesteine sind Produkte der Krustenanatexis von Amphiboliten-Gneis Protolithen (Pecskay et al. 2003). K/Ar und Rb/Sr Altersbestimmungen der vulkanischen Gesteine ergibt ein Alter zwischen 34 und 18 Ma (Innocenti et al. 1984, Del Moro et al. 1988, Barr et al. 1999, Perugini et al. 2004), aus Kollision (Yanev et al. 1998, Yanev 2003) oder postkollisionaler Extension (Christofides et al. 1998, Marchev et al. 2004, 2006).

Der Anreicherungsprozess in den Magmen der östlichen Rhodopen hängt nicht mit plattenfreigesetzten wasserhaltigen Fluiden oder Verunreinigungen durch Sedimentsubduktion zusammen. Es könnte möglich sein, dass eine Form der Konvektionsentfernung der Lithosphäre, des Manteldiapirismus und der Unterschichten von asthenosphärischen Magmen an der Grenze zwischen Mantel und Kruste ein geeigneter Prozess ist, um die magmatischen und dehnbaren Ereignisse in der Rhodopenregion zu erklären (Marchev et al. 2004, 2006 und Marchev 2007). Weitere Hinweise über Ursachen des oligozänen Magmatismus sind der oligozäne shoshonitische Vulkanismus und Plutonismus in Nord-Griechenland, der während der regionalen Ausdehnung stattfand und wahrscheinlich mit einem Plattenabriss aus einem ehemaligen Vardar-Izmir-Ankara Ozean zusammenhing (Pe-Piper & Piper 2002, 2006). Der Plattenabriss führte zum lokalen Aufstieg des asthenosphärischen Mantels in die Mantel-Lithosphäre und zur Magmenbildung aus einem subkontinentalen lithosphärischen Mantel, der heterogen mit Flüssigkeiten und Schmelzen aus früheren Subduktionsereignissen angereichert war (Jones et al. 1992, Pe-Piper et al. 1998, Pe-Piper & Piper 2002, 2006).

In Nordwest-Anatolien (Türkei) und auch im Südosten der Rhodopen-Gebirge ist eozäner Kalk-Alkali-Plutonismus sehr verbreitet. Weitere kalkalkalische bis shoshonitische vulkanische Gesteine und I-Typ Granite stammen aus oligozänem Vulkanismus in Nordwest-Anatolien. Der aus dem frühen Miozän stammende nordöstliche ägäische Shoshonitgürtel wird teilweise überlappt durch oligozänen Vulkanismus im nordöstlichen Anatolien, ist aber räumlich und zeitlich getrennt vom oligozänen Vulkanismus Griechenlands. An der Kollisionsnaht zwischen den Kontinentalblöcken von Pelagonia und Apulia liegt der Shoshonitgürtel (Piper, 2006). In dem zentral-westlichen Anatolien und der nordöstlichen ägäischen See gibt es frühe Miozän Stratovulkanen, deren Reste sind in Limnos, Samothraki und „Offshore“ aus Agios Efstratios zu sehen (Pe-Piper & Piper 2002; Vlahou et al., 2006; Altunkaynak und Dilek, 2006). Der shoshonitische Vulkanismus ist synchron zum lamprophyrischen Dike der Nachbarinsel Lesbos (Pe-Piper et al., 2003). Die weit verbreitete postorogene Ausdehnung entstand synchron mit dem Vulkanismus (Dinter, 1998; Bonev und Beccaleto 2007). Ein Gürtel von kleinen, mittel-miozänen Adakitvulkanen streckt sich von Evia bis nach Chao und zum Rand des Shoshonitgürtels (Pe-Piper, 1994, 2007).

Für die Entstehung der shoshonitischen Gesteine aus dem nordwestlichen ägäischen Raum wurden zwei tektonische Modelle vorgeschlagen; Dilek und Altunkaynak (2007) betonen die Bedeutung der Krustenverdickung unter Bildung eines Keils des lithosphärischen Mantels. Auf der anderen Seite schlugen Aldammaz et al. (2000) vor, die Delamination der unteren Kruste als Mittel zur Förderung der asthenosphärischen Auftriebs zu beachten.

Für die petrographischen und geochemischen Untersuchungen wurden 43 frische bis leicht alterierte Proben ausgewählt. Diese stammen aus den drei petrographischen untersuchten Gebieten der Insel Limnos (Kaspakas, Sardes und Fakos).

In diesem Kapitel sind die Daten der analysierten Proben (subvulkanite und vulkanite Gesteinsproben) in der Tabelle 1 in Form von Spuren- (ppm) und Hauptelementen (wt %) aufgelistet. Zur Skalierung auf eine gemeinsame Basis wurde jeder Wert (abzüglich H₂O, C₂O und S) auf 100 % normiert.

Im Zusammenhang mit der chemischen Zusammensetzung der analysierten Proben, sind die Daten der Ergebnisse in der TAS-Klassifikationsdiagramm (Abb. 09a) von Le Bas et al. (1986) und anderen Klassifikationsmethoden dargestellt. Folgende Gesteinstypen treten auf (Tabelle 1):

- (1) Trachyandesitische Dikes,
- (2) Trachyandesit-Trachydazit Porphy,
- (3) Trachydazitischen Porphy und Lava,
- (4) Trachydazitischen Porphy,
- (5) Trachydazitischen porphyrischen Dike und
- (6) Monzonit.

-Trachyandesitischer mafischer Dike:

Von den petrographisch analysierten Gesteinsproben wurden 5 als zugehörig zu trachyandesitischen Dikes klassifiziert. Innerhalb dieser Proben entstammen zwei aus Kaspakas und drei aus Fakos. Eine Probe (aus Kaspakas) ist stark alteriert und die anderen sind frisch bis schwach alteriert. Weitere Minerale wie gerundeter Quarz und Titanit mit Apatit-Einschlüssen zeugen von akzessorischer Mineralbildung.

Anhand des makroskopischen Erscheinungsbilds ist festzustellen, dass dieses Gestein hauptsächlich aus einer extrem feinen Matrix und porphyrischen Phänokristallen besteht.

Mittels mikroskopischer Untersuchung lässt sich die Mineralparagenese wie folgt beschreiben: die Matrix ist aus opaken Mineralen, Feldspäten, Carbonaten und Biotit zusammengesetzt und die porphyrischen Phänokristalle bestehen aus Plagioklasen, Biotit, Klinopyroxenen und Amphibolen. Plagioklase, Klinopyroxene, Opake und Biotit sind hier die Hauptminerale und weisen xenomorphe, idiomorphe bis hypidiomorphe Gefüge auf (Abb. 08b). Die Plagioklase und Pyroxene sind verzwillingt und zoniert und z.T. tafelförmig (Plagioklase). Plagioklas und Pyroxene umfassen über 95% der gesteinsbildenden Minerale (Abb. 08a-b). Quarz ist hier extrem selten, in manchen Proben tritt er nicht auf und bildet in einigen wenigen Proben extrem isolierte Aggregate. Der trachyandesitische, mafische Dike ist in Fakos frischer als in Kaspakas und bildet mehr mafische Minerale wie Pyroxene, Amphibole und Biotit (Abb. 08b). Das trachyandesitische Gestein (Probe: lem82) ist durch einen Magnetit und Anhydrit führenden Pyroxen-Gang durchkreuzt. Die trachyandesitischen mafischen Dikes kommen auf Fakos und Kaspakas vor.

-Trachyandesit-Trachydazitischer Porphy:

Mehrere Proben (9 Stück) wurden als Trachyandesit-Trachydazitischer Porphy eingestuft, wobei drei davon (lem37, lem50 und lem67) stärker propylitisiert sind mit einer kompletten Umwandlung der primären Minerale. Im Gegensatz zum trachyandesitischen Dike kommt das Trachyandesit-Trachydazit Porphy aus dem Gebiet Sardes. Weitere Proben (lem25, lem26, lem27, lem44, lem54 und lem56) sind relativ frisch bis leicht alteriert („potassic“ alteriert). Makroskopisch bestehen diese Gesteine aus einer feinen Grundmasse und großen porphyrischen Kristallen innerhalb der Grundmasse. Die mikroskopische Analyse ergibt, dass die Grundmasse aus feineren opaken Mineralen, Chlorit und Feldspäten zusammengesetzt ist, jedoch im Vergleich mit den trachyandesitischen Dikes weniger fein ist. Die Phänokristalle von Plagioklas, Amphibolen, Biotit und $\pm$ Carbonaten sind die Hauptminerale mit ca.70% Plagioklasanteil. Die grobkörnigen Kristalle sind relativ frisch zoniert und verzwillingt (Plagioklase). Die Phänokristalle sind porphyrisch in einer hyalopilitischen Matrix aus Plagioklasen, feineren opaken Mineralen, Chlorit und Sericit (Abb. 08c). Nach dieser Untersuchung wurden solche Gesteine exklusiv in Sardes identifiziert.

- Trachydazitischer Porphy und Lava:

Dieser Gesteinstyp besteht aus insgesamt 7 Proben aus dem Gebiet Kaspakas. Die Anwesenheit von abgerundeten Phänokristallen von Quarz in porphyrischen mineralisierten Gesteinen bedeutet, dass die Minerale während ihrer Kristallisation von Druckwechselwirkung und hoch temperierten Fluiden beeinflusst wurden (Whitney 1975, 1988, 1989; Whitney und Stormer 1985) (Abb. 08c).

Die Proben sind stark alteriert und enthalten kaum frisches Gestein. Makroskopisch sind sie porphyrisch mit vielen größeren Kristallen in einer weniger feinen Matrix mit zahlreichen opaken Mineralen. Plagioklas ist der Haupt-Phänokristall, öfter frisch, verzwillingt und zoniert. Biotit, Amphibol, Apatit und $\pm$ Pyroxene gehören ebenfalls zu den grobkörnigen porphyrischen Mineralen. Quarz ist selten und bildet öfter gerundete Aggregate (Abb. 08c). Die gesamten Phänokristalle bilden ein idiomorphes bis hypidiomorphes Gefüge. Die primären Phänokristalle sind fast komplett umgewandelt unter Bildung neuer Mineralphasen, was im Gesamtgestein zur Bildung einer anderen Mineralparagenese führt. Die Matrix besteht aus Chlorit, Feldspäte, Quarz, Carbonaten und opaken Mineralen (Fig. 08e). Von den analysierten Gesteinsproben stammen diejenigen, die als trachydazitischer Porphy und Lava klassifiziert sind, aus dem Gebiet Kaspakas aus dem nordwestlichen Teil der Insel Limnos.

- Trachydazitischer Porphyr:

Insgesamt 14 der petrographisch analysierten Gesteinsproben waren als trachydazitischer Porphyr zu klassifizieren. Sie sind relativ frisch bis leicht alteriert („propylitic“ und „potassic“ Alteration) und stammen aus dem Gebiet Sardes. Die Proben zeigen porphyrische, große Minerale in einer Matrix und bilden auch viele opaken Mineralen. Die Phänokristalle bestehen aus Plagioklas, Amphibolen, Pyroxenen und Biotit. Biotit und Plagioklas sind frischer, Amphibole, Plagioklase und Pyroxene sind verzwillingt oder zoniert. Alle diese porphyrisch gebildeten Minerale sind idiomorph bis zu hypidiomorph in einer hyalopilitischen Grundmasse aus Feldspäten, Chlorit und feinen opaken Mineralen (Abb. 08f oder Lem 44). Hornblende bildet mittelgroße Körner bis Phänokristalle in einer hyalopilitischen Matrix. Apatit und Titanit und Allanit und sind idiomorph bis hypidiomorph, wobei Plagioklase zwillingshafte, zonierte und tafelförmige Aggregate bilden (Abb. 08d). Quarz bildet seltene, gerundete Phänokristalle, die öfter Einschlüsse enthalten (Abb. 08c).

- Trachydazitischer porphyrischer Dike (TDPD):

Die beiden trachydazitisch-porphyrischen Dikes stammen aus dem Gebiet Fakos. Sie sind stärker hydrothermal alteriert (propylitische Alteration); makroskopisch erscheinen sie wie ein Monzonit und bilden porphyrische Plagioklase in einem hyalopilitischen Gemenge aus feineren dunkleren Aggregaten und Feldspäten (Abb. 08i oder Lem73). Die Plagioklas- Phänokristalle sind relativ frisch (wenig alteriert) und bilden teilweise zonierte Aggregate in einer alterierten Matrix (Abb. 08i).

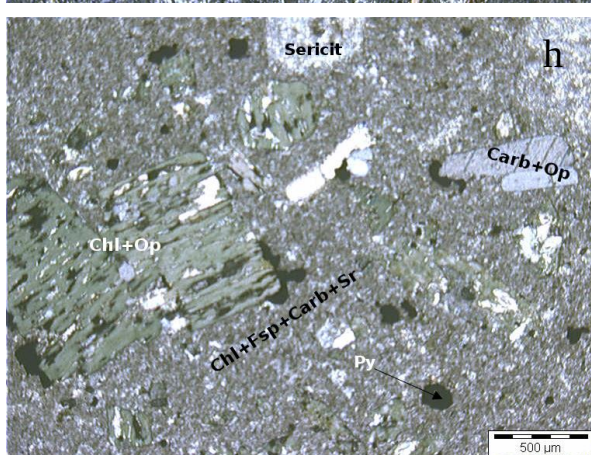
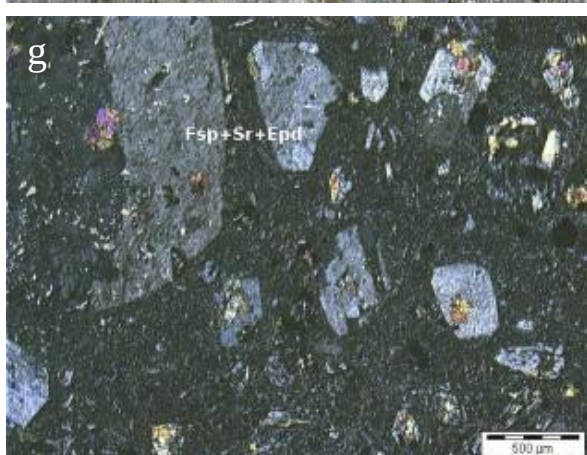
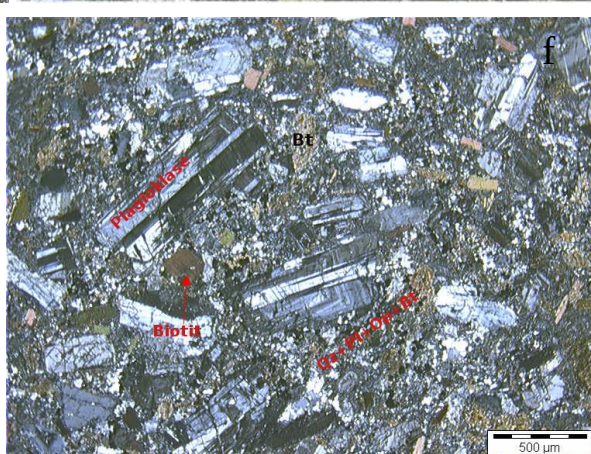
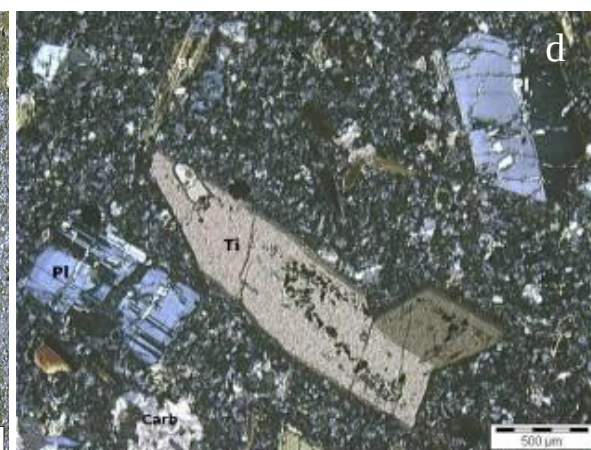
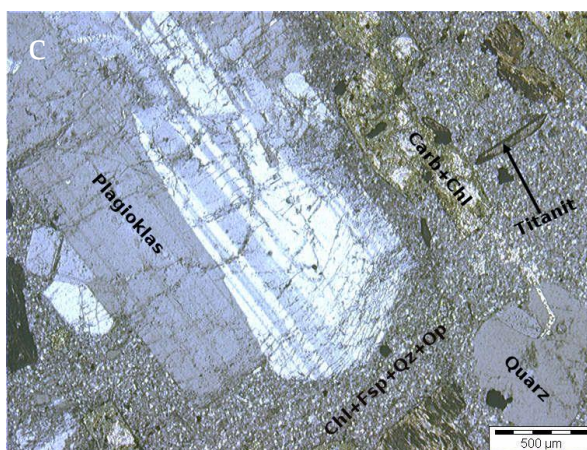
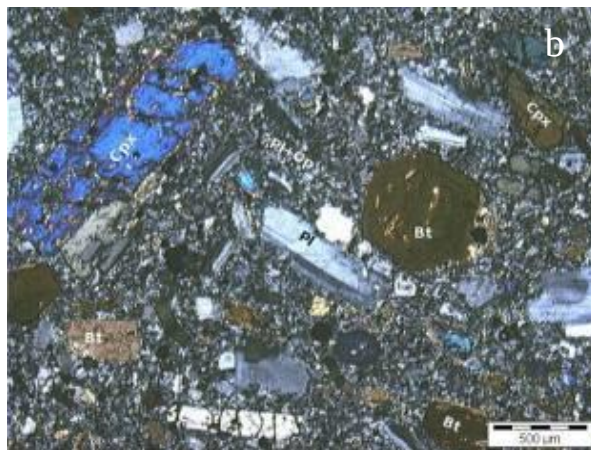
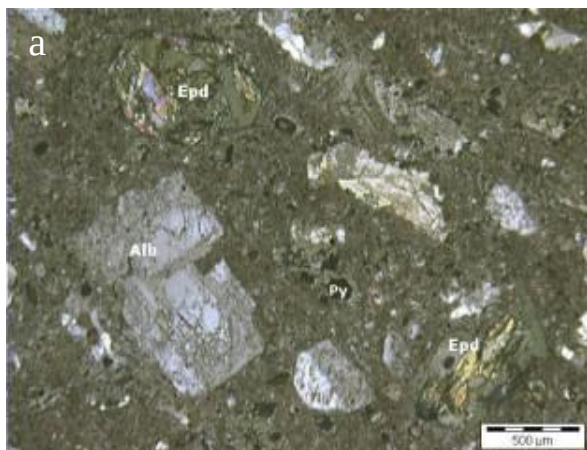
-Monzonit:

Der Monzonit gehört zu den Proben aus Fakos und besteht aus über ca. 90% Plagioklas-Phänokristallen, Biotit und opaken Mineralen sowie Pyroxenen und Amphibolen als akzessorische Minerale (Abb. 08j). Die petrographisch als Monzonit eingestuften Gesteinsproben sind stark alteriert bis relativ frische (weniger alterierte) Gesteine, wobei die Hauptminerale Plagioklas, Biotit, Amphibol, Pyroxen und Albit/Orthoklas sind. Opake Minerale bilden feinere bis mittelgroße Kristalle. Plagioklas ist zoniert, verzwillingt, teilweise frisch und tendiert zur Bildung länglicher und orientierter Aggregate.

Fast alle Monzonite zeigen ein porphyrisches Gefüge mit Mikrophänokristallen bis Phänokristallen von Feldspäten und unterschiedlichen Mengen ferromagnetischer Minerale (idiomorphen bis hypidiomorphen Klinopyroxenen, Plagioklase und Biotiten) (Abb. 08j).

Die Phänokristalle wie Pyroxene, Amphibole und Plagioklase sind am meisten zoniert oder verzwillingt und bilden ein porphyrisches Gefüge in einer hyalopilitischen Matrix (Abb. 08j).

Die Grundmasse ist weniger fein und besteht aus Feldspäten und opaken Mineralen, wobei Quarz kaum auftritt.



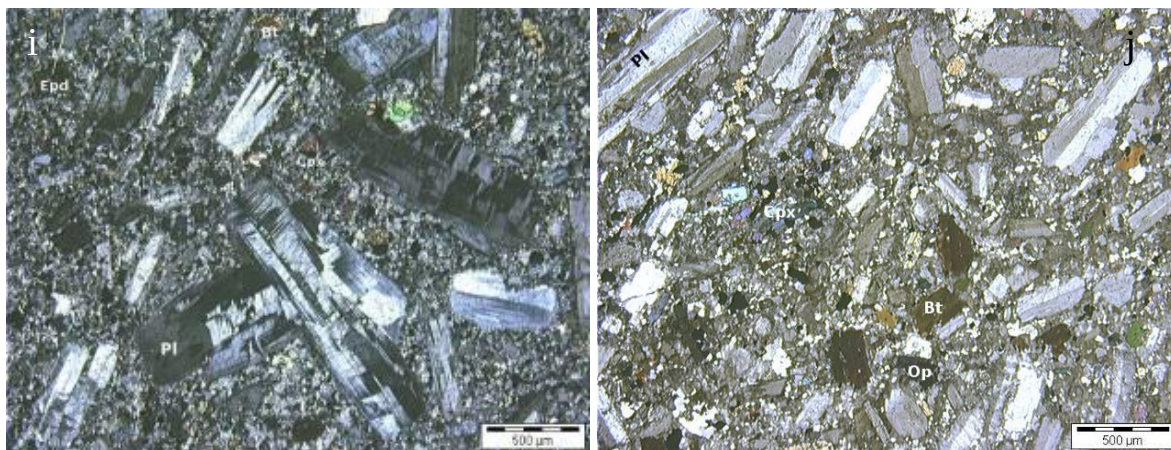


Abb. 08 Dünnschliffaufnahmen mit gekreuzten Polarisatoren und einfachen Polarisatoren von den vorkommenden magmatischen Gesteinen aus Limnos:

a-lem74 stark alterierter trachyandesitischer mafischer Dike mit ehemaligen alterierten Phänokristallen: Albit(Alb); Epidot(Epd); Pyrit(Py) und Chlorit,

b-lem79 trachyandesitischer mafischer Dike mit idiomorphen Phänokristallen von Klinopyroxenen(Cpx), Biotit(Bt), Opaken(Op) und Plagioklas(Pl),

c-lem57 stark alterierter Trachydazit-Porphyr mit frischen Plagioklas-Phänokristallen, gerundetem Quarz, Chlorit(Chl), Carbonat(Carb), Titanit und Chlorit+Feldspat+Quarz+Opake in der Grundmasse,

d-lem63 Trachydazitischer Porphyr mit Zwillingen und idiomorphen bis zu hypidiomorphen Phänokristallen von Plagioklas und Titanit(Ti),

e-lem16b stark alterierter Trachydazit Porphyr und Lava mit Carbonat, Pyrit(Py), Chlorit(Chl), Sericit(Sr) und Albit(Alb)+Chlorit(Chl)+Sr+Carb in der Matrix,

f-lem44b trachydazitischer Prphyr

g-lem50 stark alterierter Trachyandesit-Porphyr mit Sericit (Sr), Feldspäte(Fsp), Epidot(Epd)

h-lem14 stark alterierter trachydazitischer Porphyr und Lava

i-lem73 Trachydazitischer Porphyr mit Plagioklas, Biotit und Qz+Pl+Bt+Op als Matrix

j-lem77A2 (Monzonit) mit teilorientierten Plagioklas-Phänokristallen, Biotit und Pyroxenen.

3.1 Geochemie der magmatischen Gesteine aus Limnos

Für eine effiziente Analyse der magmatischen Gesteine aus Limnos wurden 42 weitgehend frische (wenig alterierte) bis leicht alterierte Gesteinsproben petrographisch und geochemisch untersucht. Die Ergebnisse der Untersuchungen sind in Tabelle 01 in Form von Hauptelementen (wt %) und Spurenelementen (ppm) zusammengestellt.

Gesteine mit höheren Fluidkonzentration und Glühverlusten der Proben (LOI – Loss of ignition) sind für die Klassifikation nicht gut geeignet, aufgrund des hohen Glühverlusts (LOI >5%), höheren Gehalts an CaO und der überproportionalen Menge an SiO₂ (>78 wt%) (siehe Tabelle 01). Mit einer LOI zwischen 2,5 und 5 wt%, haben die relativ frischen Gesteine eine hohe Anreicherung an LILE (large Ion lithophile Elementes) (siehe Tabelle 01). Die Tabelle 01 der repräsentativen Analysen der untersuchten Proben bestätigt eine höhere Anreicherung an Spuren- und inkompatiblen Elementen wie Ba, Sr, Rb und K. Diese hohe Konzentration solcher Elemente in den granitoiden Gesteinen ist ein Argument für den oberen Mantel als Herkunft des ursprünglichen Magmas (Pe-Piper et al. 2009 und Innocenti et al. 1994).

In dem Klassifikationsdiagramm vom Peccerillo & Taylor (1976) fallen die meisten Gesteine aus Limnos in die Zone von hohen Kalium-Kalk-Alkalien bis hin zu shoshonitischen chemischen Zusammensetzungen (Abb. 09a).

Die Abbildung der chemischen Daten nach dem Klassifikationsdiagramm von Peccerillo & Taylor (1976) charakterisiert alle Gesteine als kalkalkalisch (Abb. 09e).

Eine andere geochemische Klassifikation als „Molar $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$ “ stuft die gesamten Gesteine als peraluminös bzw. metaluminös ein (Abb. 09c). Die peraluminös klassifizierten Granitoide sind Hinweise für die Anwesenheit von Turmalin, Muskovit und Biotit und diese Granitoide sind als S-Typ Granite klassifiziert. Diese Gesteine stammen aus einem Magma- aus Schmelzen des oberen Mantels der unteren Erdkruste bei krustaler Kontamination. Die Granitoide entstammen somit aus einer partiellen Aufschmelzung von einem Mantelkeil (Shand 1974).

Die Darstellung in dem AFM Klassifikationsdiagramm von „Irvine & Baragar 1974“ kennzeichnet einen linearen Trend, der zeigt, dass das ursprüngliche Magma sehr arm an Eisen und Magnesium und reich an alkalischen Elementen war. Dies bedeutet, dass die magmatischen Gesteine der Cu-Au porphyrischen und epithermalen Mineralisation aus Limnos aus einem kalk-alkalischen Magma stammten (Abb. 09d).

Weitere geochemische Klassifikationen der analysierten Proben sind in Tabelle 01 zu finden. Im Rahmen der differenzierten Kristallisation wird in Tabelle 01 die Variation von Haupt- und Spurenelementen beschrieben, wobei durch positive und negative Korrelationen die Elemente mit zunehmendem SiO_2 -Gehalt beschrieben werden.

Tabelle 01 Repräsentative Variationen der Hauptelemente und Spurenelementen der geochemischen analysierten Proben aus Limnos nordöstlichen griechischen ägäischen See.

Lithologie	Trachyandesit (D und MD)					Trachyandesit-trachydacit Porphyry								Trachydacit Porphyry und Lava							Trachydacit Porphyry												Monzonit								
Region	Fakos		kaspakas			Sardes								Kaspakas							Sardes												Fakos								
Probe	lem79	lem82	lem74	lem02	lem21	lem25	lem26	lem27	lem32	lem43	lem48	lem50	lem54	lem64	lem10	lem13	lem14	lem15	lem16	lem17	lem20	lem28	lem29	lem37	lem39	lem41	lem44	lem47	lem56	lem57	lem59	lem60	lem61	lem62	lem63	lem71	lem73	lem68b	lem69	lem70	lem72
SiO ₂ (wt%)	57,03	56,5	57,82	55,8	55,76	60,84	60,6	60,81	60,12	62,31	60,01	58,9	61,5	58,26	60,29	58,81	61,99	63,17	62,06	61,38	60,62	62,95	62,03	61,69	63,84	62,29	61,07	61,88	62,93	62,17	62,35	62,21	63,15	61,79	61,02	60,87	60,43	62,52	60,05	63,07	60,62
Al ₂ O ₃	14,04	14,8	13,88	13,82	14,63	16,24	16,13	16,04	15,92	15,37	16,38	15,6	16,55	15,03	13,43	15,07	15,41	15,43	15,26	15,61	15,03	15,01	15,07	14,97	15,3	15,42	15,12	15,41	14,89	14,87	14,92	14,97	15,42	14,77	14,69	14,68	14,73	14,39	14,47	14,4	17,1
Fe ₂ O ₃	6,37	6,89	6,25	5,61	5,67	5,4	5,39	5,34	4,87	5,95	5,28	5,52	5,17	5,38	5,06	5,35	4,52	4,76	4,47	4,1	4,47	4,41	4,73	4,55	4,22	4,48	4,7	4,77	4,42	4,52	4,33	4,41	4,36	4,54	4,28	4,21	4,48	4,57	5,7	4,6	4,52
MgO	4,77	3,97	4,23	4,4	3,63	2,45	2,39	2,47	2,24	2,64	2,94	2,64	2,35	2,84	4,83	2,26	2,2	2,24	2,12	1,68	2,02	2,25	2,37	2,41	2,33	2,54	2,57	2,71	2	2,37	2,31	2,15	2,16	2,33	2,07	2,44	2,77	2,42	3,09	2,46	1,18
MnO	0,15	0,12	0,19	0,11	0,1	0,09	0,09	0,09	0,08	0,18	0,14	0,09	0,12	0,11	0,19	0,13	0,1	0,1	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,11	0,09	0,14	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09	0,1	0,11	0,09	0,11	0,06	0,1
CaO	5,43	5,73	5,12	5,53	4,99	4,23	4,45	4,4	4	3,05	2,13	3,84	3,14	2,27	3,96	3,99	2,73	2,47	3,2	4,18	3,91	3,63	4,33	4,5	3,57	1,83	4,06	2,13	3,82	3,97	3,64	4,08	3,56	4,24	3,32	4,04	4,14	3,4	3,85	2,78	3,67
Na ₂ O	4,13	3,37	3,84	3,01	3,32	3,67	3,53	3,58	3,42	4,08	3,3	3,54	3,53	3,1	2,28	3,38	3,49	3,45	3,6	4,09	3,53	3,54	3,34	3,76	2,9	3,97	2,95	3,3	3,61	3,23	3,16	3,08	3,71	3,35	3,24	3,82	3,85	3,94	3,88	3,62	5,05
K ₂ O	4,58	4,14	4,53	3,54	3,39	3,24	3,25	3,27	3,26	2,71	3,54	3,48	3,15	3,08	3,38	3,54	3,74	3,56	3,41	3,28	3,65	3,57	3,5	3,89	4,06	3,54	3,82	3,54	3,35	3,53	3,79	3,85	3,37	3,56	4,13	3,38	3,37	4,75	4,86	5,37	4,12
TiO ₂	0,82	0,93	0,78	0,83	0,66	0,72	0,71	0,71	0,64	0,68	0,7	0,7	0,77	0,74	0,84	0,62	0,57	0,58	0,56	0,51	0,56	0,57	0,63	0,61	0,56	0,7	0,66	0,7	0,59	0,56	0,53	0,55	0,57	0,57	0,54	0,55	0,59	0,67	0,84	0,69	0,61
P ₂ O ₅	0,6	0,65	0,55	0,56	0,31	0,33	0,32	0,32	0,29	0,32	0,34	0,31	0,37	0,35	0,41	0,3	0,3	0,31	0,3	0,26	0,3	0,29	0,31	0,3	0,29	0,33	0,32	0,34	0,29	0,32	0,31	0,31	0,32	0,33	0,3	0,26	0,3	0,37	0,51	0,38	0,3
SO ₃	0	0,31	0,02	0,18	0,98	0	0	0	0	0,18	0,85	0	0,08	0,01	0,17	0,96	0,07	0,01	0,07	0,02	0,06	0	0	0,02	0,01	0,32	0,01	0,85	0	0	0,02	0	0	0,01	0	0,02	0,01	0,01	0	0	0
LOI	0,87	1,58	1,35	6,02	5,28	1,94	2,26	2,26	4	1,85	3,89	4,11	2,23	4,76	4,73	5,71	4,05	3,16	3,79	3,84	4,71	2,48	2,54	3,28	2,95	3,44	3,54	4,05	2,83	3,29	3,16	2,93	1,93	3,23	4,85	4,46	4,05	1,8	1,32	1,39	1,05
Sum	98,79	99	98,56	99,41	98,72	99,15	99,12	99,29	98,84	99,32	98,91	98,93	99,11	96,5	99,57	100,1	99,17	99,24	98,93	99,04	98,95	98,79	98,94	96,66	100,1	98,97	98,91	99,82	98,82	98,92	98,6	98,63	98,64	98,81	98,53	98,83	98,83	98,93	98,67	98,82	98,32
Ba(ppm)	2181	2379	1663	1316	3252	1735	1699	1776	2076	1995	2042	1795	1652	2472	1226	1681	1607	1808	1907	1819	1933	1783	1892	1565	1966	2529	1864	1918	1810	1761	2624	2501	2406	2802	2606	1601	3081	2751	1682	1992	1681
Be	4	10	3	3	7	<1	3	<1	<1	3	3	4	3	8	4	3	4	4	8	<1	3	3	5	2	<1	<1	3	4	2	3	4	5	6	6	3	6	6	9	5	5	4
Co	55,0	40,8	33,9	36,4	36,3	22,8	29,1	35,4	33,7	97,8	34,2	27,7	25,9	24,4	33,9	26,9	31,7	36,2	30,0	30,1	62,7	28,0	24,2	21,0	25,9	45,9	42,2	29,3	24,2	40,0	18,8	29,5	28,0	33,4	23,5	31,8	47,0	25,2	35,7	37,4	20,3
Cs	3,9	5,4	1,9	1,7	7,0	1,3	1,4	1,6	4,5	2,4	1,7	0,7	7,2	0,9	2,8	5,0	2,6	3,0	2,9	3,6	5,1	2,6	1,4	2,2	1,2	0,9	2,7	0,9	1,1	2,5	1,2	1,0	1,3	2,0	1,7	2,2	1,9	1,2	2,6	1,7	2,6
Ga	17,3	17,3	17,0	17,6	15,7	18,1	17,1	18,8	16,9	17,1	16,9	17,3	17,0	16,6	17,8	17,5	16,7	15,8	16,4	15,6	16,4	16,6	16,4	17,7	16,0	17,0	17,4	16,4	18,5	16,4	17,4	17,2	15,9	17,5	17,0	19,5	21,6	17,0	16,7	17,5	19,0
Hf	9,4	10,8	6,7	8,9	13,3	6,7	5,9	6,0	5,2	7,0	7,0	6,3	6,1	7,2	9,4	6,0	7,0	6,1	5,9	6,3	6,2	6,8	6,1	5,9	6,0	6,1	7,0	6,6	6,6	6,8	7,7	7,5	7,6	7,9	8,1	9,9	14,5	7,9	9,7	9,7	6,3
Nb	19,7	21,3	13,0	16,0	20,6	10,1	9,5	9,9	8,8	12,2	12,9	10,4	9,2	12,0	15,0	11,1	11,3	11,4	10,8	10,4	11,3	12,4	12,0	9,8	11,8	11,1	11,9	11,5	10,9	12,8	12,5	12,3	11,8	12,2	11,5	24,3	29,4	12,1	20,9	19,7	13,6
Rb	156,5	195,2	125,5	114,6	222,9	87,2	84,2	84,7	90,0	103,8	81,0	69,8	96,3	132,4	122,1	104,1	105,3	106,1	99,0	97,8	111,1	109,8	102,1	85,4	109,6	106,2	86,5	109,4	71,2	100,7	112,9	123,6	117,9	116,5	114,5	198,7	119,8	126,5	198,3	186,7	124,0
Sn	4	5	1	3	4	2	2	2	1	4	2	2	2	2	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	4	2	2	2	3	2	2	2	2	3	3	4	4	1	
Sr	1159	1164	1046	718,8	1270	919,7	889	938,9	928,4	1128	822,8	819,7	763,8	1061	723	845,4	762,1	874,7	888,9	907,3	622,1	949,9	1073	761,8	1072	1255	980,6	1146	953,7	1024	1964	1578	1530	1949	1577	840,4	1835	1414	786,1	934,3	977,1
Ta	1,6	1,6	1,0	0,9	1,6	0,6	0,8	0,7	0,7	1,1	1,0	0,7	0,8	0,9	1,2	0,9	1,1	1,0	1,0	1,2	1,0	1,0	0,8	0,7	0,8	1,0	1,3	0,9	0,7	1,0	0,9	0,9	1,0	1,0	0,9	1,9	1,8	0,8	1,9	1,6	0,9
Th	57,2	57,3	32,9	35,3	32,5	22,9	22,9	21,5	21,8	32,0	30,2	25,3	20,8	40,4	34,2	28,9	35,5	34,9	34,2	34,4	31,9	36,5	33,2	22,5	33,3	33,1	31,5	31,7	25,9	34,2	39,2	39,7	37,3	40,7	40,4	66,4	69,3	39,2	63,3	58,3	31,2
U	11,1	13,0	7,9	8,4	8,1	3,6	3,2	3,1	4,4	6,8	6,3	4,5	3,7	8,9	8,5	8,3	8,8	8,6	8,0	7,5	9,1	9,1	6,1	4,2	7,1	7,5	6,4	6,6	4,2	7,2	9,2	8,7	8,9	6,5	6,8	12,1	7,5	9,2	12,4	11,0	8,1
V	114,0	128,0	81,0	129,0	134,0	106,0	101,0	90,0	115,0	82,0	80,0	79,0	99,0	66,0	116,0	115,0	93,0	99,0	92,0	82,0																					

3.1.1 Geochemie der Hauptelemente (Harkerdiagramme)

In Harkerdiagrammen zeigen die Variationen der Elemente TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$, MgO , CaO und P_2O_5 für die Granitoide aus Limnos negative Korrelationen mit steigendem SiO_2 -Gehalt (Abb. 10). Die meisten Haupt- und Spurenelemente der untersuchten Gesteine zeigen sichtbare Abweichungen von einer linearen Korrelation, während andere Hauptelemente (Al_2O_3 , SO_3) und Spurenelemente (Yb, Ta, Y, $\pm\text{Th}$, Lu, Ho, Er und Tm) keinen eindeutigen Trend bei zunehmender SiO_2 -Konzentration zeigen. Diejenigen Elemente mit negativer Korrelation gegenüber SiO_2 beschreiben ihre sukzessive Abreicherung, welche entweder durch progressiven Entzug von Ti/Fe-Oxiden, Hornblende, Pyroxen, Biotit, Plagiokase und Apatit aus der Schmelzphase oder durch partielle Aufschmelzung gekennzeichnet ist. Die Konzentration von Na_2O zeigt definierte konkrete Abhängigkeit von der Zunahme der SiO_2 -Konzentration. Dies deutet auf gegenläufige Prozesse der Na-Anreicherung im Zuge der progressiven Fraktionierung einerseits und beginnender Kristallisation von Albit andererseits hin. Die fortschreitende Anreicherung des inkompatiblen Kaliums bis zur Bildung der K-Feldspäte zeigt eine positive Korrelation bei K_2O vs. SiO_2 . Wegen des hohen Alkali-Gehalts fallen die meisten Gesteine in das „high-K/kalk-alkaline oder shoshonitische Feld (Abb. 09b). Das $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis (A/NK) erlaubt es, die Granitoide in peraluminöse (A/NK>1), metaluminöse (A/NK<1 und A>NK) peralkaline Serien (A>NK) zu differenzieren (Abb. 09c). Diese Gesteine sind durch stärkere Differentiation und vor allem durch Alteration stark an Al_2O_3 gegenüber CaO , Na_2O und K_2O angereichert und damit eindeutig metaluminös und peraluminös klassifiziert (Abb. 09c). Eine solche Einstufung gilt als allgemeiner Hinweis für einen stärkeren Gehalt an Mineralen wie Turmalin, Muskovit und Biotit (peraluminös: A/N>1). Gesteine mit dieser Zusammensetzung stammen aus der Kristallisation von Magma, das auch durch Aufschmelzung von Mantel/Unterkruste mit starker krustaler Kontamination entsteht. Shand (1947) zeigte, dass peraluminös und metaluminös eingestufte Gesteine aus einer partiellen Aufschmelzung von einem Mantelkeil stammen.

– AFM (A- $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F- $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$, M- MgO)-Klassifikation:

Irvine und Baragar (1971) unterscheiden anhand der Verteilungen von $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ und MgO tholeiitischen- und kalk-alkaline Gesteinszusammensetzungen durch einen Differentiationstrend voneinander. Die subalkalinen, peraluminösen bzw. metaluminösen Granitoide aus Limnos sind durch relativ hohe Na_2O - und K_2O -Konzentration gekennzeichnet und zeigen zur gleichen Zeit einen niedrigen $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ - und sehr niedrigen MgO -Gehalt (Abb. 09d).

Wie die Abbildung 09d zeigt, weist das Probenspektrum einen kalk-alkalinen Differentiationstrend auf, wobei die Fe-Komponente durch vorangegangene Kristallisation entsprechender Mineralphasen wie Magnetit entzogen wurde. Solch eindeutige Trends können auch bedeuten, dass die ursprünglichen Magmen sehr arm an Eisen und Magnesium und stark mit Alkalien angereichert waren. Das Ergebnis zeigt, dass die magmatischen Gesteine aus der Cu-Au-Porphyr-Mineralisation aus Limnos durch die Kristallisation von einem kalk-alkalinen Magma stammen.

Die positive und negative Korrelation der Hauptelemente mit zunehmendem SiO_2 -Gehalt resultiert folgerichtig aus einer fraktionierten Kristallisation eines „Single“-Magmas (Rickwood 1989). In dieser Weise sind die Kompatibilität und Inkompatibilität der verschiedenen Elemente während der Mineralbildung ein Beleg für die magmatische Differentiation im Sinn der fraktionierten Kristallisation und weiterer Prozesse, wie Magmenmischung und Gesteinsassimilation (Del Moro et al., 1988; Eleftheriadis et al. 1989a, b; Tesch, 1991).

Als Klassifikationsdiagramme der Hauptelemente zeigt Abb. 09e die Diagramme nach Miyashiro 1974 (SiO_2 - FeO^t/MgO Plot) und Peccerillo & Taylor (1976), wobei SiO_2 gegen FeO^t/MgO die Gesteinsproben als kalkalkaline Serien klassifiziert.

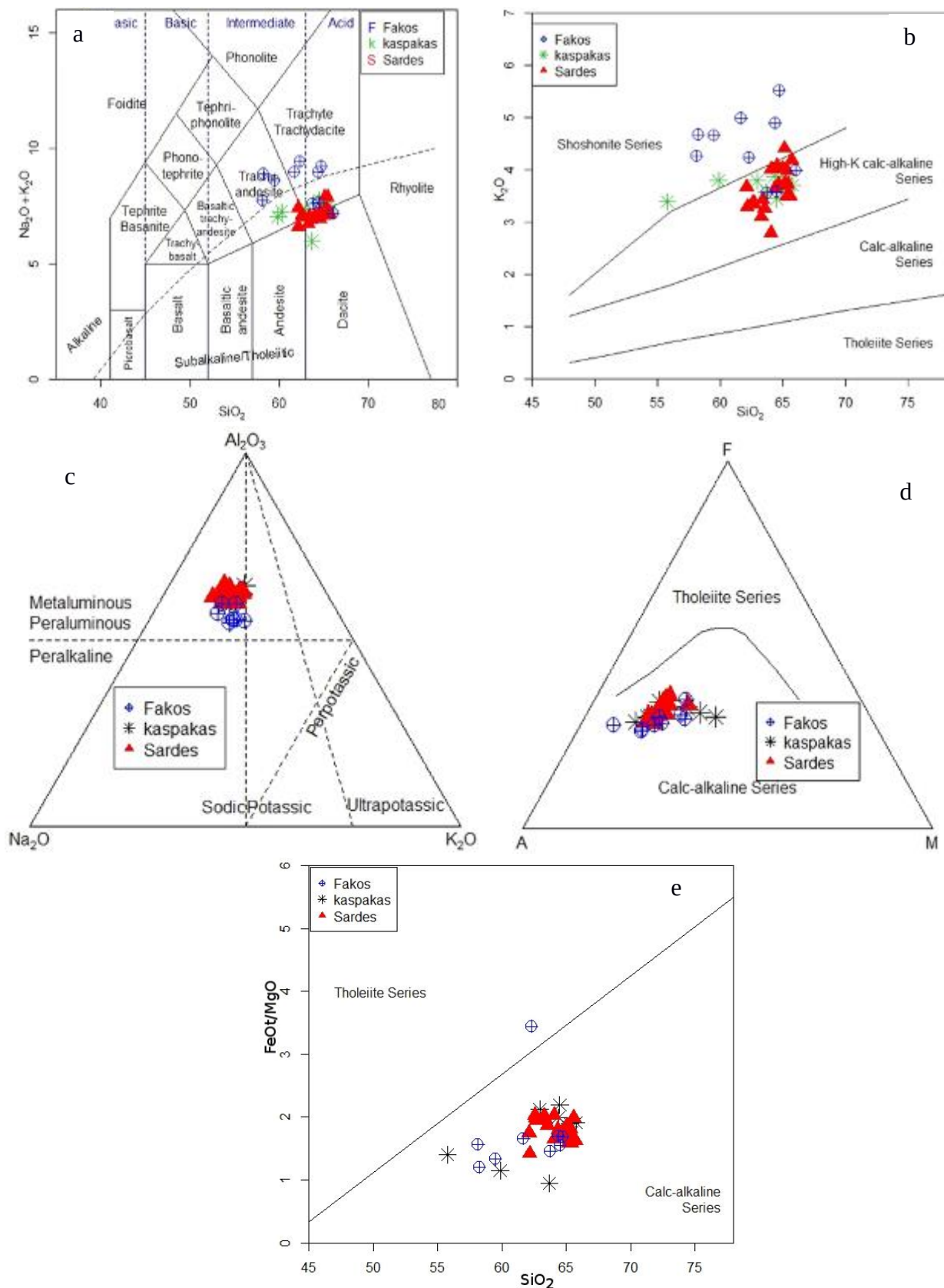
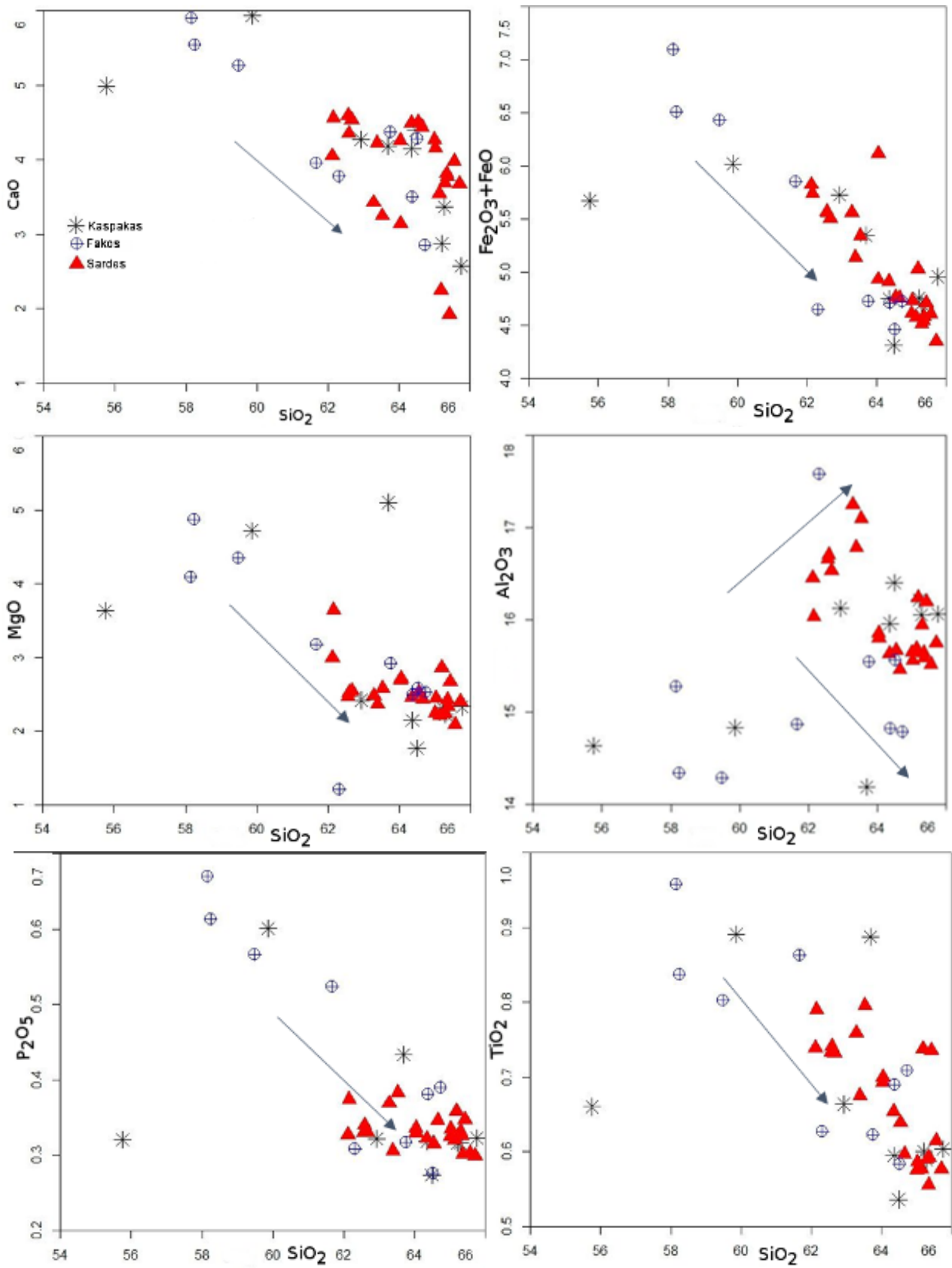


Abb. 09 a) - Gesamt-Alkalien gegen Siliziumdioxid-Diagramm (TAS) von Le Bas et al. 1986 der vulkanischen Gesteine aus Limnos, b) - SiO_2 gegen K_2O der shoshonitischen Klassifikation nach Peccerillo & Taylor 1976 zeigt die hoch kalkalkalische bis hin zu shoshonitische chemische Zusammensetzung der Gesteine aus Limnos, c) - das Molar Na_2O - Al_2O_3 - K_2O Klassifikationsdiagramm beschreibt die metaluminöse bzw. peraluminöse Zusammensetzung, d) - AFM-Projektion der Proben aus der Regionen Kaspakas, Sardes und Fakos der Insel Limnos nach Irvine und Baragar (1971), $\text{A} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{F} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ sind zurückgerechnet auf FeO , $\text{M} = \text{MgO}$ (wt %). Das gesamte Probenspektrum liegt im Bereich kalkalkalischer Serien und im e) - Klassifikationsdiagramm von Miyashiro 1974 (SiO_2 - FeOt/MgO Plot) und Peccerillo & Taylor 1976.



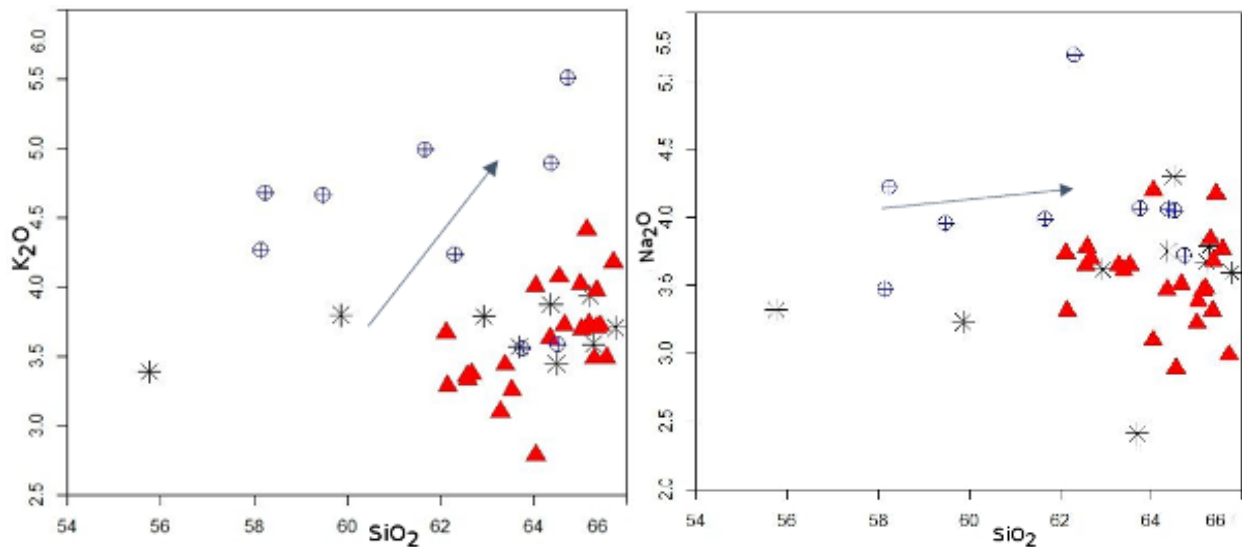


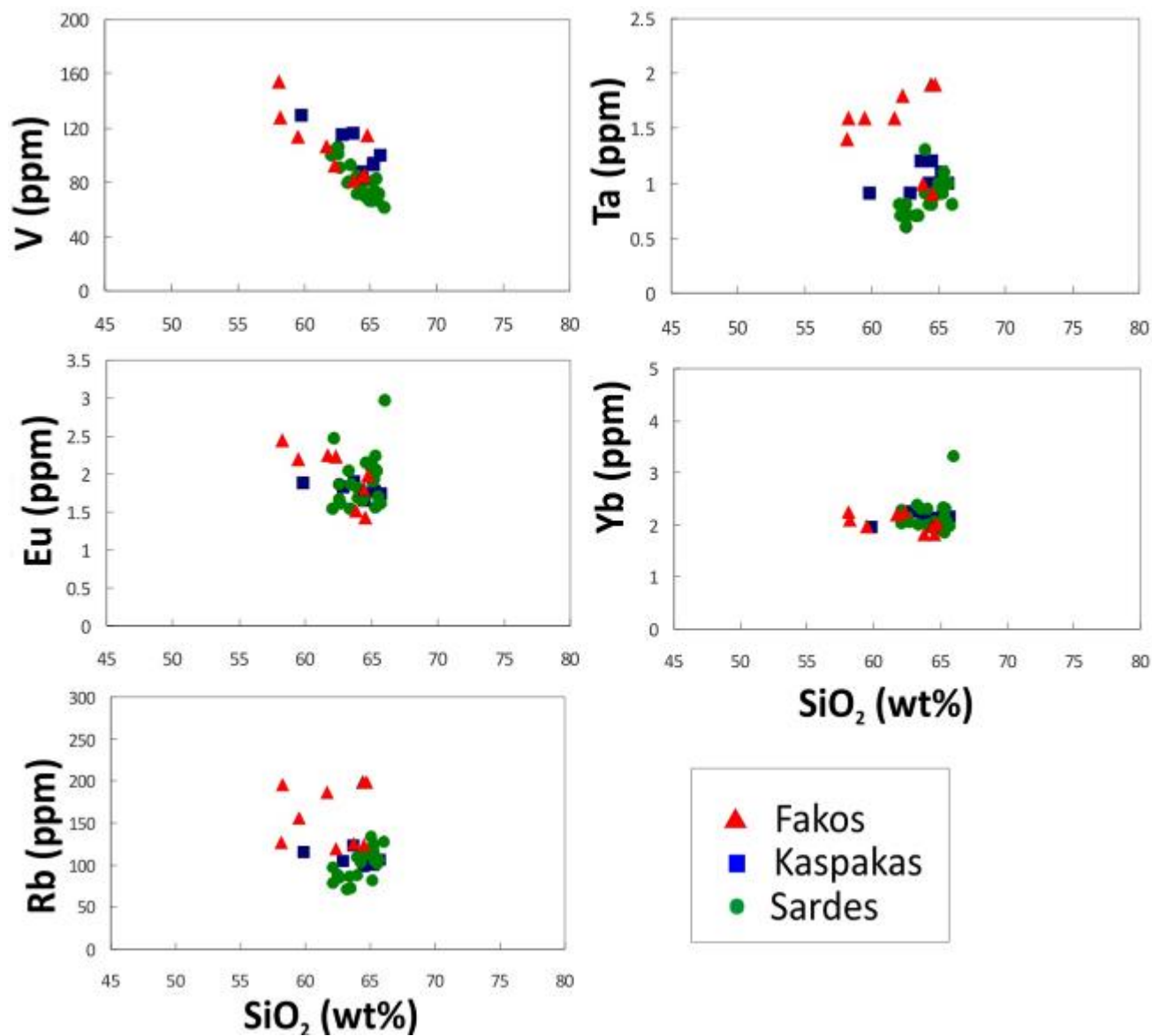
Abb.10 Harkerdiagramme der Hauptelementoxide (in wt %) der analysierten magmatischen Gesteine aus Kaspakas, Sardes und Fakos der Insel Limnos, nordöstliche Ägäische See, Griechenland. Die Pfeile kennzeichnen die typischen Fraktionierungstrends des jeweiligen Elements.

3.1.2 Geochemie der Spurenelemente (Harkerdiagramme)

Wie bei den Hauptelementen zu beobachten ist, korrelieren auch die meisten Spurenelemente mit dem SiO_2 -Gehalt auf (Abb. 11). Die in Abb. 11 dargestellten Diagramme zeigen Differentiationstrends der jeweiligen Elemente. Mit zunehmendem SiO_2 -Gehalt nimmt die Konzentration der Elemente wie V und Eu ab und Zr, Sr, La und Ce weisen auch auf eine tendenzielle Abnahme hin. Es wird für das Erdalkalimetall Rb ein vergleichbarer positiver Differentiationstrend wie bei Kalium (K) erwartet, weil ein diadocher Ersatz von K durch Rb während der Kalifeldspat-Vergesellschaftung erfolgt ist. Bei weiter zunehmendem Gehalt der SiO_2 Konzentration zeigt Rb jedoch keinen eindeutigen Differentiationstrend mehr. Das Erdalkalimetall Strontium (Sr) ist in Plagioklasen als Ca-Ersatz an dessen Gitterplätzen relativ mit SiO_2 negativ korreliert, und daher scheint eine sekundäre Alteration als Grund für den fehlenden Rb-Fraktionierungstrend nicht in Frage zu kommen. Im Gegensatz zu den K-Feldspäten zeigen die Plagioklase im Dünnschliff eine einsetzende Alteration. Die seltenen Erdmetalle und Übergangsmetalle (Yttrium) zeigt keinerlei eindeutige Korrelation bei Zunahme der SiO_2 Konzentration (Abb. 11).

Ähnliche Phänomene bei den Haupt- und Spurenelementen zeigen mit Zunahme von SiO_2 , dass die plutonischen, subvulkanischen und vulkanischen Gesteine aus Limnos aus einem stark an inkompatiblen Elementen angereicherte Magma stammen. Desweiteren zeigt dies, dass diese Gesteine aus der Kristallisation von Magma stammen, dass selbst aus einer Aufschmelzung von Amphiboliten mit metabasaltischer Zusammensetzung stammt. Der Magmatismus könnte ein Hinweis darauf sein, dass eine fraktionierte Kristallisation und Assimilation eine sehr wichtige Rolle während der Bildung dieser unterschiedlichen Gesteinstypen gespielt hat (Rickwood 1989).

Die Trends der dargestellten Elemente der Gesteinsproben beschreiben in den meisten Fällen eine Streuung, abgesehen von der hydrothermalen Alteration einiger weniger Proben. Dies lässt sich auch als partielle Aufschmelzung mit leicht differierenden Schmelzgraden von unteren krustalen Amphiboliten mit metabasaltischer Zusammensetzung interpretieren, die stark an inkompatiblen Elementen angereichert sind bzw. aus hybriden stammen.



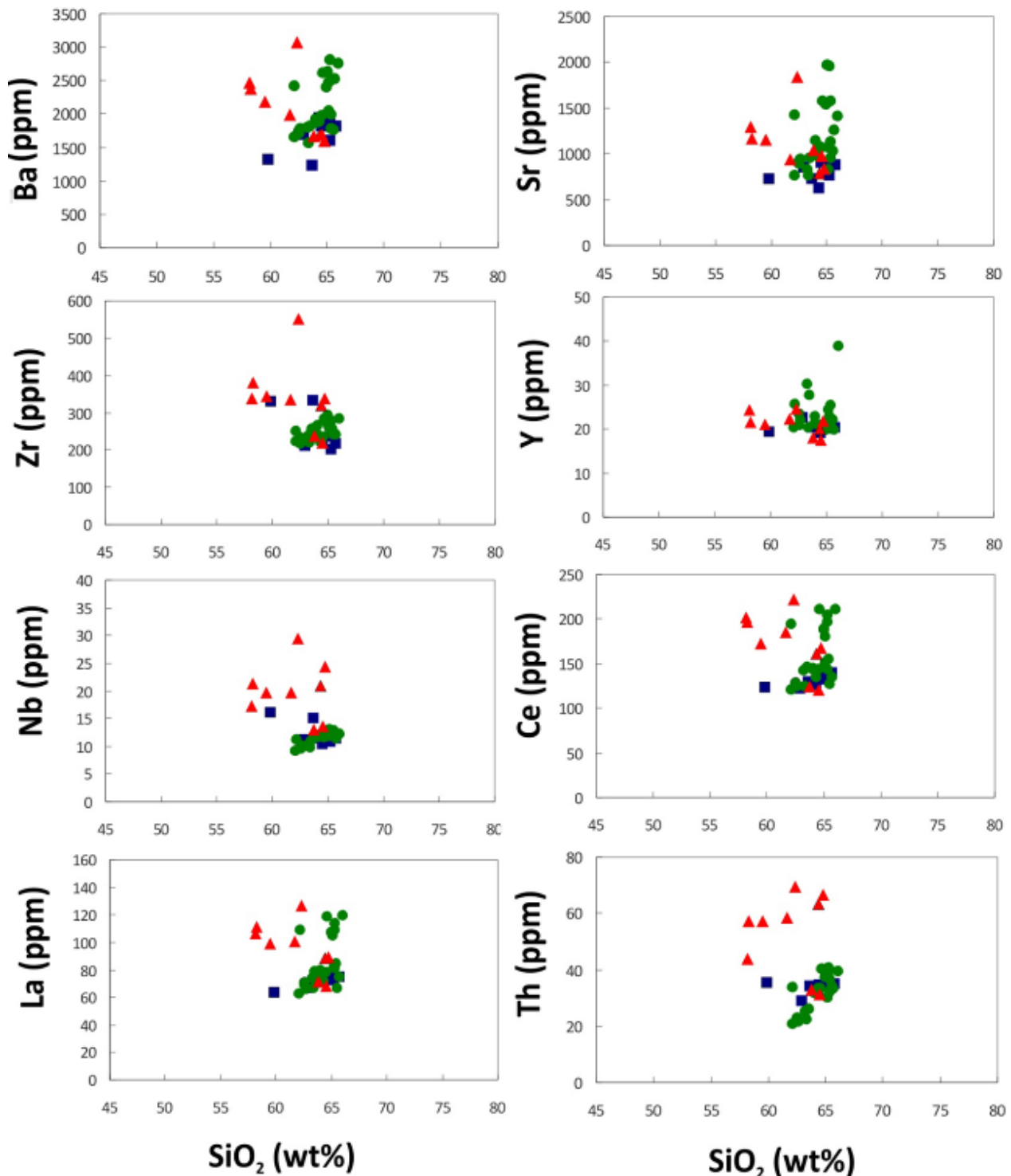


Abb. 11 Harkerdiagramme der Spurenelemente (in ppm) aufgetragen gegen SiO_2 in wt. % der analysierten magmatischen Gesteine aus Kaspakas, Sardes und Fakos der Insel Limnos.

3.1.3 Multielement-Diagramme (Spiderdiagramme)

Eine Chondrit-bezogene Normierung wurde gewählt, um eine gute Vergleichbarkeit zu vielen in der Literatur genutzten Spiderdiagrammen zu ermöglichen. Wie zu erwarten steht die Verteilung der Elemente im Zusammenhang mit den nach Thompson (1982) auf Chondrit normierten Spiderdiagrammen. Die analysierten Granitoide aus Limnos zeigen eine eindeutige Anreicherung an LILE (lithophile Größe Ionenradius: Ba, Rb, Cs, ...) um das ca. 45 bis 700-fache. Gleichzeitig zeigen die HFSE-Elemente (*high field strength elements*: Nb, Ta, U, Zr) unregelmäßige Depletion oder Abreicherung. Gegenüber dem primitiven Mantel sind die Elementen Rb, Th, U und Ba leicht erhöht. Nb, Ta, P und Ti hingegen zeigen ausgeprägte negative Korrelationen und sind durch niedrige Werte

gekennzeichnet (Abb. 12a). Die Granitoide aus Fakos, Sardes und Kaspakas besitzen fast identische Multielement-Musterverläufe und sind durch deutlich höhere Barium und Thorium-Konzentrationen und eine negative Phosphor-Korrelation gekennzeichnet. Mit niedrigem Niob (Nb), Tantal (Ta) und Phosphor (P) weisen diese Granitoide ähnliche Verteilungsmuster wie die kontinentale Kruste auf (Abb. 12). Eine Betrachtung der Elementverteilung der Granitoide aus Fakos, Sardes und Kaspakas zeigt gute Übereinstimmung und eine Anreicherung an LILE im Vergleich mit der oberen kontinentalen Kruste (Abb. 12).

Zusammenfassung:

Die Auswertung der Spiderdiagramme der Granitoide aus Limnos ergab einen identischen Trend der Elementverteilung. Sie dokumentieren somit eine gemeinsame Quelle und den gleichen Geneseprozess (Kogenetismus) bzw. eine komagmatische Entstehung. Die Elementverteilung könnte bedeuten, dass die Magmen-Einheiten aus Limnos denselben geologischen Ursprung haben. Die eindeutige negative Korrelation von Nb-, Sr-, und Ti, die starke Anreicherung der LILE und gleichzeitig geringe Konzentrationen von HFSE sprechen für eine hohe Beteiligung der kontinentalen Kruste während der Magmenbildung. Die Beschreibung der Differentiationsprozesse in Spiderdiagrammen ähnelt den gut ausgeprägten Trends von Haupt- und Spurenelementen der Harkerdiagramme (Abb. 11 und 12). Möglicherweise erfolgte während der Magmenentwicklung eine Assimilation von Nebengesteinen, die zu einer gewissen Kontamination und somit größeren Variationen der Elementgehalte führt. Die in den Harkerdiagrammen und Spiderdiagrammen beobachtete höhere Variation von Haupt- und Spurenelementen sprechen für einen AFC – Geneseprozesses (assimilation fractionation crystallisation). Als andere Hypothese gilt auch die höhere Variation durch partielle Aufschmelzung einer nicht vollständige homogenisierten, überwiegend sedimentären Quelle.

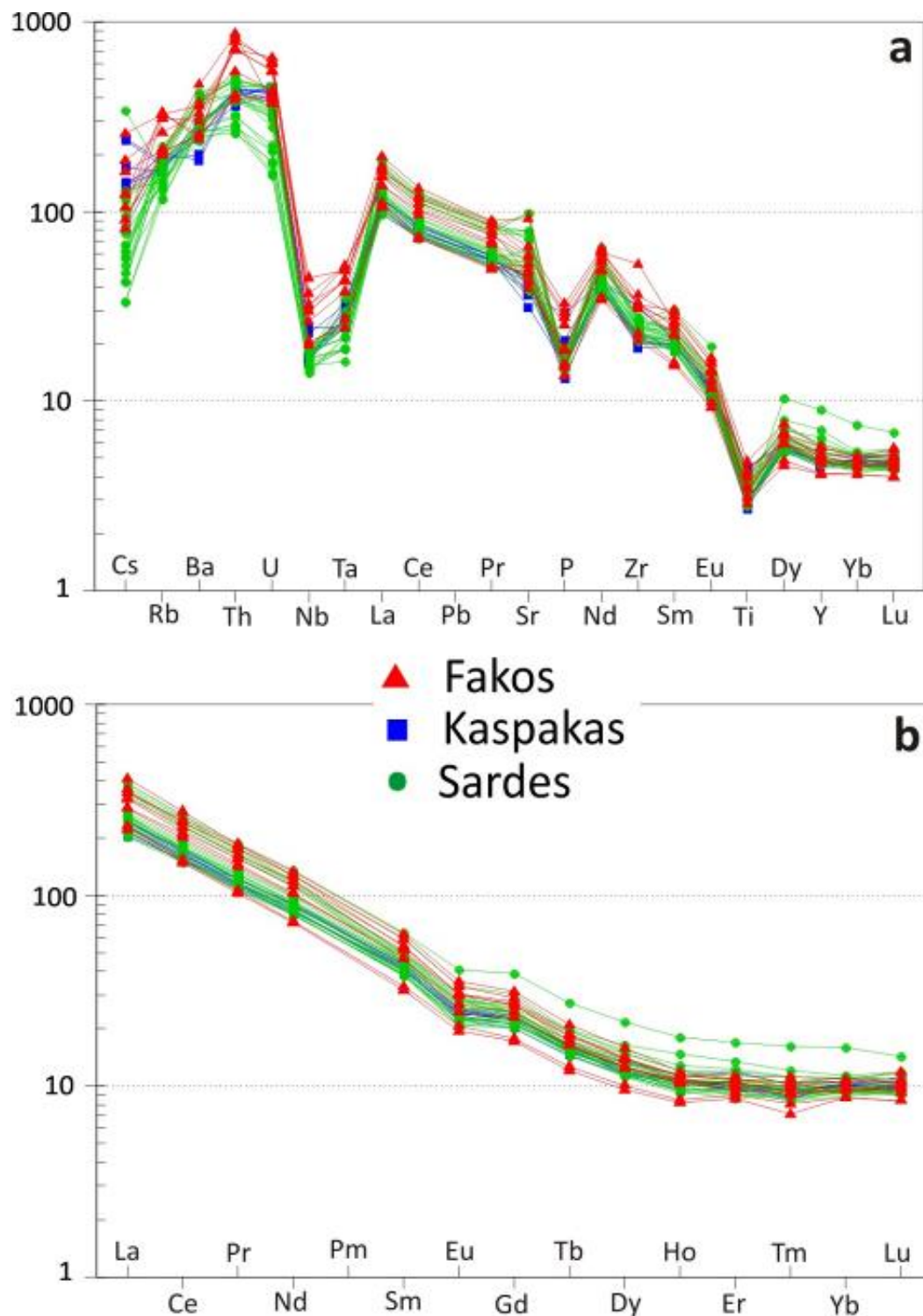


Abb. 12 Multielement-Diagramme der Granitoide aus Fakos, Sardes und Kaspakas mit (a) primitiver Mantel (McDonough & Sun 1995) normalisiertes Spurenelement und (b) Chondrit (Boynton 1985) normalisierte Seltenerdmuster der untersuchten Gesteine.

3.1.4 Fakos

Von den für geochemische Analysen ausgewählten Proben stammen 9 aus der Region Fakos. Wie in allen untersuchten Gebieten der Insel zu beobachten ist, sind die Gesteine schwach bis stark hydrothermal alteriert (Abb. 13A und B). Die Gesteine sind meist subvulkanische Intrusionen aber auch einfache vulkanische Ablagerungen und enthalten relative niedrige Mengen von Quarz. Ebenso ist Kalifeldspat hier repräsentativ. Pyrit, Molybdänit, Zinkblende und Bleiglanz kommen als Bestandteile der weniger sulfidischen Erzminerale vor.

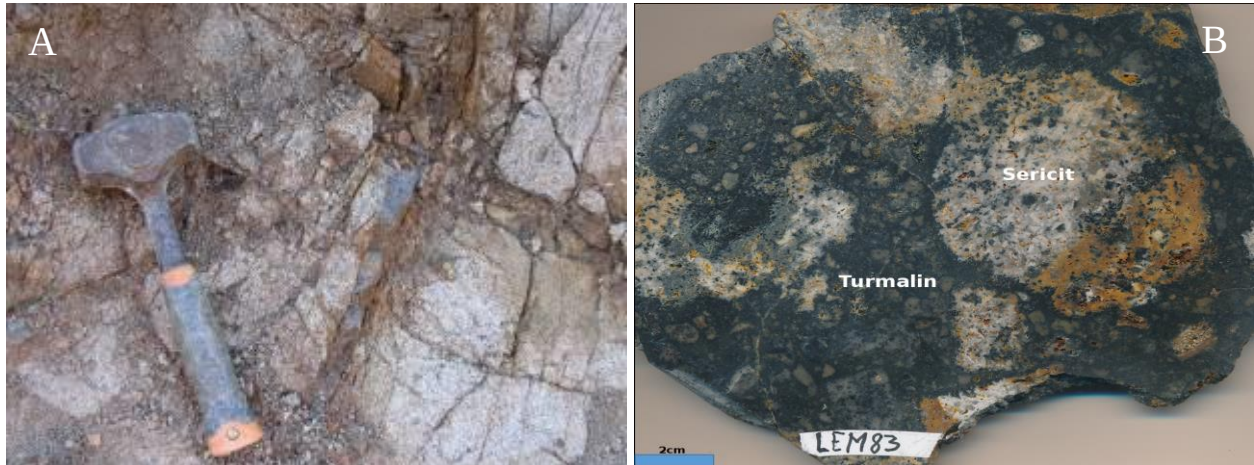


Abb. 13 Aufschluss in der Region Fakos mit A stark alteriertem Monzonit mit Quarzgang und B hydrothermaler Breccie aus sericitisierten Monzonit-Fragmenten, porphyrisch zementiert mit Turmalin.

Nach der chemischen Element-Zusammensetzung enthalten diese Gesteine 57,03 bis 63,07 wt% SiO_2 , wobei die Gesteine fast keine SiO_2 -Phase enthalten. Phänokristalle von Biotit sind blass-grün bis brauner Aktinolith und Magnetit. In der Matrix sind Minerale wie feiner Quarz, Plagioklase und Magnetit sichtbar (Abb. 15 a und b).

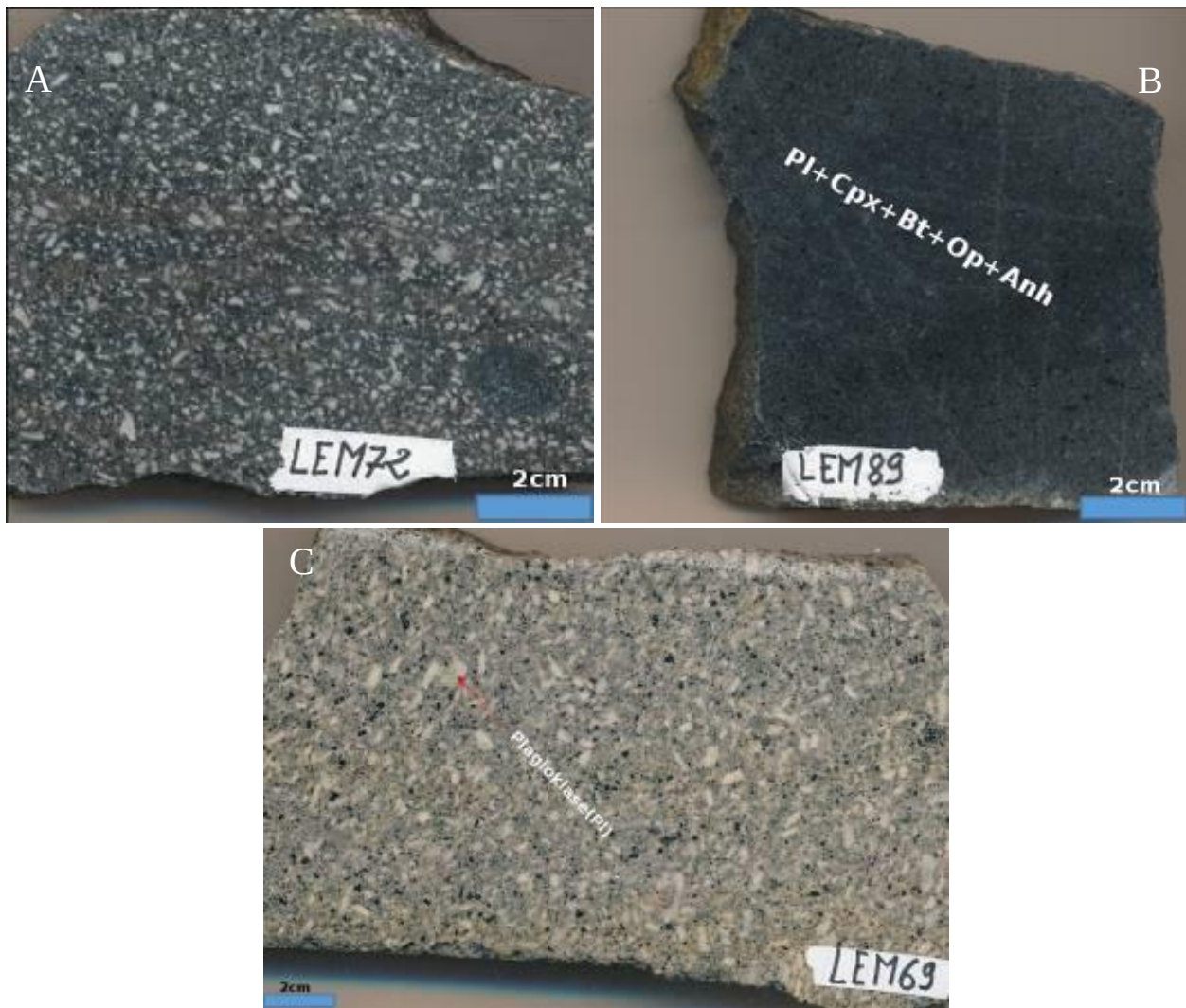


Abb. 14 Handstücke-Gesteinsproben aus Fakos mit A-Monzonit, B-Trachyandesitischer mafischer Dike und C-Monzonit.

Von allen mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) analysierten Proben stammen 9 aus dem Gebiet Fakos. Entsprechend des TAS-Diagramm nach Le BAS et al. 1986 liegen drei Proben im Feld von Trachyandesit (Dike), zwei im trachydaziten Porphyry und vier sind Monzonite. Die Trachyandesiten Dikes sind stärker alteriert im Vergleich zu Monzonit (Abb .15c-d). Das Gestein hat einen SiO_2 -Gehalt zwischen 56,5 und 57,82 wt%. Die Gesamt-Alkalien liegen zwischen 7,61 und 9,43 wt% wobei $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ und LOI zwischen 0,87 und 1,58 wt% (Tabelle 02). Das Gestein hat einen höheren Gehalt an Alkalien aber weniger LOI und hat eine hohe Konzentration an Metallen wie Magnesium und Eisen.

Der MgO -Gehalt liegt zwischen 3,97 und 4,77 wt% und Fe_2O_3 bei 6,25 und 6,89 wt%. Die Geochemie der Spurenelemente ähnelt jener der Hauptelemente. Hinsichtlich der Metalle ist das Gestein sehr stark an inkompatiblen Elementen angereichert, wie z.B. Cu (3,6 bis 1367,2 ppm) (siehe Tabelle 08 Kapitel 09). Der Trachyandesit ist stark mit Barium (2450-2529 ppm) angereichert und liegt etwas höher als der Gehalt beim Trachydazit (1803-1903ppm). Der Trachydazitischen Porphyry ist frischer als der trachyandesitische Porphyry; er enthält mehr SiO_2 (60,43 bis 60,83 wt %), weniger Metalle (MgO und Fe_2O_3) und hat einen höheren LOI-Gehalt. Seine gesamten Alkalien liegen bei 7,62 wt% mit $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, ist weniger mit Cu und stark mit inkompatiblen Elementen angereichert (siehe Tabelle 2).

Im Vergleich mit anderen subvulkanischen Gesteinen der Region enthält der Monzonit mehr SiO_2 (60,05 bis 63,07 wt%), ist frischer als der Trachyandesit und Trachydazit Porphyry, enthält viele

Metalle und hat einen niedrigen Wert von LOI (Tabelle 02). Die Gesamt-Alkalien liegen zwischen 7,61 und 9,42 wt% mit $K_2O > Na_2O$. Elemente wie Cu und inkompatible Elemente sind stark angereichert. Diese Ergebnisse stimmen mit den Untersuchungen von Fakos-Quarz-Monzonit von Pe-Piper et al. (2009) und Fornadel et al. (2012) gut überein. Der relative hohe SiO_2 -Gehalt ist mit dem früheren Ergebnis von Pe-Piper (2009) kompatibel.

Tabelle 02: Chemische Analyseergebnisse der repräsentativen Gesteinsproben der Cu-Au-Porphyr-Lagerstätten aus Fakos auf der Insel Limnos.

Lithologie Trachyandesit (MD)				Monzonit					
Region				Fakos					
Probe	lem79	lem82	lem74	lem70	lem72	lem68b	lem69	lem71	lem73
SiO ₂	57,03	56,5	57,82	63,07	60,62	62,52	60,05	60,87	60,43
Al ₂ O ₃	14,04	14,8	13,88	14,4	17,1	14,39	14,47	14,68	14,73
Fe ₂ O ₃	6,37	6,89	6,25	4,6	4,52	4,57	5,7	4,21	4,48
MgO	4,77	3,97	4,23	2,46	1,18	2,42	3,09	2,44	2,77
MnO	0,15	0,12	0,19	0,06	0,1	0,09	0,11	0,1	0,11
CaO	5,43	5,73	5,12	2,78	3,67	3,4	3,85	4,04	4,14
Na ₂ O	4,13	3,37	3,84	3,62	5,05	3,94	3,88	3,82	3,85
K ₂ O	4,58	4,14	4,53	5,37	4,12	4,75	4,86	3,38	3,37
TiO ₂	0,82	0,93	0,78	0,69	0,61	0,67	0,84	0,55	0,59
P ₂ O ₅	0,6	0,65	0,55	0,38	0,3	0,37	0,51	0,26	0,3
SO ₃	0	0,31	0,02	0	0	0,01	0	0,02	0,01
LOI	0,87	1,58	1,35	1,39	1,05	1,8	1,32	4,46	4,05
Sum	98,79	99	98,56	98,82	98,32	98,93	98,67	98,83	98,83
Ba(ppm)	2181	2379	1663	1992	1681	2751	1682	1601	3081
Be	4	10	3	5	4	9	5	6	6
Co	55,0	40,8	33,9	37,4	20,3	25,2	35,7	31,8	47,0
Cs	3,9	5,4	1,9	1,7	2,6	1,2	2,6	2,2	1,9
Ga	17,3	17,3	17,0	17,5	19,0	17,0	16,7	19,5	21,6
Hf	9,4	10,8	6,7	9,7	6,3	7,9	9,7	9,9	14,5
Nb	19,7	21,3	13,0	19,7	13,6	12,1	20,9	24,3	29,4
Rb	156,5	195,2	125,5	186,7	124,0	126,5	198,3	198,7	119,8
Sn	4	5	1	4	1	3	4	3	3
Sr	1158,5	1164,3	1046,2	934,3	977,1	1413,7	786,1	840,4	1834,5
Ta	1,6	1,6	1,0	1,6	0,9	0,8	1,9	1,9	1,8
Th	57,2	57,3	32,9	58,3	31,2	39,2	63,3	66,4	69,3
U	11,1	13,0	7,9	11,0	8,1	9,2	12,4	12,1	7,5
V	114	128	81	107	85	61	84	115	92
W	213,4	181,0	133,0	199,9	96,3	120,9	235,5	211,3	268,0
Zr	344,3	380,1	239,0	336,1	219,8	284,0	320,5	338,4	552,3
Y	21,0	21,7	17,9	22,4	17,5	38,9	20,1	21,8	24,6
La	99,3	111,5	71,8	100,5	68,2	119,4	88,5	89,5	126,8
Ce	172,4	196,2	124,0	184,7	120,1	211,0	161,6	168,0	222,2
Pr	19,03	21,52	12,92	19,93	12,54	22,86	17,22	17,75	22,54
Nd	67,6	76,3	44,0	71,3	43,1	81,3	61,0	61,9	76,5
Sm	10,06	11,46	6,45	10,62	6,22	12,33	9,13	9,08	10,52
Eu	2,20	2,45	1,51	2,25	1,42	2,97	1,80	1,98	2,23
Gd	6,91	7,52	4,60	7,16	4,44	10,01	5,91	6,37	6,82
Tb	0,81	0,89	0,60	0,87	0,57	1,30	0,77	0,78	0,86
Dy	4,08	4,50	3,25	4,43	3,07	6,99	3,99	4,04	4,55
Ho	0,75	0,77	0,61	0,81	0,59	1,29	0,74	0,76	0,82
Er	2,12	2,22	1,89	2,27	1,80	3,56	1,98	2,11	2,32
Tm	0,29	0,30	0,26	0,34	0,23	0,52	0,30	0,33	0,32
Yb	1,98	2,10	1,82	2,20	1,81	3,32	1,98	2,01	2,24
Lu	0,31	0,30	0,27	0,34	0,27	0,46	0,32	0,33	0,35

MD-mafischer Dike und wt%-Gewichtsprozent, LOI - Loss of Ignition oder Glühverlust.

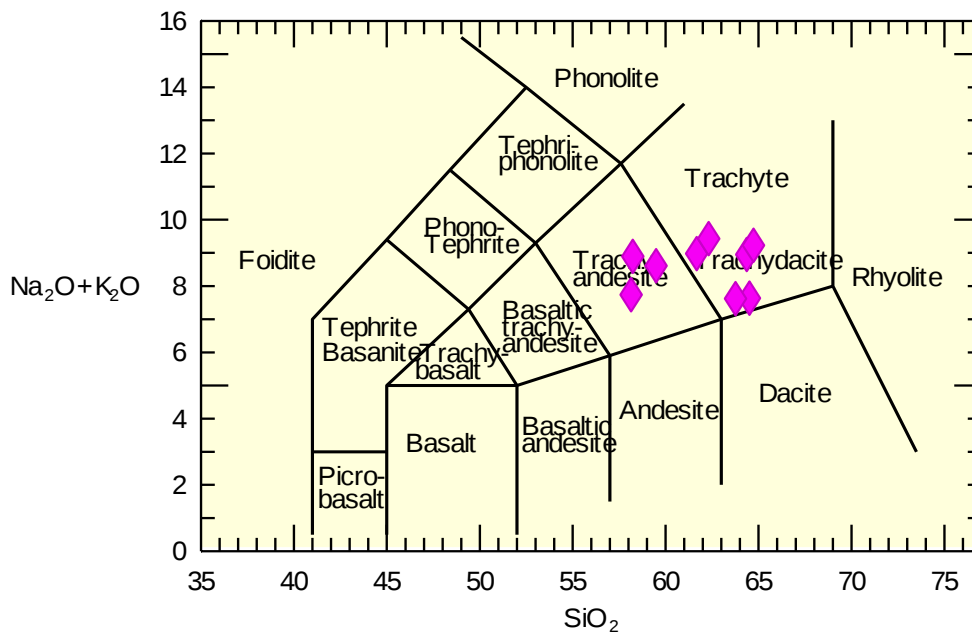
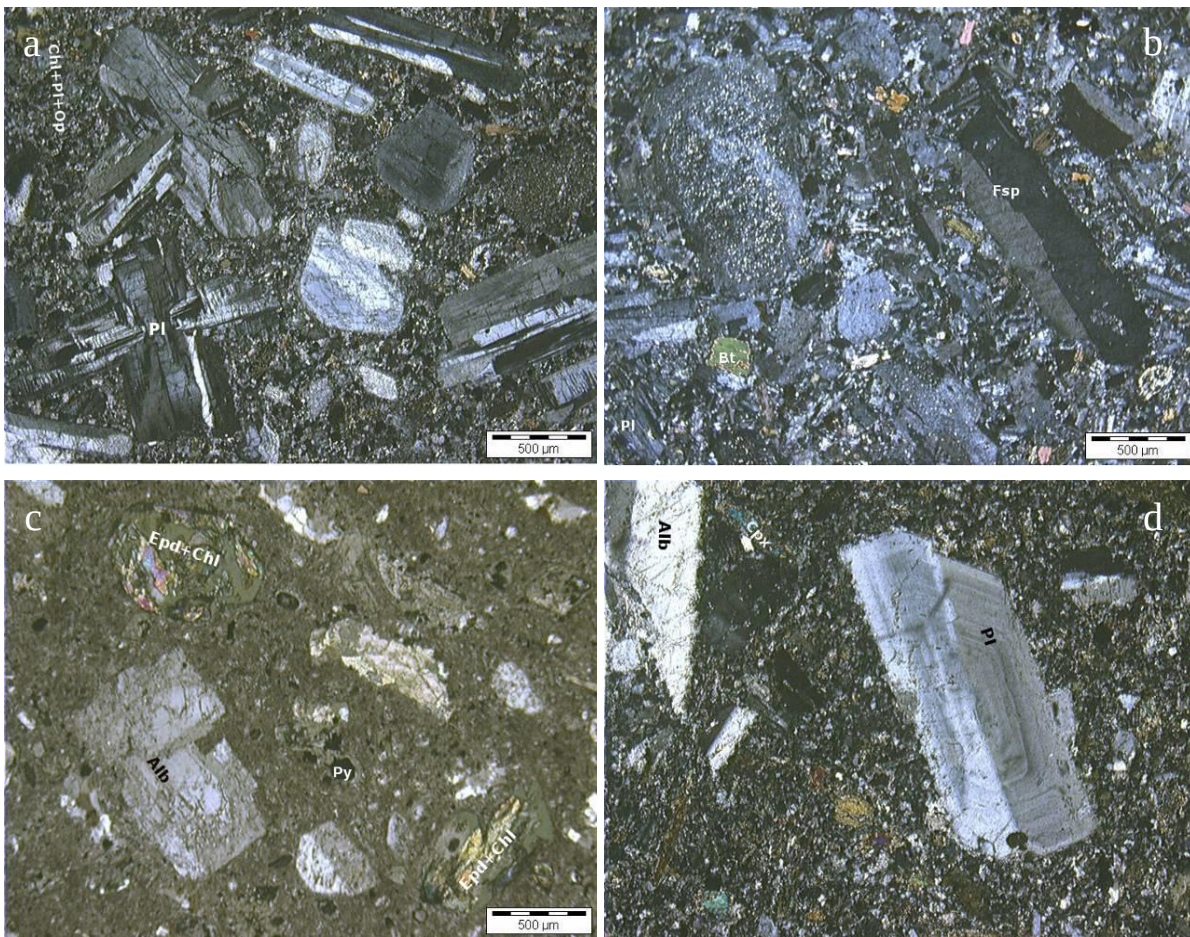


Abb. 15 Gesamt-Alkalien dargestellt gegen SiO_2 -TAS-Klassifikationsdiagramm nach Le Bas et al. 1986 der vulkanischen und subvulkanischen, einschließlich der Monzonit-Gesteine aus der „Fakos“-Region, wobei trachyandesitische und trachydazitische chemische Zusammensetzung getrennt sind. Dünnschliffaufnahmen der folgenden Gesteine: a) – Lem73 (Trachyandesit), b) – Lem71 (Monzonit), c) – Lem74 (Trachyandesit), d) – Lem79 (Trachyandesit)

3.1.5 Sardes

Die Mehrzahl der untersuchten Gesteinsproben (23) stammt aus der Region Sardes. Die Proben sind schwach bis stark hydrothermal alteriert (Abb. 15A, B). Die chemische Analyse der vulkanischen, bis subvulkanischen Gesteine wird in Tabelle 03 mit den Ergebnissen der Haupt- (wt%) und Spurenelemente (ppm) gezeigt. Der Plot in einem Peccerillo und Taylor (1976)

Klassifikationsdiagramm zeigt zwei verschiedene Gesteine: eine Gruppe von 9 Proben fällt auf das Feld der trachyandesitischen-trachydazitischen, porphyrischen Zusammensetzung und die anderen 14 Proben auf trachydazitischen Porphyry (Tabelle 03 und Abb. 18).



Abb. 16 Geländefotos von magmatischen und sedimentären Gesteinen aus Sardes; A) -subvulkanische Intrusionen in klastischen sedimentären Gesteinen, B) - porphyrische magmatische Gesteine.

Die trachyandesitische-trachydazitischen Gesteine sind schwach-bis stark hydrothermal alteriert. Amphibole, Plagioklas- und Biotit- Phänokristalle repräsentieren die Haupt-Mineralphasen und zeigen eine deutliche Zonierung und Verzwillingung (siehe Abb. 17c).

Die Phänokristall-Aggregate bilden mit der Matrix ein glomerophyrisches bis hyalopilitisches Gefüge (Abb. 17c und 16c). Die Konzentration der Hauptelemente in den untersuchten Gesteinen aus Sardes ermöglicht die petrographische Charakterisierung der Gesteinsart.

Der SiO_2 -Gehalt beträgt zwischen 58,3 und 62,3 wt%. Weitere chemischen Analysen des Gesteins zeigen einen Gesamt-Alkaligehalt ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) zwischen 6,6 und 7,9 wt%, mit wenig $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ (siehe Tabelle 03). Der MgO -Gehalt liegt zwischen 2,2 und 3,4 wt%, Fe_2O_3 beträgt 4,9 bis 5,9 wt% und der LOI Wert liegt zwischen 1,85 und 4,8 wt%. Die Analyse der Spurenelemente zeigt, dass das Gestein eine größere Konzentration Kupfer (5 bis 98 ppm) aufweist. Dies ist weniger als im trachyandesitischen Porphyry und im Monzonit aus Fakos (Tabelle 02) vorkommen. Weitere inkompatible Elementen wie Barium (1717-2351 ppm) sind stärker angereichert, mehr als in dem Trachydazit aus Fakos, aber weniger als im Monzonit desselben Gebiets.

Die zweite relevante Gesteinszusammensetzung liefert der Trachydazit-Porphyry. Der Trachydazit Porphyry ist schwach bis stark hydrothermal alteriert. Er zeigt eine Mineralparagenese mit Ähnlichkeit zum Trachyandesit-Trachydazit Porphyry. Im Gegensatz zum Trachyandesit-Trachydazit führt der Trachydazit Porphyry allerdings öfter Quarz, Allanit und Titanit-Phänokristalle als Einsprenglinge. Hornblende, Plagioklase und Biotite sind die Haupt-Mineralen. Sie bilden öfter zonierte und leicht propylisierte Phänokristalle in einer hyalopilitischen Grundmasse (Abb. 17a, b).

Epidot, Chlorit und Carbonate repräsentieren in diesen Gesteinen hydrothermale Mineralphasen (Abb. 17). Die Elemente wurden in Haupt- und Spurenelemente gruppiert. Der SiO_2 -Gehalt liegt zwischen 61 und 63,2 wt%, was schon gegenüber dem Trachyandesit-Trachydazit einen deutlich höheren Anteil bedeutet (siehe Tabelle 03). Der gesamte Alkali-Gehalt liegt zwischen 6,6 und 7,9 wt% mit $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ (Tabelle 03). MgO -Gehalt liegt zwischen 2 und 2,7 wt% und Fe_2O_3 zwischen 4,2 und 4,8 wt%, was etwas niedriger ist als der Metallgehalt im Trachyandesit-Trachydazit gegenüber dem Trachyandesit und Trachydazit aus Fakos.

Der LOI Wert im liegt zwischen 1,9 und 4,9 wt%, Cu zeigt eine Konzentration von 7,9 bis 816,4 ppm und damit einen deutlich erhöhten Wert im Vergleich mit dem Trachyandesit-Trachydazit Porphyry.

Wie auch bei anderen Alkalien und Kalkalkali-Gesteinszusammensetzungen–ist der Trachydazit Porphyry aus Sardes mit Spurenelementen wie LILE und HFSE angereichert und zwar mehr als der Trachyandesit-Trachydazit Porphyry aufweist (Tabelle 03). Genauso wie der Monzonit aus Fakos ist der Trachydazit Porphyry aus Sardes reich an inkompatiblen Elementen wie z.B. Barium (1565-2802 ppm).

Tabelle: 03 Chemische Analyse der repräsentativen Gesteinsproben der Cu-Au-Porphyr-Lagerstätten aus Sardes, Insel Limnos, nordöstliche Ägäische See, Griechenland.

Lithologie	Trachyandesit-Trachydazit Porphyr									Trachydazit Porphyr													
Probe	lem25	lem26	lem27	lem32	lem43	lem48	lem50	lem54	lem64	lem28	lem29	lem37	lem39	lem41	lem44	lem47	lem56	lem57	lem59	lem60	lem61	lem62	lem63
SiO ₂	60,84	60,6	60,81	60,12	62,31	60,01	58,9	61,5	58,26	62,95	62,03	61,69	63,84	62,29	61,07	61,88	62,93	62,17	62,35	62,21	63,15	61,79	61,02
Al ₂ O ₃	16,24	16,13	16,04	15,92	15,37	16,38	15,6	16,55	15,03	15,01	15,07	14,97	15,3	15,42	15,12	15,41	14,89	14,87	14,92	14,97	15,42	14,77	14,69
Fe ₂ O ₃	5,4	5,39	5,34	4,87	5,95	5,28	5,52	5,17	5,38	4,41	4,73	4,55	4,22	4,48	4,7	4,77	4,42	4,52	4,33	4,41	4,36	4,54	4,28
MgO	2,45	2,39	2,47	2,24	2,64	2,35	2,84	2,5	3,41	2,25	2,37	2,41	2,33	2,54	2,57	2,71	2	2,37	2,31	2,15	2,16	2,33	2,07
MnO	0,09	0,09	0,09	0,08	0,18	0,14	0,09	0,12	0,11	0,09	0,09	0,09	0,09	0,11	0,09	0,14	0,09	0,09	0,08	0,09	0,09	0,09	0,09
CaO	4,23	4,45	4,4	4	3,05	2,13	3,84	3,14	2,27	3,63	4,33	4,5	3,57	1,83	4,06	2,13	3,82	3,97	3,64	4,08	3,56	4,24	3,32
Na ₂ O	3,67	3,53	3,58	3,42	4,08	3,3	3,54	3,53	3,1	3,54	3,34	2,76	2,9	3,97	2,95	3,3	3,61	3,23	3,16	3,08	3,71	3,35	3,24
K ₂ O	3,24	3,25	3,27	3,26	2,71	3,54	3,48	3,15	3,08	3,57	3,5	3,89	4,06	3,54	3,82	3,54	3,35	3,53	3,79	3,85	3,37	3,56	4,13
TiO ₂	0,72	0,71	0,71	0,64	0,68	0,7	0,7	0,77	0,74	0,57	0,63	0,61	0,56	0,7	0,66	0,7	0,59	0,56	0,53	0,55	0,57	0,57	0,54
P ₂ O ₅	0,33	0,32	0,32	0,29	0,32	0,34	0,31	0,37	0,35	0,29	0,31	0,3	0,29	0,33	0,32	0,34	0,29	0,32	0,31	0,31	0,32	0,33	0,3
SO ₃	0	0	0	0	0,18	0,85	0	0,08	0,01	0	0	0,02	0,01	0,32	0,01	0,85	0	0	0,02	0	0	0,01	0
LOI	1,94	2,26	2,26	4	1,85	3,89	4,11	2,23	4,76	2,48	2,54	3,28	2,95	3,44	3,54	4,05	2,83	3,29	3,16	2,93	1,93	3,23	4,85
Sum	99,15	99,12	99,29	98,84	99,32	98,91	98,93	99,11	96,5	98,79	98,94	99,07	100,12	98,97	98,91	99,82	98,82	98,92	98,6	98,63	98,64	98,81	98,53
Ba(ppm)	1735	1699	1776	2076	1995	2042	1795	1652	2472	1783	1892	1565	1966	2529	1864	1918	1810	1761	2624	2501	2406	2802	2606
Be	<1	3	<1	<1	3	3	4	3	8	3	5	2	<1	<1	3	4	2	3	4	5	6	6	3
Co	22,8	29,1	35,4	33,7	97,8	34,2	27,7	25,9	24,4	28,0	24,2	21,0	25,9	45,9	42,2	29,3	24,2	40,0	18,8	29,5	28,0	33,4	23,5
Cs	1,3	1,4	1,6	4,5	2,4	1,7	0,7	7,2	0,9	2,6	1,4	2,2	1,2	0,9	2,7	0,9	1,1	2,5	1,2	1,0	1,3	2,0	1,7
Ga	18,1	17,1	18,8	16,9	17,1	16,9	17,3	17,0	16,6	16,6	16,4	17,7	16,0	17,0	17,4	16,4	18,5	16,4	17,4	17,2	15,9	17,5	17,0
Hf	6,7	5,9	6,0	5,2	7,0	7,0	6,3	6,1	7,2	6,8	6,1	5,9	6,0	6,1	7,0	6,6	6,6	6,8	7,7	7,5	7,6	7,9	8,1
Nb	10,1	9,5	9,9	8,8	12,2	12,9	10,4	9,2	12,0	12,4	12,0	9,8	11,8	11,4	11,9	11,5	10,9	12,8	12,5	12,3	11,8	12,2	11,5
Rb	87,2	84,2	84,7	90,0	103,8	81,0	69,8	96,3	132,4	109,8	102,1	85,4	109,6	106,2	86,5	109,4	71,2	100,7	112,9	123,6	117,9	116,5	114,5
Sn	2	2	2	1	4	2	2	2	2	2	2	2	2	2	4	2	2	2	3	2	2	2	2
Sr	919,7	889,0	938,9	928,4	1128,1	822,8	819,7	763,8	1060,5	949,9	1072,5	761,8	1071,5	1254,9	980,6	1146,1	953,7	1024,2	1964,0	1577,8	1529,5	1948,8	1577,2
Ta	0,6	0,8	0,7	0,7	1,1	1,0	0,7	0,8	0,9	1,0	0,8	0,7	0,8	1,0	1,3	0,9	0,7	1,0	0,9	0,9	1,0	1,0	0,9
Th	22,9	22,9	21,5	21,8	32,0	30,2	25,3	20,8	40,4	36,5	33,2	22,5	33,3	33,1	31,5	31,7	25,9	34,2	39,2	39,7	37,3	40,7	40,4
U	3,6	3,2	3,1	4,4	6,8	6,3	4,5	3,7	8,9	9,1	6,1	4,2	7,1	7,5	6,4	6,6	4,2	7,2	9,2	8,7	8,9	6,5	6,8
V	106	101	90	115	82	80	79	99	66	73	75	80	72	71	84	71	92	66	67	67	66	72	69
W	125,5	191,9	164,1	137,8	397,5	157,7	90,6	127,3	93,4	171,3	117,0	124,1	124,4	328,8	297,5	138,9	115,6	215,8	72,2	141,9	162,5	176,6	124,7
Zr	232,0	216,1	222,5	185,4	252,3	255,6	237,4	222,2	261,8	254,6	219,0	220,8	233,5	241,8	264,0	241,8	254,4	240,7	292,3	275,7	271,5	277,5	282,0
Y	23,3	20,7	22,0	20,4	25,4	24,4	30,1	20,3	20,2	20,8	20,7	20,2	20,9	19,9	22,9	21,2	27,7	22,1	21,3	20,9	19,7	22,9	20,6
La	70,4	69,4	65,6	75,6	84,5	81,3	73,9	62,2	104,4	81,6	71,6	66,9	77,6	74,7	79,7	76,0	78,5	66,9	106,9	108,8	106,9	113,5	118,8
Ce	127,8	125,7	124,2	142,3	155,1	150,9	142,2	120,0	180,4	143,0	135,1	124,5	143,0	134,8	144,8	142,9	146,0	126,7	187,9	196,3	188,7	204,8	210,8
Pr	14,21	13,50	13,54	15,85	16,88	16,25	15,55	12,93	19,09	14,88	14,37	13,19	15,05	14,22	15,85	15,04	15,72	13,87	19,87	20,22	19,53	20,94	21,33
Nd	52,4	48,5	47,7	60,0	59,6	58,8	54,6	47,2	66,0	50,9	50,4	48,0	53,1	50,0	55,4	53,5	56,2	49,4	70,3	68,4	66,9	70,2	71,6
Sm	8,55	8,12	7,52	8,84	9,60	8,85	8,81	7,62	9,15	7,46	8,08	7,39	8,23	7,64	8,65	8,34	8,70	7,77	9,60	9,32	8,80	9,66	9,65
Eu	1,85	1,66	1,61	1,87	2,04	1,93	2,03	1,54	1,89	1,55	1,65	1,53	1,69	1,61	1,80	1,67	1,86	1,69	2,13	2,06	2,07	2,24	2,14
Gd	6,30	5,84	5,90	5,97	6,80	6,23	7,10	5,60	5,88	5,18	5,74	5,36	5,53	5,54	6,06	5,56	6,69	5,46	6,50	5,94	6,11	6,28	6,21
Tb	0,83	0,79	0,76	0,69	0,92	0,82	0,94	0,76	0,74	0,68	0,72	0,73	0,72	0,70	0,78	0,71	0,87	0,74	0,76	0,77	0,74	0,82	0,74
Dy	4,42	4,20	4,24	3,73	4,99	4,44	5,32	3,67	3,69	3,63	3,86	3,94	3,79	3,57	4,30	4,09	4,76	4,04	4,06	4,01	3,65	4,26	3,87
Ho	0,83	0,79	0,77	0,73	0,92	0,80	1,06	0,76	0,72	0,69	0,74	0,68	0,73	0,66	0,78	0,76	0,87	0,73	0,74	0,70	0,68	0,81	0,69
Er	2,24	2,15	2,21	1,91	2,56	2,44	2,80	2,18	1,88	2,00	2,20	2,07	2,12	1,97	2,21	2,06	2,51	2,13	2,01	1,88	1,80	2,23	1,94
Tm	0,34	0,31	0,31	0,28	0,36	0,33	0,39	0,30	0,28	0,27	0,28	0,30	0,29	0,27	0,34	0,29	0,36	0,32	0,31	0,29	0,29	0,32	0,32
Yb	2,14	2,07	2,04	1,90	2,31	2,32	2,38	2,01	1,98	1,85	1,95	2,00	2,04	1,98	2,30	2,00	2,30	2,04	2,05	2,05	1,91	2,14	1,92
Lu	0,34	0,30	0,31	0,29	0,35	0,35	0,38	0,32	0,29	0,30	0,31	0,32	0,30	0,30	0,33	0,29	0,37	0,33	0,31	0,30	0,29	0,33	0,30

Mit (wt%) Gewichtsprozent.

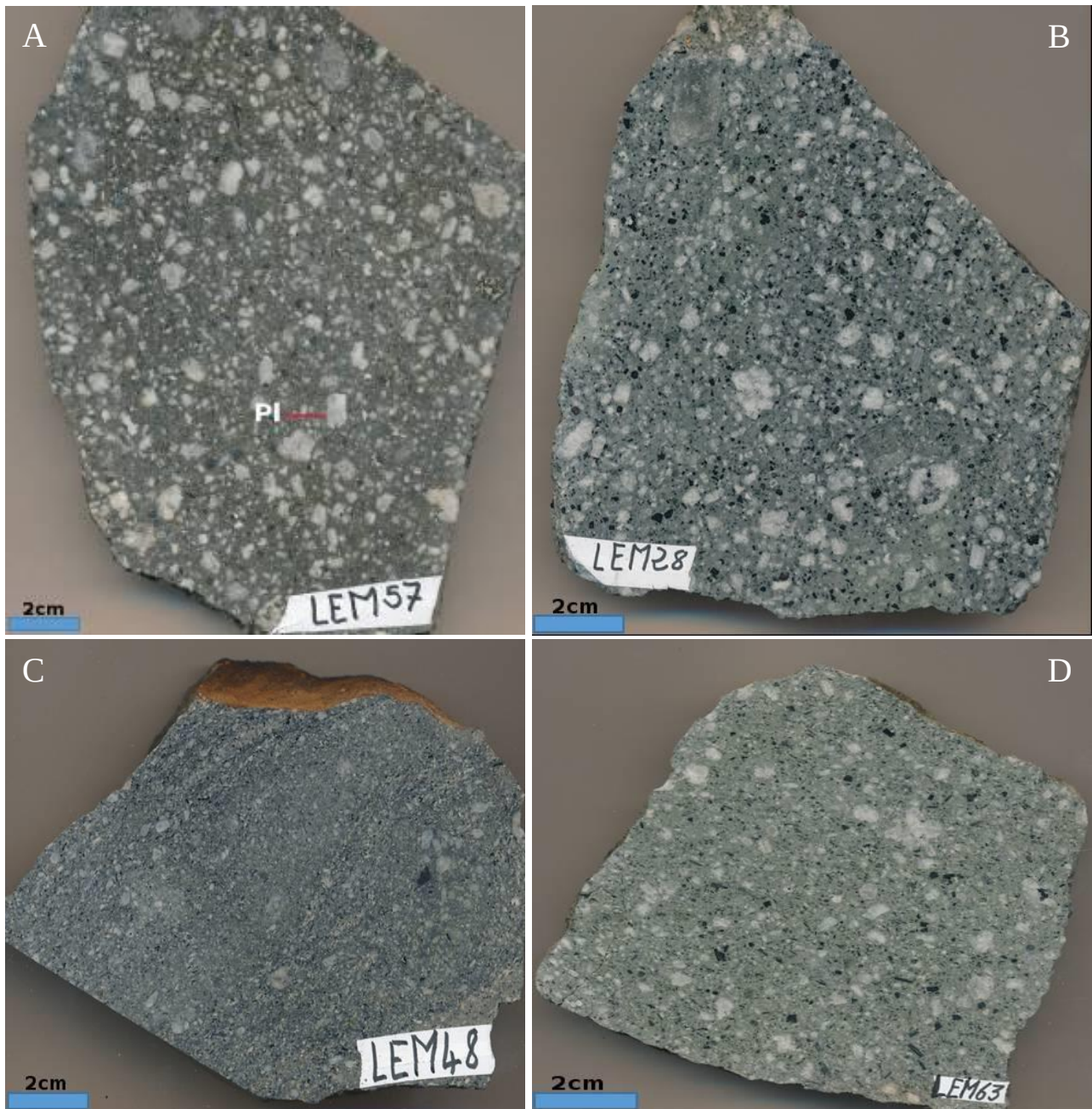


Abb. 17 Gesteinsproben aus Sardes mit A) und B) trachydazitisch-trachyandesitischem Porphyr und C) und D) trachydazitischem Porphyr.

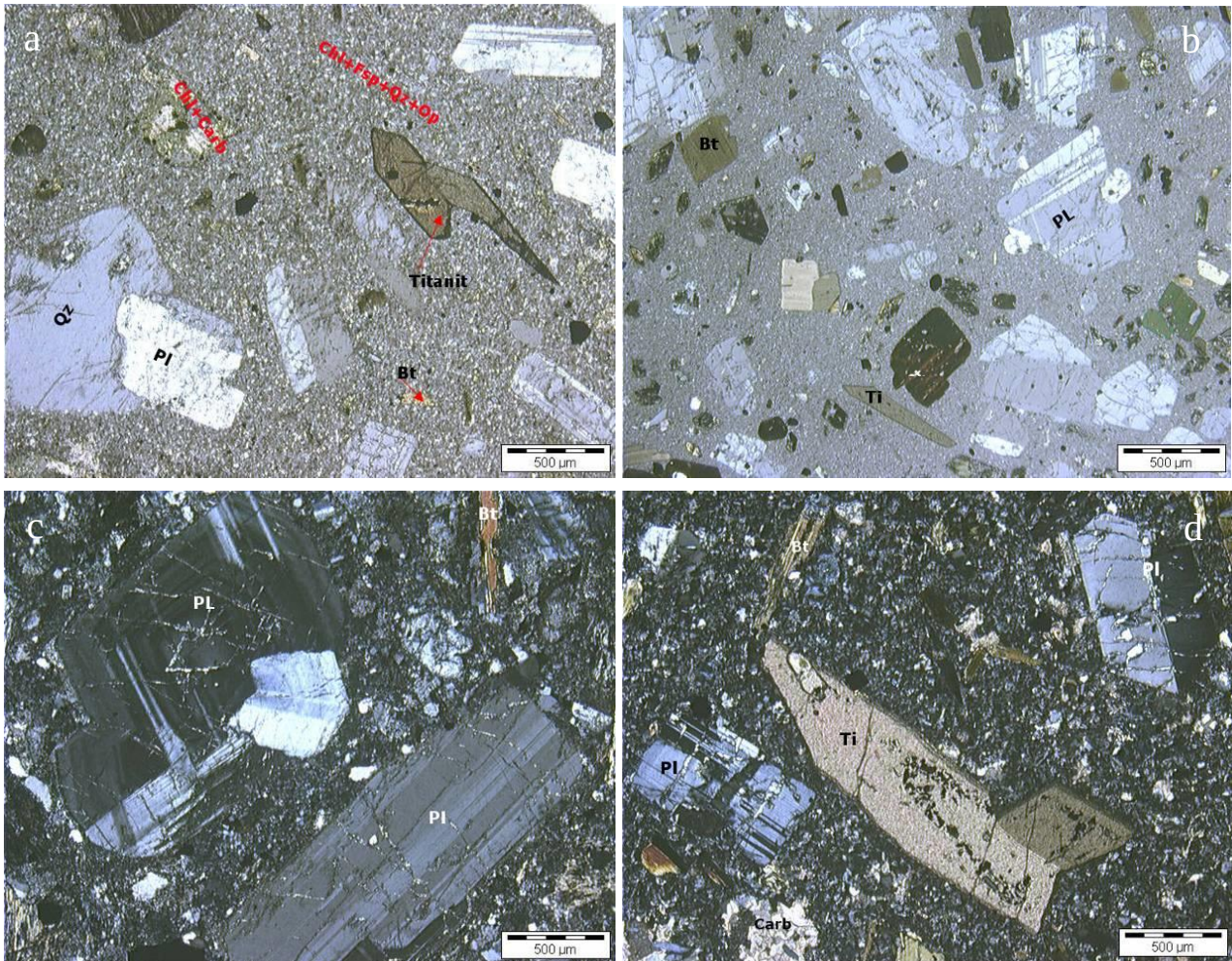


Abb. 18 Dünnschliffphotos mit aufgenommen gekreuzten Polarisatoren der allgemein vorkommenden magmatischen Gesteine aus Sardes mit a-lem57 (trachydazitischem Porphyry): Quarz (Qz), Biotit (Bt) und Plagioklas (Pl) und b-lem28 (Trachydazit-Porphyry): Titanit (Ti), c-lem48 Trachyandesitischer-Trachydazit und d-lem63 trachydazitischer Porphyry, Carbonat (Carb).

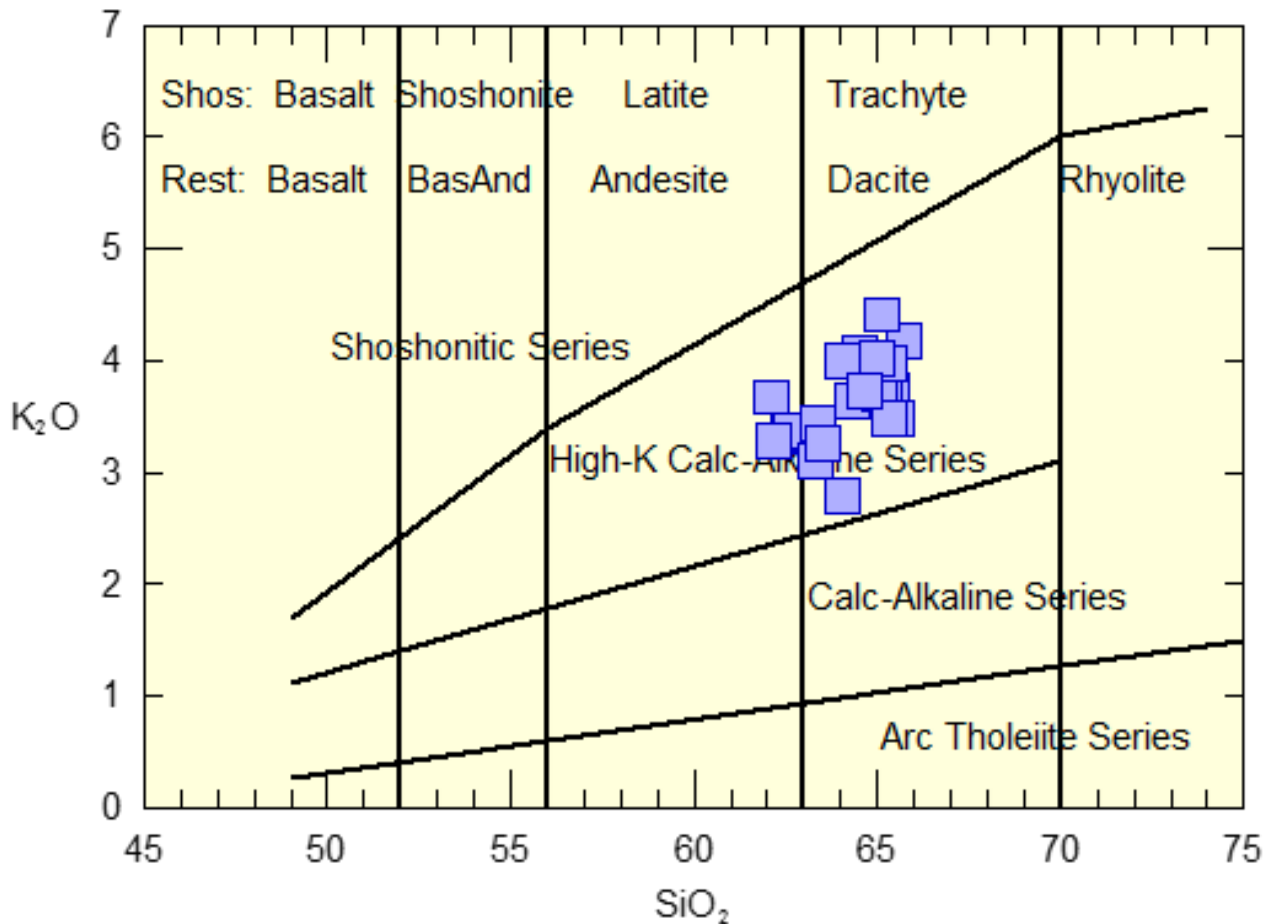


Abb. 19 Klassifikationsdiagramm nach Peccerillo & Taylor 1976; gesamten K_2O Gehalt gegen SiO_2 , mit zwei beobachteten Gesteinszusammensetzung: Trachyandesite und Trachydazite.

3.1.6 Kaspakas

Neun Proben von den mittels RFA analysierten Gesteinen stammen aus Kaspakas vom westlichen Teil der Insel Limnos. Gegenüber anderen Regionen sind die Gesteine aus Kaspakas stark hydrothermal alteriert (siehe Abb. 20 und 22). Geochemische Analysen und Abbildungen nach dem „Peccerillo & Taylor (1976)“-Klassifikationsdiagramm zeigen einen Trend mit zwei Gruppen von Gesteinszusammensetzung: trachyandesitischer mafischer Dike und trachydazitischer Porphyry (Lava) (Tabelle 04 und Abb. 21). Im Gelände streichen die Dikes (bzw. trachydazitische, mafische Dikes) in West-Ostrichtung, unter Bildung extrem stark alterierter Gesteinslithologie (siehe Abb. 20B-D).



Abb. 20 Geländefotos von porphyrischen Gesteinen aus Kaspakas A) und B).

Die mafisch-trachyandesitischen Dikes sind stark propylitisiert, wobei Plagioklase zu Sericit, Carbonat und Albit alterieren und Biotit sowie Amphibole zu Carbonaten und Chloriten. Das Gestein ist teilweise frisch und hauptsächlich aus Biotit, Pyroxenen, Amphibolen und Carbonaten zusammengesetzt. Die dominante Mineralparagenese besteht aus stark alterierten Plagioklasen, Biotiten und Amphibolen. Quarz sowie Kalifeldspäte treten kaum auf.

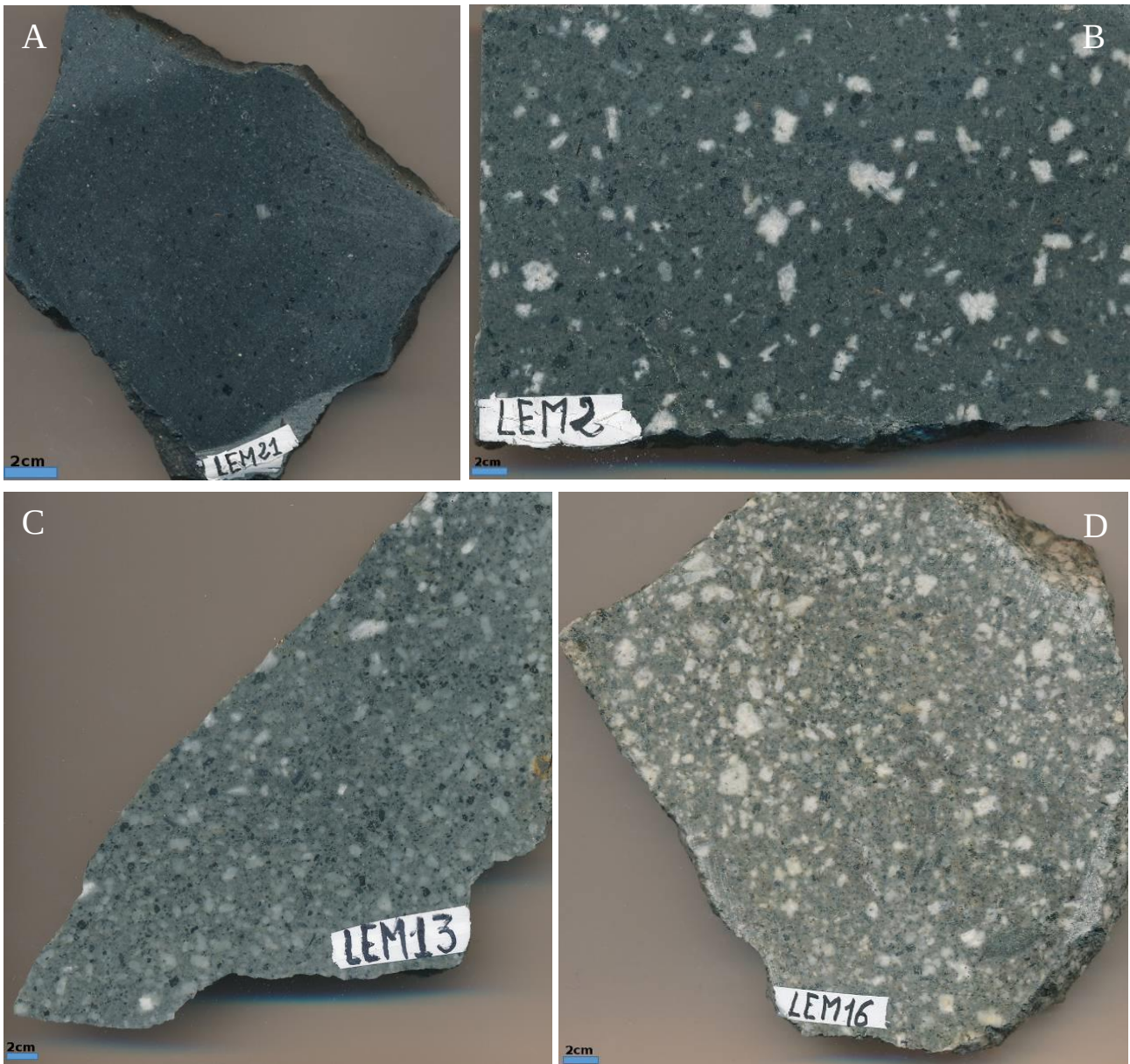


Abb. 21 Handstücke aus der Kaspakas-Region mit A-B-Trachyandesit (lem21 und lem02) und C-D-Trachydazit Porphyry und Lava (lem13 und lem16).

Alle in diesem Gestein grobkörnigen Mineralphasen sind porphyrisch gebildet in einer Matrix aus Plagioklasen, Sericit, Chlorit und feinen opaken Mineralen. Minerale wie Apatit treten selteneunbilden dann Phasen in der Matrix. In Rahmen der Hauptelementanalysen, enthält der trachyandesitische, mafische Dike den niedrigsten SiO_2 -Gehalt (55,8 wt%). Sein Gesamt-Alkali-Gehalt beträgt 6,6 wt% ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) wobei $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ und ist geringer konzentriert als in anderen Gesteinen.

Tabelle 04: Chemische Analyse der repräsentativen Gesteinsproben der Cu-Au Porphyry-Lagerstätten in Kaspakas auf der Insel Limnos in der nordöstlichen Ägäischen See, Griechenland.

Lithologie	TA (MD)		Trachydazit Porphyry und Lava						
Probe	lem02	lem21	lem10	lem13	lem14	lem15	lem16	lem17	lem20
SiO ₂	55,8	55,76	60,29	58,812	61,99	63,17	62,06	61,38	60,62
Al ₂ O ₃	13,82	14,63	13,43	15,07	15,41	15,43	15,26	15,61	15,03
Fe ₂ O ₃	5,61	5,67	5,06	5,35	4,52	4,76	4,47	4,1	4,47
MgO	4,4	3,63	4,83	2,26	2,2	2,24	2,12	1,68	2,02
MnO	0,11	0,1	0,19	0,13	0,1	0,1	0,09	0,09	0,09
CaO	5,53	4,99	3,96	3,99	2,73	2,47	3,2	4,18	3,91
Na ₂ O	3,01	3,32	2,28	3,38	3,49	3,45	3,6	4,09	3,53
K ₂ O	3,54	3,39	3,38	3,54	3,74	3,56	3,41	3,28	3,65
TiO ₂	0,83	0,66	0,84	0,62	0,57	0,58	0,56	0,51	0,56
P ₂ O ₅	0,56	0,31	0,41	0,3	0,3	0,31	0,3	0,26	0,3
SO ₃	0,18	0,98	0,17	0,96	0,07	0,01	0,07	0,02	0,06
LOI	6,02	5,28	4,73	5,71	4,05	3,16	3,79	3,84	4,71
Sum	99,41	98,72	99,57	100,12	99,17	99,24	98,93	99,04	98,95
Ba(ppm)	1316	3252	1226	1681	1607	1808	1907	1819	1933
Be	3	7	4	3	4	4	8	<1	3
Co	36,4	36,3	33,9	26,9	31,7	36,2	30,0	30,1	62,7
Cs	1,7	7,0	2,8	5,0	2,6	3,0	2,9	3,6	5,1
Ga	17,6	15,7	17,8	17,5	16,7	15,8	16,4	15,6	16,4
Hf	8,9	13,3	9,4	6,0	7,0	6,1	5,9	6,3	6,2
Nb	16,0	20,6	15,0	11,1	11,3	11,4	10,8	10,4	11,3
Rb	114,6	222,9	122,1	104,1	105,3	106,1	99,0	97,8	111,1
Sn	3	4	3	2	2	2	2	2	2
Sr	718,8	1269,9	723,0	845,4	762,1	874,7	888,9	907,3	622,1
Ta	0,9	1,6	1,2	0,9	1,1	1,0	1,0	1,2	1,0
Th	35,3	32,5	34,2	28,9	35,5	34,9	34,2	34,4	31,9
U	8,4	8,1	8,5	8,3	8,8	8,6	8,0	7,5	9,1
V	129	134	116	115	93	99	92	82	87
W	150,2	87,8	179,4	164,8	177,9	196,8	199,9	255,2	172,0
Zr	327,6	487,1	331,2	210,3	233,5	216,7	200,7	226,6	230,4
Y	19,4	21,2	20,4	22,5	20,7	20,4	20,0	19,1	20,7
La	63,7	65,1	70,4	66,4	76,6	74,7	72,5	76,7	71,0
Ce	123,2	135,0	129,2	121,4	137,7	139,8	132,5	134,6	125,2
Pr	13,81	16,18	14,92	13,29	14,81	14,72	14,14	14,01	14,01
Nd	52,3	63,9	54,7	49,1	54,0	53,2	50,5	47,6	49,7
Sm	8,63	10,39	8,49	8,14	8,36	8,07	7,87	7,48	7,96
Eu	1,87	2,19	1,89	1,83	1,77	1,74	1,76	1,64	1,71
Gd	5,86	7,02	6,10	5,87	5,70	5,95	5,76	5,23	5,46
Tb	0,77	0,87	0,78	0,78	0,73	0,75	0,71	0,69	0,73
Dy	4,04	4,49	3,91	4,34	3,75	4,01	3,86	3,71	3,74
Ho	0,74	0,80	0,74	0,82	0,77	0,78	0,74	0,68	0,72
Er	2,03	2,14	2,05	2,48	2,16	2,12	2,02	2,05	2,22
Tm	0,31	0,28	0,31	0,33	0,31	0,31	0,29	0,28	0,28
Yb	1,94	1,92	2,12	2,24	2,09	2,14	2,18	2,12	2,12
Lu	0,32	0,27	0,31	0,34	0,32	0,36	0,32	0,31	0,33

Mit MD-mafischen Dike, TAP-Trachyandesitischen Porphyry und wt%-Gewichtsprozent und LOI-Loss of ignition.
Angaben im Text sind gerundet.

Der MgO-Gehalt liegt zwischen 3,6 und 4,4 wt%, Fe₂O₃ 5,6 bis 5,7 wt% und LOI liegt zwischen 5,1 und 6 wt%, was den höchsten Wert in allen untersuchten Gesteinen repräsentiert.

Der Trachyandesit aus Kaspakas ist von allen untersuchten Gesteinen aus Limnos stärker mit Metallen angereichert (Tabelle 04). Der Kupfergehalt reicht von 9,2 bis 109,5 ppm (Tabelle 8 Kapitel 9). Das Gestein enthält größere Mengen an inkompatiblen Elementen (Tabelle 04) und verzwilligten Titanit im porphyrischen Gefüge mit einer Matrix aus feinen opaken Mineralen, Chlorit, Serizit und Feldspäten. Der SiO₂-Gehalt ist im Vergleich zu trachyandesitischen Dikes hoch und liegt zwischen 58,1 und 63,2 wt%.

Die alkalische Gesamtzusammensetzung (K₂O+Na₂O) liegt zwischen 5,6 und 8 wt%, wobei gilt: K₂O>Na₂O. Sie liegt damit höher als im Trachyandesit.

Im Vergleich zum mafischen, trachyandesitischen Dike hat die porphyrische, trachydazitische Lava niedrige LOI Werte (3,2 bis 5,7 wt%), jedoch etwas höhere als der Trachydazit-Porphyr aus Sardes. Der MgO und Fe₂O₃-Gehalt ist höher als der des Trachydazit-Porphyr aus Sardes (Tabelle 04).

Die Spurenelement-Anreicherung ist hoch, wie allgemein bei alkalischen Gesteinen zu beobachten, aber etwas niedriger als beim Trachydazit-Porphyr aus Sardes (Tabelle 03 und 04).

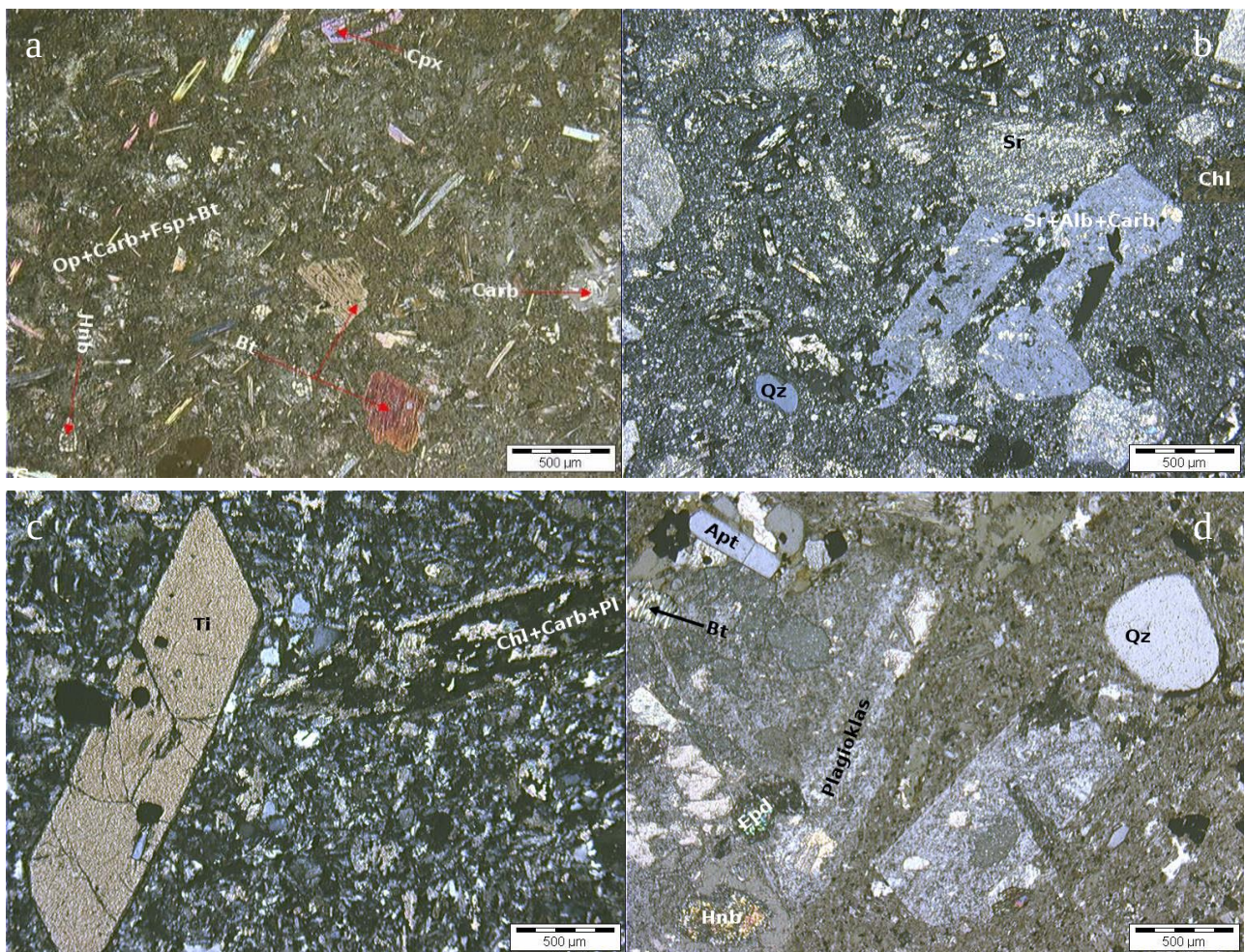


Abb. 22 Dünnschliffaufnahmen mit gekreuzten bzw. einfachen Polarisatoren der repräsentativen Gesteine der allgemein vorkommenden magmatischen Gesteine aus Kaspakas: a) (lem21) -Trachyandesit porphyrischer mafischer Dike mit Cpx (Klinopyroxenen), Hnb (Hornblende), Op (Opake), Bt (Biotit) und Carb (Carbonat), b) (lem20) - Trachyandesitische porphyrischer mafischer Dike mit Qz (Quarz), Sr (Serizit), Alb (Albit) und Chl (Chlorit), c) (lem02) -Trachydazitischer Porphyry mit Ti (Titanit) und d) (lem10) -Trachydazitischer Porphyry mit Apt (Apatit).

4. Geochemische Alterationen der vorkommenden Gesteine

Die Beschreibung der hydrothermalen Alteration in Cu-Porphyr Systemen von Tetley (1982, 1994) reflektiert das Ausmaß, in dem früher gebildete Minerale im Gestein verändert wurden und die räumliche Verteilung dieser Alteration. Porphyr-Kupfermineralisationen sind meist durch ein Konsistentes, breit angelegtes Mineralisierungszonierungsmuster gekennzeichnet, so dass vom Zentrum nach außen hin „sodic-calcic“, „potassic“, „chlorit-sericitic“, „sericitic“ und fortgeschrittene „argillic“ Alteration (cf. Meyer und Hemley 1967) auftritt.

In dieser Arbeit werden Gänge und disseminierte Nebengestein-Mineralisationen untersucht. Es wird beobachtet, dass hydrothermal und epithermal angereicherte Fluide für die verschiedenen Gesteinsalterationen verantwortlich sind. Diese Fluide werden durch die metasomatische Wechselwirkung mit Nebengesteinen sowie mit subvulkanischen Intrusionen in diesen Porphyr-Typen mineralogisch und chemisch verändert und bilden Minerale.

Die thermodynamische Umwandlung von unstabilen und metastabilen primären Mineralen führt unter bestimmten PT-Gradienten zur Bildung neuer Mineralparagenesen (sekundäre Minerale) (Giggenbach, 1981). Ein Alterationstyp ist eine Mineralansammlung, die in ähnlicher geochemischer Umgebung gebildet wurde (Meyer und Hemley, 1967). Die verschiedenen Typen von Alterationen können in zwei Gruppen unterteilt werden: diejenigen, die in Aluminosilikaten (magmatische, metamagmatische, meta-vulkanite und klastische sedimentäre Gesteine) zu finden sind und die anderen in Karbonaten und ultramafischen Gesteinen (Barton et al., 1991a).

Aktuelle Untersuchungen konzentrieren sich auf die hydrothermale Alteration der aluminosilikaten Gesteine.

In Tabelle 05 sind einige der verschiedenen hydrothermalen Porphyry und epithermalen Alterationstypen der untersuchten Regionen der Insel Limnos aufgelistet. Gangmineralisationen, Alteration und Mineralisation von Nebengesteinen und die unterschiedlichen Typen von Gängen sind in Tabelle 5, Kapitel 5 beschrieben. Die meisten Gesteine aus Limnos sind durch eine intensive weit verbreitete hydrothermale Alteration geprägt, diese sind recht unterschiedlich von Region zu Region.

4.1 Kaspakas



Abb. 23 Repräsentative Geländefotos der verschieden stark alterierten Gebiete der Region Kaspakas mit A) Distanz-Blick auf den Farbwechsel unterschiedlicher Alterationstypen, B) Gänge und alterierte Gesteine und C) Carbonat-Gänge mit Quarz, Zinkblende und Bleiglanz als hydrothermale Minerale, wobei dieser Gang ein trachydazitisches Gestein durchkreuzt und D) extreme alterierte Gesteine im Gelände.

Kaspakas liegt auf dem westlichen Teil der Insel Limnos und ist meist von sedimentären Gesteinen, Lava-Domen und Subvulkaniten bis einfachen vulkanitem Ablagerungen bedeckt (Abb. 23). Die Gesteine sind durch hydrothermale Gänge stark alteriert (Abb. 23). In der Region Kaspakas wurden zwei Typen von hydrothermalen Alterationen entdeckt „sericitic“ und propylitisch (Tabelle 5, Kapitel 5).

4.1.1 „Sericitic“ Alteration

Im Rahmen der zonierten Alteration in eine Porphyry-Kupfer-Mineralisation überlagert eine „sericitic“ die „potassic“ und „Chlorit-Sericitic“-Alteration. Diese Alteration ist meistens durch grünliche bis grau-grünliche oder etwas weißliche Färbung erkennbar. Die magmatische, hydrothermale Alteration ist durch die Lösung (metasomatisch) von Magnesium, Natrium und Calcium aus Aluminosilikaten gekennzeichnet, unter Bildung hydrothermaler Minerale wie Pyrit-Quarz-Serizit als hauptsächliche Mineralparagenese. Cu ($\pm$ Au) kann in Form von Chlorit-Serizit/und/oder „potassic“-Anreicherung vorkommen. Pyrit und Kupfererz können in Form von Chalkopyrit als „high Sulfidation“ angereichert werden (nämlich als: Pyrit, Pyrit-Bornit, Pyrit-Chalkopyrit, Pyrit-

Cove Line und Pyrit-Enargit) (Einaudi et al. 2003). Die allgemeine Mineralparagenese der Phyllit-Alterationen streckt sich von Serizit, Quarz, Pyrit, Turmalin, Muskovit bis hin zu Anhydrit.

Der unterste Bereich der „Lithocaps“ (Advanced argillic Alteration“) kann in manchen Porphyry-Cu-Ablagerungen „sericitic“ überlagert sein, unter Umwandlung der „sericitic“ Alteration zu Quarz-Pyrophyllit (Sillitoe, 2010). Im unteren Bereich überlagert die „sericitic“ Alteration die „potassic“ und „chlorit-sericitic“-Alteration, obwohl die Ummantelung der „sericitic“ Gänge nach außen zur Chlorit-Sericitic-Alteration zonierte ist (e.g., Dilles und Einaudi, 1992). Diese Alterationstypen sind sehr weit verbreitet und können viele Kubikkilometer umfassen und zwar vom tieferen Bereich bis nah zur Oberfläche bei unterschiedlicher Intensität.

Eine makroskopische und mikroskopische Untersuchung der Proben aus Kaspakas zeigte, dass die ferromagnetischen Minerale und Plagioklase schwach bis komplett zu Serizit, Carbonat und Quarz durch die Alteration umgewandelt sind (Abb. 24 und 25). Als Sulfidminerale werden Pyrit und Quarz in Gängen, aber auch als disseminierte Minerale in Nebengesteinen gebildet mit Limonit als häufigem Alterationsprodukt von Pyrit (Abb. 25b).

Quarz füllt Gänge über verschiedene Generationen und streut in Nebengesteine unter Bildung von Aggregaten mit unterschiedlichen Formen (Abb. 25a und b).

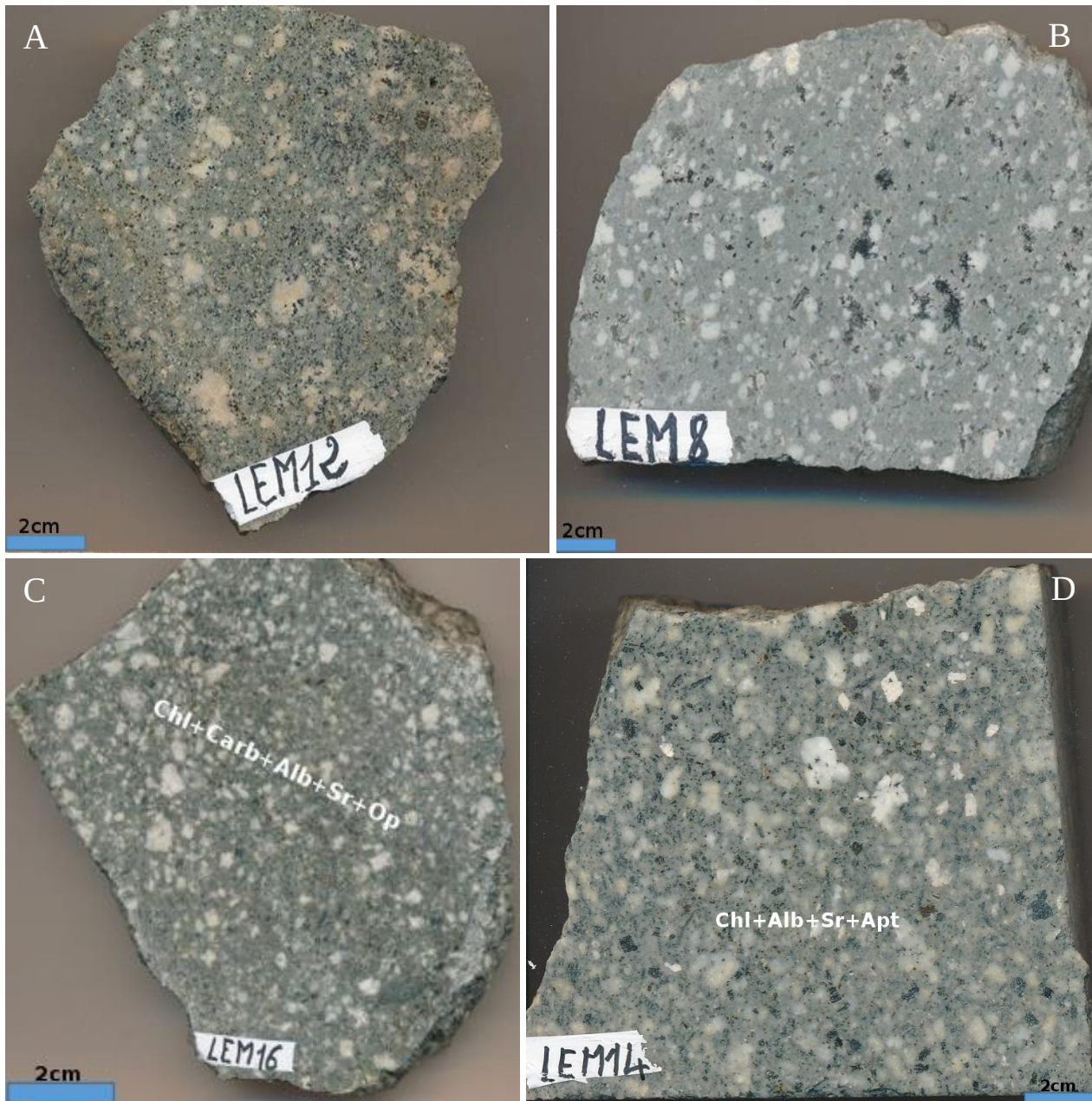


Abb. 24 Hydrothermale Alterationsassemblage von A, B, C und D Trachydazit-Porphyr und Lava aus Kaspakas unter Berücksichtigung ihrer Gefüge. A und B sind stark „sericitic“ alterierte Gesteine (Qz-Quarz, Sr-Serizit und Py-Pyrit) und C und D propylitisch alterierte Gesteinsproben mit Chl-Chlorit, Alb-Albit und Apt-Apatit

Turmalin ist selten, und bildet in Hohlräumen feinere, radiale Aggregate in Verwachsung mit Quarz (Abb. 25b). In Tabelle 05, Kapitel 5, sind die als „sericitic“ Alterationen in Kaspakas vorkommenden Gänge mit ihren Erzen und Mineralparagenese aufgelistet. Das ursprüngliche Gestein war ein ehemaliger trachydazitischer Porphyry. Die primären Minerale sind aus Biotit, Plagioklas und Hornblende zusammengesetzt und ihre Alterationsprodukte sind Serizit, Pyrit, Albit/Orthoklas, Carbonat und Epidot.

4.1.2 Propylitische Alteration

Die propylitische Alteration ist relevant für eine Cu-porphyrische Alteration, weil diese die ersten erkennbaren Alterationsmerkmale in Silikat-Gesteinen darstellt (Sillitoe et al. 2008). Solch eine Alteration ist unter den Lithocaps verbreitet.

Die Gesteinsalteration erfolgt durch die Umwandlung von mafischen Mineralen und Plagioklasen zu Chlorit, Carbonaten, Epidot und Serizit (Sillitoe et al. 2010).

Im Randbereich enthält die propylitisch-Alteration Epidot-Gänge, die den Übergang zu der „potassic“-Alteration repräsentiert. Im oberen Teil tendiert die Alteration zu „sericitic-calcic“ und in manchen Fällen zu reinem Serizit und zur Bildung von Calcitmineralen (Azadi et al. 2014, Kahang Porphyry Copper deposit, central Iran). Charakteristische Minerale sind Chlorit, Epidot, Albit und Carbonat mit möglichen akzessorischen Phasen von Aktinolith, Hämatit und Magnetit. Die Sulfide sind Pyrit ($\pm$ Zinkblende) und Bleiglanz (Sillitoe, 2005).

Mehr als 15 untersuchte Proben waren durch petrographische Analysen als propylitisch alterierte Gesteine eingestuft. Diese Alteration beschreibt einen trachydazitischen porphyrischen Subvulkanit (Tabelle 4). Seine primäre Mineralparagenese besteht aus Plagioklas, Hornblende, Biotit, Apatit und $\pm$ Qz (Abb. 25c-e). Das Gestein ist fast komplett umgewandelt, wobei die ursprünglichen bzw. primär mafischen Minerale und Plagioklase zu Chlorit, Albit, Carbonat, Serizit und Epidot alteriert sind (Abb. 25c-e). In manchen Proben überlagern hydrothermale, „sericitic“ und „potassic“-Alterationen die propylitische Alteration. Wegen der weitverbreiteten Chlorit Mineralisation ist das Gestein grünlich bis weißgrau gefärbt (Abb. 24C-D). Quarz ist extrem selten und der einzige sekundäre Quarz hat sich in dem Nebengestein als isoliertes Aggregat gebildet in einer Matrix aus Chlorit, Feldspäten, opaken Mineralen und Carbonat (Abb. 25d). Der häufig zu Limonit alterierte Pyrit ist das einzige Sulfid-Mineral und ist hier als Gangfüllung oder in der Matrix als isolierte Körner erkennbar (Abb. 25b).

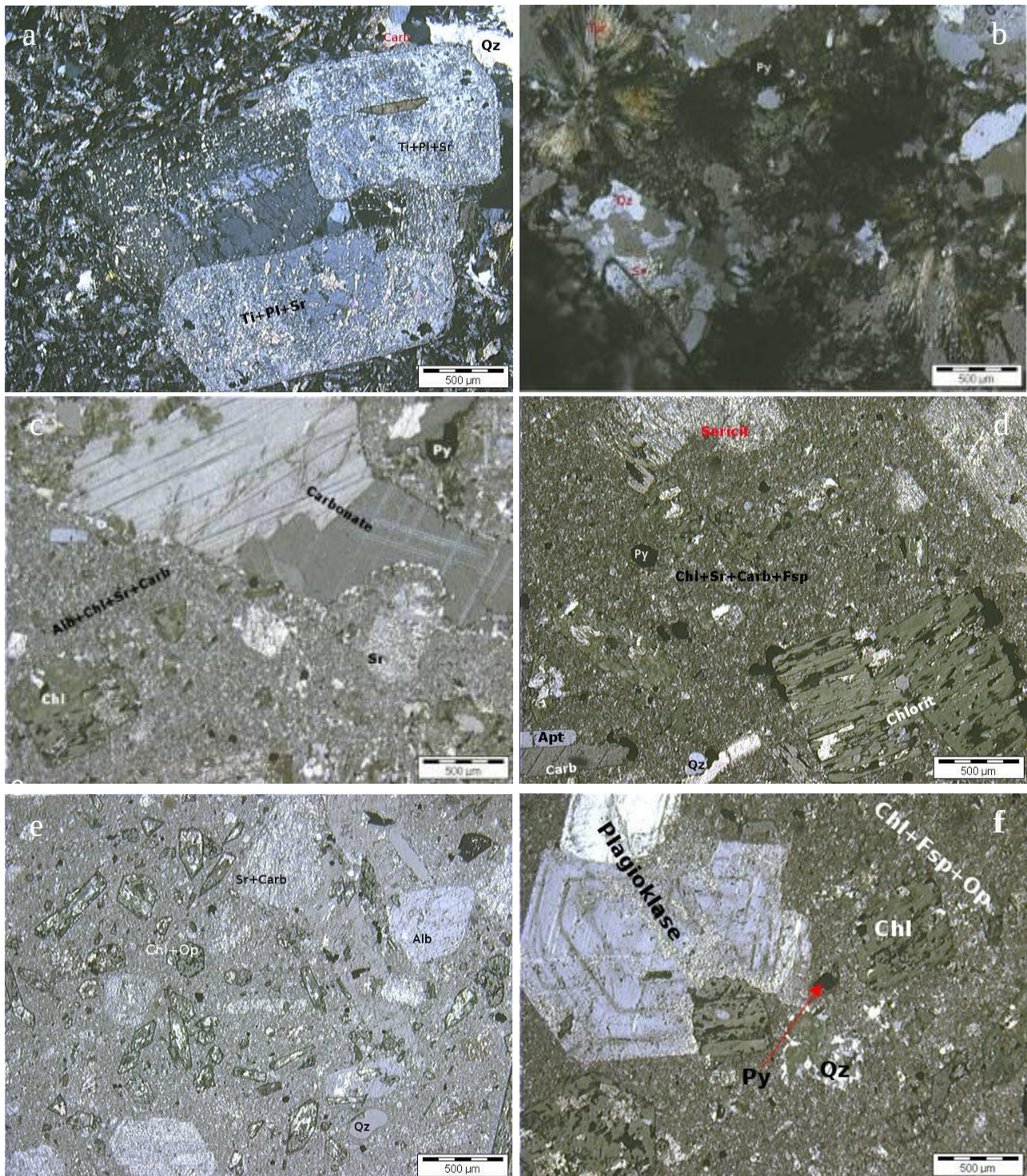


Abb. 25 Dünnschliffaufnahmen (gekreuzte Polarisatoren) der „sericitic“ und propylitisch hydrothermalen Alteration der Gesteine aus Kaspakas, a) Trachydazitischen Porphyry (lem02) mit Qz (Quarz), Ti (Titanit), Carb (Carbonat) und Sr (Serizit), b) serizitisierte Sandstein mit Tur (Turmalin) und Py (Pyrit), c) trachydazitischen Porphyry und Lava mit Carb (Carbonat) und Chl (Chlorit), d) Trachydazitischen Porphyry und Lava (lem14), e) Trachydazitischen Porphyry und Lava (lem20) mit Alb (Albit), Op (Opake) und f) Trachydazitischen Porphyry und Lava (lem16B)

4.2 Sardes

Ein makroskopischer Überblick der in Sardes vorkommenden, sedimentären und magmatische Gesteine zeigt differenzierte Färbungen der verschiedenen Gesteine als Folge unterschiedlicher hydrothermaler Alterationen (Abb. 26). Makroskopisch zeigen die Handstücke von diesen Gesteinsproben weitere Unterschiede der Gefüge, Farben und in manchen Fällen hydrothermale Gänge (Abb. 27).

4.2.1 Hydrothermale „potassic“ Alteration:

Dieser Alterationstyp repräsentiert eine ausgedehnte Umwandlungszone der gesteinsbildenden Minerale in den Porphyry-Kupfer-Mineralisationssystemen und ist durch eine Anreicherung von kaliumhaltigen Mineralen gekennzeichnet. „potassic“ Alteration erfolgte im Kern des Systems, das heißt: Die Alteration belegt eine zentrale Position im Kupfer-Porphyr-Deposit. Dort treten Biotit und Kalifeldspäte als Hauptminerale sowie Aktinolith, Epidot, Serizit Andalusit, Albit, Carbonat, Turmalin und Magnetit als mögliche Begleitminerale auf (Sillitoe et al. 2010). Die „potassic“ Alteration konnte in einer früheren Phase der Intrusion gebildet werden, bevor das Magma komplett auskristallisierte und im tieferen Bereich des Plutons alterierte. Dort findet sich auch Orthoklas, der in oberflächenaher vulkanischer Umgebung auskristallisiert (Lagat 2009).

Die wichtigsten Minerale dieses Alterationstyps sind Kalifeldspäte, Biotite, Serizit und Magnetit als oxidische Phasen und bilden verbreitete Mineralparagenesen (Seedorf et al. 2005, Sillitoe 2010).



Abb. 26 Repräsentative Geländefotos von sedimentären und magmatischen Gesteinen aus Sardes. Mit A, C und D subvulkanische Intrusionen und sedimentäre Decksgebirge mit scharfen Diskordanzen Ligne und B) stark alterierten magmatischen Gesteinen.

Acht Proben dieser Untersuchung werden durch makroskopische und mikroskopische Analysen als hydrothermal „potassic“ alteriert eingestuft. Die wichtigsten hydrothermalen Minerale sind Biotit, Feldspäte, Albit/Orthoklas, Carbonate, Serizit und Magnetit (Abb. 28a und g). Die primären Minerale sind aus Biotit, Hornblende und Plagioklas zusammengesetzt (Abb. 28g). Die hyalopilitische Grundmasse besteht aus opaken Mineralen (meist Magnetit), feinem Chlorit, Hornblende, Biotiten, Serizit und Feldspäten.

4.2.2 „Sericitic“ Alteration

Die hydrothermale Alteration ist in der Region Sardes weit verbreitet, wobei in manchen Gesteinen die primären Minerale nicht mehr zu identifizieren sind (Abb. 28f). Mehr als 15 der untersuchten Proben wurden petrographisch als „sericitic“ Alteration klassifiziert. Die ferromagnetischen Minerale wie Biotit, Amphibole, Pyroxene und Plagioklase sind fast komplett zu Carbonaten, Serizit, $\pm$ Epidot und opaken Mineralen umgewandelt (Abb. 28f). Plagioklas, Biotit und Quarz sind hier die primären Minerale. Die hydrothermal gebildeten Minerale sind Serizit, Quarz, Pyrit und Carbonat (Abb. 28f). In dem subvulkanischen primären Gestein sind die Amphibole und Biotite bis zu Epidoten, Carbonaten, Serizit und opaken Mineralen alteriert.

Die „sericitic“ hydrothermale Alteration in der Region Sardes hat einen ehemaligen Sandstein und subvulkanisches Gestein konsumiert, wobei das subvulkanische Material geochemisch als Trachyandesititisch-trachydazitisch und Trachydazitisch Porphyry klassifiziert wird (Iem52B).

4.2.3 „Calcic-potassic“ Alteration

Dieser Alterationstyp ist durch Minerale wie Kalifeldspat, Biotit, Aktinolith und Magnetit gekennzeichnet, wobei Biotit meistens untergeordnet ist und öfter aus dem Nebengesteinen stammt. Magnetit und Aktinolith bilden meist die Haupt-Mineralparagenese in Gängen oder als disseminierte Phasen im Gestein. Plagioklas ist anders als Kalifeldspat, Calcit und/oder Epidot alteriert (Abb. 28b). Die Minerale sammeln sich auch in Gängen aus Quarz, Aktinolith und Hornblende mit Kalifeldspäten, Biotit-Apatit, Calcit und in untergeordneter Menge mit Klinopyroxenen und Epidot (Sillitoe 2010). Magmatische Pyroxene können zu Aktinolith-Apatit und Aktinolith-Biotit alterieren. Plagioklas wird meist zu Kalifeldspat, Calcit und/oder Epidot alteriert, während magmatischer Biotit und Amphibol selektiv durch nadeligen Aktinolith ersetzt werden (Perelló et al. 2003). In Rahmen dieser Untersuchung werden viele Proben als „potassic-calcic“ alteriert eingestuft und ihre hydrothermale Mineralparagenese besteht aus Aktinolith, Carbonaten, Magnetit, Biotit, Albit/Orthoklas und Quarz plus Epidot, wobei Quarz öfter als Gangfüllung auftritt (Abb. 28b). Plagioklase, Hornblende, Quarz und Biotit sind dabei die primär-gebildeten Minerale. Amphibol und Biotit sind öfter zu kleinen hydrothermalen Aggregaten zerstückelt und überall in der Matrix verstreut. Die „calcic-potassic“ hydrothermale Alteration hat in Sardes eine primär Trachydazitische-Porphyry-Gesteinszusammensetzung alteriert.

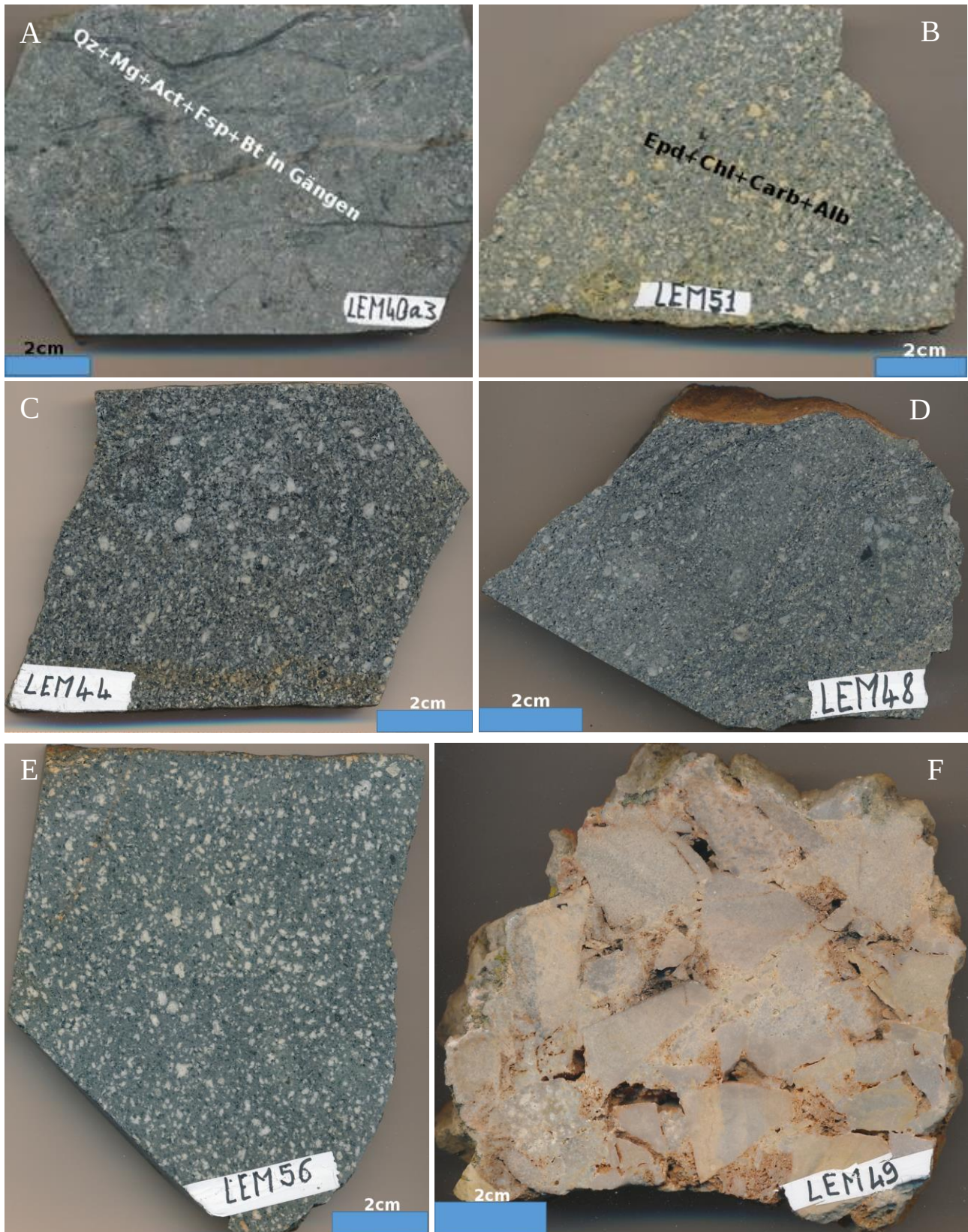


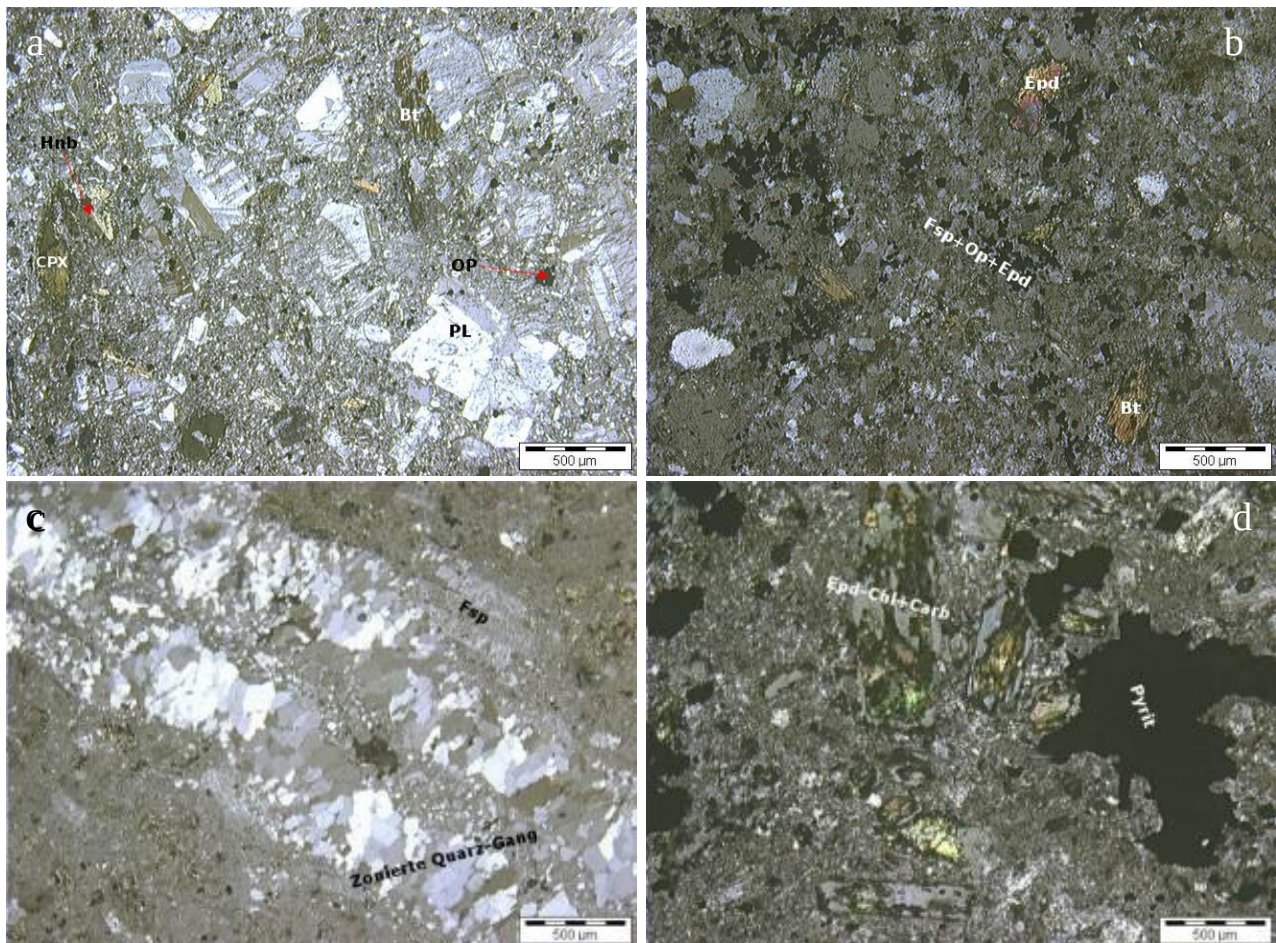
Abb. 27 Repräsentative Handsstücke der verschiedenen hydrothermalen Gesteinsalterationen der Region Sardes mit A) „calcic-potassic“ alteriertem trachydazitischen Porphy, B) propylisierten trachyandesitisch-trachydazitischen Porphy (lem51), C) „potassic“ alterierte trachyandesitisch-trachydazitischen Porphy, D) trachyandesitisch-trachydazitischen Porphy (lem48), E) „pervasive“ phyllic alterierte trachydazitischen Porphy und F) „Advanced argillic“ alterierter Sandstein.

4.2.4 Propylitische Alteration

Ca. 10 Gesteinsproben aus Sardes wurden petrographisch analysiert und als propylitisch alterierte Gesteine klassifiziert. Die Gesteine sind stark alteriert, wobei die primären Minerale komplett verschwunden sind und durch die sekundären ersetzt wurden. Ferromagnetische Minerale und Plagioklase sind zu Serizit, Carbonat, Chlorit und Epidot alteriert, wobei Plagioklas in manchen Phasen auch zu Albit alteriert ist (Abb. 28d). Quarz wird kaum beobachtet und Pyrit ist das einzige und seltene Sulfid und bildet mit Chlorit und Epidot disseminierte Aggregate in der Grundmasse (Abb. 28d).

4.2.5 „Advanced argillic“ Alteration

Der obere Teil des Cu-Au Porphyrs und das epithermale System ist allgemein nahe der Erdoberfläche durch sogenannte „Lithocaps“ gekennzeichnet. Diese Zone kontrolliert lithologisch verbreitete „advanced argillic“ Alteration einschließlich ihrer subvulkanischen Wurzeln (Sillitoe 1995a). Viele Lithocaps sind vertikal zoniert; von Quarz-Pyrophyllit im tieferen Bereich bis zu Quarz-Alunit und einfachem Quarz mit extremer Basenauslaugung (Stoffregen, 1987). „Vuggy silica“ repräsentieren die originale Gesteinstextur im flachen Bereich. Die tiefere Zone (Wurzel) kann hoch temperierte Mineralparagenesen wie Andalusit, Pyrophyllit und oder Muskovit und Korund bilden ($> 370^{\circ}\text{C}$) (Hemley et al., 1980; Kiri et al. 1978; Watanabe und Hedenquist, 2001; Bouzari und Clark, 2006). Mit epithermalen Fluiden reich an Fluor, kann Topas, Zunyt und Fluorit in den „Lithocaps“ ausgebildet werden (Dummett et al., 2001; Khashgerel et al., 2006, 2008). Nur eine der untersuchten Proben (Iem49) aus Sardes zeigt eine „advanced argillic“ Alteration. Das Material war ursprünglich ein Sandstein, der durch säurereiche Fluide alteriert wurde. Dominante Minerale sind Quarz und Alunit (Abb. 28e).



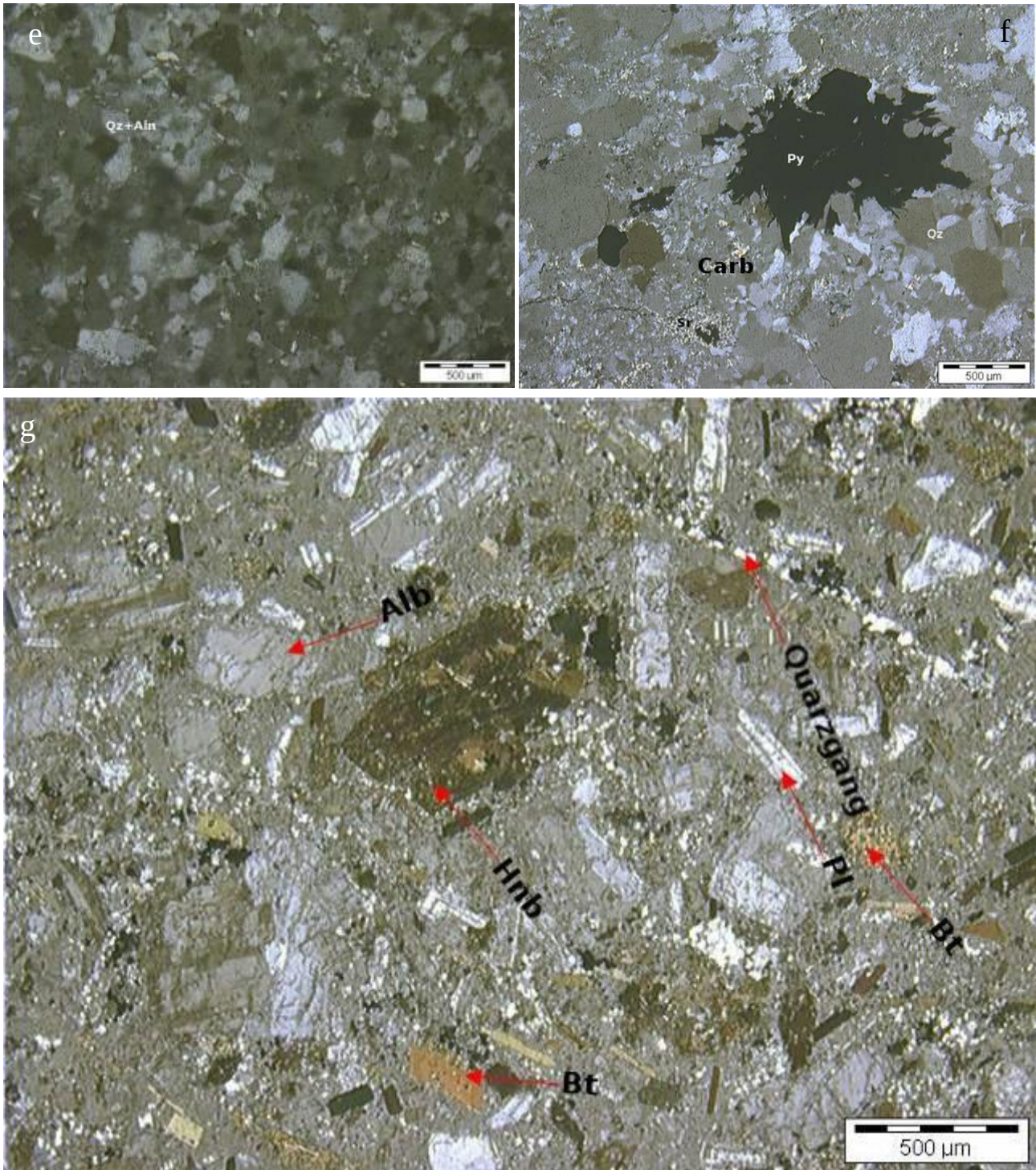


Abb. 28 Dünnschliffphotos (gekreuzte Polarisatoren) der repräsentativen Proben verschiedener Gesteinsalteration aus der Region Sardes mit a) - „potassic“ alterierter trachyandesitisch-trachydazitischer Porphyry (lem25), b) - „calcic-potassic“ alterierter trachydazitischer Porphyry (lem40A1), c) - „potassic“ alterierter trachydazitischer Porphyry (lem65), d) - propylisierter trachyandesitisch-trachydazitischer Porphyry (lem51), e) - „advanced argillic“ alterierter Sandstein (lem49), f) - serizitisierter Sandstein (lem34B) und g) - „potassic“ alterierter trachydazitischer Porphyry (lem44).

4.3 Fakos

Wie fast überall in der Region Fakos sind die sedimentären und magmatischen Gesteine extrem hydrothermale alteriert. Ein Geländeüberblick zeigt bunte Färbung, die teilweise die Ursache der verschiedenen Arten von hydrothermalen Alterationen reflektiert (Abb. 29).

4.3.1 Hydrothermale „potassic“ Alteration

Mehr als 18 Proben aus dieser Region wurden im Rahmen dieser Untersuchung als „potassic“ hydrothermale Alteration klassifiziert. Die bedeutendsten primären Minerale sind Biotit, Kalifeldspäte, Quarz, Plagioklas und Hornblende und die hydrothermal gebildeten Minerale sind Biotit, Albit/Orthoklas, Quarz, Magnetit, Epidot und Serizit. Biotit und Hornblende wurden ursprünglich durch geochemische, metasomatische Reaktionen zu hydrothermale Biotit umgewandelt. Albit/Orthoklas, Epidot und Serizit sind das Produkt einer Teilumwandlung von Plagioklas mit Magnetit als häufigstem Erzmineral (Abb. 31a).

Gänge aus Quarz, Magnetit und Orthoklas zeigen einen ca. 2cm breiten Rand aus Biotit und Orthoklas. Das Gestein ist teilweise frisch bis hydrothermal „potassic“ alteriert und wurde als ehemaliger Monzonit klassifiziert.



Abb. 29 Geländefotos der verschieden zonierten hydrothermalen Gesteinsalterationen aus der Region Fakos der Insel Limnos A, B, C und D stellen die unterschiedlich zonierten Alteration fest mit verschiedenen Färbungen, als Resultat der Alterationen.

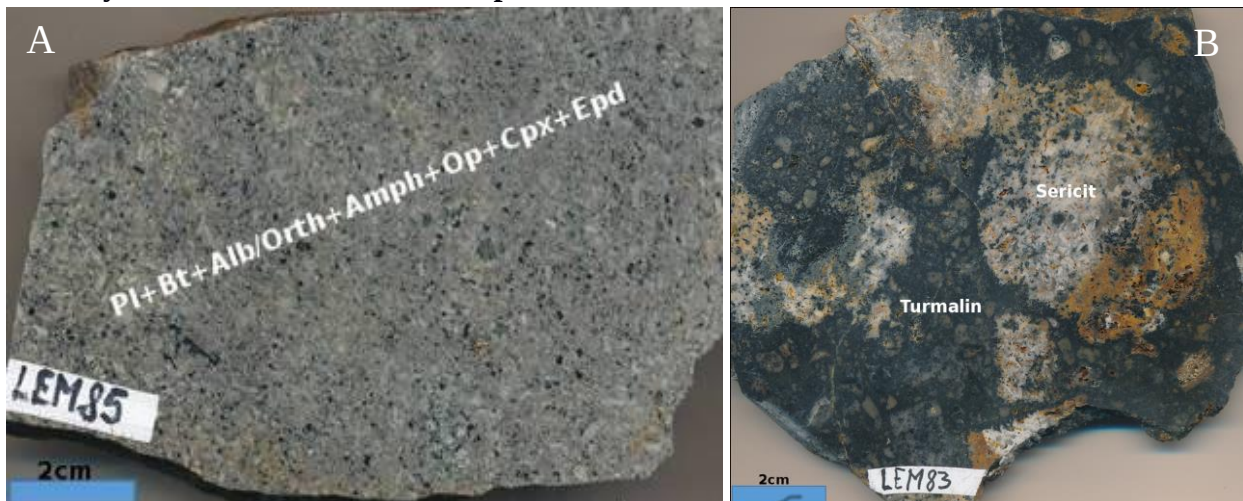
4.3.2 „Sericitic“ Alteration

Dieser Typ der hydrothermalen Alteration betrifft wenige Proben aus Fakos, wobei die primären alterierten Gesteine ein Sandstein und ein Monzonit sind (Abb. 30B). Die hydrothermalen Minerale sind Turmalin, Quarz, Serizit und Aktinolith (Abb. 31e). Turmalin und Aktinolith bilden mit Quarz grobe, zusammengewachsene Aggregate und im ehemaligen Sandstein bildet Turmalin mit Quarz verzahnte Aggregate (Abb. 30B und Abb. 31e). Die primären Mineralphasen sind Biotit, Quarz und Plagioklas, wobei der Plagioklas und Biotit zu Serizit und Turmalin umgewandelt sind.

4.3.3 „Calcic-potassic“ Alteration

Nach makroskopischer und mikroskopischer Analyse der Proben aus Fakos wurden etwa davon als „calcic-potassic“ alteriert eingestuft. Die Alterationsminerale bestehen aus Biotit, Klinopyroxenen, Albit/Orthoklas, Epidot und Quarz sowie Magnetit und Gold als einziger metallischer Bestandteil (Abb. 31h). Die ursprünglichen Minerale sind Phänokristalle aus Biotit, Plagioklas, Hornblende, Klinopyroxenen und Quarz mit Biotit und Plagioklas als Edukte von Epidot und Albit/Orthoklas. Die Komponenten bilden feine bis mittelgroße Aggregate von Erzen und Mineralen, in einer Opaken-enthaltenden Matrix. Quarz ist extrem selten und füllt nur die Gänge und kristallisiert zusammen mit Magnetit, Biotit und Feldspäte. Andere Quarz-Biotit-Feldspatgänge durchkreuzen das Gestein mit einem ca. 2 cm breiten Rand aus hydrothermalen Feldspäten, Biotit, Plagioklas und Klinopyroxenen (Abb. 34B). Amphibole, Klinopyroxene und Magnetit werden durch andere Gänge durchgekreuzt (Abb. 31d). In den Nebengesteinen sind viele Biotiten, Feldspäte und Klinopyroxene enthalten. Die Gangmineralisationen sind in Tabelle 05 beschrieben. Es handelt sich um eine „calcic-potassic“ alterierte monzonitisch plutonische Intrusion, die von einem aplitischem Gang durchschlagen ist (Abb. 39B und 31d).

4.3.4 Hydrothermale „calcic $\pm$ sodic/potassic“ Alteration



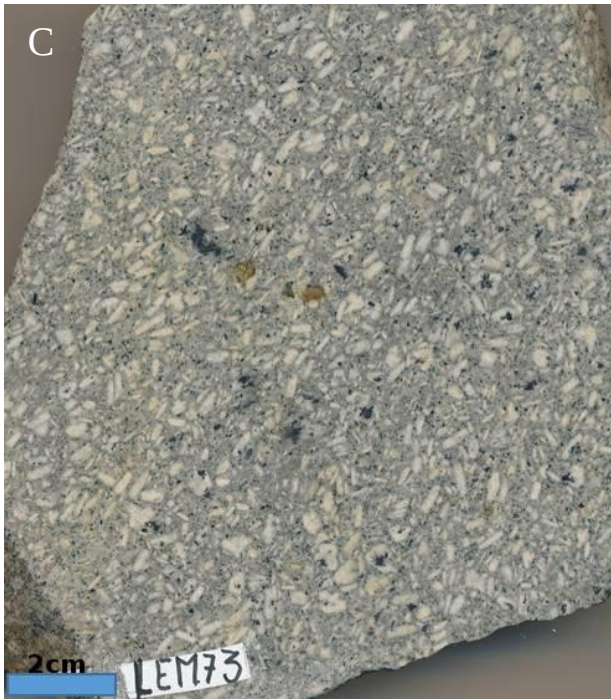




Abb. 30 Repräsentative Handstücke verschiedener hydrothormaler Gesteinsalterationen der Region Fakos mit A) - „potassic“ alterierten trachyandesitischen mafischen Dikes, B) - Quarz-„sericitic“-Turmalin alterierten ehemaligen Monzonit, C) - „calcic-potassic“ alterierter Monzonit, D) - „calcic-potassic“ alterierter trachyandesitischer mafischer Dike, E) - „calcic±sodic/potassic“ alterierter trachyandesitischer mafischer Dike, F) – „calcic-sodic“ alterierte trachyandesitische mafische Dikes und G) „advanced argillic“ alterierter ehemaliger Sandstein mit Aln (Alunit, Qz (Quarz) und Py (Pyrit).

Wichtige Mineralkonzentrationen außer Albit/Orthoklase-Aktinolith-Magnetit zeigen in einigen der hybriden „calcic/potassic“ Alterationen Assemblagen. Hydrothermale Biotit-Aktinolith-Magnetit-Vorkommen gelten als entscheidende Mineralparagenese (Sillitoe und Gappe, 1984; Wilson et al., 2003; Perelló et al., 2004a).

Nur drei Proben aus Fakos konnten als hydrothermale „calcic ±sodic/potassic“ Alteration klassifiziert werden mit Klinopyroxenen, Biotit, Quarz, Plagioklas und Hornblende als primäre Minerale. Sekundäre Mineralparagenese sind Klinopyroxen, Biotit, Albit/Orthoklas, Quarz, Epidot und Magnetit wobei Biotit, Hornblende und Plagioklas die Edukte von Epidot Albit/Orthoklas und hydrothermale Biotit sind.

4.3.5 „Sodic-calcic“ hydrothermale Alteration

Die „sodic-calcic“ Alteration enthält häufig Magnetit und bildet sich in tieferen Bereichen von Porphyry-Kupfer Depositen, besonders zwischen der Intrusion und den Nebengesteinen (Ford 1978; Cannell et al.; 2005). Sie repräsentiert viele Cu-Porphyre der mittleren Zone (e. g.; Koloula, Solomon, Islands und Island Copper, British Columbia; Chivas 1978). Die „sodic-calcic“ Alteration zeigt typisch weisse Sulfide und Metalle arm an Magnetit. Als Ausnahme sind Gold und andere Erze enthalten besonders bei einer Au-reichen Porphyry-Kupfer-Mineralisation (e. g.; Nugget, Hill, Philippinen, Sillitoe 2010). Diese Alteration zeigt eine hohe Natriumanreicherung und oft Calcium-Mineralneubildungen. Kalium- und eisenhaltige Minerale sind durch metasomatische Reaktionen abgereichert.

Charakteristische Alterationsreaktionen sind natriumreiche Plagioklase, die Kalium-Feldspäte ersetzen und Calcium-Eisen-Magnesium reiche-Minerale, die Kalium-haltige Glimmer ersetzen.

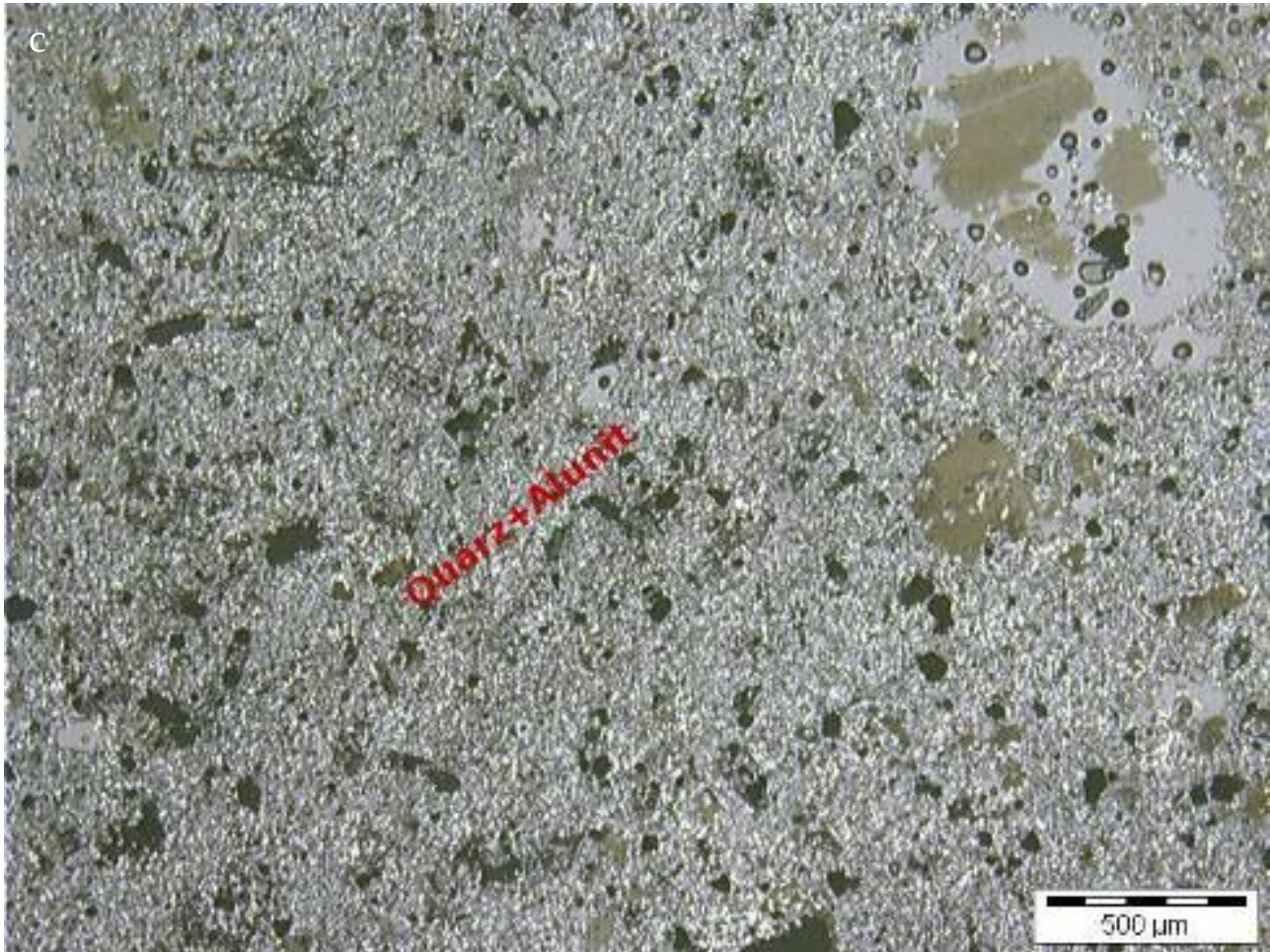
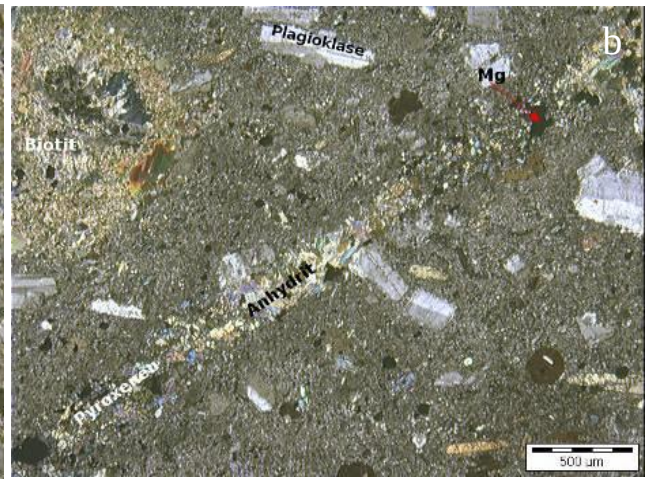
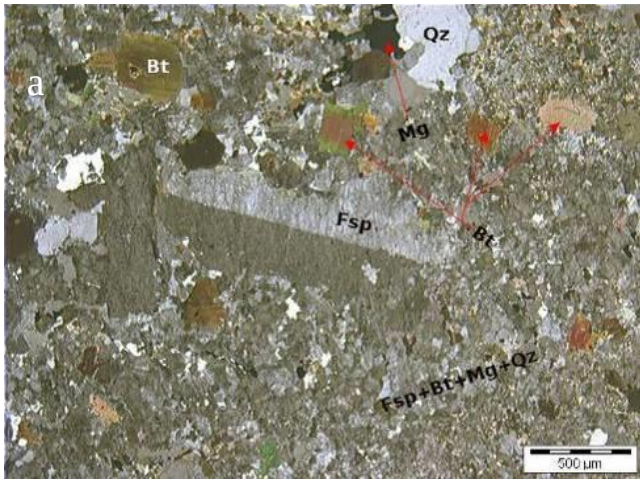
Dieser Alterationstyp ist kaum in der Fakos Region verbreitet und es wurden nur zwei entsprechende Proben gefunden. Fast alle Minerale sind dabei umkristallisierte Produkte. Die Gesteine bestehen fast exklusiv aus sekundären Mineralen wie: Pyroxenen, Magnetit, Feldspäten, Quarz, Hornblende und Epidot. Quarz ist untergeordnet und auch Biotit tritt kaum auf. Der Magnetit und die Pyroxene bilden weit verbreitete feine bis grobkörnige Kristalle, die selten zusammengewachsen sind mit Quarzaggregaten (Abb. 31h). Als erkennbare primäre Minerale treten Plagioklas und Quarz auf und sind zu Epidot und Albit alteriert. Zonierte und seltene verzwilligte Klinopyroxene bilden mit Quarz und Magnetit zusammengewachsene Aggregate (Abb. 31h).

4.3.6 Propylitische Alteration

Mehr als 6 Gesteinsproben aus Fakos wurden als propylitisch alteriert eingestuft und diese Umwandlung variiert von schwach bis stark. Die primären mafischen Minerale (Klinopyroxene, Biotit, Amphibole) sind selektiv oder auch komplett zu hydrothermale Chlorit, Carbonaten, Feldspäten und Epidot alteriert, die Plagioklase zu Serizit und Albit (Abb. 31g). Die Grundmasse besteht aus Chlorit, Feldspäten, Carbonaten und feineren opaken Mineralen, wobei seltene Aggregate aus Titanit, gerundetem Quarz, Magnetit, Plagioklasen (zum Teil alteriert), Chlorit und Serizit auftreten (Abb. 31g). Diese Alteration hat wegen ihrer großen räumlichen Ausbreitung drei verschiedene Gesteine alteriert und zwar trachyandesitischen Dike, trachydazitischen porphyrischen Dike und Monzonit.

4.3.7 Epithermale „advanced argillic“ Alteration

Nur eine Probe aller analysierten Gesteine aus Fakos wurde als „advanced argillic“ Alteration eingestuft. Das Gestein ist extrem stark alunitisiert und sogar Minerale wie Biotit sind oft zu Alunit alteriert (Abb. 31c). Das ursprüngliche Gestein kann als Lava oder subvulkanitisch bezeichnet werden.



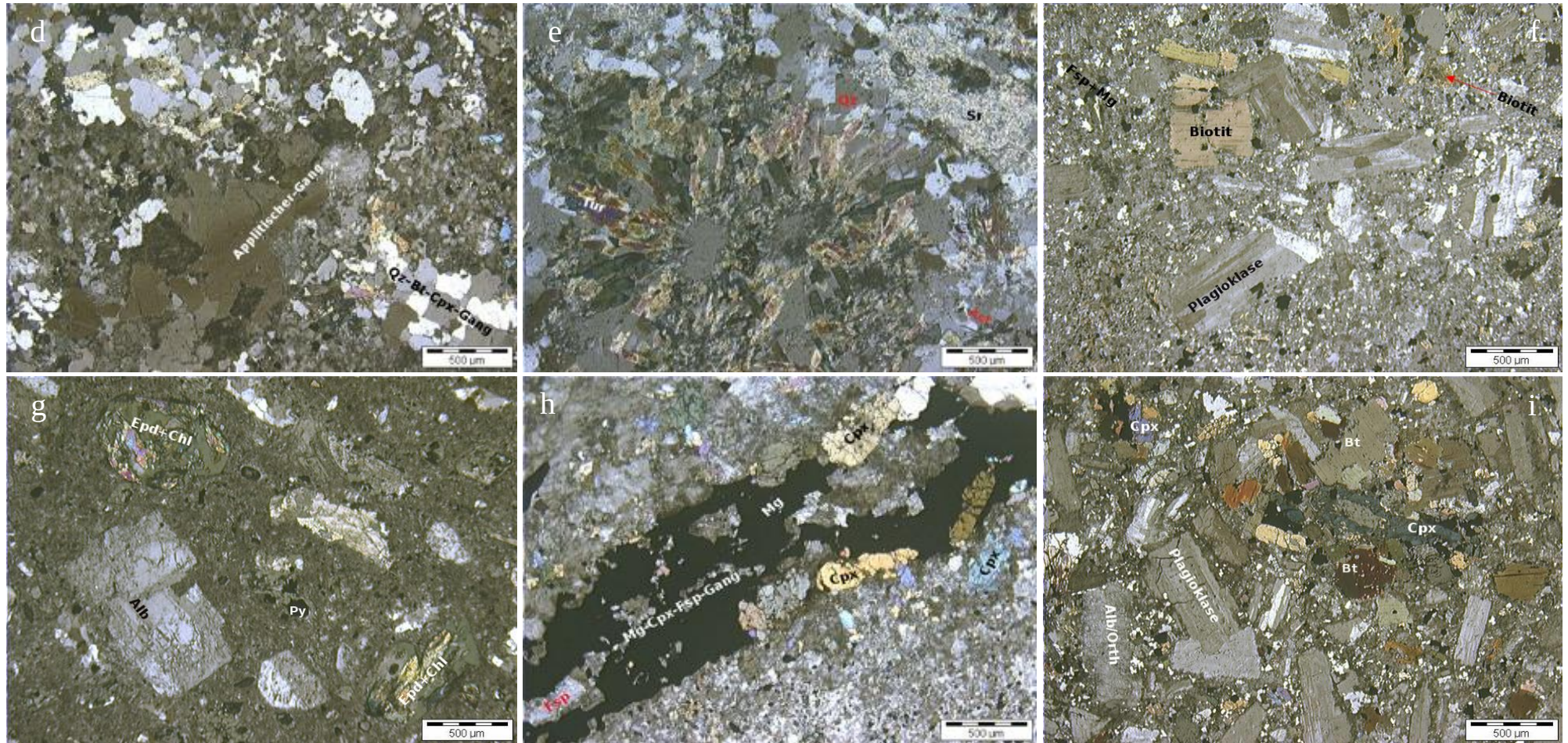


Abb. 31 Dünnschliffaufnahmen (gekreuzte Polarisatoren) der repräsentativen Proben verschiedener Gesteinsalterationen aus der Region Fakos mit a) – „potassic alteriertem“ Monzonit (Iem81A) Biotit (Bt), Feldspäte (Fsp), Magnetit (Mg), $\pm$ Quarz (Qz) und einer Matrix aus Feldspäten, Magnetit, Biotit und Quarz, b) – „calcic $\pm$ sodic/potassic“ alterierter trachyandesitischer mafischer Dike mit Biotit, Anhydrit und Pyroxen-Magnetitgang, c) – „advanced argillic“ alterierter Sandstein mit Quarz und Alunit, d) – „calcic $\pm$ sodic/potassic“ alterierter trachyandesitischer mafischer Dike mit einem aplittischen Gang, der einen Quarz-Biotit-Klinopyroxen-Gang durchkreuzt, e) – „sericitic“ alterierter Monzonit mit strahligem Turmalin (Tur), Quarz und Aktinolith (Act), f) – „potassic“ alterierter Monzonit mit Magnetit (Mg)-Biotit (Bt)-Feldspäte (Fsp), g) – propylitisierter Monzonit mit Albit (Alb), Pyrit (Py), Chlorit (Chl) und Epidot (Epd) und Feldspat, h) – „sodic-calcic“ alterierter Monzonit mit Magnetit (Mg)-Klinopyroxenen (Cpx)-Feldspat (Fsp)-Gang und i) – „calcic-potassic“ alterierter Monzonit mit Biotit (Bt), Albit/Orthoklas und Klinopyroxenen.

5. Klassifikation der verschiedenen vorkommenden hydrothermalen Gänge

In Cu-Au-Porphyr sind hydrothermale und epithermale Mineralisation meist mit Nebengesteins-Alteration, mit hydrothermalen Gängen und Brekzien verbunden, die wiederum Produkte aufeinanderfolgender, porphyrischer Intrusionen sind. Die Gänge werden beschrieben durch ihr abnehmendes Alter im Porphyr-System, aber es ist nicht immer der Fall, dass die jüngsten Gänge mit niedriger Temperatur kompatibel sind (Seedorf et al., 2005). In Abhängigkeit von unterschiedlicher Gesteinsalteration sind auch die Gänge in unterschiedliche Gangassoziationen gruppiert (Seedorff et al. 2005).

„Potassic“ Alteration assoziierte Gänge: Sie bestehen aus einer „silicic“ und „potassic“ Ummantelung, werden meist bei hoher Temperatur in Porphyr-Molybdänit gebildet und als Quarzgang bezeichnet (Seedorf, 2005). Weitere „potassic“ assoziierte Gänge sind magnetitreiche (M-Typ), Biotitgänge, grüne Glimmergänge, relativ quarzarme, quarzhaltige Gänge mit Biotit und Serizit oder „Sugary“-Quarz-Gänge (Seedorf et al, 2005; Clark, 1993).

- „Calcic“ und „sodic“ assoziierte Gänge weisen Magnetit, Amphibole und Plagioklase als Hauptminerale auf und sind in tonalitisch-granodioritischen Porphyr Cu-(Au-Mo) Ablagerungen zu finden (John, 1989b). Die Aktinolithgänge in der „sodic-calcic“ Alteration (400-450°C) sind assoziiert mit Oligoklas (und Aktinolith), die Epidotgänge mit Pyrit-Quarz-Epidot sind von Albit, Chlorit, Magnetit und Epidot ummantelt, wobei Magnetit aufgelöst wurde (Carten, 1986; Dilles und Einaudi, 1992).
- Zahlreiche Cu-Porphyr Ablagerungen haben Quarzgänge, die keine Alterationsummantelungen bilden. Solche werden nach der El Salvador-Terminologie als B-Gang bezeichnet (Gustafson und Hunt, 1975), sie sind zudem gebändert durch Molybdänit. Weitere Quarzgänge ohne Alterationsmantel sind die gebänderten grauen Quarzgänge. Sie werden beschrieben als verschiedene Au-Porphyr-Lager, z.B. im Maricunga Gürtel von Muntean und Einaudi (2000, 2001). Sie sind Gänge ohne Alterationsmantel und enthalten dunkle graue Bänder, wobei die Färbungen durch zahlreiche Fluid-Dampfmischungs-Intrusionen und winzige Magnetitkörnchen verursacht sind.
- Gangansammlung mit stark hydrolytischer Alteration: Sie umfassen die Gänge, die in Cu-Porphyr und Porphyr Mo-Lagerungen gebildet werden (Williams und Forrester, 1995). Gänge mit „sericitic“ Ummantelung sind Gänge mit Serizit-Mantel, die bei niedriger Temperatur in viele Porphyr-Lagerungen gebildet werden und nach der El Salvador-Benennung als D-Typ klassifiziert werden (Gustafson und Hunt, 1975). Solche Gänge enthalten Pyrit und $\pm$ Quarz.
- Späte Niedrig-Temperaturgänge: Diese sind mit propylitischer Alteration verbunden und enthalten Epidot, Pyrit, Quarz, Chlorit und Calcit (Mackenzie, 1970; Gustafson und Hunt, 1975; Koski und Kook, 1982). Weitere Gänge sind sogenannte Base-Metallgänge und sulfidarme Gänge ohne Alterationsband (Sillitoe und Gappe, 1984; Riedell et al., 1996).
-

Die meisten hier beschriebenen Gänge sind in Cu-Porphyr und nach epithermaler Mineralisation auf der Insel Limnos zu finden, aber auch andere Gangnomenklaturen wie auch reine Carbonate, Applitische Gänge (AP) und Aktinolithgänge wurden dort identifiziert. Zur Beschreibung der vorkommenden Gänge bei der Cu-Porphyr Mineralisation der Insel Limnos werden die Gänge nach der Analysemethode von Seedorf (2005) gruppiert.

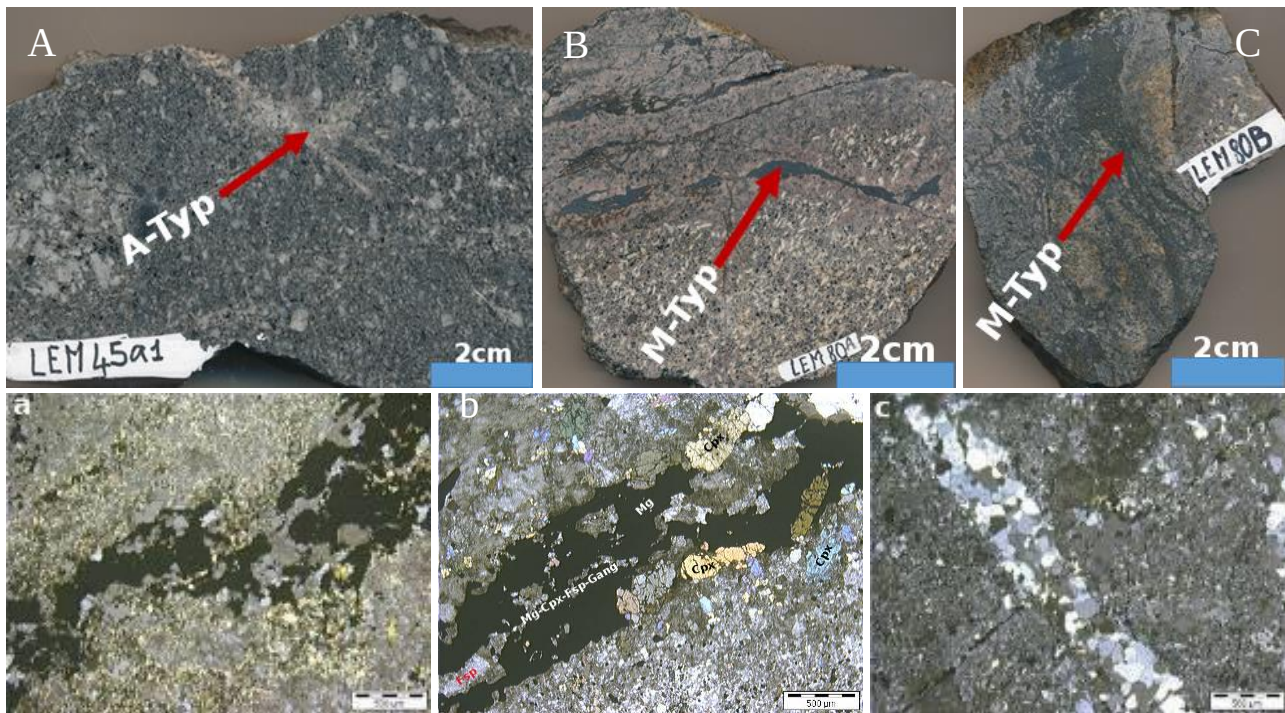


Abb. 32 Fotos von Handstücken und Dünnschliffen aus Kaspakas, Sardes und Fakos. Die Fotos zeigen die in unterschiedlichen Alterationstypen vorkommenden Gangtypen. Die Gänge zeigen ebenso die verschiedenen Mineralparagenesen in Abhängigkeit vom Alterationstyp. Mit A) - Handstück aus Sardes im A-Typ-Quarzgang nach der „potassic Alteration“, wobei ein A-Typ-Gang durchkreuzt ein trachydazitisch porphyrisches Gestein. a) – Magnetit-Gang durchkreuzt einen Monzonit (lem80B), b) – Magnetit-Gang durchschneidet Monzonit (lem87A3) und c) - A-Typ-Gang durchschneidet einen trachyandesit-trachydazitischen Porphyry aus Sardes.

5.1 M-Magnetitgang

Dieser Gangtyp tritt mit dem Biotitgang nach „Sillitoe (2010)“ als erste vorkommende Gang in Cu-Au-Porphyr bei epithermaler Mineralisation auf. Sie gehören zu den sogenannten „potassic“ Alteration assoziierte-Gänge, enthalten Magnetit, Cu-Fe Sulfide mit hydrothermale Biotit (Clode et al., 1999) und sind von A-Typ-Gängen durchgekreuzt. Sie führen in Gold-Porphyr-Lagerungen Biotit, Quarz, Kupferkies und Kalifeldspäte als Gangummantelung. In Molybdänit-Porphyr-Lagerungen enthalten die M-Gänge außerdem Magnetit und Kalifeldspäte als Ummantelung. Sie werden bei niedriger Temperatur gebildet im Vergleich zu Gängen mit „silicic“ und „potassic“ Ummantelung (Seedorff und Einaudi, 2004a). Magnetit ist das Hauptgangmineral (> als 80%) und Chlorit gilt als zweite wichtige Gangfüllung.

Solche Gangarten bilden sich in „hypogenen“ oder subkrustalen Bereichen und meist im „potassic“ Alterationsmilieu (Sillitoe 2010). Im Cu-Au-Porphyr wurden auch M-Gangtypen identifiziert. Wie in „Aspects of magmatic hydrothermal evolution of Kahang Porphyry copper deposit, central Iran“ von Mehdi Azadi, Mirsaleh Mirmohammadi und Ardeschir Hezarkhani (2014) erwähnt, sind M-Gangtypen im Cu-Porphyr eine hypogene Bildung und haben meist heterogene Ränder.

In den untersuchten Gesteinen aus Limnos, bestehen die Gänge meist aus Magnetit (bis zu 95%), Klinopyroxenen, Chlorit, Biotit, hydrothermalen Feldspäten und Quarz. Sie sind von 1 mm bis ca. 5 cm breitem Salband oder aus Feldspäten, Chlorit, disseminiertem Magnetit, Quarz und Biotit zusammengesetzt (Abb. 32 und Tabelle 5). Andere M-Gangstypen bilden keine Salbänder und weisen in der Regel planare bzw. wellenartige Formen auf (Abb. 33). Die Erzmineralisationen sind meist Magnetit, Hämatit und Pyrit als einziges Sulfidmineral, es sind aber auch Kupferkies und Au vorhanden. Wie eingangs erwähnt, bilden sich die M-Gänge im tieferen Bereich der Porphyry- und Mineralisationstypen genau in der „sodic-calcic“, „calcic-potassic“ und „potassic“ hydrothermalen

Alteration (Tabelle 5). Die stark wellenartig geformten M-Gänge haben fast keine Salbänder, die relativ planaren Gänge weisen dagegen eine ca. 1 mm bis 5 cm breite Ummantelung auf. Wenn das Salband vorhanden ist, besteht es allgemein aus Feldspäten, Chlorit, disseminiertem Magnetit, Quarz und Biotit. Der Gang kann einen gemeinsamen Verlauf mit einem aplitischem Gang haben (Abb. 33A).

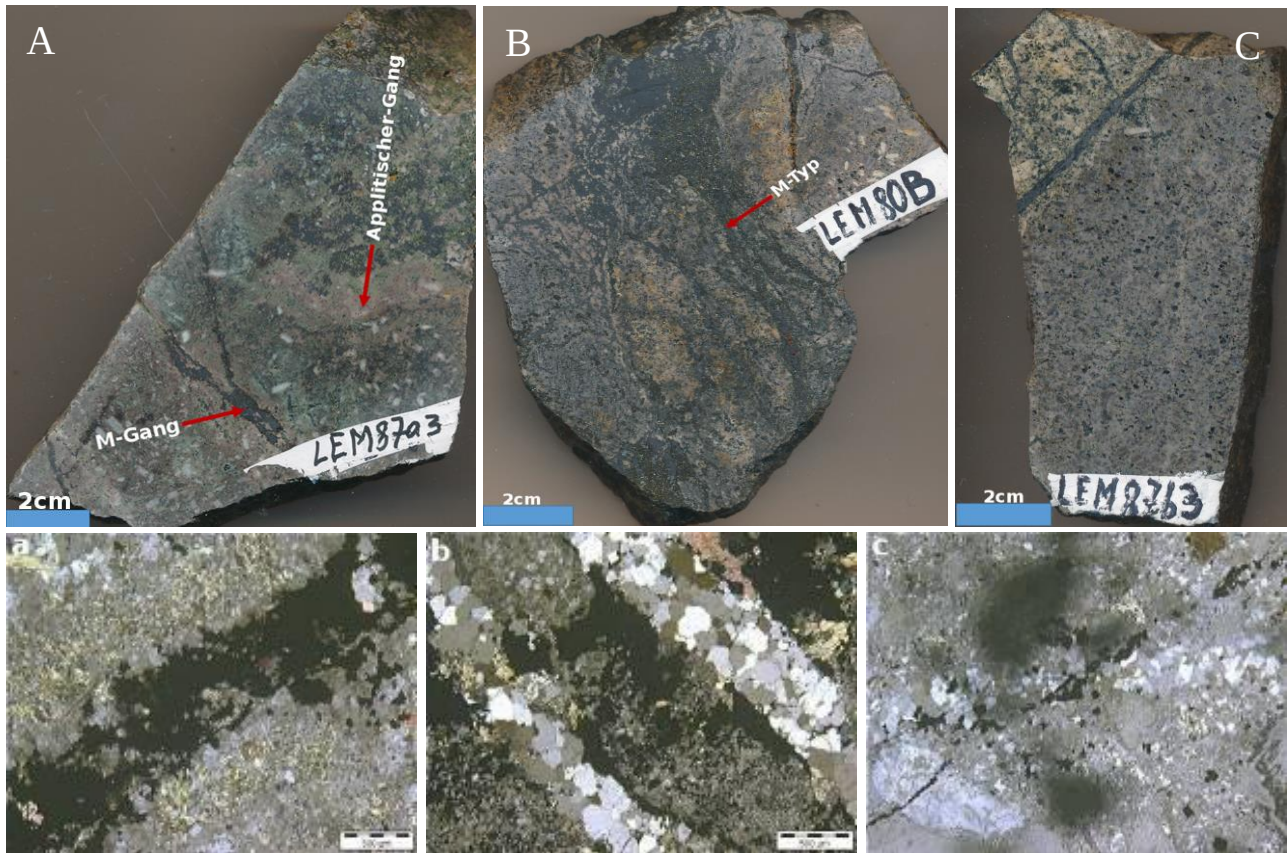


Abb. 33 Fotos von Handstücken und Dünnschliffen von Gesteinsproben aus dem Gebiet Fakos der Insel Limnos. Die Fotos zeigen die unterschiedlichen Alterationstypen vorkommenden Gänge unter Berücksichtigung ihrer Mineralparagenese. A) - Magnetitgang (M-Type) in „calcic-potassic“ alteriertem Monzonit mit aplitischem Gang, wobei die beiden Gänge zu parallelem Verlauf tendieren, B) – Magnetit-Gang in einem „potassic“ alterierten Monzonit und C) - Quarzgang (A-Typ) mit Magnetit und einem Saum aus Feldspäten und Magnetit in einem „calcic±sodic/potassic“ alteriertem Subvulkanit (lem87A3), a) - M-Typ-Gang mit Klinopyroxenen in einem trachyandesitischen, mafischen Dike (lem80B), Magnetit und hydrothermalen Feldspäten ohne Ummantelung, b) – Magnetit-Gang von granularem A-Typ-Gang durchgekreuzt (lem87A2) und c) - Magnetitgang (M-Typ) durchschneidet einen „Sugary“ Quarz-Gang (lem53B)

5.2 A und Q-Gang-Typen

Nach der Klassifikation von Gustafson und Hunt (1975) gehören A und B Gang-Typen zur Gruppe der sulfidhaltigen, durch granularen Quarz dominierten Gänge mit eindeutig sichtbaren Salbändern. Die A-Gänge gehören zu den sogenannten „sugary“-Quarz-Gängen und diese sind meist mit vielen Erzkmetallen verbunden (e.g., Redmond et al., 2001, 2004). Der A-Gang-Typ bildet Stockwerke, das heißt subparallel beschichtete Ansammlungen mit dem häufigen Merkmal einer Au-reichen Porphyry Mineralisation (Sillitoe 2000).

Nach der Beschreibung von Gustafson und Hunt (1975), sind die A-Typ-Gänge aus El Salvador eine Ansammlung von ca. 50 bis 90% granularem Quarz, perthitischen Kalifeldspäten, Anhydrit, Bornit, Kupferkies und untergeordnet Biotit. Sie enthalten eine Ummantelung aus Kalifeldspäten, Anhydrit, Bornit, Kupferkies, Apatit und Rutil (Seedorff et al. 2005). Die A-Gänge haben keine „centerline“ aus Feldspäten, können aber Magnetit führen und tendieren zu irregulärem, diskontinuierlichem und segmentiertem Verlauf. Solche Eigenschaften sprechen für ihre Bildung unter duktilem Milieu bei

hoher Temperatur und hohen Dehnungsraten (Fournier, 1999). Auch die A-Typ-Gänge bilden andere Mineralparagenese im tieferen Bereich des Cu-Au-Porphyr wie zum Beispiel in El Salvador, wo Andalusit entstand, sie haben niedrige Gehalte an Sulfiden und stellen den charakteristischen Übergang zu Biotit-Gängen dar (Gustafson und Quiroga, 1995).

Die von Quarz dominierten Adern oder „Stockworks“ sind intensive, erste Porphy-Intrusionen, die mehr als 90 % des Gesteins umfassen (Tedi und Hugo Dummett; Rush und Seegers, 1990; Klashgeral et al., 2006). Die A-Gang-Typen können sich im zentralen Bereich aplitisch gebildet haben oder Übergänge von Apliten und oder Aplit-Porphyr enthalten (Lickfold et al., 2003; Rusk et al., 2008a). Bei höheren Temperaturen, das heißt in duktilen, plastischen Gesteinen, sind A-Gang-Typen gewunden und haben keine Ränder, was für Bildung in relativ kalten und spröden Gesteinen steht (Gustafson und Hunt, 1975). Diese unterschiedlichen Eigenschaften beschreiben den Übergang vom plastischen Gesteins-Regime zu spröden Konditionen, wenn die Gesteinstemperatur abnimmt (Fournier 1999).

In dieser Untersuchung wurde festgestellt, dass die oben beschriebenen A-Gang-Typen sehr stark ausgebildet sind. Die meisten Gangbildungen sind durch Quarz, Magnetit, Feldspäte, Pyrit, Chlorit und Kupferkies vertreten (Tabelle 05). In seltenen Fällen sind Carbonate und Aktinolith zu finden (Lem46A₁). Edelmetall wie Gold ist in Gängen angereichert (Lem46A₂). Als akzessorische Minerale werden Amphibole, Klinopyroxene, Hämatit, Epidot und Bornit eingeordnet (Tabelle 05). Die Gänge haben eine Breite von 1 mm bis 1,5 cm und sind wellenartig oder planar ausgebildet (Abb. 33 und Tabelle 05). Seltene Gänge bilden kein Salband (Lem44), die meisten gebildeten A-Typen bilden ein ca. 2 bis 5 cm breites Salband aus Feldspäten, Biotit, Amphibolen, Chlorit, disseminierten Quarz, Opaken und Serizit aber auch Pyrit und Epidot (Tabelle 05). Weitere Merkmale der A-Typen: Quarz bildet granulare oder sogenannte „sugary“ Aggregate und hat messerscharfe Ränder (Lem40A_{II}). Die A-Gang-Typen sind aplitisch durchgekreuzt (Lem87A₂ und Abb. 33A); sie schneiden auch Aktinolithgänge (Lem46A₂) und bilden einen dünnen Magnetitgang in einem „calcic-potassic“ hydrothermal alterierten Gestein (Abb. 33b).

Die beschriebenen Gänge sind „hypogene“ Bildungen, das heißt im Bereich von „sodic-potassic“, „calcic-potassic“ und „potassic“ hydrothermalen Alteration entstanden. Im tieferen Bereich der zonierten Cu-Porphyr-Mineralisation aus Limnos bilden die „sugary“ Quarzgänge nach der „potassic“ Alteration eine „centerline“ aus Magnetit (Abb. 35c und C).

Als weitere Quarz-dominierte Gänge treten gebänderte graue Quarzgänge auf. Diese gehören zu den sogenannten Quarzgängen ohne Nebengesteinsalteration.

Viele Cu-Porphyre bilden solche Quarzgänge, die keine Alterationssummantelung bilden. Sie werden in der El Salvador-Terminologie als B-Gang bezeichnet (Gustafson und Hunt, 1975) und sind gebänderte Quarzgänge mit Molybdänit. Weitere Quarzgänge ohne Alterationsmantel sind gebänderte, graue Quarzgänge verschiedener Au-Porphyr (Muntean und Einaudi, 2000; 2001). Auch in dieser Untersuchung analysierte Gesteine aus Limnos bilden solch gebänderte graue Quarzgänge, die meist mit „phyllic“ Alteration einhergehen oder auch im tieferen Bereich der „potassic“ Alteration auftreten. Sie bestehen aus Quarz, Serizit, Pyrit und Turmalin.

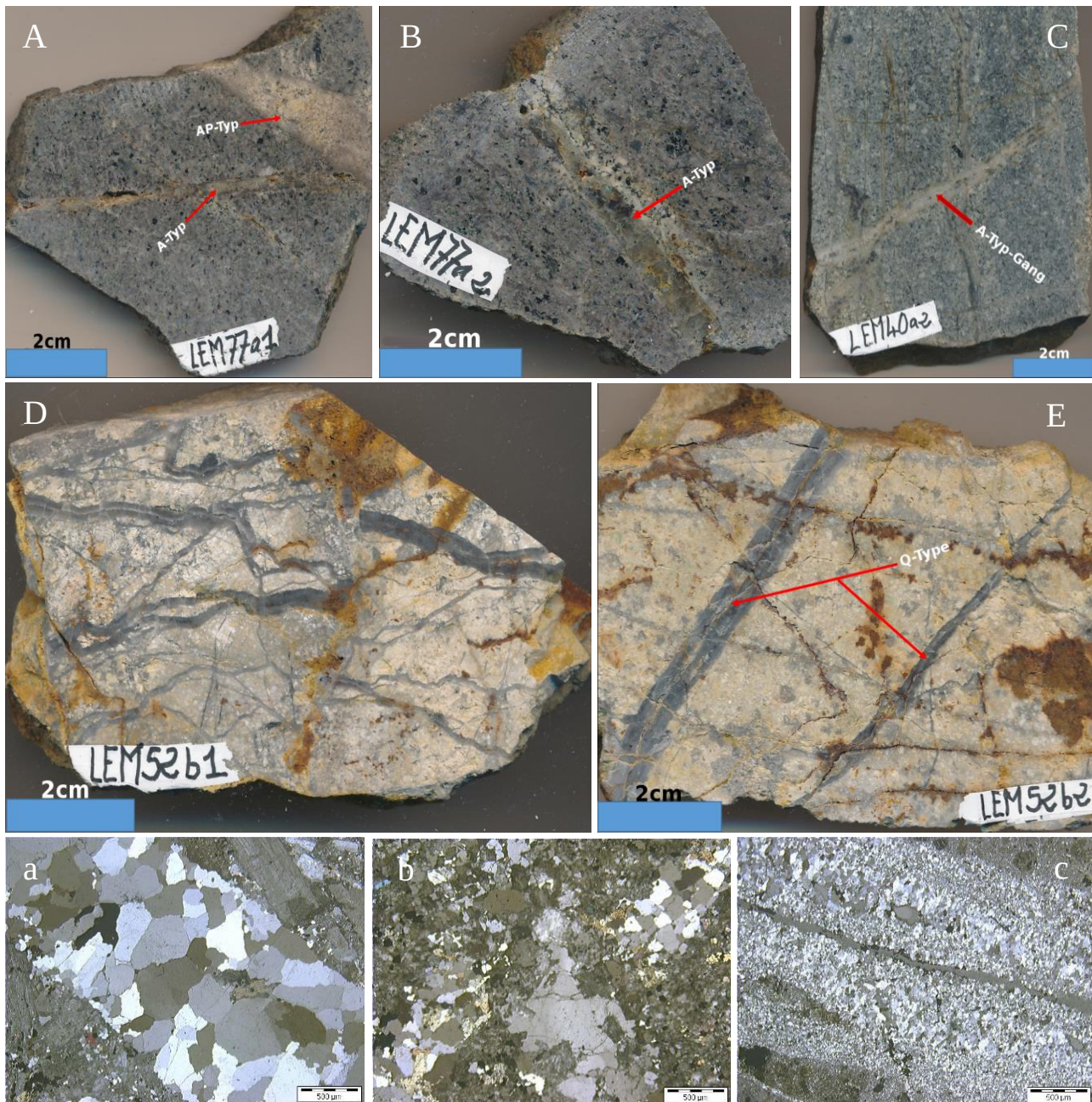


Abb. 34 Handstücke und Dünnschliffe von Gesteinsproben aus Sardinien und Fakos. Die Fotos zeigen die in unterschiedlichen Alterationstypen vorkommenden Gänge unter Berücksichtigung ihrer Mineralparagenese. A) – granularer bzw. „sugary“ A-Typ-Gang, im „potassic“ alteritierten trachyandesitisch-porphyrisch mafischen Dike (lem77A1) von einem aplitischen Quarzgang durchgekreuzt, B) – Kupferkieshaltiger A-Typ-Gang mit einem Mantel von „calcic-potassic“ alteriertem trachyandesitischen porphyrisch mafischem Dike (lem77A2), C) – A-Typ-Gang mit sehr dünner Ummantelung aus Amphibolen, Biotit, feinerem Magnetit und Feldspäten; dieser Gang durchkreuzt einen granularen Quarzgang in einem „potassic“ alteriertem Gestein (lem40A2). D) – gebänderter grauer Quarzgang in einem „potassic“ alteriertem trachydazitischen Porphyry (lem52B1-2), a) – granularer Quarzgang in einem Monzonit (lem77A2), b) – Biotit, Pyroxen und Magnetit führender granularer Quarzgang in einem Monzonit, der von einem aplitischen Gang durchgekreuzt ist und c) – grauer gebänderter Quarzgang in einem trachydazitischen Porphyry (lem52B2).

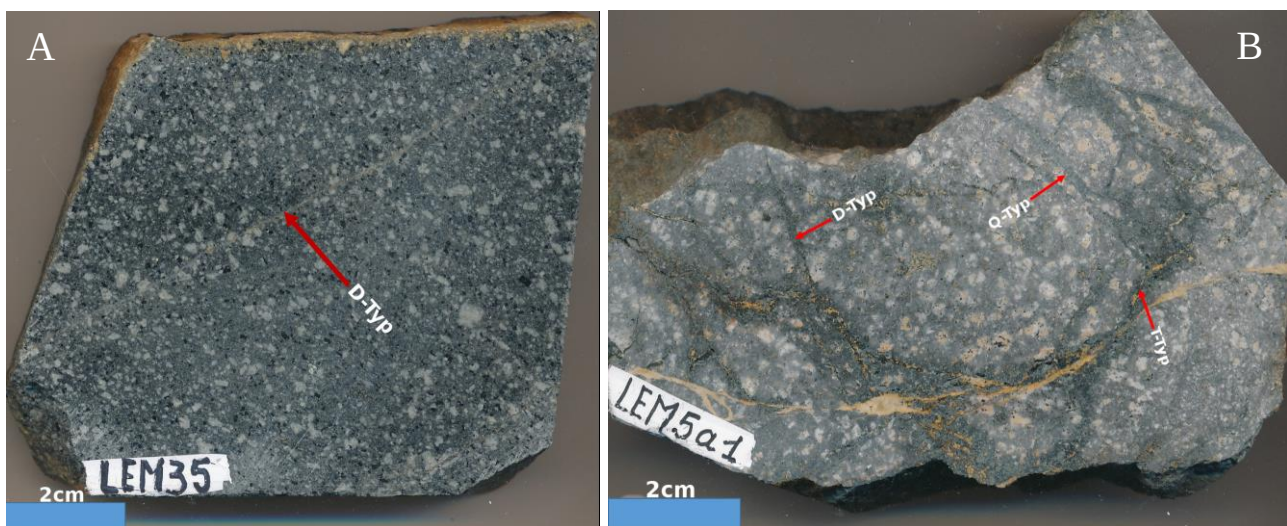
5.3 D- und T-Gang-Typen

Im Rahmen der Kategorisierung unterschiedlicher Gangtypen im Zusammenhang mit hydrothermaler Gesteinsalteration sind auch sog. D- und T-Gang-Typen meist in „phyllic“, Alteration verbreitet. Obwohl Quarz-Turmalin eine Subzone der „phyllic“ Alteration ist, sind die dort gebildeten T-Gang-Typen durch die Mineralparagenese Turmalin, Pyrit, Quarz und Kupferkies gekennzeichnet. Der T-Typ ist meist eine Mischung von Gängen und Brekzien, wobei Minerale wie Turmalin, Quarz, Kupferkies und Pyrit vorkommen können.

Turmalin-Gänge bzw. Brekzien werden meist in einer Tiefe von ca. 600 m gebildet. Die pervasive Bildung von Turmalin-Gängen und Brekzien in der „phyllic“ Alterationszone ist ein Hinweis darauf, dass große Teile der Mineralablagerung mit Brekziensbildung syngenetisch gebildet sind (Sillitoe, 1985).

Nach der Klassifikation von Seedorff et al. (2005), gehören die D-Gänge zu den „mit starker hydrolytischer Alteration assoziierten Gängen“, sie sind als Gänge mit Serizit-Mantel meist bei mäßiger Temperatur entstanden und mit einer Porphy-Mineralisation vergesellschaftet. Ähnliche Gänge aus El Salvador wie von Gustafson und Hunt (1975) beschrieben, sind Pyrit Quarzgänge, sie sind orientiert und durchgängig. Ihre Ummantelung besteht aus Serizit oder Serizit plus Chlorit sowie Pyrit, Quarz, Anhydrit, anderen Sulfidmineralen und Rutil (Seedorff et al. 2005). Bornit und Enargit können in solchen Gängen zusammen mit Pyrit vorkommen sowie auch mit Anhydrit, Calcit und Turmalin (Gustafson und Hunt, 1975; Gustafson und Quiroga, 1995).

In der Cu-Porphyr-Alteration der Insel Limnos sind die D-Gang- Type, der Sardes und Kaspakas Regionen durch „phyllic“ hydrothermale Alteration und auch durch eine Überlappung von „sericitic /potassic“ Alteration gebildet. Die Ummantelung besteht aus Serizit, Pyrit und Quarz. Die Mineralparagenese zeigt Quarz, Pyrit und Serizit (Tabelle 05). Die Ränder sind abgegrenzt Formen und relativ planar (Abb. 35). Die Turmalin-Gänge bzw. Brekzien wurden in Kaspakas und Fakos identifiziert und weisen Turmalin, Pyrit, Carbonat (nur in Kaspakas), Quarz und Serizit in einem serizitisierten Sandstein sowie in Magmatiten auf. Die Gänge enthalten keine Ummantelung, sind relativ planar bis wellenartig und dünn (Abb. 35c).



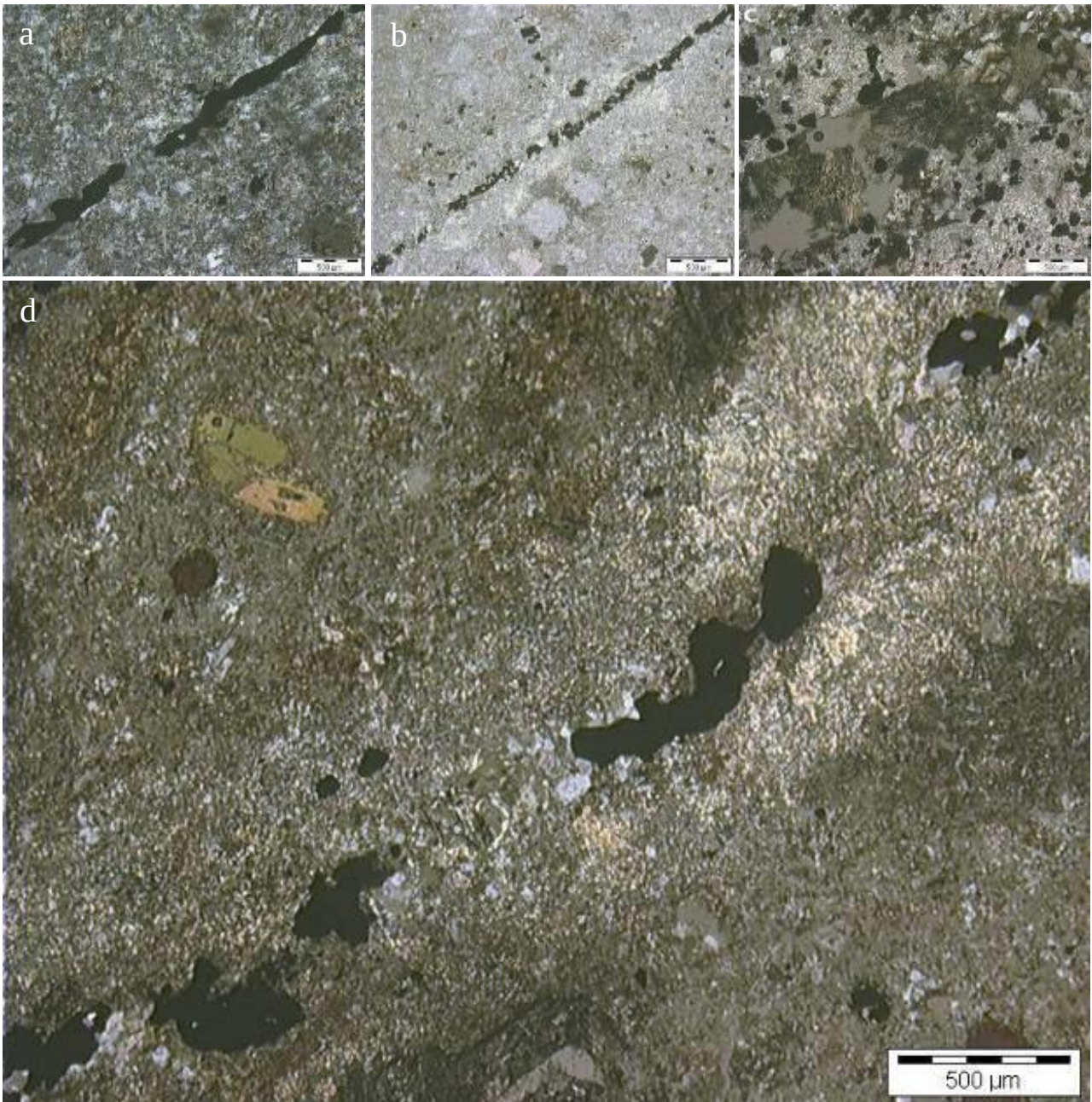


Abb. 35 Repräsentative Handstücke und Dünnschliffe von Gesteinsproben aus den Regionen Kaspakas, Sardes und Fakos. Die Fotos beschreiben die in den unterschiedlichen Alterationstypen vorkommenden Gänge unter Berücksichtigung ihrer Mineralparagenese. A) - planarer Pyrit oder D-Gang-Typ in „potassic“ alteriertem trachydazitischen Porphyry (lem35), der durch „sericitic“ Alteration überlagert ist, B) - Quarzgang (Q), Pyrit bzw. D-Gang und Turmalin-Gang bzw. Brekzien in pervasiver „sericitic“ alterierter Sandstein (lem5A1). a) - D oder Pyrit-Gang mit Pyrit und Quarz als Hauptminerale ohne Ummantelung in einem seicitisierten Sandstein (lem30II). b) – Pyrit-Gang mit Serizitummantelung in einem serizitisierten, trachydazitischen Porphyry (lem35B), c) – Turmalin-Gang bzw. Brekzien aus Turmalin, Pyrit und Quarz in einem serizitisierten Sandstein (lem5AII) und d) - Quarz führender Pyrit-Gang mit „sericitic-potassic“ Überlagerung in einem trachydazitischen Porphyry (lem35).

5.4 Carbonatgänge (C)

Diese Gänge sind mit basemetallhaltigen Gängen den „Spät-, Tieftemperatur- oder Distalgängen“ zugeordnet und gehören zur Untergruppe der sulfidarmen Gänge ohne Alterationsmantel (Seedorff et al. 2005). Die Carbonat-Gänge sind meist im Endstadium der Porphyry-Systeme vergesellschaftet mit Carbonat und Silikaten als häufigste vorkommende Minerale, aber auch Prehnit und Zeolit können hier auftreten (Sillitoe und Gappe, 1984; Riedell et al. 1996). Die Zusammensetzung der gebildeten Erze und Minerale der Carbonatgänge stimmt nicht überall, in den

Regionen Kaspakas, Fakos und Sardes der Insel Limnos werden solche Gang-Typen bei der Cu-Porphyr-Mineralisation beobachtet und zwar nach der „sericitic“ Alteration. Carbonat, Quarz, Turmalin und Serizit sind wichtige Gangfüllungen (Abb. 36a und b). Die Gänge sind oft relativ planar oder kurvig, bilden unscharfe Ränder und werden öfter durch D-Gänge durchschnitten. Die Carbonatgänge aus Limnos führen auch zahlreiche Sulfid-Erzminerale und vor allem Buntmetalle, wie Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerze, Tellurite etc. (Abb. 36A).



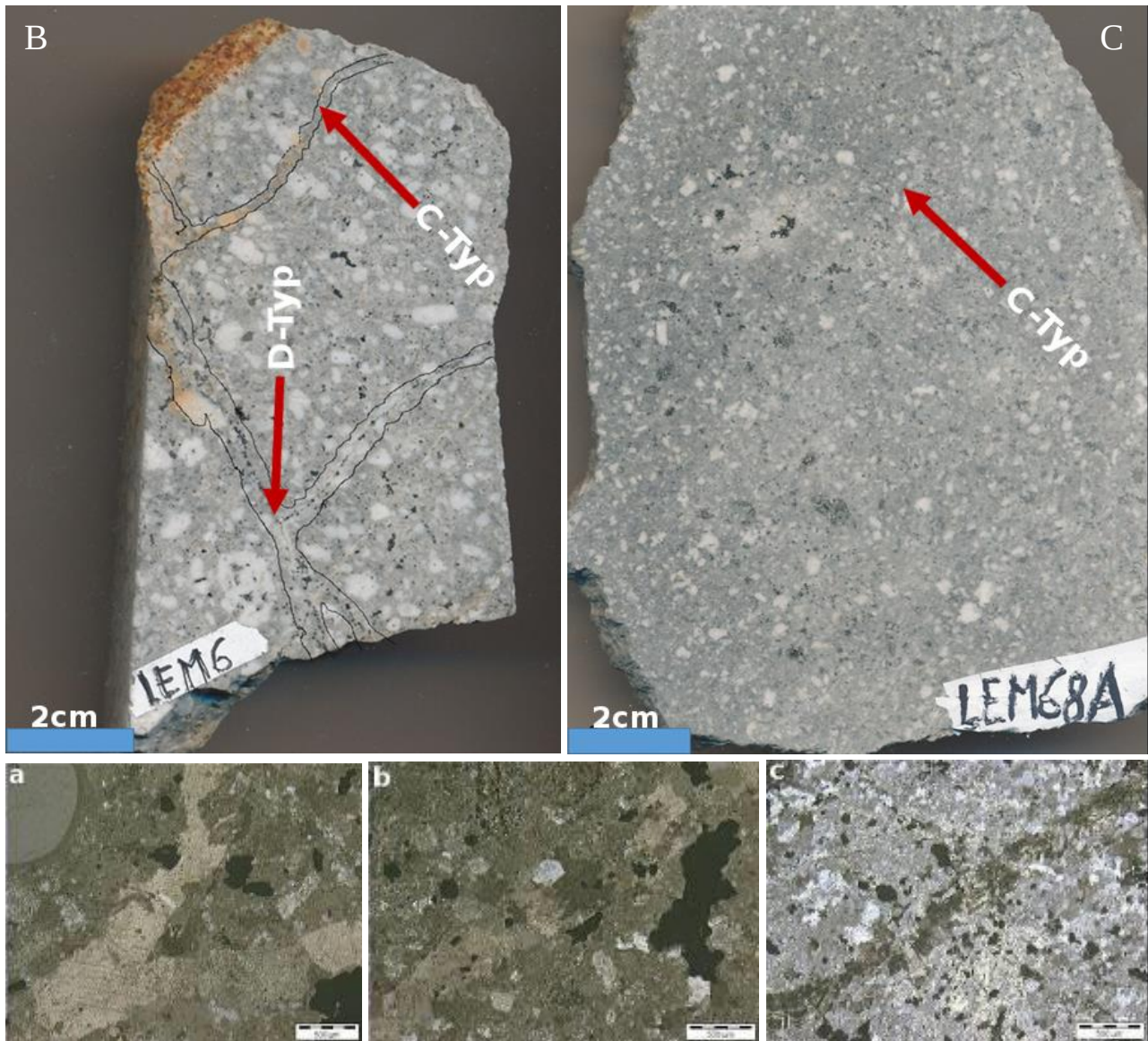


Abb. 36 Repräsentative Fotos von Handstücken und Dünnschliffen von Gesteinsproben aus der Regionen Kaspakas und Fakos. Die Fotos zeigen die in unterschiedlichen Alterationstypen vorkommenden Gänge unter Berücksichtigung ihre ineralparagenese. A) - Buntmetalle führende Carbonat-Gänge in einem alterierten trachydazitischen Porphyry (Geländefoto) und B-C-Sulfide führende Carbonat-Gänge mit a) - sulfidfreie Carbonat-Gänge in einem serizitisierten magmatischen Gestein (lem61-2) und b) - sulfidführender Carbonat-Gang in einem magmatischen Gestein (lem 61), c) sulfidführender Carbonat-Gang in einem serizitisierten Sandstein (lem5A II).

5.5 Aktinolith-Gänge

Aktinolithsäden die in seltenen Fällen Quarz, Plagioklase und Turmalin enthalten, kontrollieren die Mineralisation der „sodic-calcic“ hydrothermalen Alteration (400-500 °C), wobei mit Oligoklas und Aktinolith unten und am Rand der „potassic“ Alteration (Carten, 1986). In Cu-Porphyr-Ablagerungen werden ähnliche Aktinolith oder Epidotgänge, der „sodic-calcic“ Alterationszone beobachtet (Battles und Barton, 1995; Dilles et al., 1995).

In Cu-Porphyr-Systemen der Insel Limnos wurden solche Gänge durch eine „calcic-potassic“ Alteration gebildet und zwar in der Region Sardes (Tabelle 05). Die Gänge zeigen Aktinolith, Magnetit, Quarz, Anhydrit, Turmalin und Feldspäte (Abb. 37 und Tabelle 05).

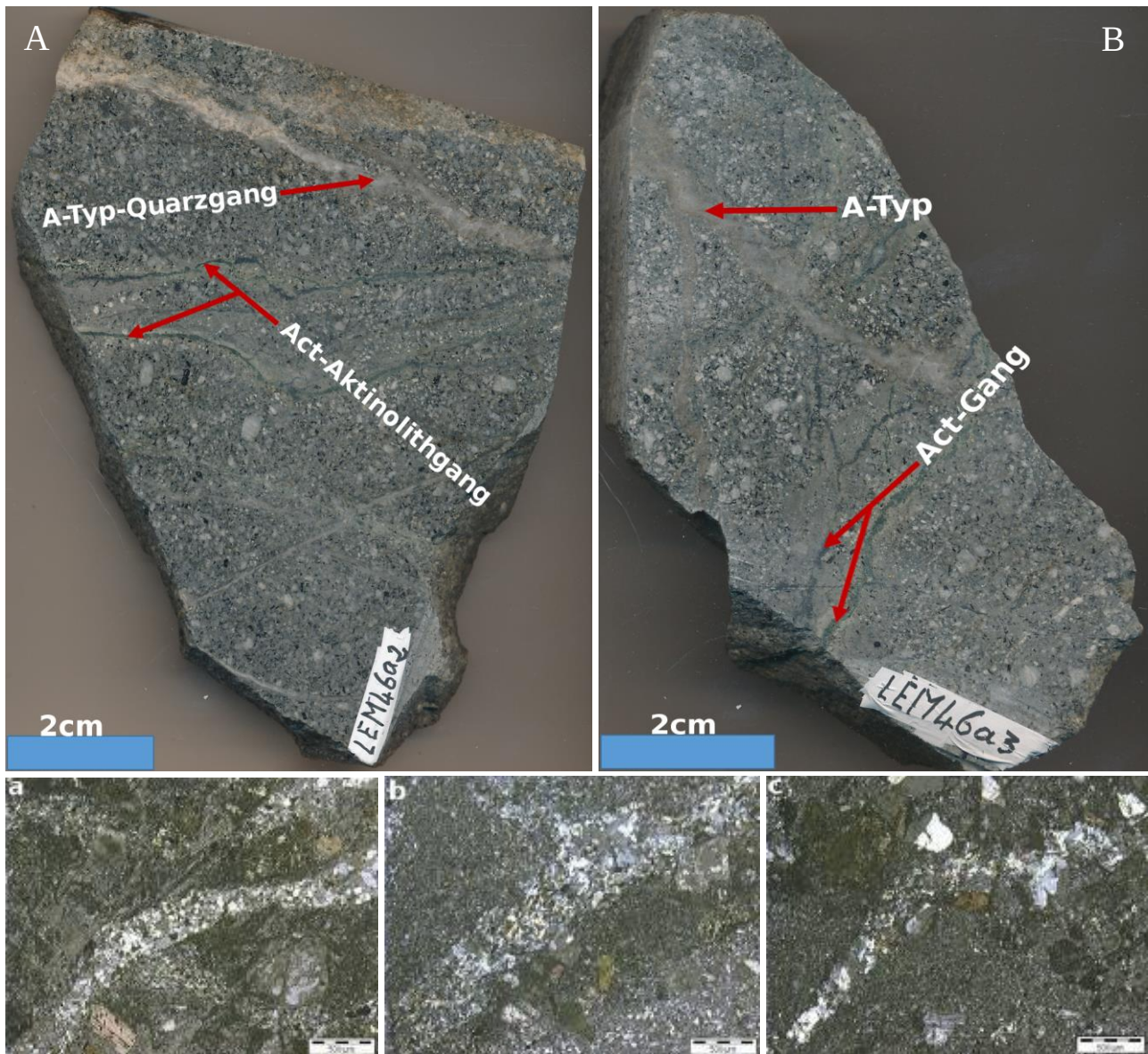


Abb. 37 Handstücke und Dünnschliffe von Gesteinsproben aus den Regionen Kaspakas und Sardes der Insel Limnos. Die Fotos zeigen die in unterschiedlichen Alterationstypen vorkommenden Gänge unter Berücksichtigung ihrer Mineralparagenese. A) - „calcic-potassic“ alterierter trachydazitischer Porphyr-Act-Gang, der einen A-Typ-Quarzgang schneidet, ein B-A-Typ-Quarzgang, der Aktinolithgänge schneidet in einem „calcic-potassic“ alterierten trachydazitischen Porphyr. a) – Aktinolithgang der von A-Typ-Quarzgang geschnitten wird in einem „calcic-potassic“ alterierten trachydazitischen Porphyr (lem46A2), b) - Aktinolithgang bestehend aus Aktinolith, Magnetit und Feldspäten mit einem Mantel aus Biotit, feinem Magnetit, Feldspäten und Carbonat im „calcic-potassic“ alterierten trachydazitischen Porphyr (lem46A2) und c) – Aktinolithgang bestehend aus Aktinolith, Feldspäten und Magnetit mit dichtem Mantel aus Biotit, Hornblende, Magnetit, Feldspäten, Carbonat und Hämatit im „calcic-potassic“ alterierten trachydazitischen Porphyr (lem46A3).

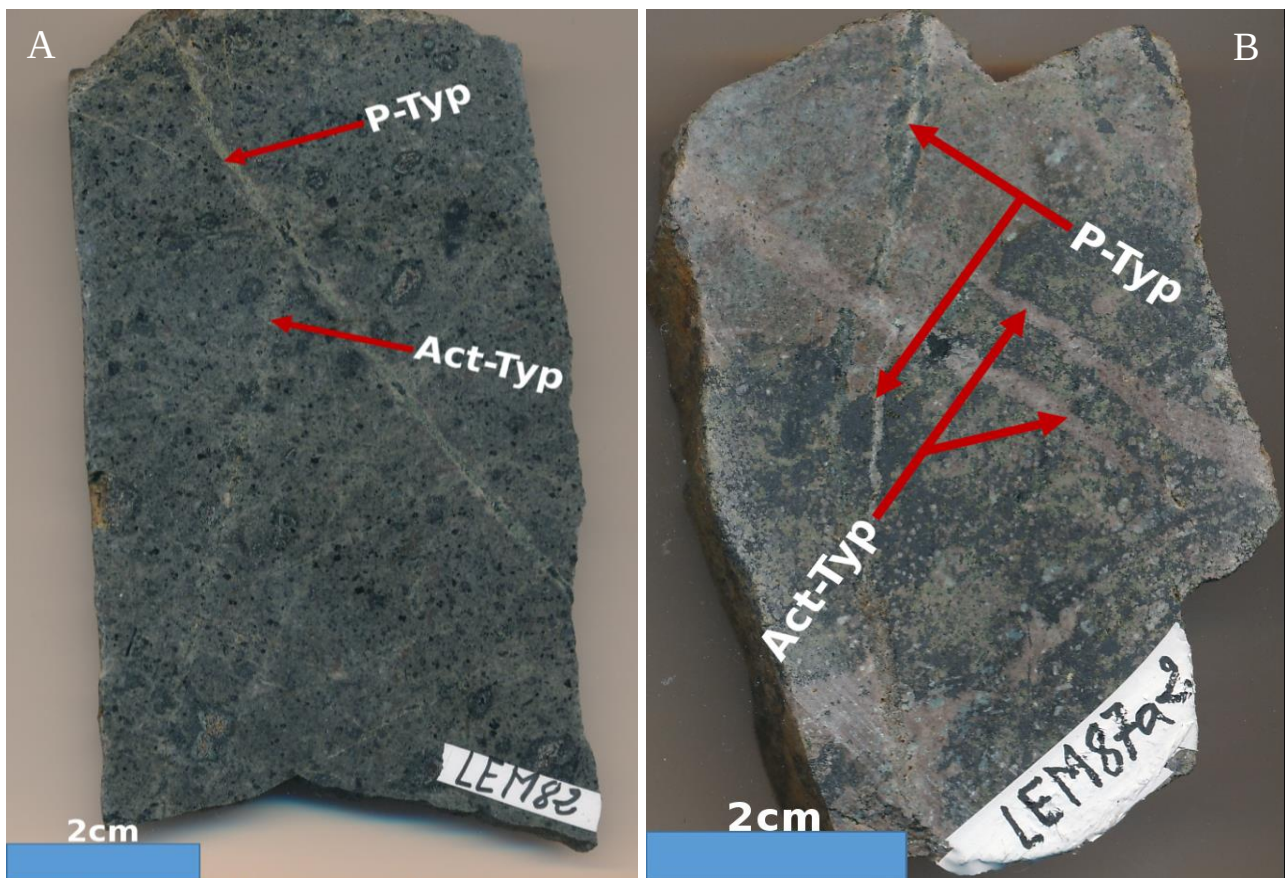
5.6 Pyroxen- und Aplit-Gänge

Diese beiden Gangtypen gehören zu unterschiedlichen hydrothermalen Gängen der Cu-Porphyr-Mineralisation der Insel Limnos. Der Aplit-Gang wird meist durch eine „potassic“ oder „calcic-potassic“ Alteration gebildet. Sie verlaufen zusammen mit (hypogen) gebildeten Gängen und durchschneiden den A-Typen der „calcic-potassic“ (Abb. 38 und 34A).

Diese relativ planaren Gänge mit unscharfen Rändern bestehen aus Feldspäten, Quarz und hydrothermale Biotit und sind extrem arm an Sulfiden und Erzmineralen.

Im Vergleich zur „potassic“ Alteration enthält solch ein Gang mehr metallische Minerale durch „calcic-potassic“ Alteration.

Der Anhydrit-führende Pyroxengang (P-Type) wurde in „calcic $\pm$ sodic/potassic“ alterierten trachyandesitischen Dikes gebildet und durchschneidet einen Aktinolithgang (Abb. 38a und c). Der P-Typ-Gang besteht aus Pyroxenen, Anhydrit und Magnetit.



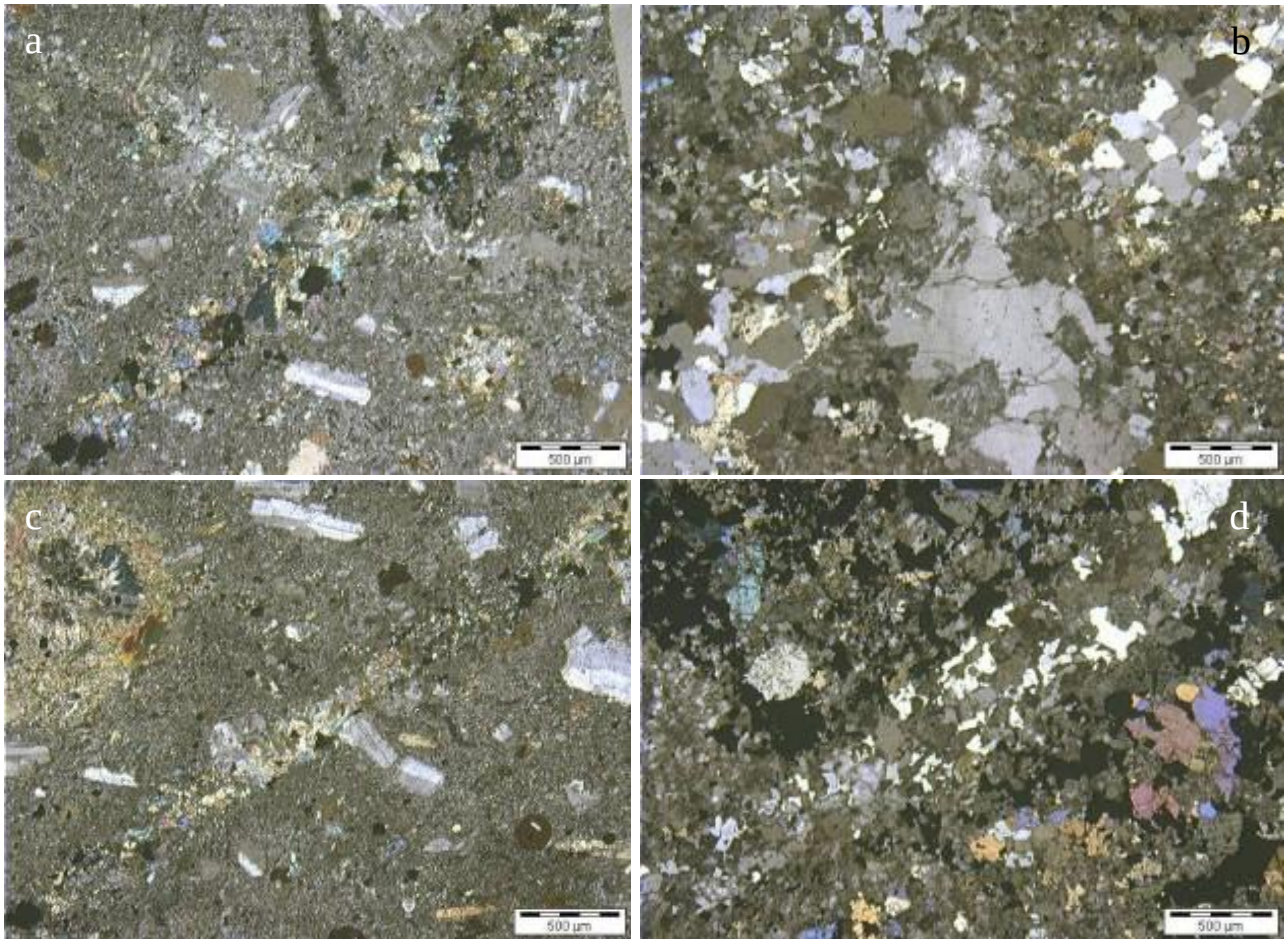


Abb. 38 Handstücke und Dünnschliffe von Gesteinsproben aus der Region Fakos der Insel Limnos. Die Fotos zeigen die in unterschiedlichen Alterationstypen vorkommenden Gänge unter Berücksichtigung ihrer Mineralparagenese. A) – „calcic ±sodic/potassic“ alteriertes Handstück mit Pyroxengang (P-Type), der einen Aktinolithgang (Act-Typ) in einem trachyandesitischen mafischen Dike (lem82) durchschneidet, B) – „calcic-potassic“ alterierter Monzonit mit aplitischem Gang (AP-Typ), der einen A-Typ-Quarzgang (A-Typ) kreuzt. a) - Dünnschliffphoto der Probe lem82 mit gekreuzten Polarisatoren. Ein Pyroxengang (P-Typ) schneidet einen Aktinolithgang (Act-Typ) in einem trachyandesitischen mafischen Dike, b) - Dünnschliffphoto der Probe lem87A₂ mit gekreuzten Polarisatoren wobei ein aplitischer Gang einen A-Typ-Quarzgang durchkreuzt, c) – Dünnschliffphoto der Probe lem82 mit gekreuzten Polarisatoren. Ein Anhydrit führender Pyroxengang (P-Typ) und d) - Dünnschliffphoto der Probe lem87A₂ mit gekreuzten Polarisatoren. Pyroxene und Biotit bilden eine Mineralsammlung und am Rand einen aplitischen Gang.

Tabelle 05 Repräsentative Gang-Typen der analysierten Gesteinsproben aus Limnos, nordöstliche ägäische See, Griechenland, und ihre Mineralbestandteile.

Alteration	Gangtyp	Gefüge	Mächtigkeit	Gangfüllung				Mächtigkeit	Gangummantelung			
				Gangminerale		Metallische Minerale			Gangminerale		Metallische Minerale	
				Hauptminerale	Nebenminerale	Hauptminerale	Nebenminerale		Hauptminerale	Nebenminerale	Hauptminerale	Nebenminerale
Phyllic	C-Typ	wellig	ca. 1mm	carb	tur, qz, sr	py	apt	-	-	-	-	-
	D-Typ	gerade bis wellig	0,5 bis 4cm	qz, carb, sr	act, tur, fsp, chl, adu	py, po	Au, Ru	-	-	-	-	-
	T-Typ	gerade	1 bis 2mm	tur	sr,qz	py	Ti, Au, cpy	2mm	qz, sr	epd,tur	py	Ru
	Q-Typ	gerade bis wellig	1mm	qz, carb, sr	qz, fsp	py	py	1,5cm	sr	carb	py	Jar
Potassic	Q-Typ	gerade bis wellig	1,3cm	qz, sr	fsp, bt	jar	po	1 bis 3cm	sr, qz	fsp	py	-
	A-Typ	gerade bis wellig	1 bis 2mm	qz, fsp, chl	bt, carb	mg	cpy, Lim, ±py	1 bis 2mm	fsp	bt, carb, chl	mg	py, cpy, Au
	AP-Typ	gerade	1 bis 5 cm	fsp, qz	cpx, bt	±mg	-	-	-	-	-	-
	M-Typ	wellig	1 bis 2mm	chl, bt, carb, fsp	cpx, epd, ±qz	mg	cpy, ±py, ±hem	1 bis 6mm	fsp, bt	carb, cpx, qz, Pl	mg	hem, py
Calcic-Potassic	Q-Typ	gerade bis wellig	1 bis 6mm	qz, carb, act	chl, epd, fsp,tur, ±bt	mg	±cpy	<1mm	fsp,bt	qz	hem	-
	Act-Typ	wellig	1 bis 4mm	act, fsp	carb, anh, ±qz	mg	py	<2mm	fsp, bt , carb	±hnb	mg	±py
	AP-Typ	gerade	1 bis 5 cm	fsp,qz	cpx, ±bt	±mg	-	-	-	-	-	-
	M-Typ	wellig	1mm	cpx, chl, fsp	±bt, ±qz	mg	-	2mm	fsp, chl	±qz	mg	-
Calcic±sodic/Potassic	M-Typ	gerade	1 cm	fsp, cpx	±chl	mg	-	1,5cm	fsp, cpx	±qz	mg	-
	P-Typ	gerade	<2mm	cpx, opx	-	mg	-	<1mm	bt, fsp	cpx+opx, apt	mg	-
Calcic-Sodic	A-Typ	gerade	ca. 2cm	pyn	±epd, ±chl, ±amph	mg	-	<2mm	fsp, cpx	±chl	mg	-

Abkürzungen stehen für: carb-Karbonat, Qz-Quarz, Sr- Serizit, Tur-Turmalin, Fsp-Feldspat, Chl-Chlorit, Bt-Biotit, Act-Aktinolith, Cpx-Klinopyroxen, Adu-Adulariat, Epd-Epidot, Apt-Apatit, Anh-Anhydrit, Au-Gold, Ru-Rutil, Ti-Titanit, Cpy-Chalkopyrit, Py-Pyrit, Lim-Limonit, Hem-Hämatit, Pl-Plagioklas, Hnb-Hornblende, Mg-Magnetit, Jar-Jarosit AP-Aplit, Po-Pyrrotin

6. Das tektonische Entstehungsmilieu der vorkommenden Gesteine

Im Gegensatz zu dem vom Mantelmaterial abgeleiteten Granitoidtypen, wie zum Beispiel dem M-Typ, steht die Genese der granitoiden Gesteine mit hoher Krustenbeteiligung in direktem Zusammenhang mit den tektonodynamischen Prozessen der kontinentalen Kruste und dem ihre Aufschmelzung verursachenden Orogenzyklus. Deswegen nimmt die Analyse ihres paläotektonischen Entstehungsmilieus in Bezug auf die Rekonstruktion geodynamischer Abläufe in der kontinentalen Lithosphäre eine Schlüsselposition ein. Die Beobachtung der Abläufe wird durch die Konservierung der Informationen über die zum Zeitpunkt der Bildung vorherrschenden Geneseprozesse möglich. Die bis heute nicht vollständig untersuchten Granitoide der Insel Limnos, in der nordöstlichen, griechischen, ägäischen See, sollen daher Aufschluss geben über die ihre Aufschmelzung bedingenden geodynamischen Prozesse sowie über das tektonische Entstehungsmilieu.

Auch der miozäne Magnetismus im Nordost des ägäischen Raums ermöglicht Hinweise zur Beschreibung des tektonischen Entstehungsmilieus der Gesteine von Limnos.

Die Schließung von Pindos, Vardar-Ismir-Ankara und Intra-Pontide Ozeane führte zur Bildung der Helleniden Gebirge während der Kreide bis zum Paläogen. Im Rhodopen Block verbreitete sich mesozoischer und paläogener Magnetismus, der mit einer intensiver Subduktionstätigkeit einherging. Im Paläozän begann in der Rhodopen eine postkollisionale extensionale Dehnung, deren Verbreitung in der ägäischen See bis in das Miozän andauerte. In Pe-Piper und Piper (2002) wurde die Verteilung von känozoischen magmatischen Gesteinen zusammengefasst, auf ihre Verteilung in Westanatolien wird von Dilek und Altunkaynak (2007) hingewiesen. Im Rhodopen in Nordwest-Anatolien war eozäner Kalk-Alkali-Plutonismus verbreitet. Ebenso waren der oligozäne I-Typ Granit und Kalk-Alkalien bis zu shoshonitischen vulkanischen Gesteinen im Rhodopen und Nordwest-Anatolien verbreitet. In Nordwest-Anatolien war die magmatische Tätigkeit mit kompressionaler tektonischer partieller Schmelze und einer subkontinentalen Krustenkontamination verbunden (Dilek und Altunkaynak 2007). Der ägäische shoshonitische Gürtel des frühen Miozäns zeigt räumliche und zeitliche Unterschiede zu oligozänem Vulkanismus in Griechenland, aber teilweise überlappt auch der oligozäne Vulkanismus im nordwestanatolischen Raum. Innerhalb des Suturs zwischen der Pelagonia und dem kontinentalen Block von Apulia befindet sich der shoshonitische Gürtel. Der kontinentale Block stammt aus der nordöstlichen Subduktion vom mesozoischen Pindos Ozean (Piper, 2006). Größere früh-miozäne Stratovulkane oder ihre verbliebenen Reste finden sich auf Limnos, Lesbos, Samothraki, Offshore vom Agios Evstratios und im breiteren Gebiet von Zentral-West-Anatolien (Pe-Piper und Piper, 2002; Vlahou et al., 2006; Altunkaynak und Dilek, 2006). Zum besseren Verständnis der Genesentstehung der nordöstlichen, griechischen, ägäischen, shoshonitischen, Gesteine wurden zwei tektonische Entstehungsmodelle vorgeschlagen: Aldanmaz et al. (2000) diskutieren eine untere krustale Ablösung oder Delaminierung als den Hauptgrund der Produktion des asthenosphärischen Auftriebs. Dilek und Altunkaynak (2007) betonten dagegen die wichtige Rolle einer krustalen Verdickung, die zu Bildung eines lithosphärischen Mantels führte.

6.1 Geochemische Eigenschaften des geotektonisch kontrollierten Milieus

Die Zusammensetzung und Herkunft des Edukts (z.B. sedimentär, magmatisch, metamorph etc.), der Aufschmelzgrad der/des Protolithen (originales nicht-metamorphisiertes Gestein), die Art und Zusammensetzung der anwesenden Fluide, die Interaktion mit den Restschmelzen und dem Nebengestein sowie die vorherrschenden P/T-Verhältnisse bedingen die Zusammensetzung einer granitischen Schmelze. Charakteristische Elemente und ihre Isotopensignaturen, die das jeweilige Entstehungsmilieu repräsentieren, beeinflussen das Zusammenwirken dieser Prozesse und Parameter erheblich. So kann durch post-magmatische Vorgänge in der Kruste, der primärmagmatische Fingerabdruck in vielfältiger Weise verändert werden. Die ursprüngliche chemische Zusammensetzung kann durch sekundäre Alterationsprozesse, wie z.B. durch das Einwirken von Fluiden, spätere Metamorphose-Ereignisse oder durch den Einfluss von meteorischer Verwitterung signifikant verändert werden. Die Auswirkungen von Metamorphosen und Alterationen, die chemische Variation der Edukte und der Anteil der beteiligten Kontaminanten führen dazu, dass jedes granitoide Gestein letztlich einzigartig ist. Weil bis heute noch keine allumfassenden Prozesse der Granitentstehung, des Aufstiegs und der Implatznahme im Detail diskutiert wurden, existieren bislang keine alle Aspekte berücksichtigenden, generell anwendbaren Genesemodelle. Die Vielzahl unterschiedlicher petrogenetischer Klassifikationsmodelle ist durch die beobachtete Vielzahl geochemischer Analogien in den Elementen bei Gesteinen aus vergleichbaren Entstehungsmilieus zu erklären. Trotz solcher Klassifikationsprobleme, vereinen einige die geochemisch-petrologischen Eigenschaften, die Art der Edukte und das „Tectonic-Setting“ in ein- und demselben Modell (z.B. M, I, S und A-Typen nach Chappel & White, 1984 s.u.). Barbarin (1990) fertigte eine Zusammenstellung der am verbreitetsten zur Anwendung kommenden Klassifikationsschemata und Genesemodelle.

6.2 Tektonische Rahme der Grundgebirgen Gesteinen aus Limnos

Folgende in der Literatur verbreitet Anwendung gefundene Klassifikationsmodelle von Shand (1943), Chappel & White (1974, 1983), Pearce et al. (1984), Harris et al. (1986), Castro et al. (1991) stellen das paläotektonische Entstehungsmilieu der verschiedenen kristallinen Grundgebirge von Limnos dar. Shand (1943) erklärt den Unterschied zwischen peraluminen, metaluminen und peralkalinen granitoiden Zusammensetzung durch die Verhältnisse von Al_2O_3 zu Na_2O , K_2O und CaO , wobei der krustale Charakter mit zunehmendem Al_2O_3 dominiert. Bei den subalkalinen Granitoiden aus Limnos wurden ASI (A/CNK) -Verhältnisse von ca. 1,0 bis 1,8 und höher beobachtet und somit eine deutlich ausgeprägte Peraluminität (Abb. 39). Die Dominanz von Al_2O_3 in Gesteinen wird verursacht durch den höheren Krustenanteil und ist auf die Alkalien-Mobilisierung und auf die Abfuhr von Si und die damit verbundene relative Anreicherung von Al während der Feldspatverwitterung zurückzuführen. Folgende Korrelationen lassen sich festhalten: peralkaline Granitoide mit einem M oder I-Typ (Chappel & White, 1974; 1983), meta-alumine Granitoide treten zusammen auf mit einem M oder I-Typ oder einem Hybrid-Typ (nach Castro et al. 1991, s.u.) und peralumine Granitoide mit einem S-Typ. Die Klassifikation der „Tectonic-Settings“ erfolgt mit Hilfe eines Modells chemischer Zuordnung zur Klassifikation der Eduktgesteine. Dafür haben Chappel und White (1974, 1983) vier Granit-Endgliedtypen benannt: die M, I, S und A-Typen und damit eine klare Brücke von der rein modalen chemischen Zuordnung.

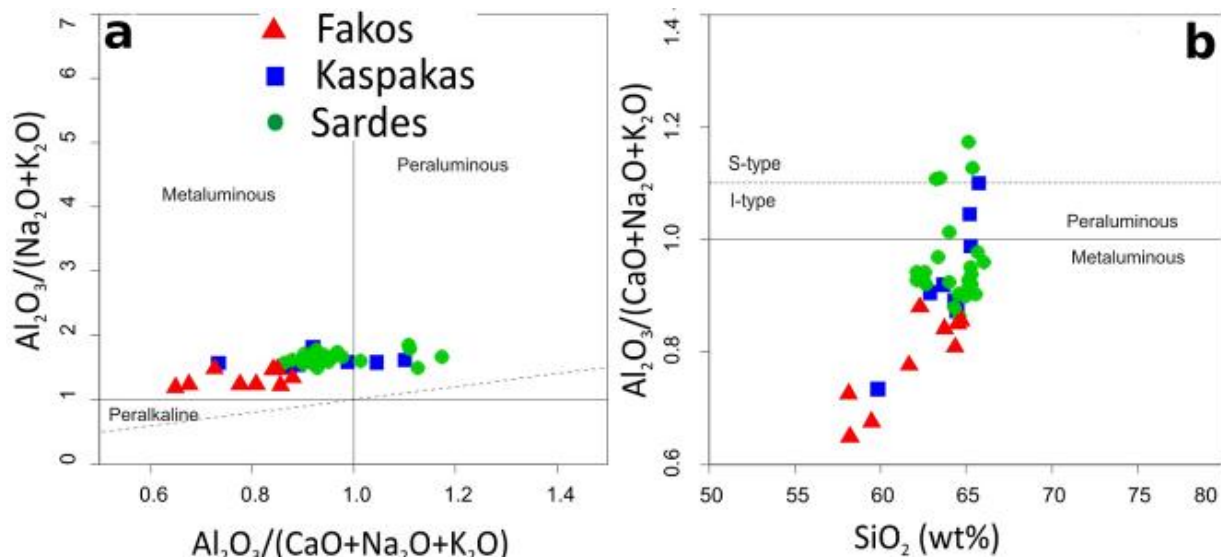


Abb. 39 Klassifikationsdiagrammen von Shand (1943) mit $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = \text{A/NK}$; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = \text{A/CNK}$ und wt%-Gewichtsprozent. a) - beschreibt die Metaluminosität und Peraluminosität der Granitoide aus Limnos und in b) - liegen die Gesteinsproben auf den Feldern der S und I-Type Granite.

6.2.1 M-Typ Granitoide (Mantel)

Diese meso- bis melanokraten M-Typen werden durch intensive magmatische Differentiationsprozesse (nach Bowens fraktionierter Kristallisation) direkt von Mantelschmelzen abgeleitet und sind frei von signifikanter krustaler Kontamination. In diesem Fall sind die ASI-Werte und $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisse <1 und die initialen Endwerte im Mantelbereich liegen bei -10 oder noch tiefer. Gabbros und Plagiogranite im Bereich der ozeanischen Rücken und Inselbögen sowie Tonalit und Quarzdiorite können als Beispiel hierfür dienen.

6.2.2 I-Typ Granitoide (Igneous)

Diese Gesteinsarten beinhalten im Gegensatz zu den M-Typen und dem krustendominierten S-Typ („sedimentary“) sowohl eine Krusten- als auch eine Mantel-Komponente mit variablen Mengen. Petrographisch spiegeln diese Gesteine den mafischen Mineralbestand wider, mit ihren Hauptkomponenten Biotit, Muskovit (Biotit $>$ Muskovit), Hornblende und Titanit. Als akzessorische Minerale können Ilmenit und Magnetit auftreten. Granat ist dagegen selten oder gar nicht zu finden. Die Anwesenheit von Phosphor gibt ebenso ein charakteristisches Zuordnungskriterium. Das Vorhandensein von Phosphor, der nach Chappel und White (1983) in reinen Quarz-Feldspatschmelzen fast unlöslich ist, bestätigt zweifelsfrei den I-Typ (Abb. 39b).

6.2.3 S-Typ Granitoide („sedimentary“)

Das Gestein enthält Feldspäte und Quarze als Hauptminerale und Muskovit und Biotit als weitere Komponenten, wobei Muskovit den Biotit dominiert. Bei einer erhöhten Peraluminosität können Cordierit und Granat in seltenen Fällen auftreten, wobei die chemische Zusammensetzung des sedimentären Ausgangsmaterials eine wichtige Rolle spielt. Ein weiter andauernder Verwitterungsprozess (chemische Verwitterung) könnte zum Auftreten von Granat als Folge eines Al-Überschusses führen. Das so erhöhte $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältniss folgt durch die Serizitisierung der Feldspäte, da die Elemente Na, Ca, Sr und Pb mobil sind, während Kalium

in den Tonmineralen zurückgehalten wird. Diese Beobachtung lässt sich mit dem Reifegrad eines Sediments korrelieren. Die S-Typen als auch die I-Typen können beide ähnliche geochemische Signaturen haben. Ob es sich um einen S-Typ oder um einen I-Typ handelt, lässt sich am Erhaltungszustand primärer Minerale im Dünnschliff analysieren. Das Ergebnis der Analysen in Abb. 39b zeigt, dass wenige Gesteinsproben aus Limnos (Sardes) die S-Typ-Zusammensetzung erreicht haben.

6.3 Tektonische Klassifikationen und vorkommende Granitoide

In Rahmen des tektonischen „settings“, sind die Granite allgemein in vier Hauptgruppen unterteilt: ozeanische „Ridge“ Granite (ORG), vulkanische „Arc“ Granite (VAG), „within plate“ Granite (WPG) und syn/post-Kollision Granite (Syn-COLG) (Pearce et al. 1984).

Jede Gruppe ist in weiteren petrologische und tektonische Subgruppen unterteilt. Die wichtigsten geologischen und petrologischen Eigenschaften jeder Granitart sind im Folgenden zusammengefasst.

6.3.1 „Ocean Ridge Granite“ (ORG)

Obwohl wenige granitische Gesteine direkt im tieferen Bereich der ozeanischen Kruste auskristallisieren, treten sie auf als kleine lokalisierte Gesteinskörper in oberen Teil der plutonischen Intrusionen (Engel & Fisher, 1975; Aumento, 1969; Aldiss, 1981; Sharaskin et al. 1984). Nach allgemeiner Beschreibung sind dies „ozeanische Plagiogranite“. Der Begriff umfasst auch die Graniten des „intra oceanic settings“ (auch als ozeanische Rücken-Granite bezeichnet) (Coleman & Peterman 1975 und Coleman & Donato 1979). Die Gruppe entsteht nur im unterem Bereich der ozeanischen Kruste oder in Ophiolitskomplex-Schichten mit Ausnahme von Intrusivkörpern, die diese Schichten, den Inselbogen sowie die ozeanische Insel Affinität durchschneiden.

Die Plagiogranite weisen Hornblende auf als ferromagnetische Minerale im Streicheisendiagramm als Quarzdiorit oder Tonalit. Eine weitere Entwicklung dieser Subgruppe, die nicht mit der Subduktionszone korreliert ist, sind die Alkalien und Kalk-Alkalien.

6.3.2 VAG („Volcanic Arc Granite“)

Nach Peccerillo & Taylor (1976) werden die vulkanischen Bogen-Granite zwischen ozeanischem und kontinentalem Rahmen gebildet. Diese Granitoide werden öfter auch mit primitivem tholeiitischem, ozeanischem Bogen verbunden. Sie umfassen ein breiteres Spektrum von Gesteinstypen und gehören damit zu denen, die in den aktiven kontinentalen Rand introduziert sind. Batholite bis zu Kalk-Alkalien und hoch-Kalium-Kalk-Alkalien oder shoshonitische Gesteinsserien wurden von Peccerillo & Taylor (1976) als VAG definiert. Es gibt eine systematische Variation der Hauptelemente und der mineralogischen Eigenschaften der vulkanischen Bogen-Granite.

Die im Streicheisendiagramm als Quarzdiorit und Tonalit dargestellten Granite aus dem ozeanischen tholeiitischen Bogen enthalten Hornblende als hauptferromagnetisches Mineral und sind nach der Klassifikation von Peacock „calcic“. Die Gesteine aus kalkalkalinen Bogen (ozeanischer oder kontinentaler Kruste) liegen im Streicheisendiagramm im Feld von Quarzdiorit, Quarzmonzonit, Tonalit und Granodiorit. Die Granite mit hohen Kalium-kalkalkaliner bis zu shoshonitischer Zusammensetzung liegen im Streicheisendiagramm auf

dem Feld von Quarzmonzonit, Granodiorit und Granit. Sie enthalten Biotit und Hornblenden als dominierende ferromagnetische Mineralphasen und gehören zu den Kalkalkalien bis zu Alkalien- („calcic“, gemäß „Peacock’s“-Klassifikation). Diese Gesteine können von metaluminös bis zu leicht peraluminös variieren.

6.3.3 „Within Plate Granite“ (WPG)

Die Mehrheit dieser Gesteine befinden sich im Streckeisendiagramm auf dem Feld von Quarzsyenit, Granit und Alkaligranit. Sie gehören nach der Klassifikation von Peacock zur Alkalien-Serie und werden als A-Typ-Granit eingestuft. Ihre ferromagnetischen Mineralphasen erstrecken sich von Natrium-Amphibolen, Natrium-Pyroxen bis zu Biotit-Natrium Amphibolen und variieren von peraluminös bis zu peralkalin.

6.3.4 „Collision Granite“ (Syn-COLG)

Wenn man die Art von Kollision betrachtet (Kontinent-Kontinent, Kontinent-Bogen oder Bogen-Bogen) und die hauptsächlichen tektonischen Änderungen (Syn-Kollision, post-Kollision) hinzuzieht, sind diese Granite die primär gebildeten Gesteine.

Diese Gruppe von Graniten sind in syn-tektonische und post-tektonische in Subgruppen unterteilt (Harris et al. 1984).

Die meisten dieser Gesteine kommen aus dem „Hercynian“, Himalaya und Alpenen Zonen, wo der Magmatismus und die tektonischen Verhältnisse besser untersucht sind. Der syn-tektonische Granit befindet sich im Streckeisendiagramm auf dem Feld von Granit. Es handelt sich um Muskovit-haltige Granite, peraluminös die mehr mit S-Typ-Granit verbunden sind, während post-tektonische Granitoide meist Biotit und Hornblende als ferromagnetische Minerale aufweisen. Sie finden sich im Streckeisendiagramm zusammen mit den vulkanischen Bogen-Graniten und gehören zu den Kalkalkalien-Serien. Sie ähneln auch den I-Typ-Graniten mit einer metaluminösen bis leicht peraluminösen Zusammensetzung.

7. Tektonische Klassifikation der Granitoide von Limnos

Pearce et al. (1984) klassifizieren die verschiedenen tektonischen „settings“ mit Hilfe der Verteilung der Elemente Rb, Ta, Nb, Y und Nb. Diese empirische Einteilung basiert auf Analyseergebnissen von ca. 600 Granitoiden. Da die Höhe der Ionenladung oder das Potenzial der Elemente Rb, Ta, Nb, Y und Yb in der genannten Reihenfolge zunimmt, nimmt ihre Inkompatibilität ab. Wegen der Größe seines Ionenradius‘ gehört Rb zur LILE-Gruppe, Ta, Nb, Y und Yb gehören zur HFSE-Gruppe. Aufgrund ihrer höheren Ionenladung verhalten sich diese während der Alterationsprozesse relativ immobil. Nur Rb kann wegen seiner schwachen Ionenladung leichter bei der Verwitterung mobilisiert werden. Die höher geladenen Ionen der eher kompatiblen HFSE (Yb und Y) zeigen eine geringere Affinität zum schmelzflüssigen Anteil während Rb aufgrund seines niedrigen Ionenpotenzials in der Schmelze angereichert wird. LILE werden aufgrund ihrer Inkompatibilität in den Schmelzen angereichert, während die Magmen abkühlen. Das Element Nb wird während der Krustalprozesse abgereichert, was eine charakteristische, negative Nb-Korrelation bei Granitoiden mit höherem Krustenanteil wie COLG und VAGS kennzeichnet (Pearce et al. 1984). Nach Pearce et al. (1984) erfolgt die Unterteilung zwischen WPG+ORG einerseits und VAG+COLG+ORG andererseits wegen der Komponenten Nb und SiO₂. Das Probenspektrum liegt wegen der niedrigen Nb-Konzentration

im Bereich von VAG+COLG+ORG (negative Nb-Anomalie im Spiderdiagramm) (Abb. 12). Dass Phänomen gilt als Hinweis auf Krustalprozesse (Abb. 40b).

Das Variationsdiagramm SiO_2 vs. Y liefert keine eindeutige Trennung zwischen WPG+ORG und VAG+COLG+ORG außer den Proben aus Kaspakas, die sich im Feld von VAG+COLG+ORG befinden (Abb. 40a). Aufgrund seiner relativen Kompatibilität wird das Element Nb während der Krustalprozesse abgereichert. In der Abb. 40 liegen alle Probenzusammensetzungen (außer denen aus Fakos) auf dem Feld von VAG+COLG.

Das Diagramm Nb vs. SiO_2 (Abb. 40b) zeigt ein Probenspektrum (bis auf zwei Proben aus Fakos). Das Plot Y vs. Nb-Diagramm Abb. 40d, zeigt die analysierten Proben wegen ihres niedrigen Y-Gehalts in dem Bereich VAG+syn-COLG mit Entwicklung in Richtung WPG. Im Diagramm Nb+Y vs. Rb Abb. 40c sind wegen niedrigem Y+Nb- und höherem Rb-Gehalt die Proben überwiegend im Gebiet VAG eingeordnet mit geringer Überlappung mit dem WPG-Feld.

Die Auswertung des tektonischen „settings“ lässt sich nach Pearce et al. (1984) wie folgt zusammenfassen: Ozeanischer Rückengranit (ORG) und syn-Kollisions-Granit (syn-COLG) kommen als tektonisches Entstehungsmilieu nicht in Frage. In der Abb. 40c hat die Rb-Konzentration das syn-COLG-Feld nicht erreicht und damit erfolgt eine klare Trennung zwischen vulkanischem Bogen-Granit und syn-COLG. Die Abb. 40c-d weisen den vulkanischen Bogen-Granit (VAG) und das intra-Platten-Granit (WPG) als tektonisches Entstehungsmilieu der Granitoide von Limnos auf.

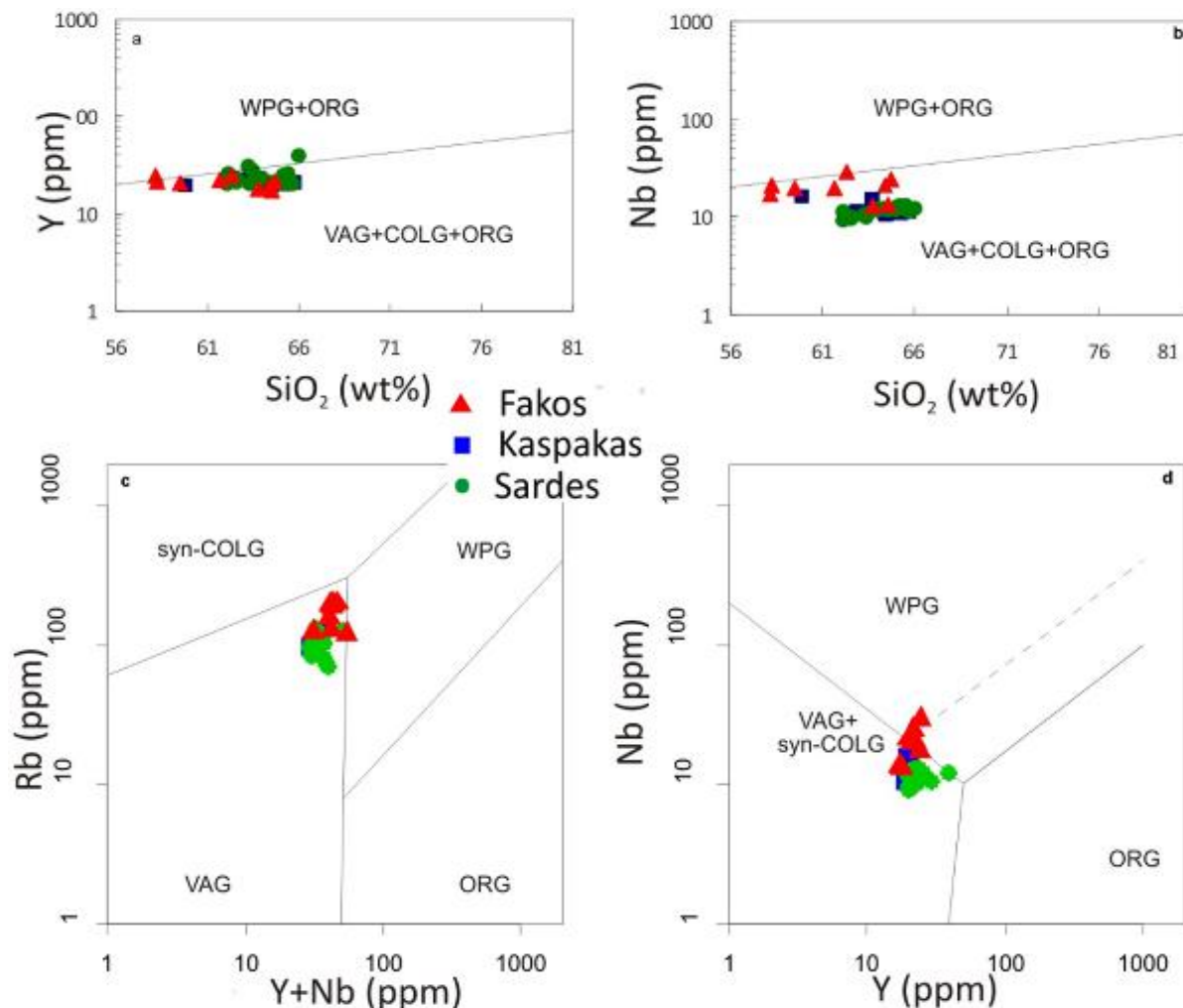


Abb. 40: Spurenelemente in tektonischen Diskriminationsdiagrammen für Granitoidproben aus Sardes, Kaspakas und Fakos (nach Pearce et al. 1984); mit WPG- „Intra-plate“ Granit; VAG-vulkanischer Bogen-Granit; ORG-Ozeanischer Bogen-Granit, syn-COLG-Syn-Kollisionsgranit, ppm-part per million und wt%-Gewichtsprozent.

8. Aufschmelzung und chemische Zusammensetzung der subduzierten Platte

Krustale Materialien des Erdmantels können durch Konvergenzen subduziert werden, schmelzen auf und recyclieren wieder in den Krustalbereich. Subduzierte, kontinentale Sedimente können im vulkanischen Bogen auftauchen (Armstrong 1968). Neuere experimentelle Arbeiten zeigen, dass ozeanische basaltische Schmelze kalkalkaline, andesitische und hoch Aluminium-basaltische Magmen im vulkanischen Bogen produzieren kann (Brophy und Marsh, 1986; Green und Rignwood, 1968; Marsh, 1976). Magmen aus konvergenten Plattenbewegungen resultieren meist aus Subduktionskomponenten. Diese sind gekennzeichnet durch eine starke Anreicherung flüchtig-mobiler, inkompatibler Spurenelemente (LILE e.g., Rb, K, Ba, Sr), weisen aber eine starke Abreicherung von HFSE auf (z.B. Nb, Ta, Zr, Ti, Hf) (Gill 1981; Hawkesworth et al.; 1991, Kay, 1980; Perfit et al., 1980, Tassumi et al., 1986, Woodhead et al., 1993).

8.1 Adakite

Adakite Magmen sind ähnlich zu anderen magmatischen Gesteinen bezüglich ihrer Hauptanteile und ihrer Lithologie, sie haben eine große Breite von Hauptelementen und petrographischen Eigenschaften (Defant und Drummond, 1990; Yogodzinski und Kelemen, 1998). Die Spurenelement-Zusammensetzung unterscheidet adakite Magmen von Bogenmagmen aus dem Mantelkeil (Tabelle 06). Im Vergleich zu Bogenmagma besitzen Adakite magnetische, andesitische Gruppen hoher Sr/Y und La/Yb Verhältnisse, aber niedrige Y und Yb Anteile. Die Darstellung von Sr/Y gegen Y und La/Yb gegen Yb gilt als Kriterium zur Identifikation von Adakiten, aber auch der Herkunft der Krustalschmelze (Sjona et al.; 1996; Calmus et al., 2003; Thorkelson und Breitsprecher, 2005; Yogodzinski et al., 2001; Gao et al., 2007; König et al., 2007; Guivel et al., 2003; Kay et al., 1993).

8.2 Hoch-Niob (Nb)-Basalt

„Defant et al. (1992) haben festgestellt, dass einige seltene Bogenbasalte alkalischen Charakter und auch HFSE angereichert sind (insbesondere Nb>20 ppm im Vergleich zu <4 ppm für typischen Bogen-Basalt). Solche Basalte finden sich mit Adakiten im Bogen, wo junge (≤ 25 M) basaltische Kruste subduktiert. Nach Reagan und Gill (1989) wird dieser alkalische Basalt hoch-Nb-Basalt genannt.

Die Adakitschmelze liefert durch Aufschmelzung subduktierter, basaltischer Kruste Amphibole im Mantelkeil. Durch Aufschmelzung dieser Amphibole wird HFSE im Mantelperidotit angereichert, der am Ende hoch-Nb-Basalt produziert (Defant und Kepezhinski, 2001).

8.3 Cu-Au Porphyry Mineralisation und Adakit-Magmen

Die meisten Cu-Au-Porphyre sind mit Adakit-Magmen verbunden (Thieblemont et al. 1997). Adakit-Magmen sind dabei die wichtigsten Metallquellen. Hydrothermale Cu-Au-Porphyre, epithermale Mineralisation (Borisova et al.; 2006; Mungall, 2002, Oyazun et al., 1997) und die verbundene Cu-Au-Erzmineralisation gelten als Indikator für eine Krustalschmelze.

Die besondere chemische Zusammensetzung von Adakit-Magmen gegenüber anderen Magmen basiert auf der Wechselwirkung der Adakit-Cu-Au-Erzmineralisation. Wegen ihres starken oxidierenden Zustandes, der hohen Sulfid- und Wassergehalte und seiner hydrothermalen Charakteristika bei hoher Viskosität, sind Adakit-Magmen sehr effizient für die Metallkonzentration (Mungall, 2002; Sajona und Maury, 1998).

8.4 Auswertung von Adakit-ähnlichen Granitoiden aus Limnos

Tabelle 06 Zeitliche Entwicklung der wichtigsten diagnostischen Merkmale von Adakit-Magmas (entnommen aus Paterno R. (Castillo 2011))

Parameter	Defant & Drummond (1990)	Defant & Drummond (1993)	Sajona et al. (1993)	Drummond et al. (1996)	Yogodzinski & Kelemen (1998) ^b	Martin (1999)	Defant & Kepezhinskas (2001)	Martin et al. (2005) ^c	Martin et al. (2005) ^d	Richards & Kerrich (2007)	Danyushevsky et al. (2008) ^e	Hastie et al. (2010b)
SiO ₂ (wt.%)	≥56				≥56	>56	>56	56	65	≥56	58–67	>65
Al ₂ O ₃ (wt.%)	≥15	>15 ^a	>14.5	>15 ^a			>15	15.7	16.6	≥15	15–18	>15
MgO (wt.%)	<3, rarely >6		<3		>4.4			5.2	2.2	<3	1–5	≤2
Na ₂ O (wt.%)			3.0–7.4			3.5–7.5	>3.5	4.1	4.2	≥3.5	4–5	>3.8
Sr (ppm)	≥400		≥350		>1170	300–2000	>400	2051	565	≥400	780–1700	>66
Y (ppm)	≤18	≤18	≤14			≤18	≤18	13	10	≤18	10–36	<~13
Yb (ppm)	≤1.9	≤1.9	≤1.4		<1	≤1.8	≤1.9	0.93	0.88	≤1.9	<~1–1.7	<0.9
Ni (ppm)			9–45			20–40		103	20	≥20	10–114	≤30
Cr (ppm)			14–66			30–50		157	41	≥30	8–140	≤40
Sr/Y		≥20	≥32				≥40	162	56	≥20	>120	>7
La/Yb		≥~8	≥8		>17		≥20	43	21	≥20	>30	>5
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	<0.7040			<0.7045						≤0.7045		
Age of crust ^f	≤25		~55	≤25	≥40	≤20		≤20	≤20	≤25	≥65 (?)	~30–40

Die Analyse von 42 Gesteinsproben aus Sardes, Fakos und Kaspakas von der griechischen Insel Limnos sind in Abb. 41 zusammengefasst. Im Diagramm (a) der Abb. 41, wurde Sr/Y gegen Y dargestellt und in (b) wurde La/Yb gegen Yb dargestellt.

Trotz der unterschiedlichen Herkünfte der Proben von der Insel zeigen diese in Harkerdiagrammen stimmige Trends (Abb. 11) in Richtung Adakit. Wie beide Diagramme (a und b Abb. 41) zeigen, fallen fast alle Granitoide in der Nähe des Feldes von Adakit. Die Darstellung der Verhältnisse Sr/Y gegen Y und La/Yb gegen Yb belegen allerdings nicht eindeutig, dass diese Gesteine durch Krustalaufschmelzung entstanden sind.

Die Analyse der hohen Sr/Y und La/Yb Verhältnisse (bei ≥ 20 für ein gegebenes Minimum von ca. 57 wt%-SiO₂) sprechen jedoch deutlich für adakitähnliche Granitoide (Abb. 41). Weitere Hinweise sind die Konzentrationen von Yttrium (Y) und Ytterbium (Yb) in der Schmelze. Für 57 wt% SiO₂-Gehalt liegt die Konzentration von Y bei ca. 18 ppm und für Yb bei 1,9 ppm in beiden Darstellungen (Abb. 41a und b). Dies bestätigt die abnehmende Konzentration von Y und Yb im adakitähnlichen, basaltischen Magma, von dem die Granitoiden aus Limnos stammen (Abb. 41).

Die Y und Yb Depletion hat die normale Zusammensetzung des Bogenmagmas nicht erreicht (Abb. 11) und ist damit ein zusätzliches Argument für ein ähnliches Adakit-Magma. Die in den Diagrammen in Abb. 41 erkennbaren Trends sprechen für einen fraktionierten Kristallisationsprozess (ACF) und geht aus von möglichem basaltischen Andesit bis zu einer adakiten Zusammensetzung. Die Entwicklung der Sr/Y Verhältnisse von 20 bis ca. 99 ppm, die von Sr von 600 bis 2000 ppm bei einem SiO₂-Gehalt von ≥ 57 ppm wt%, reflektiert den Beginn der Plagioklas-Fraktionierung in einer andesitischen Gesteinszusammensetzung. Plagioklase sind die Hauptphänokristall-Phasen in den untersuchten Granitoiden (Abb. 08). Die während der Sr-Konzentration abnehmenden Y und Yb-Gehalte zeigen eine kombinierte Hornblende-, Klinopyroxen- und Titanit-Fraktionierung (Abb. 08). Die niedrige Konzentration von Y und Yb in den untersuchten Granitoiden könnte belegen, dass die Gesteine nicht durch Aufschmelzung von partiellem hydratisierten Mantelkeil gebildet wurden, sondern durch das Aufschmelzen von subduktiertem Plattenmaterial und der konsistenten magmatischen Entwicklung der MASH und AFC Prozesse.

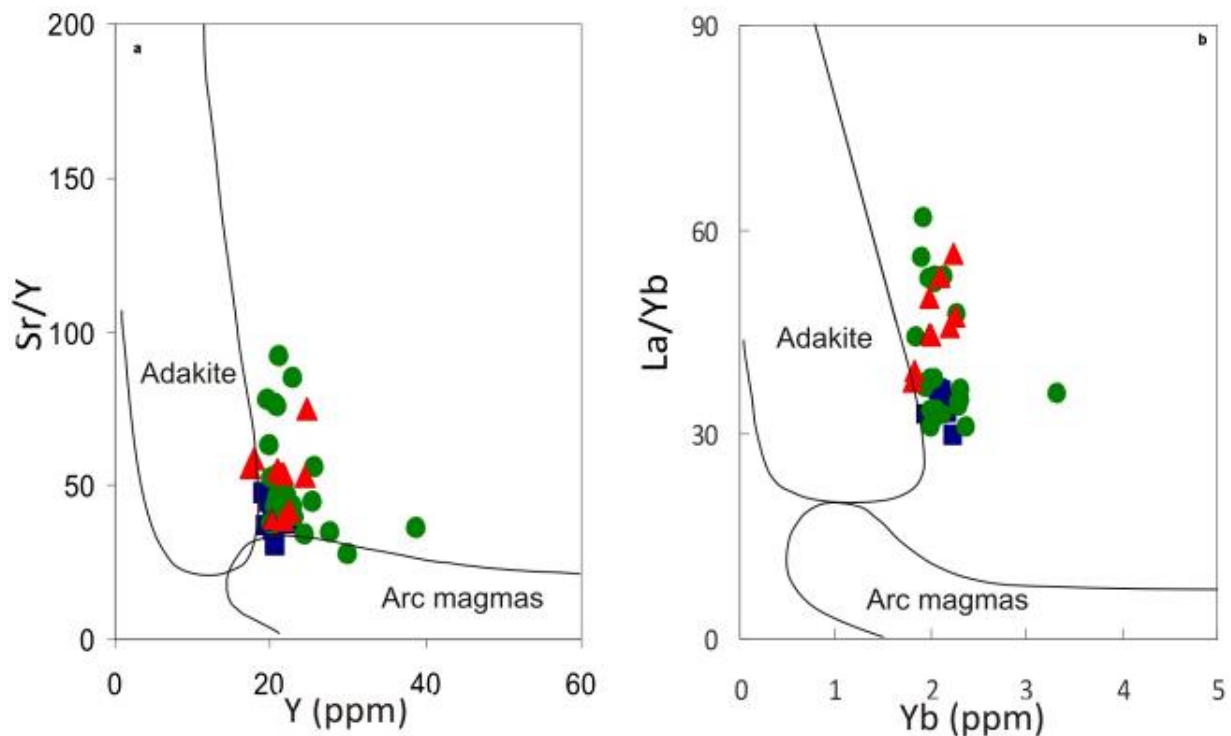


Abb. 41 a) Sr/Y Verhältnisse (Defant und Drummond, 1993) Abb. 41 b) La/Yb gegen Yb (Castillo et al., 1999).

8.5 Genese der Magmen-bildenden Gesteine von Limnos

Die Abreicherung von Nb, Ta und die Verhältnisse Ba/La, Ba/Th, Rb/Y, Sr/Th Sr/Nd und die Anreicherung von LILE (z.B. Ba, Rb, Sr), U und Pb wird möglich durch Fluid-Zufuhr aus dem Mantelkeil und der Entwässerung der subduktierten Platte (Pearce und Peate 1995; Keppler 1996). Der Metasomatismus des Erdmantels während der Aufschmelzung der subduktierten sedimentären Komponenten führen zur Anreicherung von Th, La und Nb (Tatsumi et al. 1986; Plank und Langmuir 1993; Brenan et al. 1995; Pearce und Peate 1995; Plank 2005). Abb. 42a zeigt die Granitoide von Limnos, deren veränderliches Th/Yb-Verhältnis (verbunden mit einer Veränderung von Ta/Yb) eine intraplatte Anreicherung. Die extreme Zunahme der Ba-Konzentration (1200-3250 ppm), von Sr (ca. 600 bis ca. 2100 ppm) und von der Ba/La (ca.17 - 35) -Wechselwirkung der Gesteinsproben aus Sardes, Kaspakas und Fakos basiert auf der Zufuhr wässriger Fluide aus dem Mantelkeil in den sublithosphärischen Mantel. Abb. 42 zeigt die Wechselwirkung von Nb/Y (ca. 0,05-1, 25) bei hohem Gehalt an Barium (Ba). Die Darstellung von Nb/Y gegen Rb/Y (Abb. 42c) zeigt eine Elementanreicherung durch die beweglichen Fluide (fluid-mobile element enrichment) und eine angereicherte Schmelze (melt-related enrichment). Eine solche metasomatische Wechselwirkung wird auch dokumentiert durch eine Anreicherung über Fluide und Anreicherung durch aufgeschmolzene Sedimente (Th/Nb gegen Ba/La Abb. 42d und Th/Yb gegen Ba/La Abb. 42e). Die Gesteinsproben zeigen eine hohe Korrelation von Ba/Nb und Th/Nb und Th/Nb gegen Ba/Nb (Abb. 42f).

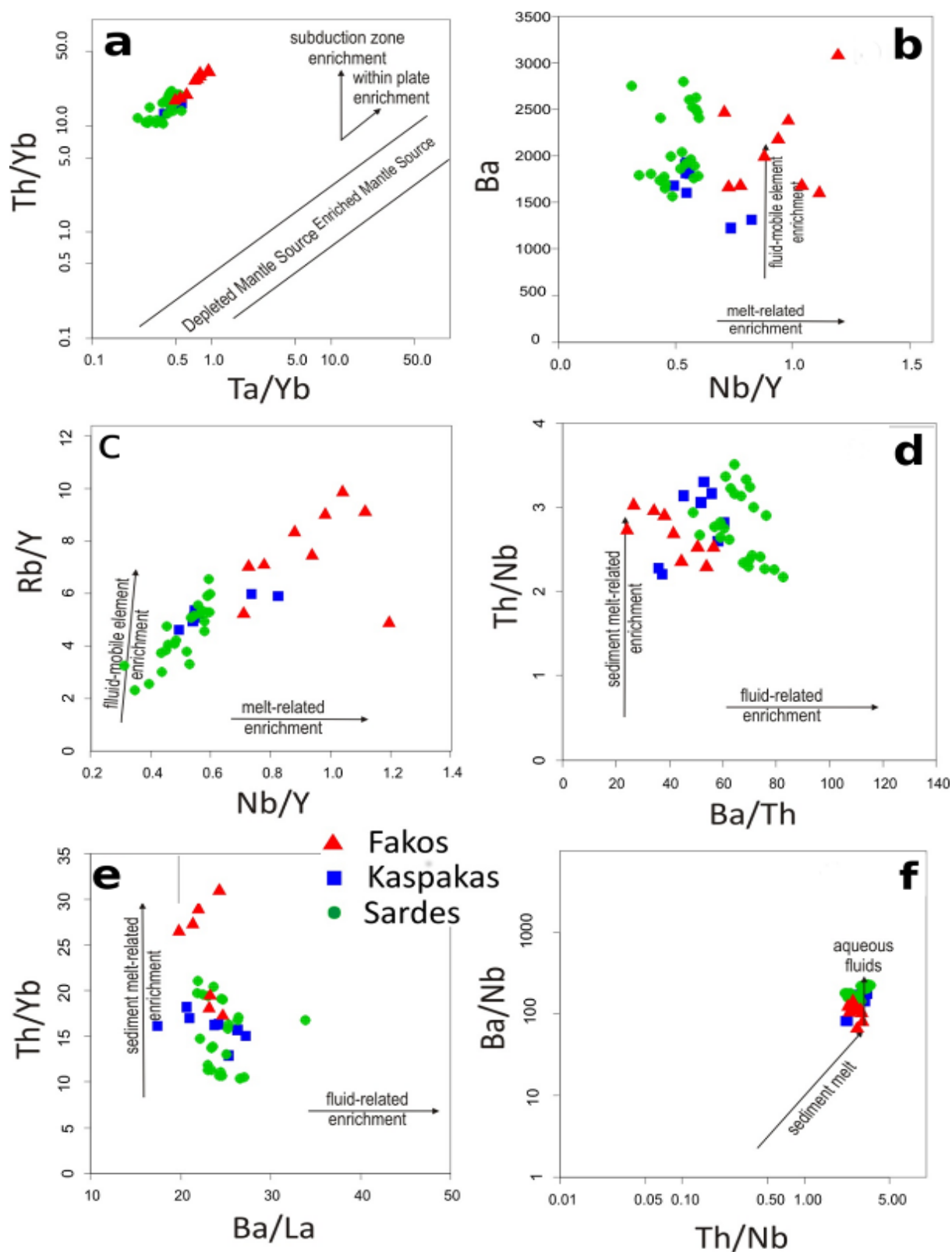


Abb. 42 Magmenentwicklung während der Abkühlungsprozesse a) Ta/Yb gegen Th/Yb Diskriminationsdiagramme nach Pearce (1983), b) Nb/Yb gegen Ba (ppm), c) Nb/Y gegen Rb/Y (Zhao und Zhou 2007), d) Ba/Th gegen Th/Nb e) Ba/La gegen Ba/Nb-Diagramm mit Sedimentschmelze und wässrigen Fluiden in Streichrichtung (Ribeiro et al. 2013)

9. Metallanreicherung und Erzmineral-Paragenese

Wie in den Nachbarregionen sind die auf Limnos vorkommenden Gesteine stark mit Erzmineralen und metallischen Elementen angereichert. Limnos ist daher, wie viele andere Regionen des Nordägäischen Raumes, potentiell für geologische und mineralogische Prospektionsarbeit interessant. Zu Limnos gibt es Arbeiten von Voudouris und Alfieris (2005); primär beziehen sie sich auf das Gebiet Fakos und bilden eine erste Grundlage für diese Arbeit. Das Ergebnis der Metallanreicherung in der vorliegenden Arbeit und die Ergebnisse von Voudouris und Alfieris (2005) zeigen Ähnlichkeiten zum Gebiet Fakos.

Abgesehen von der Alteration, den Gangtypen, sowie der hydrothermalen und epithermalen Fluidzusammensetzung, kann man die Metallanreicherung auf Limnos in zwei unterschiedliche Kategorien unterteilen:

- Die hypogenen Erzminerale und die metallischen Elemente, deren Anreicherung mit Porphyry und Alterationsarten, wie „potassic“, „calcic-potassic“, „calcic-sodic“ und „calcic ±sodic/potassic“ zusammenhängen.
- Den Übergang von Porphyry zu epithermal (phyllic) und epithermaler Alteration: dies umfasst die „sericitic“, „high sulfidation“ und „advanced argillic“ Alterationen.

Tabelle 5 (Gangmineralisationen Kapitel 5, Tabelle 6 (Erzmineral-Paragenese) und Tabelle 07 Kapitel 9 (Metallanreicherung) sowie Abb. 43 zeigen eine hohe Anreicherung von Erzmineralen und metallischen Elementen im tieferen Bereich des Porphyrys oder des hypogenen Milieus („potassic“, „calcic-potassic“, „calcic-sodic“ Alteration) sowie Gold und Tellurid-Gehalte im epithermalen Bereich.

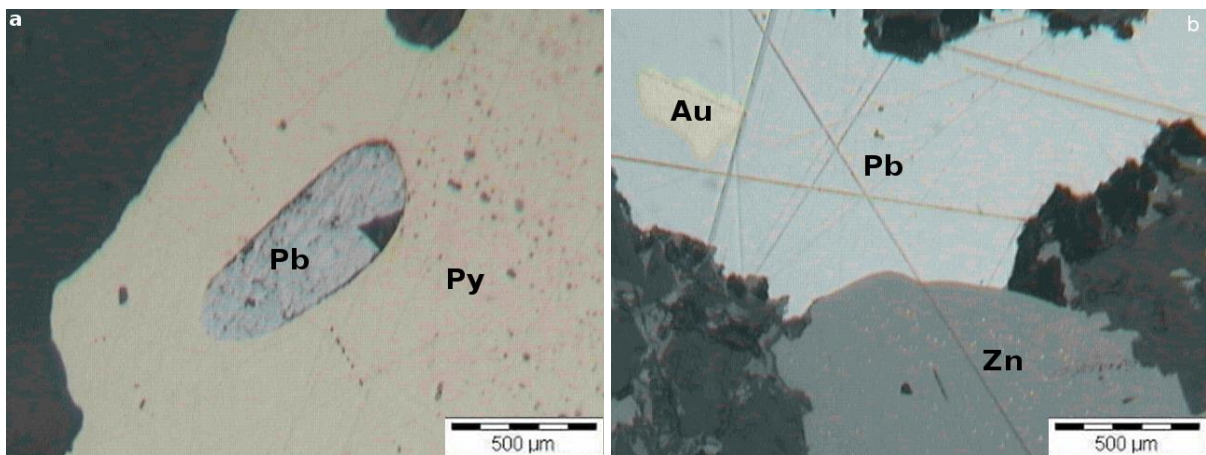


Abb. 43 Schliffaufnahmen von Erzmineralen aus Kaspakas; a) - lem4 phyllic Alteration mit Pb-Bleiglanz als Einschluss in Pyrit (Py) und b) - Lem19/IV epithermale Mineralisation mit Gold, Zinkblende und Bleiglanz.

Tabelle 07 Paragenetische Sequenz für die zwei Stufen der Erzmineralisierung der Cu-Porphyr Lagerstätte auf Limnos (auf der Basis von Erzmikroskopie)

Region	Kaspakas		Sardes					Fakos					
Alterationen Minerale	phyllic	propylitic	potassic	phyllic	propylitic	calcic- potassic	high sulfidation	potassic	phyllic	calcic- potassic	calcic± sodic/potassic	calcic- sodic	advanced argillic
Pyrit													
Chalkopyrit													
Zinkblende													
Bornit													
Bleiglanz													
Magnetit													
Hämatit													
Molybdänit													
Pyrrhotin													
Bismut													
Tetraedrit													
Limonit													
Gold													
Rutil													
Markasit													
Telluride													

■ Stark angereichert

▬ ± angereichert

— Nicht angereichert

9.1 Hypogene Mineralisation

Dieser Mineralisationsraum umfasst die „potassic“, „calcic-potassic“, „calcic-sodic“ und „calcic $\pm$ sodic/potassic“ Alteration. Wie von Voudouris und Dimitrios Alfieris (2005) erwähnt, sind Erze durch Gangfüllungen, Dissemination und in Quarzgängen abgelagert. Der M-Typ, EB-Typ und A-Typ sind die verschiedenen Gangtypen, die hier mit hypogenen Erzmineralen und metallischen Elementen zu tun haben. Die hypogenen Erzminerale umfassen Sulfide wie Bornit, Kupferkies, Pyrit, Pyrrhotin, Bleiglanz, Molybdänit und Sulfosalze. Die Oxide bestehen meist aus Eisenoxiden wie Magnetit und Hämatit, die mit sulfiden Erzmineralen räumlich assoziiert sind.

Die gesamtmetallische Mineralparagenese zeigt, dass Magnetit, Kupferkies und Bornit zuerst abgelagert wurden und dann Pyrit, Hämatit, Bleiglanz und Zinkblende (Fornadel et al. 2012). Unter der Annahme, dass den tieferen Bereich der Porphyre die Alterationstufe „potassic“, „calcic-potassic“, „calcic-sodic“ und „calcic $\pm$ sodic/potassic“ Alterationsraum umfasst, nimmt die Konzentration bzw. Anreicherung von Cu und der Erzminerale Kupferkies und Bornit von unten nach außen im Porphyry ab.

Eine Vergleichsanalyse (Tabelle 7, Erzmineral-Anreicherung und Tabelle 08, metallische Elemente sowie Abb. 44) zeigen, dass die metallischen Elemente Cu, Fe und Erzminerale wie Kupferkies, Pyrit und Magnetit stark im tieferen Bereich des Porphyrs angereichert sind.

Die hohe Konzentration von Limonit bestätigt, dass der Bereich stark oxidiert wurde.

Das Element Cu mit einer Konzentration von 9,2 bis 1367 ppm ist hier extrem stark angereichert, besonders in dem Gebiet Fakos, wobei der Elementgehalt in der „calcic-potassic“ Alteration bis 1367 ppm erreicht (Tabelle 7). In Fakos erreicht auch das Element Fe mit 16,8 wt % seine höchste Konzentration in dem gesamten tieferen Bereich des Porphyrs.

Molybdänit wird in Sardes durch „potassic“ und „calcic-potassic“ Alteration gebildet (Tabelle 6 und Abb. 44). Andere metallische Elemente kommen in folgenden Konzentrationen vor: Pb mit bis zu 492 ppm in der „calcic-potassic“ Alteration, Co bis zu 118 ppm in der „potassic“ Alteration. Alle diese Elemente sind in den Gebieten Fakos und Sardes auf der Insel Limnos angereichert (Tabelle 7).

9.2 Epithermale Erzminerale und metallische Elementanreicherung („Sericitic“ und epithermale Alteration)

In dieser zweiten Stufe der metallischen Anreicherung im Cu-Porphyry der Insel Limnos werden verschiedene Erzminerale und weitere metallische Elemente in den verschiedenen Gebieten der Insel Limnos angereichert.

-In Kaspakas: Erzminerale wie Pyrit, Kupferkies, Sphalerit, Bleiglanz und Markasit sind hier die einzigen ausgeprägt gebildeten Sulfide. Oxide treten als Magnetit und Hämatit auf (Tabelle 7). Alle diese Erzminerale sind durch „sericitic“ bzw. „phyllic“ und „propylitic“ Alteration angereichert (Tabelle 07 und Abb. 44). Die metallischen Elemente wie Zn, Ag, As, und Se sind hier besonders stark angereichert mit bis zu 644 ppm durch „sericitic“ Alteration (Tabelle 7).

9.2.1 Gebiet Fakos

Die haupt-sulfidischen Erzminerale sind Pyrit, Pyrrhotin, Limonit und diese wurden durch „sericitic“ Alteration gebildet. Oxide Erzminerale, wie Eisenoxide treten nicht auf. Die metallische Elementanreicherung betrifft die Elemente Mo, Cu und Pb und diese sind im tieferen Bereich des Porphyrs in Fakos relativ schwach angereichert (Tabelle 7 Abb. 44).

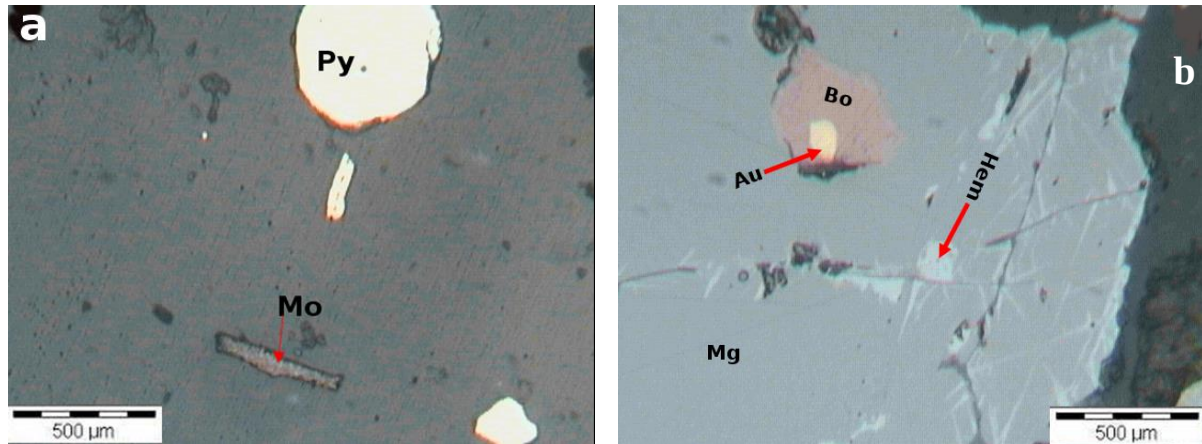


Abb. 44 Erzmineralparagenese in Sardes und Fakos mit a) - lem30 „sericitic“ Alteration mit Py-Pyrit und Mo-Molybdänit und b) - lem87A₂ aus „calcic-potassic“ Alteration mit Bo-(Bornit), Au-(Gold), Mg-(Magnetit) und Hem-(Hämatit).

Tabelle 08: Metallische Elementanreicherung der drei untersuchten Gebiete (Kaspakas, Sardes und Fakos) der Insel Limnos. Konzentrationen in (ppm).

Region	Alterationstyp	Proben	Angereicherte chemische Elemente (ppm)																		
			NG	Mo 0,1	Cu 0,1	Pb 0,1	Zn 1	Ag 0,1	Ni 0,1	Co 0,2	Fe(%) 0,01	As 1	Sb 0,1	Bi 0,1	Sn 0,1	Re 0,005	Te 0,5	Tl 0,5	Cd 0,1	In 0,05	Se 1
Kaspakas	Serizitisch	lem3		71,4	10,5	260,3	2	0,3	3,1	37,6	1,48	7	24,8	2,6	5,8	0,006	< 0,5	0,4	< 0,1	0,05	5
		lem4		53	79,3	245	24	1,5	6,9	45,9	3,55	17	18,1	7	10,1	0,027	0,6	7,6	< 0,1	0,25	9
		lem5		6	24,4	309,9	644	0,6	15,7	54	5,16	11	7,8	4,7	22,3	< 0,005	0,7	5	4,7	0,13	6
		lem5b		50,6	84,4	389,8	11	1,5	1,5	40,5	2,68	49	29,1	1,5	3,6	0,02	1,3	3,5	< 0,1	0,05	2
		lem6		2,1	9,2	123,6	118	0,6	7,5	53,3	3,3	13	1,2	1,8	2,2	0,007	< 0,5	3,4	0,6	0,05	< 1
		lem7		5,9	109,5	187,6	31	0,4	40	51	3,13	7	3,1	64,4	3,7	0,015	47,4	5,4	< 0,1	0,07	4
		lem9		4,6	3,6	5,3	5	0,7	18,7	100,2	0,92	37	13,4	0,2	0,7	0,006	< 0,5	1	< 0,1	< 0,05	< 1
		lem11		20,6	53,6	81,4	4	4,7	1,6	56,7	0,67	30	58,2	1,8	2,8	0,013	1,4	1,2	< 0,1	< 0,05	2
Sardes	Serizitisch	lem24		20,6	220	107,5	90	0,2	30,8	49,5	8,53	6	9,4	0,2	9	0,052	< 0,5	3,4	0,2	< 0,05	< 1
		lem30		9,4	7,9	45,6	2	< 0,1	4,1	38,2	2,06	11	4,8	1,6	7,2	0,06	< 0,5	2,8	< 0,1	< 0,05	2
		lem34		4,7	18	25,1	55	1,7	122,3	53,2	1,65	1665	59,4	1,1	1,6	0,015	< 0,5	2,1	0,1	< 0,05	1
		lem35		2	49,5	51,9	33	< 0,1	7,3	29	3,77	6	1,1	0,3	1,6	< 0,005	< 0,5	1,8	0,2	< 0,05	< 1
	Propylitisch	lem36		3,4	16,8	65,6	33	0,1	22,5	31,5	3,55	2	0,1	0,6	2,1	< 0,005	< 0,5	1,8	0,4	< 0,05	1
	Ca-Kalium	lem40		22,4	816,4	383	610	0,9	12,2	55,4	3,57	4	0,3	0,7	2,9	0,01	< 0,5	0,9	3,1	0,08	< 1
		lem45		20,9	128	171,9	195	0,3	11,4	35,6	2,95	2	< 0,1	< 0,1	3,7	0,04	< 0,5	1,1	1	< 0,05	< 1
		lem46		25,6	593,8	98,6	209	0,5	10,7	39,7	3,26	4	0,3	0,2	2,9	0,032	< 0,5	0,7	1,3	0,8	1
	Kalium	lem52b1		11,8	117,9	225,4	14	1,2	1,9	117,9	11,8	5	3	3,6	8,6	< 0,005	1	2,3	< 0,1	0,08	2
		lem52b2		7,7	39,7	99,5	14	0,3	0,9	23,6	2,26	14	1,3	1,3	4,9	< 0,005	0,9	3,3	< 0,1	0,1	2
		lem53		38,3	437,9	87,7	133	0,5	11,6	68,9	2,68	10	0,5	< 0,1	2,3	0,074	< 0,5	1,1	0,3	< 0,5	< 1
		lem65		4,6	187,1	54	0,5	6,6	45,8	239	2,19	1	0,6	0,3	1,6	0,025	< 0,5	1,7	< 0,1	< 0,05	4
Fakos	Serizitisch	lem75		1,5	5,3	9,3	19	0,2	85,2	48,7	1,56	379	13,7	0,8	0,9	0,013	< 0,5	2,4	< 0,1	< 0,05	2
		lem83		17,3	50,8	139,4	11	2,1	18,2	63,7	0,91	25	51,2	0,4	10,5	0,013	< 0,5	1,6	< 0,1	< 0,5	< 1
		lem84		221	104,3	282,8	53	0,6	6,2	41,2	2,62	595	42,1	1,4	27,6	0,037	0,7	5,6	< 0,1	< 0,05	4
		lem86b		8,3	230,6	198,6	43	1	14,2	62,5	2,03	4	6,8	0,4	5,6	0,018	< 0,5	5,3	< 0,1	< 0,05	< 1
	Kalium	lem77		13,2	559,6	272,8	180	0,3	11,8	56,4	2,71	5	1,4	0,4	3,3	0,012	< 0,5	1,7	0,2	< 0,05	< 1
		lem78		38,7	406,7	192,9	50	0,5	9,8	41,7	1,43	6	3,3	0,6	6,8	0,053	< 0,5	6,7	0,2	< 0,05	< 1
		lem80		11,7	9,2	34,6	21	< 0,1	3,3	153	0,86	15	4,5	< 0,1	1,1	0,008	< 0,5	0,5	< 0,1	< 0,05	< 1
	Ca-Kalium	lem87a		10,7	1367	202,1	323	0,9	64,1	86,6	16,77	5	0,8	1,7	10,8	0,009	< 0,5	1,1	0,1	0,23	< 1
		lem87b		12	160,6	492,1	305	0,2	33,8	99,6	8,4	30	1,4	0,3	8,2	< 0,005	< 0,5	2,2	0,1	0,24	< 1

NG: Nachweisgren

10. Diskussion

Innerhalb von zahlreichen Erzen und Mineralisationstypen repräsentiert der Porphyry-Mineralisationstyp aus Limnos im nördlichen Teil der ägäischen See eine relevante Erweiterung des nordöstlichen griechischen porphyrischen Gürtels. Petrographische und geochemische Analysen zeigen, dass diese Erz- und Mineralanreicherung einem shoshonitischen Monzonit, einem trachyandesitischen porphyrischen mafischen Dike, einem trachydazitischen Porphyry sowie Lava entstammen. Alle diese subvulkanischen Gesteine sind in miozäne shoshonitische bis kalk-alkalisch Laven und Sedimente intrudiert. Die shoshonitische Affinität der Gesteine aus Limnos hat eine Ähnlichkeit mit anderen Porphyry-epithermalen Systemen wie die *Emperor* und *Tuvatu* Au-Ag-Te Lagerstätte auf Fidji und Ladolam in Papua-Neuguinea (Setterfield et al. 1991; Eaton und Setterfield 1993; Müller et al. 2001, 2002; Scherbarth und Spry 2006). Die Darstellung von Rubidium (Rb) gegen Ytterbium und Niobium (Y + Nb) in Abbildung 41 c zeigt, dass diese Gesteine wahrscheinlich als Produkte der Subduktion von ozeanischer Kruste in einem aktiven Kontinentalrand entstanden sind (Pearce et al. 1984). Im Vergleich mit den Analysen aus *Tuvatu* (Scherbarth und Spray 2006; Pe-Piper et al. 2009) sind die subvulkanischen Gesteine aus Limnos stark mit leichten Seltenerdelementen (LREE) angereichert (Abb. 12 a-b). In den Spiderdiagrammen Abb. 12 a-b ähnelt die allgemeine Form der LREE der alkalischen Intrusion von *Tuvatu*.

Zusammen mit der Arbeit von Pe-Piper et al. (2009), zeigen die petrologischen Auswertungen der hier vorliegenden Untersuchung, dass die subvulkanischen Gesteine aus Limnos stark an Elementen mit großem Ionenradius (LILE: *large-ion lithophile elements*), wie Rb, Ba, Th, U und K im Vergleich zu REE sowie Elementen hoher Feldstärke (HFSE: *high field strength elements*), wie Nb, Ta und Ti angereichert sind (Abb. 12 a-b). Um eine Hypothese für den Mechanismus der Produktion und der starken Anreicherung von LREE, LILE und HFSE sowie der Bildung von Magmen mit $\text{SiO}_2 < 65 \text{ wt } \%$ aus Limnos aufzustellen, hatte Pe-Piper et al. (2009) im Zusammenhang mit geochemischen und mineralogischen Daten sowie Modellierungen des Massenausgleichs betont, dass die Schmelze von unterkrustalen metabasaltischen Amphiboliten beim Aufstieg von basaltischem Magma aus dem Mantel unter Temperaturen von $> 950 \text{ }^\circ\text{C}$ stammt. Nach Pe-Piper et al. (2009) zeigen die negativen Korrelationen von Elementen wie Nb, Ta und Ti (Abb. 12 a-b), den Verbleib dieser Elemente innerhalb des unterkrustalen Basalts während der partiellen Schmelze.

Die REE und das Muster der Spurenelementverteilung aus Limnos sind ähnlich zu anderen im ägäischen Raum vorkommenden magmatischen Systemen, wobei diese sich im Detail von anderen Porphyry-epithermalen Systemen unterscheiden (e.g. *Emperor*, Pals und Spry 2003; *Tuvatu*, Scherbarth und Spry 2006). Der Unterschied zu anderen Porphyry- und epithermalen Anreicherungen und die Ähnlichkeit der ägäischen magmatischen Systeme lässt vermuten, dass es sich um regionale Prozesse handelt, und dass bei der Elementanreicherung und Abreicherung bzw. Depletion die Größenordnung bzw. die Volumenskalen die petrogenetischen Prozesse bestimmen (Pe-Piper et al. 2009).

Die starke Metallanreicherung in relativer Oberflächennähe der Porphyry- und epithermalen Systeme (Tabelle 07) könnte durch die niedrig liegenden subvulkanischen Intrusionen verursacht worden sein. Die Art der Entstehung von solchem Magmatismus, die Charakteristika der subvulkanischen Intrusiven Gesteinskörper (sehr reich an fluider Phase) und die chemische

Zusammensetzung des Magmas haben vermutlich eine große Rolle während der Mineral- und Erzmineral-Anreicherung auf Limnos gespielt. Geotektonische und hydrothermale Prozesse haben auch zudem zu Gangbildungen geführt, die solche an Mineralen und metallischen Elementen angereicherten Fluide transportieren konnten (Kapitel 4 und 5). Diese Prozesse sind verantwortlich für die Bildungen und Entwicklungen von Metallen und mineralhaltigen Quarzgangnetzwerken mit den damit verbundenen Alterationszonierungen. Metalle wie Mo, Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Sn, Te und Bi und Eisen sind meist in Quarzgängen der „sericitic“, „potassic“ und „calcic-potassic“ Alteration angereichert mit einer Dissemination in der propylitischen Alteration (Tabelle 08). Obwohl die Verteilung solcher Metalle die drei untersuchten Regionen umfasst, wird ihre stärkste Anreicherung in dem Gebiet Fakos gefunden (Tabelle 07 und 08). Für die Bestimmung der Herkunft des Magmas spielt die fraktionierte Kristallisation eine wichtige Rolle. In allen analysierten Gesteinstypen aus Limnos liegt der SiO₂ Gehalt zwischen 55,8 und 63,8 Gw % (Tabelle 01). Die Variation der kompatiblen Elemente wie Mg, P, Fe, Ni, Cr, und Ca während der Zunahme von SiO₂ führte zu Kristallisationen von Mineralen wie Klinopyroxenen, Plagioklasen und anderen mafischen Mineralen (Abb. 10). Die inkompatiblen chemischen Elemente wie Rb, Ba, Zr, V, Eu und Sr zeigen eine positive Korrelation (Abnahme) mit der steigenden Konzentration von SiO₂ die zu Kristallisationen wie akzessorischem Biotit und Zirkon führen kann. Die Mineralparagenese der unterschiedlichen auf Limnos vorkommenden Gesteine deutet darauf hin, dass die Gesteine ursprünglich durch Kristallisation eines aus dem Mantel stammenden Magmas kommen.

Die Kristallisation von Klinopyroxenen und Plagioklasen sowie die negative Korrelation von Elementen wie Mg, Cr, Ni, P und Vanadium sprechen für eine primitive Kristallisation von basaltischem Magma (Abb. 11) (Prelevic et al. 2004, Pe-Piper et al. 2003). Geochemische Analysen zeigen, dass Mantelschmelze eine entscheidende Rolle während der Magmenkristallisation gespielt hat. Die partielle Schmelze von inkompatiblen Elementen angereicherten Amphiboliten berücksichtigt somit wichtige Spurenelementeigenschaften des Limnosgesteins, insbesondere die ungewöhnliche Fraktionierung der seltenen Erden.

Wie in dieser Arbeit gezeigt wird, können mineralogische Daten wichtige Hinweise darauf geben, dass die Schmelze aus dem Erdmantel stammt. Um eine partielle Schmelze von Metabasalt zu produzieren, ist ein Magma mit SiO₂-Gehalt < 65 Gw %, und Temperaturen über 950 °C erforderlich (e.g. Rapp et al. 199; Sen und Dunn, 1994). Als Wärmequelle dient aus dem Mantel gewonnenes basaltisches Magma. Ein Mangel an Basalt und die geringe Menge an eruptiven Produkten ähneln dem Gesteinsbildungsprozess des Arenal Vulkans (Streck et al. 2002).

Obwohl aus Limnos keine basaltischen Gesteine oder Intrusiven bekannt sind, wurden Lamproite Dikes der Nachbarinsel Lesbos in shoshonitischen Vulkanismus eingelagert, (Pe-Piper et al. 2003; Pe-Piper 2007 persönliche Mitteilung). Die Zusammensetzung der Spurenelemente des Lamproits von Lesbos gleichen eher den beiden Trachyandesiten auf Lesbos und Limnos. Im Vergleich zu anderen shoshonitischen Gesteinen aus dem nordöstlichen Ägäischen Gürtel wurden dort Gesteinsarten mit großer Kalkalkali-Affinität identifiziert. Die Mehrzahl der eruptiven Produkte besteht jedoch aus Trachyandesiten, Andesiten, Trachyten und Dazit. Das Kompositionsmodell von LREE und MREE ist für die meisten dieser Gesteinsarten ähnlich den Vulkaniten aus Limnos, obwohl einige wenige Gesteine aus allen anderen Vulkanzentren mit wenig fraktionierten REE die Limnosgesteine überlappen (Pe-

Piper et al. 2009). Auf Limnos sowie Lesbos sind zonierte Klinopyroxene und Plagioklase mit den Elementen Al und Cr in shoshonitischer Lava verbreitet, selten jedoch in Kalkalkalienlava (Pe-Piper 1984).

Wie in der vorliegenden Arbeit gezeigt wurde, ist die unverwechselbare Fraktionierung von LREE und MREE in Gesteinen aus Limnos nur durch das teilweise Aufschmelzen von Metabasalt und das Fehlen von signifikanten Mengen von Granat erklärbar. Die Anwesenheit ähnlich fraktionierter REE-Komponenten in anderen Gesteinen aus anderen shoshonitischen Räumen bedeutet, dass der Prozess durch partielles Aufschmelzen von unterkrustalem Metabasalt in dem Milieu begleitet wurde.

Tekto-petrogenetisches Model für die shoshonitische nordöstliche ägäische See

Nach der Kollision der kontinentalen Apulia-Pelagonien-Blöcke in der Nordost-Ägeis in der Phase vom Oligozän bis zum frühen Miozän, folgte eine gewaltige krustale Verdichtung. Ein solches tektonische Ereignis erfolgte noch vor der frühen miozänen krustalen Extentionsbewegung. Geochemische Analysen zeigen, dass partielle Schmelze mit angereicherten subduktierten metabasaltischen Amphiboliten und Plagioklasen und dann Klinopyroxen Schmelze aus dem eklogitischen Rest gebildet wurden. Die Auswertung der adakit-ähnlichen Granitoide von Limnos belegt, dass

- (1) das Verhältnis Sr/Y und La/Yb (Abb.41) sehr hoch ist und zeigt damit, dass die vulkanischen Gesteine aus Limnos möglicherweise von einem adakit-ähnlichen Magma entstammen. Auch die metabasaltische Schmelze aus dem eklogitischen Rest mag ein der Gründe sein, dass dieser Eklogitmetabasalt von einigen Autoren als die Quelle von adakitem Magma identifiziert wurde (Martin 1999; Wang et al. 2005). Ein Advektions-Prozess asthenosphärischer Materialien wird bei ähnlicher Nd, Sr und Pb Isotopen-Zusammensetzung felsischer Gesteine ebenfalls angenommen für die Lesbos und Samothraki-Granite (Pe-Piper et al. 2009).
- (2) Desweiteren könnten wasserreichere Schmelzbedingungen geherrscht haben, so dass die Beteiligung von Klinopyroxen geringer war, was wiederum zu einer geringeren LREE und MREE Fraktionierung führte.
- (3) Eine größere Menge an Schmelze aus angereichertem lithosphärischem Mantel in dem eruptiven Magma konnte die vorhandene Anreicherung an inkompatiblen Elementen ohne eine größere Fraktionierung von LREE und MREE ebenfalls bilden.
- (4) Eine stärker kalkalkalische Zusammensetzung und eine weniger radiogene Isotopen-Zusammensetzung könnte auch als Beleg für eine größere Schmelzkomponente aus dem Mantel dienen.
- (5) Bei dem fraktionierten Kristallisationsprozess kann die Assimilation größerer Fraktionen intermediärer bis felsischer krustaler Gesteine nicht ausgeschlossen werden, besonders für die gefundenen felsisch eruptiven Produkte. Die höhere Konzentration von einigen Elementen (z.B. Ba, Th, etc...) in trachytischem Glas aus Limnos suggeriert eine krustale AFC („assimilation fractional“ Kristallisation) (Pe-Piper et al. 2009). Eine Separation zwischen kalkalkalinen und shoshonitischem Magma wird in einem solchen Milieutyp durch krustale Prozesse verursacht (Feeley und Cosca 2003).

Die quaternären alkalischen Basalte von Westanatolien gelten als petrologischer Hinweis für solch einen asthenosphärischen Aufstieg oder Auftrieb des späten Miozäns (e.g. Güleç 1991;

Aldanmaz et al. 2006). Im zentralen ägäischen Raum wurde die Schmelze ozeanischer Kruste gefunden, die auch zur Bildung adakiten Magmas geführt haben könnte (Pe-Piper und Piper 1994). Ebenso wurden im ägäischen Raum weit verbreitete Lamprophyr-Vorkommen identifiziert (Altherr und Siebel 2002; Pe-Piper et al. 2003). In Pe-Piper et al. (2009) wurde der Aufstieg von astenosphärischem Magma in die unteren krustalen Bereiche durch die Bildung eines effektiven Hitzetransfers in der Myrina Einheit (Unit) anhand von Sr und Nd Isotopen aufgezeigt. Für diese Phänomene wurden zwei Hypothesen vorgeschlagen:

- (1) Nach Wortel and Spakman (2000) zeigen seismische Tomographien einen neogänen Plattenabbruch in dem hellenischen Subduktionssystem. Ein ähnlicher Prozess im Vardar-Izmir-Ankara Subduktionssystem wurde als Ursache von früherem känozoischem Magmatismus im nordwestlichen Anatolien vorgeschlagen (Dilek und Altunkaynak 2007).
- (2) Ähnlich wie bei Kalium-Magmatismus in den Anden (Kay und Kay 1993) und in der Sierra Nevada (Manley et al. 2000), Könnte eine lithosphärische Delamination der Aulöser für den asthenosphärischen Auftrieb gewesen sein und zur Genese eines shoshonitischen Gürtels geführt haben

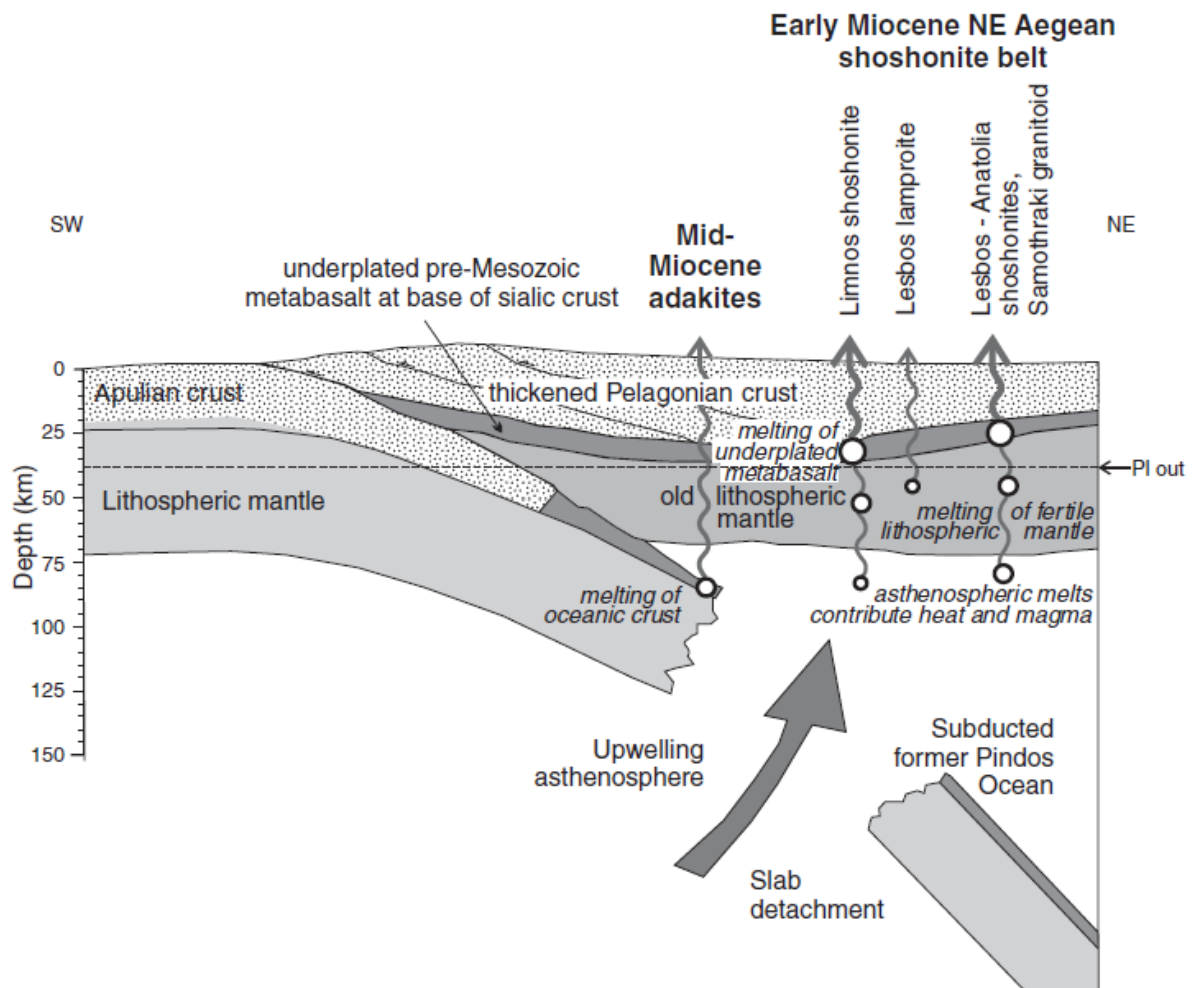


Abb. 45 (entnommen aus Pe-piper et al. 2009)

Die Subduktionszone im ost-mediterranen Raum, der afrikanischen Platte und die Helleniden Orogenese (Van Hinsbergen et al. 2005) schliessen eine großflächige krustale Verdickungen aus (Royden 1993). Für den paläogenen Orogenese-Kollaps und hoch-Kalium Magmatismus im

Rhodopen Block und der Biga Halbinsel von Nordwest-Anatolien wurde ein ebensolcher Plattenbruch aus dem Vardar-Izmir-Ankara-Subduktionssystem vorgeschlagen (Abb. 45).

Der frühe miozäne Nordost ägäische shoshonitische Gürtel ist allerdings jünger und befindet sich südlich von dem paläogenen Vulkanismus, der nur die Insel Samothraki und teilweise den Nordwesten von Anatolien überdeckt (Abb. 45). Ein Plattenabbruch im Pindos Ozean gilt als bevorzugte Erklärung für den nordost-ägäischen shoshonitischen Gürtel (Abb. 45). Die Breite des Pindos Ozeans wird auf ca. 300 bis 500 km geschätzt (Stampfli und Borel, 2004; Van Hinsbergen et al., 2005). Die jüngsten pelagischen Sedimente des Pindos Ozeans haben ein paläozänes Alter, eine Flyschablagerung erfolgte bis zum mittleren Eozän mit diachronischer Schließung von Nordwest nach Südost (Piper, 2006).

Keinerlei Plattenablösung erfolgten im späten Eozän und somit ist der shoshonitische Vulkanismus von Limnos eher die Folge von drei möglich tektonischen Szenarien:

- ein geodynamischer Subduktionsprozess, der zu einer Anreicherung von subkontinentalem lithosphärischen Mantel und Gabbro (Matabasalt) im unterkrustalen Bereich führte,
- eine Kollision mesozoischer Mikrokontinente, die zur krustalen Verdichtung und einer Teilschmelze nach der Wiederherstellung einer stabilen Geothermie führte,
- einer Ablösung von der subduzierten Platte des Pindos Ozeans und einer anschließenden kontinentalen Kollision, die einen astenosphärischen Auftrieb ermöglichte.

11. Schlussfolgerungen

Die Erzvorkommen auf der Insel Limnos, die geologisch den Übergang zwischen Rhodopen-Massiv und der Halbinsel Biga in der Türkei bilden, sind räumlich wie auch genetisch an tertiären Magmatismus gebunden. Schwerpunktartig wurde in dieser Arbeit die Erzmineralogie sowie die Alterationsmineralogie und deren chemische Zusammensetzung untersucht. Diese dienen zur Einteilung der Erze in unterschiedliche Phasen und der Einteilung der Alterationsmineral-Vergesellschaftung in verschiedene Alterationszonen sowie der Korrelation der beiden zu einem genetischen Modell. Die Studien zur Identifikation von hydrothermal alteriertem Nebengestein der Insel Limnos sowie die dortige Metallogenese ermöglichen eine künftige Lagerstätten-Evaluation, besonders was das Potential der untersuchten Lagerstätten auf kritische und Edelmetalle anbetrifft.

Literaturverzeichnis

- Abouin J., (1973). Des tectoniques superposees et de leur signification par rapport aux modeles geophysiques: l'exemple des Dinarides; paleotectonique, tectonique, tarditectonique, neotectonique: Soc. Geol. France Bull. v. 15, p 426-460.
- Armstrong, R. L. (1968): Mantled Gneiss Domes in the Albion Range, Southern Idaho. Geol Soc America Bull 79 (10), S. 1295. DOI: 10.1130/0016-7606.
- Atherton, M. P.; Petford, Nick (1993): Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature 362 (6416), S. 144–146. DOI: 10.1038/362144a0.
- Aubouin, J. (1973): Des tectoniques superposees et de leur signification par rapport aux modeles geophysiques; l'exemple des Dinarides; paleotectonique, tectonique, tarditectonique, neotectonique. Bulletin de la Societe Geologique de France S7-XV (5-6), S. 426–460. DOI: 10.2113/gssgfbull.S7-XV.5-6.426.
- Aumento, F. (1969): Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45° N. Science (New York, N.Y.) 165 (3898), S. 1112–1113. DOI: 10.1126/science.165.3898.1112.
- Barbarin, B. (1990): Granitoids: Main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. Geol. J. 25 (3-4), S. 227–238. DOI: 10.1002/gj.3350250306.
- Beck, S.L., Zandt, George (2002): The nature of orogenic crust in the central Andes. J. Geophys. Res. 107 (B10), ESE 7-1-ESE 7-16. DOI: 10.1029/2000JB000124.
- Boccaletti, M., Manetti, P., and Pecerrillo, A., (1974): The Balcanides as an instance of back-arc thrust belt: Possible relation with the Hellenides Geol. Soc. Am. Bull. v. 85, p. 876-893.
- Boccaletti, M., Guazzone, G. (1974): Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean. Nature 252, 18 EP -. DOI: 10.1038/252018a0.
- Boccaletti, M.; Manetti, P.; Pecerrillo, A. (1974): Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan arcs. Earth and Planetary Science Letters 23 (2), S. 193–198. DOI: 10.1016/0012-821X (74)90193-9.
- Borisova, A. Yu.; Pichavant, M; Polvé, M; Wiedenbeck, M; Freydier, R; Candaudap, F (2006): Trace element geochemistry of the 1991 Mt. Pinatubo silicic melts, Philippines: Implications for ore-forming potential of adakitic magmatism. Geochimica et Cosmochimica Acta 70 (14), S. 3702–3716. DOI: 10.1016/j.gca.2006.04.030.
- Brenan, J. M.; Shaw, H. F.; Ryerson, F. J.; Phinney, D. L. (1995): Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPA: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (16), S. 3331–3350. DOI: 10.1016/0016-7037(95)00215-L.
- Brophy, J. G.; Marsh, B. D. (1986): On the Origin of High-Alumina Arc Basalt and the Mechanics of Melt Extraction. J Petrology 27 (4), S. 763–789. DOI: 10.1093/petrology/27.4.763.
- Burg, J. P., Godfriaux, I., Ivanov, Z., and Ricou, L. -E., (1992), Structural study of the Rhodope Massif [abs.]: Geol. Soc. Greece, 6th congress with emphasis on the geology of Aegean, Athens, p. 20.
- Burg, J.-P. (1992): Himalayan orogen and global tectonics seen from the Tsangpo suture zone of Tibet (China). Himalayan orogen and global tectonics, S. 35–44.
- Calmus, T., Aguillón-Robles, A.; Maury, R.C; Bellon, H.; Benoit, M.; Cotten, J. et al. (2003): Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaïtes”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts. Lithos 66 (1-2), S. 77–105. DOI: 10.1016/S0024-4937(02)00214-1.

- Carten, R. B. (1986), Sodium-calcium metasomatism: Chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit. *Econ. Geol.*, v. 81, p. 1495-1519.
- Carten, R. B. (1986): Sodium-calcium metasomatism; chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit. *Geol* 81 (6), S. 1495–1519. DOI: 10.2113/gsecongeo.81.6.1495.
- Castillo, P. R., Janney, E.; Solidum, U. (1999): Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contr. Mineral. and Petrol.* 134 (1), S. 33–51. DOI: 10.1007/s004100050467.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I.; La Rosa, J. D. de (1991): H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth-Science Reviews* 31 (3-4), S. 237–253. DOI: 10.1016/0012-8252(91)90020-G.
- Chappell, B. W. (1974): Two contrasting granite types. *Pacif. Geol.* 8, S. 173–174. Online <https://ci.nii.ac.jp/naid/10018467068/en/>.
- Chung, S.-L., Liu, Ji; Chu, Lee, Wen, et al. (2003): Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology* 31 (11), S. 1021. DOI: 10.1130/G19796.1.
- Cobbing, J. (1996): Granites-An overview. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences* 19 (4), S. 103–106.
- Coleman, R. G., Donato, M. M. (1979): Oceanic Plagiogranite Revisited. *Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks*. Bd. Elsevier (Developments in Petrology) 6, S. 149–168.
- Coleman, R. G.; Peterman, Z. E. (1975): Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.* 80 (8), S. 1099–1108. DOI: 10.1029/JB080i008p01099.
- Defant, M. J., Kepezhinskas, P. (2001): Evidence suggests slab melting in arc magmas. *Eos Trans. AGU* 82 (6), S. 65. DOI: 10.1029/01EO00038.
- Defant, M. J., Drummond, Mark S. (1990): Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347 (6294), S. 662–665. DOI: 10.1038/347662a0.
- Defant, M. J., Drummond, S. (1993): Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology* 21 (6), S. 547. DOI: 10.1130/0091-7613.
- Del M., A., Innocenti, F.; Kyriakopoulos, C.; Manetti, P.; Papadopoulos, P. (1988): Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 159 (2), S. 113–115.
- Dilles, H., Einaudi, T. (1992): Wall-rock alteration and hydrothermal flow paths about the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada; a 6-km vertical reconstruction. *Economic Geology* 87 (8), S. 1963–2001. DOI: 10.2113/gsecongeo.87.8.1963.
- Eleftheriadis, G. (1989): Pyroxenes from the Kotani-Kalotycho and Dipotama-Kotyli Tertiary volcanics, north of Xanthi, Central Rhodope (North Greece). *Chem. Erde* 49, S. 219–227.
- Eleftheriadis, G. (1990): Petrology and geochemistry of the Oligocene volcanic rocks from the Central Rhodope Massif (N. Greece). *Geol. Rhodopica* 2, S. 180–196.
- Eleftheriadis, G., Christofides, G.; Mavroudchiev, B.; Nedyalkov, R., Andreev, A., Hristov, L. (1989a): Tertiary volcanics from the East Rhodopes in Greece and Bulgaria. *Geologica Rhodopica* 1, S. 202–217.
- Eleftheriadis, G. Christofides, G., Papadopoulos, D. (1989b): Petrology and geochemistry of Leptokarya-Kirki plutonic intrusions in the NE Rhodope massif, Thrace, Greece: *Geol. Rhod* 1, S. 280–289.

- Eleftheriadis, G., Esson, J., Christofides, G. (1989c): Petrology and geochemistry of the Tertiary volcanics of Samothraki (N. Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece* 23, S. 429–442.
- Engel, C. G., Fisher, L. (1975): Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean ridge system, western Indian Ocean. *Geol Soc America Bull* 86 (11), S. 1553. DOI: 10.1130/0016-7606.
- Eric S., John H. Dilles, John M. Proffett, JR., Marco T. Einaudi, Lukas Zurcher, William J. A. Stavast, David A. Johnson, and Mark D. Barton (2005): Porphyry Deposits: Characteristics and Origin of Hypogene Features. In: Society of Economic Geologists, Inc. *Economic Geology* (100th Anniversary Volume), S. 251–298.
- Ersoy, E. Yalçın; Palmer, Martin R. (2013): Eocene-Quaternary magmatic activity in the Aegean: Implications for mantle metasomatism and magma genesis in an evolving orogeny. *Lithos* 180-181, S. 5–24. DOI: 10.1016/j.lithos.2013.06.007.
- Ford, J. H., (1978); A chemical study of alteration at the Panguna porphyry copper deposit, (Zhao and Zhou 2007) Bougainville, Papua New Guinea: *Econ.Geol.* v. 73, p. 703-720.
- Fournier, Robert O. (1999): Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment. *Geol* 94 (8), S. 1193–1211. DOI: 10.2113/gsecongeo.94.8.1193.
- Fytikas M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo A., and Villari L., (1984): Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. in Dixon, J.E., and Robertson, A. H. F., (eds), *The geological evolution of the eastern Mediterranean*: Oxford; *Geol. Soc. Spec. Publ.* 17, p 687-699.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Mazzuoli, R., Villari, L. (1984): Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: *Geological Society, London, Special Publications* 17 (1), S. 687–699.
- Georgia P. - P., David J. W. Piper, Koukouvelas, M. Dolansky, Kokkalas (2009): Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: The Miocene of Limnos, Greece. In: *GSA Bulletin* (v. 121, no. 1/2), S. 39–54.
- Gill, J. B. (1981): Solute-solute interactions in liquid ammonia solutions: a vibrational spectroscopic view. *Pure and Applied Chemistry* 53 (7), S. 1365–1381. DOI: 10.1351/pac198153071365.
- Green, T. H., Ringwood, A. E. (1968a): Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contr. Mineral. and Petrol.* 18 (2), S. 105–162. DOI: 10.1007/BF00371806.
- Green, T. H., Ringwood, A. E. (1968b): Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. In: *Contr. Mineral. and Petrol.* 18 (2), S. 163–174. DOI: 10.1007/BF00371807.
- Gruen, G., Heinrich, C. A., Schroeder, K. (2010): The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. II. Vein Geometry and Ore Shell Formation by Pressure-Driven Rock Extension. In: *Economic Geology* 105 (1), S. 69–90. DOI: 10.2113/gsecongeo.105.1.69.
- Gustafson, L. B., Hunt, John P. (1975): The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology* 70 (5), S. 857–912. DOI: 10.2113/gsecongeo.70.5.857.
- Gustafson, L. B., Quiroga G., Jorge (1995): Patterns of mineralization and alteration below the porphyry copper orebody at El Salvador, Chile. *Geol* 90 (1), S. 2–16. DOI: 10.2113/gsecongeo.90.1.2.
- Harkovska, A., Yanev, Y., and Marchev, P., (1989), General features of the Paleogene orogenic magmatism in Bulgaria: *Geol. Balcan.*, 19 (1), p. 37-72.
- Harkovska, A., Yanev, Y.; Marchev, P. (1989): General features of the Paleogene orogenic magmatism in Bulgaria. *Geologica Balcanica* 19 (1), S. 37–72.

- Harris, N. B. W., Pearce, Julian A., Tindle, Andrew G. (1986): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications 19 (1), S. 67–81. DOI: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04.
- Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., McDermott, F.; Ellam, R. M. (1991): Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust. In: Australian Journal of Earth Sciences 38 (5), S. 577–594. DOI: 10.1080/08120099108727993.
- Hildreth, W., Moorbath, (1988): Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. Contr. Mineral. and Petrol. 98 (4), S. 455–489. DOI: 10.1007/BF00372365.
- Hou, Z.- Q, Gao, Y.-F, Qu, X.- M, Rui, Z.-Y; Mo, X.-X (2004): Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east–west extension in southern Tibet. Earth and Planetary Science Letters 220 (1-2), S. 139–155. DOI: 10.1016/S0012-821X (04)00007-X.
- Hunt, J. M. (1975): Origin of gasoline range alkanes in the deep sea. Nature 254, 411 EP -. DOI: 10.1038/254411a0.
- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, G., Rita, F., and Villari, L. (1984), Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in Northeastern Greece. Bull. Volcanol. v. 47, No. 1, p. 25-37.
- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, G., Rita, F., Villari, L. (1984): Evolution and geodynamic significance of the tertiary orogenic volcanism in Northeastern Greece. Bull Volcanol 47 (1), S. 25–37. DOI: 10.1007/BF01960538.
- Irvine, T. N. J., Baragar, WRAF (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci. 8 (5), S. 523–548.
- Ivanov, V. V. (1985): Sedimentary basins of northeast Asia.
- Ivanov, Z., (1985), Position tectonique, structurale, géologique et évolution alpidique du Massif du Rhodope. Reunion extraord. Soc. Geol. France Bulg., Guide, p. 1-31.
- J. A. P., D.W. Peate (1995): Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas. In: Annu. Rev. Earth Planet Sci. (23), S. 251–285. Online verfügbar unter www.annualreviews.org.
- James, O. B., (1971): Origin and Emplacement of the Ultramafic Rocks of the Emigrant Gap area, California. J Petrology 12 (3), S. 523–560. DOI: 10.1093/petrology/12.3.523.
- Jolivet, L., Faccenna, Huet, Labrousse, Le Pourhiet, Lacombe, et al. (2013): Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. Tectonophysics 597-598, S. 1–33. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.06.011.
- Jolivet, L., Menant, Sternai, Augier, et al. (2015): The geological signature of a slab tear below the Aegean. Tectonophysics 659, S. 166–182. DOI: 10.1016/j.tecto.2015.08.004.
- Kay, R. W. (1978): Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific ocean crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research 4 (1-2), S. 117–132. DOI: 10.1016/0377-0273(78)90032-X.
- Kay, R. W., Hubbard, N. J. (1978): Trace elements in ocean ridge basalts. Earth and Planetary Science Letters 38 (1), S. 95–116. DOI: 10.1016/0012-821X (78)90128-0.
- Kay, R. W., Mahlburg Kay, S. (1993): Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics 219 (1-3), S. 177–189. DOI: 10.1016/0040-1951(93)90295-U.
- Kay, R. W., and Kay S. M (2002): Andean Adakites: Three Ways to Make Them. Acta Petrologica Sinica (v. 18 (3), S. 303–311.

- Kay, R. W. (1980): Volcanic Arc Magmas: Implications of a Melting-Mixing Model for Element Recycling in the Crust-Upper Mantle System. *The Journal of Geology* 88 (5), S. 497–522. DOI: 10.1086/628541.
- Keppler, H. (1996): Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature* 380 (6571), S. 237–240. DOI: 10.1038/380237a0.
- Khashgerel, B.-E., Rye, R. O., Kavalieris, I., Hayashi, K.-I. (2009): The Sericitic to Advanced Argillic Transition: Stable Isotope and Mineralogical Characteristics from the Hugo Dummett Porphyry Cu-Au Deposit, Oyu Tolgoi District, Mongolia. *Economic Geology* 104 (8), S. 1087–1110. DOI: 10.2113/gsecongeo.104.8.1087.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, Zanettin, IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J Petrology* 27 (3), S. 745–750.
- Lewis B. G., Hunt John P (1975): The Porphyry Copper Deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* Vol. 70.
- Lickfold, V., Cooke, D. R., Smith, S. G., Ullrich, T. D. (2003): Endeavour Copper-Gold Porphyry Deposits, Northparkes, New South Wales: Intrusive History and Fluid Evolution. *Geol* 98 (8), S. 1607–1636. DOI: 10.2113/gsecongeo.98.8.1607.
- Macpherson, C. G., Chiang, Hall, Nowell, M., Castillo, R., Thirlwall, (2010a): Plio-Pleistocene intra-plate magmatism from the southern Sulu Arc, Semporna peninsula, Sabah, Borneo: Implications for high-Nb basalt in subduction zones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 190 (1-2), S. 25–38. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2009.11.004.
- Macpherson, C. G., Hilton, R., Hammerschmidt, (2010b): No slab-derived CO₂ in Mariana Trough back-arc basalts: Implications for carbon subduction and for temporary storage of CO₂ beneath slow spreading ridges. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11 (11), n/a-n/a. DOI: 10.1029/2010GC003293.
- Marsh, B. D. (1976): Some Aleutian Andesites: Their Nature and Source. *The Journal of Geology* 84 (1), S. 27–45. DOI: 10.1086/628172.
- Müller, D., Groves, I. (Hg.) (2016): Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. 8 Bände. Cham: Springer International Publishing (Mineral Resource Reviews, 8).
- Mungall, J. E. (2002a): Late-Stage Sulfide Liquid Mobility in the Main Mass of the Sudbury Igneous Complex: Examples from the Victor Deep, McCreedy East, and Trillabelle Deposits. *Geol* 97 (7), S. 1563–1576. DOI: 10.2113/gsecongeo.97.7.1563.
- Mungall, J. E. (2002b): Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 30 (10), S. 915. DOI: 10.1130/0091-7613.
- Muntean, J. L., Einaudi, T. (2000): Porphyry Gold Deposits of the Refugio District, Maricunga Belt, Northern Chile. *Geol* 95 (7), S. 1445–1472. DOI: 10.2113/gsecongeo.95.7.1445.
- Muntean, J. L., Einaudi, T. (2001): Porphyry-Epithermal Transition: Maricunga Belt, Northern Chile. *Geol* 96 (4), S. 743–772. DOI: 10.2113/gsecongeo.96.4.743.
- Oyarzun, R., López-Ruiz, María Cebal, (1997): Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe. *Geology* 25 (8), S. 727. DOI: 10.1130/0091-7613.
- Papavassiliou C. T, Sideris C. (1984): Geochemistry and mineralogy of Tertiary lavas of Sappai-Ferrai area (W Thrace) — Greece. Implications on their origin. *Inst Geol Miner Expl Athens. Geochem Res Rep* (4:21).

- Pearce, J. A., Harris, N. B. W.; Tindle, A. G. (1984a): Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. In: *J Petrology* 25 (4), S. 956–983. DOI: 10.1093/petrology/25.4.956.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J., Roberts, S. (1984b): Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London, Special Publications 16 (1), S. 77–94. DOI: 10.1144/GSL.SP.1984.016.01.06.
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. Hawkesworth, C. J. and Norry, M.J. eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire: Shiva Publications, pp. 230 – 249.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contr. Mineral. and Petrol.* 58 (1), S. 63–81. DOI: 10.1007/BF00384745.
- Perfit, M. R., Gust, D. A., Bence, A. E.; Arculus, R. J., Taylor, S. R. (1980): Chemical characteristics of island-arc basalts: Implications for mantle sources. *Chemical Geology* 30 (3), S. 227–256. DOI: 10.1016/0009-2541(80)90107-2.
- Plank, T. (2005): Constraints from Thorium/Lanthanum on Sediment Recycling at Subduction Zones and the Evolution of the Continents. *J Petrology* 46 (5), S. 921–944. DOI: 10.1093/petrology/egi005.
- Plank, T., Langmuir, H. (1993): Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature* 362 (6422), S. 739–743. DOI: 10.1038/362739a0.
- Redmond, P. B., Einaudi, M. T. (2010): The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. I. Sequence of Intrusions, Vein Formation, and Sulfide Deposition. *Economic Geology* 105 (1), S. 43–68. DOI: 10.2113/gsecongeo.105.1.43.
- Redmond, P. B., Einaudi, M. T., Inan, E. E., Landtwinig, M. R., Heinrich, C. A. (2004): Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems: New insights from the Bingham porphyry ore deposit, Utah. In: *Geol* 32 (3), S. 217. DOI: 10.1130/G19986.1.
- Rickwood, P. C. (1989): Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22 (4), S. 247–263.
- RJ Arculus, H Lapierre, E Jaillard (1999): Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology* (27), 547–550.
- Rudnick, R. L. (1995): Making continental crust. *Nature* 378 (6557), S. 571–578. DOI: 10.1038/378571a0.
- Rush, P. M., Seegers, H. J. (1990a): Geology of mineral deposits of Australia and Papua New Guinea.
- Rush, P. M., Seegers, H. J. (1990b): Ok Tedi copper-gold deposits. *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea* 2, S. 1747–1754.
- Rusk, B. G., Reed, M. H., Dilles, J. H. (2008): Fluid Inclusion Evidence for Magmatic-Hydrothermal Fluid Evolution in the Porphyry Copper-Molybdenum Deposit at Butte, Montana. *Economic Geology* 103 (2), S. 307–334. DOI: 10.2113/gsecongeo.103.2.307.
- Sajona, F. G., Maury, René C. (1998): Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 326 (1), S. 27–34. DOI: 10.1016/S1251-8050(97)83200-4.
- Sajona, F. G., Maury, C., Bellon, Cotten, Defant, J., Pubellier, Manuel (1993): Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology* 21 (11), S. 1007. DOI: 10.1130/0091-7613.

- Sajona, F. G., Maury, C., Bellon, Cotten, Defant, Marc (1996): High Field Strength Element Enrichment of Pliocene—Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *J Petrology* 37 (3), S. 693–726. DOI: 10.1093/petrology/37.3.693.
- Shand, S. J. T. (1943): Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites. P.imprenta: London : 444 p. Edición: 2 ed. Existencias: 7a Tems: Rocas ígneas14. Depósitos14, 552.1; S43.
- Sillitoe, R. H. (2010): Porphyry Copper Systems. *Economic Geology* 105 (1), S. 3–41. DOI: 10.2113/gsecongeo.105.1.3.
- Sillitoe, R. H., Tolman, J., van Kerkvoort, G. (2013): Geology of the Caspiche Porphyry Gold-Copper Deposit, Maricunga Belt, Northern Chile. *Economic Geology* 108 (4), S. 585–604. DOI: 10.2113/econgeo.108.4.585.
- Sillitoe, R. H. (1985): Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Geol* 80 (6), S. 1467–1514. DOI: 10.2113/gsecongeo.80.6.1467.
- Sillitoe, R. H. (2000): Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Reviews in Economic Geology* 13, S. 315–345.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L., Nesbitt, R. W. (1986): Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29 (1-4), S. 293–309. DOI: 10.1016/0377-0273(86)90049-1.
- Tesch, C. (1991): Geologische und petrographisch-geochemische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten im südöstlichen Teil des Grabens von Petrola/Maronia, Thrakien, Nordostgriechenland.
- Thiéblemont, D., Pascual, E., Stein, G. (1997a): Magmatism in the Iberian Pyrite Belt: petrological constraints on a metallogenic model. In: *Min Dep* 33 (1), S. 98–110. DOI: 10.1007/s001260050135.
- Thiéblemont, D., Stein, Lescuyer, (1997b): Gisements épithermaux et porphyriques: la connexion adakite. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 325 (2), S. 103–109. DOI: 10.1016/S1251-8050(97)83970-5.
- Thompson, R. N. (1982): Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18 (1), S. 49–107.
- Thorkelson, D. J., Breitsprecher, (2005): Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. *Lithos* 79 (1-2), S. 25–41. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.04.049.
- Voudouris, P. (2006): A comparative mineralogical study of Te-rich magmatic-hydrothermal systems in northeastern Greece. In: *Mineralogy and Petrology* 87 (3-4), S. 241–275. DOI: 10.1007/s00710-006-0131-y.
- Voudouris, P. C., Melfos, V., Spry, P. G., Bindi, L., Kartal, T., Arikas, K. et al. (2009a): Rhenium-Rich Molybdenite and rheniite in the Pagoni rachi Mo-Cu-Te-Ag-Au prospect, northern Greece: implications for the Re Geochemistry OF porphyry-style Cu-Mo and Mo mineralization. In *The Canadian Mineralogist* 47 (5), S. 1013–1036. DOI: 10.3749/canmin.47.5.1013.
- Voudouris, P. C., Melfos, Vasilios, Spry, Paul G., Bindi, Luca, Kartal, Tamara, Arikas, Kyriakos et al. (2009b): Rhenium-rich molybdenite and rheniite in the Pagoni Rachi Mo–Cu–Te–Ag–Au prospect, northern Greece: implications for the Re geochemistry of porphyry-style Cu–Mo and Mo mineralization. *The Canadian Mineralogist* 47 (5), S. 1013–1036.

- Voudouris, P., Dimitrios, (2005): Mineral Deposit: Research: Meeting the Global Challenge: New porphyry - Cu +/- Mo occurrences in the north-eastern Aegean, Greece: Ore mineralogy and epithermal relationships. Proceeding of the Eighth Biennial SGA Meeting Beijing, China, 18-21 August 2005, Ch. 4-31.
- Weaver, B. L., Tarney, J. (1984): Estimating the composition of the continental crust: an empirical approach. *Nature* 310, S. 575–577.
- Whalen, J. B., Currie, L., Chappell, W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Mineral. and Petrol.* 95 (4), S. 407–419. DOI: 10.1007/BF00402202.
- Whitney, D. L., McGroder, F. (1989): Cretaceous crustal section through the proposed Insular-Intermontane suture, North Cascades, Washington. *Geology* 17 (6), S. 555–558.
- Whitney, J. A. (1975a): The effects of pressure, temperature, and on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *The Journal of Geology* 83 (1), S. 1–31.
- Whitney, J. A. (1975b): Vapor generation on a quartz monzonite magma; a synthetic model with application to porphyry copper deposits. *Economic Geology* 70 (2), S. 346–358.
- Whitney, J. A. (1988a): Composition and activity of sulfurous species in quenched magmatic gases associated with pyrrhotite-bearing silicic systems. *Economic Geology* 83 (1), S. 86–92.
- Whitney, J. A. (1988b): The origin of granite: The role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geol Soc America Bull* 100 (12), S. 1886–1897.
- Whitney, J. A., Stormer JR, John C. (1985): Mineralogy, petrology, and magmatic conditions from the Fish Canyon Tuff, central San Juan volcanic field, Colorado. *J Petrology* 26 (3), S. 726–762.
- Woodhead, J., Eggins, Gamble, (1993): High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: Evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 114 (4), S. 491–504. DOI: 10.1016/0012-821X(93)90078-N.
- Xu, Ji-f., Shinjo, R., Defant, J., Wang, Rapp, P. (2002): Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Tectonophysics* 30 (12), S. 1111. DOI: 10.1130/0091-7613.
- Yogodzinski, G. M., Lees, J. M., Churikova, T. G., Dorendorf, F., Wöerner, G., Volynets, O. N. (2001): Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature* 409, 500 EP -. DOI: 10.1038/35054039.
- Yogodzinski, G. M., Kelemen, P. B (1998): Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt. *Earth and Planetary Science Letters* 158 (1-2), S. 53–65. DOI: 10.1016/S0012-821X(98)00041-7.
- Yumul, G. P., Dimalanta, B., Tamayo, A., Barretto, L. (2000): Contrasting morphological trends of islands in Central Philippines: Speculation on their origin. *Isl Arc* 9 (4), S. 627–637. DOI: 10.1111/j.1440-1738.2000.00307.x.
- Zhao, J.-., Zhou, (2007): Neoproterozoic Adakitic Plutons and Arc Magmatism along the Western Margin of the Yangtze Block, South China. *The Journal of Geology* 115 (6), S. 675–689. DOI: 10.1086/521610.
- Zheng, Y.-F., Gao, T.-S., Wu, Y.-B., Gong, B.; Liu, X. M. (2007): Fluid flow during exhumation of deeply subducted continental crust: zircon U-Pb age and O-isotope studies of a quartz vein within ultrahigh-pressure eclogite. *J Metamorph Geol* 25 (2), S. 267–283. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2007.00696.x.