© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.	77/78	S. 23–47	9 Abb.	2 Tab.	Freiburg 1989

Geologische und vulkanologische Aspekte der Kefalos-Halbinsel von Kos (Dodekanes – SE-Griechenland)

von

Erwin Stadlbauer und Christof J. Hug-Fleck, Freiburg i. Br.

Zusammenfassung

Die Kefalos-Halbinsel von Kos wird als Bestandteil des Hellenischen Orogens beschrieben. Die neogene bis quartäre tektonische und (nicht vulkanisch) sedimentäre Entwicklungsgeschichte wird zusammenfassend dargestellt, wobei neben eigenen Ergebnissen vor allem die Arbeiten von BESENECKER & OTTE (1978) und WILLMANN (1983) als Grundlage dienten.

Bedeutende ober-miozäne vulkanische Aktivität führte zur Bildung der überwiegend pyroklastischen Tigani-Abfolge im Nordteil der Halbinsel, während im Plio-/Pleistozän mehrere dazitische und rhyolithische Staukuppen entstanden sind, die das Landschaftsbild der Südhalbinsel prägen.

Verschiedene pyroklastische Ablagerungen in der Umgebung einzelner Dome werden entweder als (prä-Dom) Produkte phreatomagmatischer Eruptionen oder als chaotische Block- und Aschentuffe interpretiert, die während des Aufbaus von Staukuppen häufig entstehen.

Die eindrucksvollsten und am weitesten verbreiteten pyroklastischen Ablagerungen der Kefalos-Halbinsel sind die Zini-Tuffe und der Kos-Plateau-Tuff, die beide vollständig unverschweißte und aus mehreren Fließeinheiten zusammengesetzte Ignimbrite darstellen. Auf Grund petrographischer und sedimentologischer Kriterien wird das Eruptiv-Zentrum der Zini-Tuffe im Bereich des gleichnamigen Doms vermutet, während der Ursprung des Kos-Plateau-Tuffs südlich von Kos nahe der aktiven Vulkaninsel Nisyros angenommen wird.

Anschrift der Verfasser:
Dipl. Min. E. STADLBAUER, Mineralogisch-petrographisches Institut, cand. geol. Chr. J. HUG-FLECK, Geologisches Institut, Albertstraße 23b, D-7800 Freiburg i. Br.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Summary

The Kefalos peninsula of Kos (Dodekanes/Greece) is described in the geological framework of the Hellenic Orogeny. The outlined neogene and quaternary tectonic and (non-volcanic) sedimentary evolution is based on previous work mainly from Besenecker & Otte (1978) and Willmann (1983) together with our own new results.

Important volcanic activity of upper-miocene and plio-/pleistocene age is represented by the older (pyroclastic) Tigani-sequence in the northern peninsula and by the younger dacitic and rhyolitic domes which dominate the southern landscape.

Various pyroclastic deposits around single domes may be in most cases interpreted either as (pre-dome) products of phreatomagmatic eruptions or as massive block- and ash-flows which are typically formed during dome-growth.

The most impressive and widespread pleistocene pyroclastic deposits on Kefalos peninsula are the Zini-Tuffs and the Kos-Plateau-Tuff both of which are completely unwelded compound ignimbrites. Petrographic and sedimentological criteria hint at an eruptive centre near the Zini-Dome for the first whereas the latter most probably originated south of Kos near the active volcano of Nisyros.

Inhalt

1. Einleitung 25
2. Bau und Entwicklung der Kefalos-Halbinsel 27
   2.1 Prä-Neogen . 27
   2.1.1 Die Krotiri-Kalke . 27
   2.1.2 Die Colonoro-Schichten . 29
   2.1.3 Tektonische Klippen 29
   2.2 Neogen 32
   2.2.1 Die Pesia- und Sideropetra-Schichten . 32
   2.2.2 Die Soccoro-Schichten . 32
   2.2.3 Die Tigani-Ignimbrit-Folge 32
   2.2.4 Die Protocaravo-Schichten 33
   2.2.5 Die Picronero-Schichten 33
   2.2.6 Die älteren Staukuppen der Süd-Halbinsel
   2.3 Quartär 34
   2.3.1 Die Kefalos- und Tripiti-Schichten . 34
   2.3.2 Die Karanas- und die Zini-Staukuppe 35
   2.3.3 Die Zini-Tuffe . . . 36
   2.3.4 Der Vigla- und Castello-Dazit 37
   2.3.5 Das Isthmus-Eruptivzentrum 38
   2.3.6 Die Tyrrhen-Terrasse 38
   2.3.7 Der Kos-Plateau-Tuff (KPT) . . 39
3. Zusammenfassung und geochemische Vergleiche 40

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

1. Einleitung

Die geologische Erforschung der Helleniden als alpidisches Orogen war innerhalb der letzten Jahre besonders erfolgreich (Closs, Roeder, Schmidt Hrsg. 1978; Robertson & Dixon 1984; Jacobshagen et al. 1986). Die vor allem durch Anwendung platten- und deckentektonischer Konzepte erzielten regionalen Korrelationen im Bereich des griechischen Archipels sind stark schematisch in Abbildung 1 dargestellt.

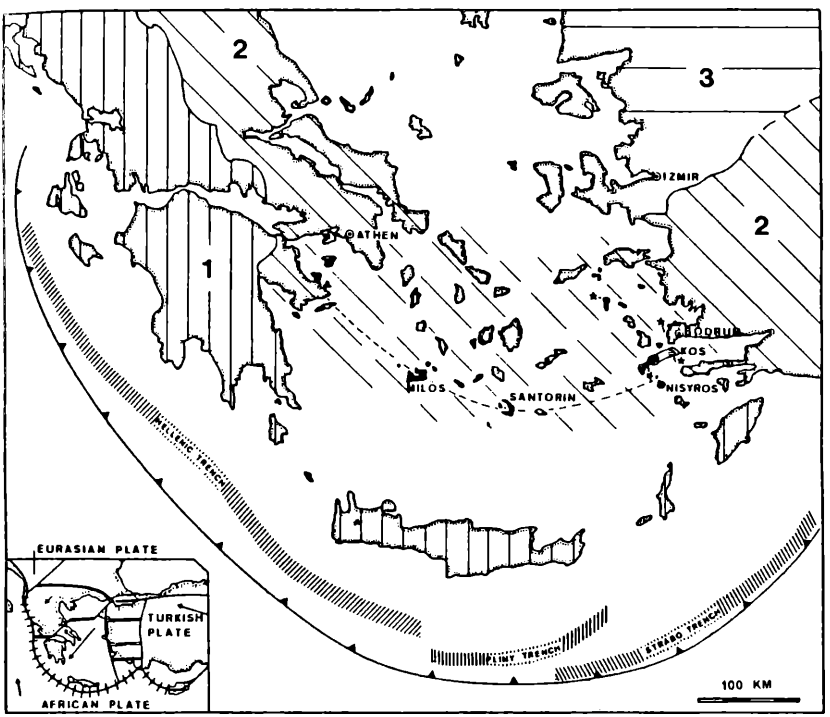

Abb. 1: Tektonische Einheiten des Hellenischen Orogens nach Jacobshagen et al. (1978), stark vereinfacht. Lage des quartären hellenischen Inselbogens mit plattentektonischer Interpretation aus Keller (1982).

1 = Vorland, West- und Zentral-Hellenische Decken
2 = Pelagonikum (pelagonische und/oder lykische Decken einschließlich „median crystalline belt".
3 = Izmir-Ankara-Zone und Sakarya-Kontinent.

Die obermiozänen Vulkanite (Shoshonite) von Kos und Bodrum sind mit Sternchen gekennzeichnet. Die kalkalkalinen Vulkaninseln der quartären Subduktionszone sind schwarz abgebildet.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Die griechischen Inseln gehören überwiegend zum sogenannten Pelagonikum, welches die von JACOBSHAGEN et al. (1978) klassifizierten pelagonischen bzw. lykischen Decken zusammen mit deren metamorphem Untergrund („median crystalline belt") umfaßt.

Die Dodekanes-Insel Kos besteht in ihren ältesten östlichen Partien aus allochthonen, permo-karbonischen Meta-Sedimentserien, die mit der Kara-Dag-Einheit der lykischen Decken korreliert werden (DÜRR et al. 1978; GRALLA 1982). In diese Deckeneinheit, die zwischen dem Ober-Eozän und Ober-Miozän transportiert wurde, intrudierte vor ca. 12 ma – Grenze M-/O-Miozän – ein Monzonit-Pluton in etwa 10 km Tiefe (ALTHERR et al. 1976). Da Reste der sogenannten ägäischen Decke (BÖGER 1983) und autochthone limnische Sedimente nach ALTHERR et al. (1976) auf dem schon partiell erodierten Monzonit abgelagert wurden, muß dieser offenbar in extrem kurzer Zeit aus seinem Intrusivniveau bis an die Erdoberfläche gehoben worden sein.

Im Rahmen der geodynamischen Interpretation des ägäischen Orogens haben schon KELLER (1982) und FYTIKAS et al. (1984) darauf hingewiesen, daß sich die miozänen Vulkanite auf Kos chemisch deutlich von den plio-/pleistozänen bis rezenten Bildungen des Hellenischen Inselbogens unterscheiden. Ebenso wie der Monzonit von Ost-Kos werden die erwähnten kalibetonten Miozän-Shoshonite einer mittel- bis jung-tertiären Subduktionszone zugeordnet (ALTHERR et al. 1982), während die typisch kalkalkalinen jüngeren Produkte dem noch heute aktiven Inselbogenvulkanismus angehören.

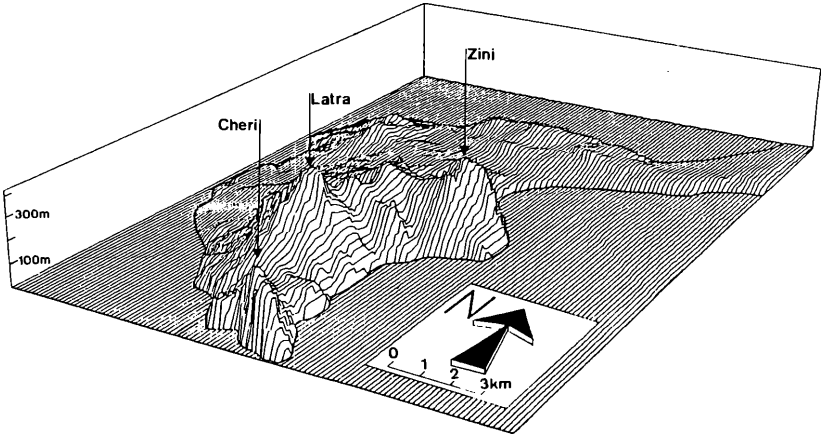

Abb. 2: 3-D Darstellung der Kefalos-Halbinsel mit Blick aus SE. Cheri (286 m), Latra (427 m) und Zini (362 m) sind rhyolithische Staukuppen von plio-/pleistozänem Alter.
(Erstellt mit dem Programm NET-3D des Geologischen Institutes, Freiburg).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Die Kefalos-Halbinsel im äußersten Westteil von Kos zeigt einen prinzipiell ähnlichen Aufbau wie Ost-Kos. Sie besteht im wesentlichen aus neogenen und quartären Sedimenten und Vulkaniten auf einem präneogenen (allochthonen?) Untergrund (Böger et al. 1974; Besenecker & Otte 1978; Böger 1983; Willmann 1983).

Der jung-pliozäne und quartäre Vulkanismus der Kefalos-Halbinsel führte zur Bildung mehrerer bedeutender rhyolithischer Staukuppen (Bellon & Jarrige 1979), die das Landschaftsbild von West-Kos nachhaltig prägen. Neben zahlreichen lokalen pyroklastischen Ablagerungen findet man auf Mittel- und West-Kos außerdem den jung-pleistozänen Kos-Plateau-Tuff, der als wichtiger tephrochronologischer Leithorizont des östlichen Mittelmeerraumes dient (Keller 1969, 1981; Stadlbauer et al. 1986).

Als Ergänzung zu den zitierten Arbeiten über das Neogen und Quartär auf Kos möchten wir in dieser Arbeit zunächst einige neue Kartierergebnisse aus dem Südteil der Kefalos-Halbinsel vorstellen und anhand einer geologischen Übersichtskarte erläutern. Neben den wichtigsten tektonischen und sedimentären Ereignissen sollen vor allem die bisher nur wenig beachteten vulkanischen Erscheinungsformen der Halbinsel beschrieben und in den allgemeinen geologischen Rahmen eingebunden werden.

Mit Ausnahme der neu eingeführten Formationsnamen „Krotiri", „Colonoro" und „Picronero" für nicht vulkanisch sedimentäre Abfolgen wurden alle übrigen schon von Besenecker & Otte (1978) verwendeten Bezeichnungen beibehalten. Diese beziehen sich auf Lokalitätsangaben älterer italienischer Kartengrundlagen, die im Handel nicht mehr erhältlich sind. Die Typlokalitäten der vulkanischen Einheiten beziehen sich in der neueren Literatur und auch in dieser Arbeit auf die offizielle griechische topographische Karte 1 : 50 000.

2. Bau und Entwicklung der Kefalos-Halbinsel

2.1 Prä-Neogen

Das Prä-Neogen der Kefalos-Halbinsel ist in Form zweier getrennter Vorkommen aufgeschlossen. Es handelt sich einerseits um die neu benannten Krotiri-Kalke (alpines Basement von Besenecker & Otte 1978) im Nordwesten und um die ebenfalls neubenannten Colonoro-Kalke im Südosten.

2.1.1 Krotiri-Kalke

Im Norden der Halbinsel liegt die neogene Schichtenfolge auf alpidisch gefalteten gebankten Kalken von mindestens 50 m Mächtigkeit, die Desio (1931) der Ober-Kreide zurechnete. Diese (allochthonen?) Kalke bilden eine Antiklinal-

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

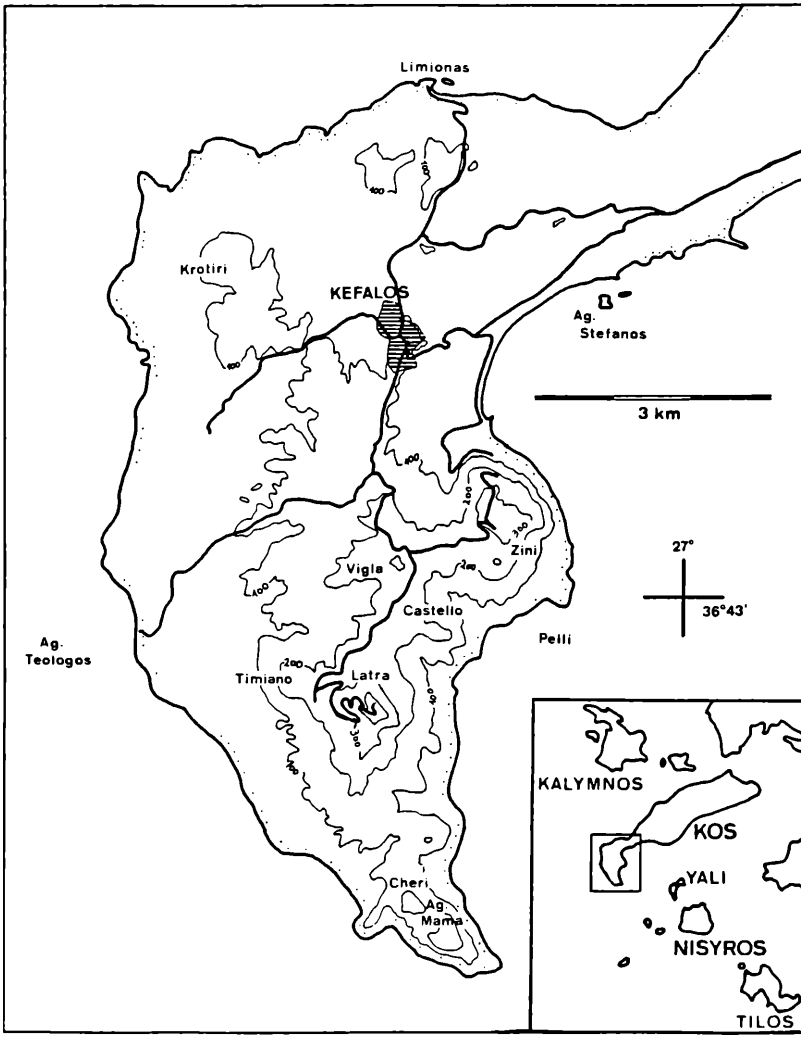

Abb. 3: Topographische Karte der Kefalos-Halbinsel.
(Höhenlinien in 100 m Abstand; dicke schwarze Linien sind Straßen).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Form mit dem 152 m hohen Berg Krotiri und dem 134 m hohen Bergrücken oberhalb des Limionas-Hafens.

Das sogenannte Plio-/Pleistozän im Bereich Limionas wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht im Einzelnen untersucht und deshalb als ungegliederte Einheit aus der geologischen Karte von Willmann (1983) übernommen.

2.1.2 Die Colonoro-Schichten

Im Südosten der Halbinsel in unmittelbarer Nachbarschaft zum Cheri-Dom ragt ein ebenmäßiger, fast kegelförmiger Berg gut 200 m über den Meeresspiegel. Er wird von alpidisch gefalteten, dunklen, massigen und teilweise mikritischen Kalken und dunklen Tonsteinen aufgebaut. Die bis zu 200 m mächtige dickbankige Abfolge fällt am Südhang mit 5–10° N und am Osthang noch etwas steiler ein. An der Ostküste, direkt unterhalb des Latra-Domes, streichen die zuvor unter den Meeresspiegel abgetauchten Colonoro-Kalke in Form eines langgezogenen Sattels nochmals über dem Meeresspiegel aus. Sie liegen dort tektonisch unter den lithologisch unterschiedlichen Pesia-Schichten (2.2.1), die nach Besenecker & Otte (1978) und Willmann (1983) dem marinen Unter-Miozän angehören. Die stratigraphisch bisher nicht eindeutig zugeordneten Colonoro-Schichten sind auf Grund dieser Lagerungsverhältnisse strukturell mit den Krotiri-Kalken der nördlichen Halbinsel vergleichbar und gehören vermutlich ebenfalls dem Prä-Neogen an.

2.1.3 Tektonische Klippen

Reste der von Böger (1983) definierten ägäischen Decke findet man in West-Kos als tektonische Kalk-Klippen von relativ geringen Ausmaßen. Diese hellgrauen, massigen Erosionsrelikte sind vermutlich Teile eines ehemals zusammenhängenden Deckenverbandes mit den mesozoischen bis eozänen Zia-Kalken von Ost-Kos.

Das größte Vorkommen ist der Aspropetra unmittelbar südlich des Zini-Domes. Drei weitere Vorkommen findet man nördlich des Latra-Domes, wo diese in einem Fall den hangenden Protocaravo-Schichten (Kap. 2.2.4) aufzulagern scheinen. In der Bucht von Kefalos ist auf der kleinen Insel S. Nicola ebenfalls ein Rest dieser Decken erhalten geblieben, der nach Keller (mündl. Mitteilung) den ober-miozänen vulkanischen Tigani-Gesteinen aufliegt (vgl. Kap. 2.2.3). Die tektonische Platznahme der Kalk-Klippen während des kontinentalen Ober-Miozäns scheint somit gesichert.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

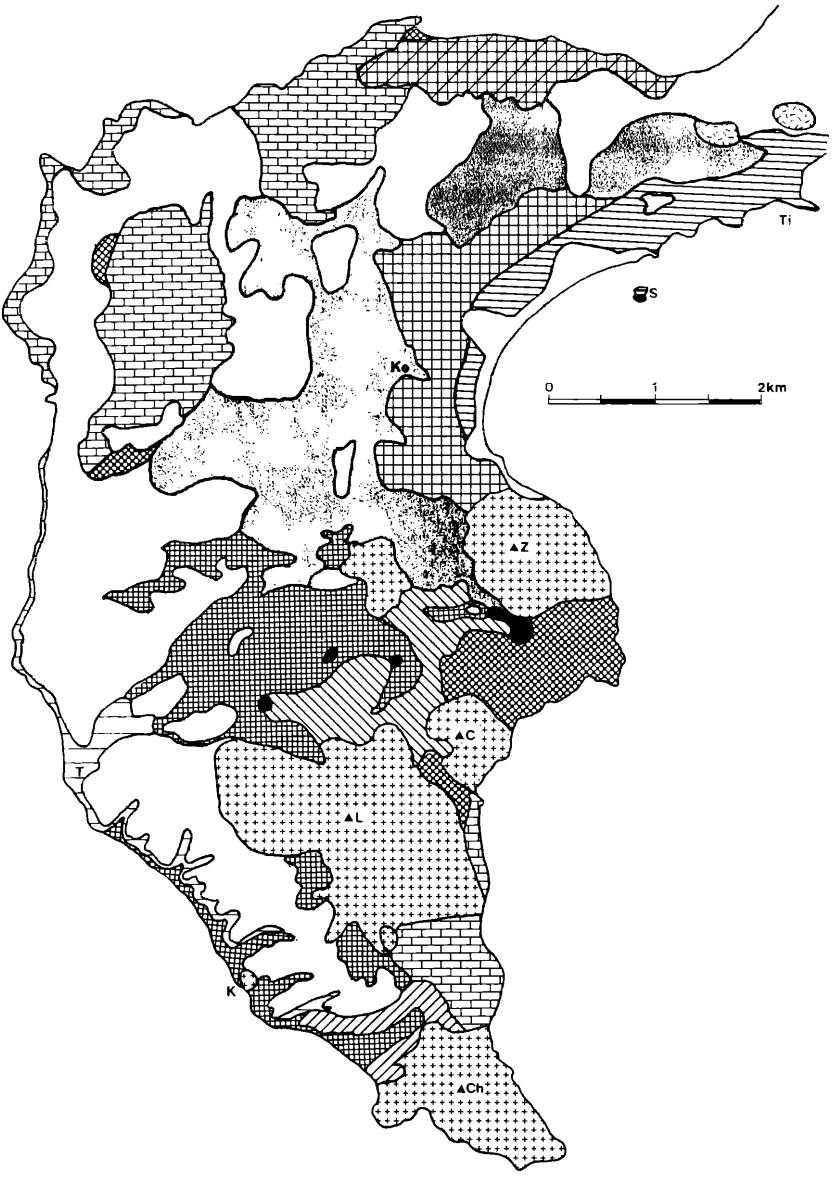

Abb. 4: Geologische Übersichtskarte der Kefalos-Halbinsel.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

		Alluvium
		KOS-PLATEAU-TUFF
PLEISTOZÄN		TYRRHEN-Terrasse
		ZINI-TUFFE
		KEFALOS- und TRIPITI-Schichten
PLIO-/PLEISTOZÄN		Rhyolithische STAUKUPPEN Ch = CHERI; L = LATRA; K = KARANAS; Z = ZINI
		Dazitische STAUKUPPEN und Gänge C = CASTELLO
?		ISTHMUS-ERUPTIVZENTRUM
PLIO-/PLEISTOZÄN		ungegliedert von WILLMANN (1983)
MIO-/PLIOZÄN		PICRONERO-Schichten
MIOZÄN		PROTOCARAVO-Schichten
		TIGANI-IGNIMBRIT-Folge
		SOCCORO-Schichten
		PESIA- und SIDEROPETRA-Schichten
PRAE-NEOGEN		Tektonische KALK-KLIPPEN
		KROTIRI- und COLONORO-Kalke

Ke = Kefalos-Stadt
S = Kapelle Ag. Stefanos
T = " Ag. Theologos

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

2.2 Neogen

2.2.1 Die Pesia- und Sideropetra-Schichten

Das marine Unter-Miozän ist durch die Pesia-Schichten unmittelbar südlich des Zini-Domes und durch die Sideropetra-Schichten im Norden der Halbinsel aufgeschlossen.

Zunächst hatte Desio (1931) diese Einheit aufgrund der Molluskenfauna ins Mittel-Miozän gestellt, jedoch fanden Besenecker & Otte (1978) Foraminiferen, die ein unter-miozänes Alter dieser flachmarinen Kalkarenite anzeigen. Einschaltungen von Konglomeraten, Silt- und Sandsteinen deuten auf relativ küstennahe Ablagerungsbedingungen.

2.2.2 Die Soccoro-Schichten

Die überwiegend terrestrischen Soccoro-Schichten liegen im Bereich zwischen den Staukuppen Zini und Latra unmittelbar über der flachmarinen Pesia-Abfolge. Durch differenzierte Vertikalbewegungen am Ende des Unter-Miozäns wurde der Sedimentationsraum von Kos an die damalige ägäische Landmasse angeschlossen (Besenecker & Otte 1978). Es formten sich terrestrische Sedimentationsbecken, die mit grobklastischen Rotsedimenten verfüllt wurden. An der Basis dieser fluviatilen Konglomerate, Sande und Tone findet man allerdings noch flachmarine Einschaltungen mit Molluskenfauna.

Die Konglomerate bestehen hauptsächlich aus dunklen Kalk-Geröllen (bis zu 20 cm ∅), weißen Quarzkieseln, roten Kieselschiefern und grünen Metamorphiten. Im Bereich des Vigla-Bergrückens findet man im Top der Soccoro-Schichten eine 3–4 m mächtige pyroklastische Einschaltung, die mit der trachy-andesitischen Tigani-Ignimbrit-Folge korreliert wird.

2.2.3 Die Tigani-Ignimbrit-Folge

Das Kap Tigani an der Südküste des Isthmus von Kos bildet mit ca. 60–80 m NN die natürliche Begrenzung zwischen der Bucht von Kefalos und der östlich anschließenden Plateau-Landschaft von Zentral-Kos. Im Küstenprofil und an mehreren Stellen entlang der Hauptstraße von Kefalos in Richtung Kos-Stadt erkennt man eine mindestens 20–30 m mächtige Abfolge mehrerer rötlich bis hellgrau gefärbter pyroklastischer Einheiten. Diese sind überwiegend stark verwittert, jedoch lassen sich die am besten erhaltenen Gesteine zum Teil als verschweißte Ignimbrite deuten. Die von Bellon & Jarrige (1979) mit 10,0 ± 0,5 ma datierte Tigani-Ignimbrit-Folge entspricht stratigraphisch und petrographisch den von Altherr et al. (1976) untersuchten ober-miozänen Pyroklastiten von Ost-Kos und zahlreichen weiteren Lokalitäten der Südost-Ägäis (Keller 1982).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

2.2.4 Die Protocaravo-Schichten

Über den Rotsedimenten der Soccoro-Schichten folgen die dünnplattigen, limnischen Kalklutite und Mergel der Protocaravo-Schichten, die im Südwesten der Halbinsel mehrfach aufgeschlossen sind. Entlang der Küstenlinie im äußersten Südwesten zeigen sie flache bis steilstehende Lagerungsformen, das südlichste Vorkommen – nördlich des Cheri-Domes – bildet eine Antikline. In unmittelbarem Kontakt zu den Domen Latra, Timiano und Vigla stehen die Protocaravo-Schichten meist saiger und weisen auffällig brekziierte (kompetentere) Bereiche auf, die offensichtlich während der Staukuppenbildung aufgerichtet und zerbrochen wurden.

Abb. 5: Aufschlußverhältnisse an der Südwest-Küste der Kefalos-Halbinsel mit südlicher Blickrichtung: Im Hintergrund die Staukuppen Cheri und Moscali; die im Top flach erodierte Karanas-Staukuppe liegt direkt an der Küste im Hintergrund rechts; im Vordergrund links erkennt man den Kos-Plateau-Tuff, der die weniger gut sichtbaren Protocaravo-Schichten überlagert.

2.2.5 Die Picronero-Schichten

Die bisher noch nicht beschriebenen fluviatilen Picronero-Schichten bilden ein größeres und ein kleineres Vorkommen nördlich der Staukuppen Cheri und Karanas. Es handelt sich um schräggeschichtete Tone, Sande und Konglomerate, die im Bereich der erwähnten Protocaravo-Antikline ca. 30 m mächtig hufeisenförmig ausstreichen.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Gröbere Partien bilden Schrägschichtungskörper im cm- bis m-Bereich und bestehen hauptsächlich aus einer Mischung von roten Kieselschiefern und weißen Quarzgeröllen mit untergeordnet grünen Metamorphit-Komponenten von maximal 6–8 cm. Feinkörnige Lagen zeigen deutlich ausgebildete Strömungskolke und asymmetrische Strömungsrippeln. Das Top der Picronero-Einheit ist mit zahlreichen tonigen Lagen auffällig feinkörnig ausgebildet. Als Besonderheit findet man innerhalb solcher Tonlagen gelegentlich 2–3 cm mächtige Gipshorizonte, die außerdem Barytausscheidungen aufweisen können.

Besenecker & Otte (1978) nehmen für das beginnende Pliozän auf Kos eine vorwiegend fluviatile Sedimentation an, ohne dafür die Picronero-Konglomerate ausdrücklich als Beleg anzuführen. Willmann (1983) geht davon aus, daß Kos an der Miozän/Pliozän-Wende bedeutenden tektonischen Bewegungen unterworfen war und nimmt für diesen Zeitraum eine Sedimentationslücke an. Da die Picronero-Schichten von Tuffen des plio-/pleistozänen Cheri/Moscali-Domkomplexes überlagert werden, scheidet zumindest ein pleistozänes Alter völlig aus. Eine darüber hinausgehende genauere zeitliche Einordnung ist jedoch bisher nicht möglich.

2.2.6 Die älteren Staukuppen der Süd-Halbinsel

Nach Bellon & Jarrige (1979) sind die markanten rhyolithischen Staukuppen Cheri und Latra im oberen Pliozän gebildet worden und markieren den Beginn des bis weit ins Pliozän reichenden rhyo-dazitischen Vulkanismus der Kefalos-Halbinsel (vgl. Abb. 2 und Tab. 1).

Die genannten ältesten datierten Staukuppen können allerdings nicht als völlig eigenständig betrachtet werden. Vielmehr sind beide lediglich Vertreter zweier größerer Rhyolith-Komplexe, dem Cheri/Moscali-Komplex im äußersten Südteil und dem 428 m hohen Latra/Timiano-Doppeldom als der höchsten Erhebung der Halbinsel.

Beide Komplexe sind vermutlich mehrphasig gebildet worden, wobei mehrfach chaotische Block- und Aschen-Tuffe abgelagert wurden, die man entlang der Domflanken mit Mächtigkeiten von wenigen Metern häufig findet. Gute Aufschlüsse solcher Fließablagerungen vom „nuée ardente-Typ" findet man z. B. an der W-Flanke des Latra-Domes entlang eines neu aufgefahrenen Feldweges in 200–250 m NN.

Die vitrophyrischen, rhyolithischen Gesteine der verschiedenen Dome sind unabhängig vom Alter petrographisch und chemisch auffällig ähnlich und zeigen meist eintönig hellgraue Farben. Als Einsprenglinge findet man überwiegend rundlich korrodierten Quarz, Plagioklas und Sanidin in mm-Größe zusammen mit winzigen Biotit-Schüppchen in einer oft schwach aufgeschäumten bis kompakt glasig erstarrten Grundmasse. Die Domgesteine weisen meist typisch laminare Fließtexturen auf und zeigen interessante Fältelungen und Bruchstrukturen.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

	LOKALITÄT	ALTER (ma)	METHODE - BEARBEITER
PLEISTOZÄN	W-Kos/Antimachia		Tiefsee-Aschen-Korrellation von KELLER (1981) und STADLBAUER et al. (1986)
	W-Kos/Antimachia		K/Ar PASTEELS et al. (1986)
	W-Kos/Zini-Dom(Top)	0.55	K/Ar
	W-Kos/Zini-Dom		K/Ar BELLON & JARRIGE (1979)
	W-Kos/Karanas-Dom		
PLIOZÄN	W-Kos/Latra-Dom		
	W-Kos/Cheri-Dom		
OBER-MIOZÄN	W-Kos/Ag.Stephanos	10.0	K/Ar BELLON & JARRIGE (1979)
	O-Kos/Phokas	10.4	K/Ar KREUZER (ALTHERR et al. 1976)

Tab. 1: Zusammenstellung veröffentlichter radiometrischer und tephrochronologischer Altersbestimmungen an neogenen und quartären Vulkaniten von Kos.

Wegen der erwähnten petrographischen Ähnlichkeit der gesamten rhyolithischen Dom-Gesteine und zur besseren Übersichtlichkeit wurden alle Staukuppen einschließlich ihrer assoziierten Tuffe in der Karte mit einer einheitlichen Signatur versehen. Die ignimbritischen Zini-Tuffe (vgl. Kap. 2.2.3) und der Kos-Plateau-Tuff (vgl. Kapl. 2.3.7) sind mit gesonderten Signaturen eingezeichnet worden, weil sie die am weitesten verbreiteten pyroklastischen Einheiten des Kartiergebietes darstellen.

2.3 Quartär

2.3.1 Die Kefalos- und Tripiti-Schichten

Im Bereich zwischen Kap Tigani und dem Zini-Dom bilden die nur wenig verfestigten Kefalos- und Tripiti-Schichten die steilwandige Umrahmung der Bucht von Kamari. Die namengebende Stadt Kefalos selbst liegt in ca. 100 m Höhe am Westrand des altpleistozänen Steilprofils von mindestens 50 m Mächtigkeit.

Nach BESENECKER & OTTE (1978) handelt es sich bei den Kefalos-Schichten um verschiedenfarbige Tone, Silte und Sande in Lagen von 1–2 m. Die überlagernden vollmarinen Tripiti-Schichten bestehen demgegenüber aus detritischen Flachwasserkalken. Das Vorkommen dieser Flachbeckensedimente ist auf den Nordteil der Kefalos-Halbinsel beschränkt. Das Fehlen entsprechender Ablagerungen im Süden deutet darauf hin, daß die älteren Staukuppen und deren Nebengesteine im Alt-Pleistozän wahrscheinlich Inseln bildeten.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

2.3.2 Die Karanas- und die Zini-Staukuppe

Die relativ unscheinbare und etwa 50 m hohe Karanas-Staukuppe an der Südwest-Küste der Halbinsel und der mit 362 m mächtig aufragende Zini-Dom sind nach den vorliegenden Datierungen im Alt- bis Mittel-Pleistozän entstanden (vgl. Tabelle 1). Die Karanas-Staukuppe besitzt ein relativ flach erodiertes Top mit einem Durchmesser von etwa 50 m (pleistozäne Abrasion?) und scheint intern ideal zwiebelartig aufgebaut zu sein. Diese typisch ringförmig-schalige Struktur entstand durch extrem langsames laminares Fließen einer hochviskosen rhyolithischen Schmelze unmittelbar vor deren endgültiger Erstarrung.

Im Bergsattel des Latra/Timiano-Doppeldomes findet man in 250 m NN ca. 5 m mächtige phreatomagmatische Aschen- und Lapilli-Tuffe, die neben gut sortierten Fall-Lagen vor allem laminierte Aschen-Lagen mit akkretionären Lapilli aufweisen. Diese für hochexplosive Magma/Wasser-Kontakte typischen Ablagerungen zeigen außerdem Bombentrichter kantiger Glaslapilli und Kleinbomben mit Flugbahnen aus Karanas-Richtung. Dieser Befund deutet auf ein Karanas-Eruptivzentrum, das während seiner Explosivphase vermutlich ähnlich wie heute nahe am oder im Meer lag und dessen Aktivität mit Bildung des Domes wahrscheinlich endgültig beendet wurde.

Der Zini-Dom ist morphologisch und radiometrisch die jüngste rhyolithische Staukuppe der Kefalos-Halbinsel. Trotz eines äußerlich scheinbar einheitlichen Aufbaus wird für den Zini-Dom eine mehrphasige Entwicklung angenommen (Paraskevopoulos 1960), wodurch nach Pasteels et al. (1986) die verschiedenen radiometrischen Zini-Alter in Tabelle 1 erklärbar werden.

Der hellgraue Zini-Vitrophyr wird unter der Bezeichnung Perlit abgebaut und wegen seiner besonderen Aufschäumeigenschaften als Baustoff verwendet.

Die Westflanke des Zini-Domes wird von mindestens 20–30 m mächtigen pyroklastischen Ablagerungen eingehüllt, die wegen ihrer weiten Verbreitung auf der nördlichen Halbinsel als sogenannte Zini-Tuffe gesondert auskartiert wurden.

2.3.3 Die Zini-Tuffe

Das weitflächige Vorkommen mächtiger Bims-Tuffe im Westteil von Kos ist seit langem bekannt (Desio 1931). Es wird jedoch meist nicht herausgestellt, daß es sich dabei um die deutlich unterscheidbaren Zini-Tuffe und den jung-pleistozänen Kos-Plateau-Tuff handelt, die durch Erosionsdiskordanzen und Verlagerungshorizonte voneinander getrennt sind.

Die Altersstellung der Zini-Tuffe ist eng verknüpft mit der Frage nach ihrer Herkunft. In Straßenprofilen zwischen Kefalos-Stadt und dem Zini-Dom und dem Tigani-Bereich erkennt man 10–20 m mächtige komplexe Wechselfolgen von eindeutig phreatomagmatischen und ignimbritischen Ablagerungsformen mit ausgeprägt dünenartigem bis unverschweißt-massivem Charakter; Fallablagerungen sind gegenüber Fließablagerungen stark untergeordnet.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Abb. 6: Die Zini-Tuffe sind basal phreatomagmatisch geprägt und zeigen dünenartige Ablagerungsformen (surge). Zum Top hin findet ein gradueller Übergang in eine massive pyroklastische Stromfazies statt. Die Aufnahme stammt aus dem Bereich Kap Tigani ca. 3 km vom vermuteten Eruptionszentrum (Maßstab 1 m).

In nächster Nähe zur Zini-Staukuppe sind die Zini-Tuffe mit etwa 20–30 m am mächtigsten und weisen relativ hohe Gehalte an verschiedenartigen dichten (lithischen) Komponenten mit Durchmessern von 0,5–1 m auf. Rasch abnehmende Lithic-Gehalte und -Größen mit zunehmender Entfernung vom Zini-Dom machen den Staukuppenbereich als ehemaliges Eruptionszentrum wahrscheinlich.

Tatsächlich sind auch die auffällig schwach aufgeschäumten „Bimse" der Zini-Tuffe dem glasreichen Zini-Perlit petrographisch sehr ähnlich, jedoch ist dieser Befund wegen der grundsätzlich vorliegenden engen petrographischen Verwandtschaft aller Staukuppen-Rhyolithe kein direkter Hinweis auf den Ursprung der Tuffe.

2.3.4 Der Vigla- und Castello-Dazit

Zwischen den Domen Latra und Zini befinden sich zwei weniger auffällige dazitische Staukuppen, der 240 m hohe stark erodierte Castello-Felsen und der Vigla-Dazit.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Der Vigla-Dazit ist weitgehend von den ober-miozänen Soccoro-Sedimenten bedeckt, die als Intrusions-Nebengestein anzusprechen sind. Offenbar ist der Vigla-Dazit nicht ganz bis zur Erdoberfläche aufgedrungen, sondern als oberflächennah aufquellende Intrusion erstarrt. Ähnliches könnte auch für den Castello-Dazit gelten, der mittlerweile allerdings auf Grund von Erosion rundum zugänglich ist.

Die relative Altersstellung der Dazite und Rhyolithe ist im Gelände nicht eindeutig nachvollziehbar, beide sind jedoch magmatologisch eindeutig dem jungen Hellenischen Inselbogen-Vulkanismus zuzurechnen. Mindestens zwei weitere kleine Dazit-Vorkommen befinden sich im Bereich zwischen den Domen Cheri und Latra. Diese werden als stark erodierte Gänge angesprochen und wurden aus Gründen der Übersichtlichkeit zusammenhängend kartiert.

2.3.5 Das Isthmus-Eruptivzentrum

Im Isthmus-Bereich zwischen der Kefalos-Halbinsel und dem Zentralteil von Kos findet man ein reliktisches Eruptionszentrum fraglichen Alters, das schon Desio (1931) als Fumarolenfeld mit sogenannten Eruptivbrekzien beschrieb. Neben stark gebleichten ehemaligen Pyroklastiten und schwachem Geruch von Schwefelwasserstoff sind keinerlei morphologische Hinweise auf ein Eruptionszentrum ersichtlich.

Bei den als Eruptivbrekzie kartierten Gesteinen handelt es sich vermutlich nicht um primäres pyroklastisches Material, sondern um ein Gemisch verschiedenartiger vulkanischer Gesteinsfragmente (Laven, Schlacken, Bimse) in einer ehemals wohl glasigen Aschenmatrix, die heute tonig umgewandelt vorliegt. Gröbere Komponenten sind eckig bis kantengerundet und erreichen Blockgröße.

Während die noch immer schwach anhaltende Fumarolentätigkeit ein quartäres Alter des Isthmus-Eruptivzentrums vermuten läßt, bleibt die Altersstellung der Eruptivbrekzie weiterhin unklar. Einzelne datierte Lavablöcke wurden eindeutig miozän gebildet (Keller unpubl.), jedoch ließ sich im Gelände nicht zweifelsfrei klären, ob die Eruptivbrekzie tatsächlich der eng benachbarten miozänen Tigani-Ignimbrit-Folge angehört oder dieser diskordant auflagert.

2.3.6 Die Tyrrhen-Terrasse

Entlang der Westküste der Kefalos-Halbinsel fand schon Desio (1931) eine pleistozäne Abrasionsplattform, die er als Tyrrhen einstufte. Die Terrassensedimente über den gefalteten und abradierten Protocaravo-Schichten bestehen aus ca. 2 m mächtigen Kalkareniten mit auffällig hohen Gehalten an biodetritischen Komponenten (Algenröllchen, Korallen- und Muschelreste). Pekten und Austernschalen sind z. T. vollständig erhalten. Darüber folgen ca. 1–2 m gut sor-

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

tierte und schräggeschichtete Sande, die ihrerseits von 2–5 m mächtigem rotem Ton und Schluff mit Konglomerateinschaltungen überlagert werden. Nach Lithologie und Verbreitung der obersten Ton/Schluff-Lage handelt es sich dabei vermutlich um aufgearbeitete Soccoro-Sedimente, die eine allmähliche Verlandung der Terrasse andeuten.

Bemerkenswert ist, daß die Terrassensedimente im Bereich nördlich der Kapelle Ag. Theologos etwa in Meereshöhe anstehen, während sie in südlicher Richtung langsam ansteigen und nahe dem Karanas-Dom 60 m NN erreichen.

Jarrige (1978) bestätigte das vermutete Tyrrhen-Alter dieser Kefalos-Terrasse auf Grund seiner paläontologischen Untersuchung der fossilreichen Lage und der Th/U-Datierung einer Spondylus-Muschel (145 ka).

Die besondere Wichtigkeit der genauen Datierung der besagten Kefalos-Terrasse ergibt sich aus der Frage nach dem Alter des Kos-Plateau-Tuffs (vgl. Tabelle 1). Der Kos-Plateau-Tuff (KPT) liegt in West-Kefalos teilweise direkt auf den Terrassensedimenten und es gilt zu klären, ob das von Keller (1981) und Stadlbauer et al. (1986) auf Grund von Tiefsee-Aschen-Korrelation postulierte KPT-Alter von 140–150 ka realistisch ist.

Als Zwischenstand dieser Alters-Diskussion sei vermerkt, daß neueste aminostratigraphische Befunde zur Datierung pleistozäner mediterraner Strandterrassen von Hearty et al. (1986) die paläoklimatische Zeitskala von Cita et al. (1973) bestätigen, wonach der Tyrrhen-Hochstand für den Zeitraum von etwa 200–240 ka anzunehmen ist (Mindel/Riss-Zwischeneiszeit).

Da Th/U-Datierungen von Molluskenschalen nach Stearns (1984) – zitiert in Pasteels et al. (1986) – immer Minimum-Alter ergeben, aber selten weniger als das halbe tatsächliche Alter erreichen, ist die 145 ka Spondylus-Datierung aus Jarrige (1978) in voller Übereinstimmung mit dem angenommenen Tyrrhen-Alter der Terrasse. Das Alter des Kos-Plateau-Tuffs scheint somit für den Zeitraum von weniger als 200000 Jahren sicher eingegrenzt.

2.3.7 Der Kos-Plateau-Tuff (KPT)

Auf Kos und den kleineren Dodekanes-Inseln Kalymnos, Pserimos, Pachia und Tilos findet man bis zu 30 m mächtige rhyolithische Bims-Tuffe, die Keller (1969) erstmals als Produkte eines einzigen gewaltigen Eruptionsereignisses interpretierte. Neueste vulkanologische und geochemische Untersuchungen Stadlbauer et al. 1988; Stadlbauer 1987) zeigen, daß die KPT-Eruption mit einem Gesamtfördervolumen von ca. 100 km³ die Minoische Eruption von Santorin etwa 5fach übersteigt und mit einem Alter von 140–150 ka vermutlich eines der gewaltigsten Ereignisse des quartären Ägäis-Vulkanismus darstellt.

Vollständig erhaltene KPT-Profile auf Kos beginnen an der Basis mit extrem feinkörnigen laminiert bis schräggeschichteten phreatomagmatischen Aschen-Tuffen, die wegen des völligen Fehlens trockener plinianischer Fall-Ablagerungen auf ein submarines Eruptionszentrum schließen lassen. Auf Grund einer

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

rasch zunehmenden Förderrate (Höchstwerte um 10^5–10^6 m^3/s) wurden pyroklastische Ströme von unverschweißt-ignimbritischem Charakter gebildet, die Geschwindigkeiten von mindestens 100 m/s erreichten und radial bis in Entfernungen von über 50 km vom Eruptionszentrum abgelagert wurden.

Die bis zu 20 m mächtigen KPT-Vorkommen der westlichen Kefalos-Halbinsel sind für die Rekonstruktion dieser ungewöhnlichen Eruption von ganz besonderem Interesse, weil der dort abgelagerte Ignimbrit nachweislich die Bergkette der Kefalos-Staukuppen überströmt haben muß. Dieser spektakuläre Befund stützt sich vor allem auf zwei Beobachtungen: Zum einen wurde auf dem knapp 300 m hohen Bergkamm zwischen Zini und Vigla reliktischer KPT in eindeutig massiver Fließfazies neu entdeckt. Zum anderen waren die KPT-Ströme deutlich erosiv und verursachten an ihrer Basis auffällige Schleppungen der Liegend-Sedimente in westlicher Transportrichtung. Daraus ergibt sich das Überfließen der Staukuppen aus östlicher bis südöstlicher Richtung, während die KPT-Ablagerung nach seitlichem Umströmen der Dome ausgeschlossen werden kann.

Mehrere KPT-Profile westlich des Latra-Domes wurden unmittelbar nach Beendigung der Eruption von deutlich verlagertem KPT-Material bedeckt. Die dadurch vollständig erhaltenen KPT-Profile sind im Hangenden extrem reich an Feinasche und enthalten akkretionäre Lapilli von 2–4 cm Durchmesser.

Entscheidend für die erfolgreiche Rekonstruktion dieser Eruption war die Lokalisierung des bilang unbekannten Eruptionszentrums. Mächtigkeitsvariationen und Korngrößensystematik innerhalb der bekannten KPT-Vorkommen (einschl. der neu untersuchten Lokalitäten auf den türkischen Halbinseln von Bodrum und Datça) deuten auf den Bereich der heutigen Vulkaninseln Yali und Nisyros als Eruptionszentrum hin. Eine in diesem Bereich zu fordernde KPT-Caldera ist vermutlich wegen bedeutender Post-Caldera-Aktivitäten von Yali und Nisyros bathymetrisch nicht mehr nachweisbar.

3. Zusammenfassung und geochemische Vergleiche

Die Insel Kos ist Bestandteil des sog. Pelagonikums innerhalb des Hellenischen Orogens. Das Dicheo-Gebirge von Ost-Kos und die Kefalos-Halbinsel im äußersten Westteil zeigen eine komplexe geologische Entwicklung in Form von drei sich gegenseitig beeinflussenden Bauelementen.

Der bis ins oberste Miozän reichenden alpidischen Deckentektonik (a) überlagerten sich vielfältige magmatische und vulkanische Ereignisse (b), die geochemisch einer miozänen und der heute noch aktiven quartären Subduktionszone zugeordnet werden; die lokale neogene und quartäre Sedimentation (c) erfolgte auf Grund bedeutender tektonischer Vertikalbewegungen unter mehrfach wechselnden flachmarinen bis fluviatil-terrestrischen Bedingungen.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

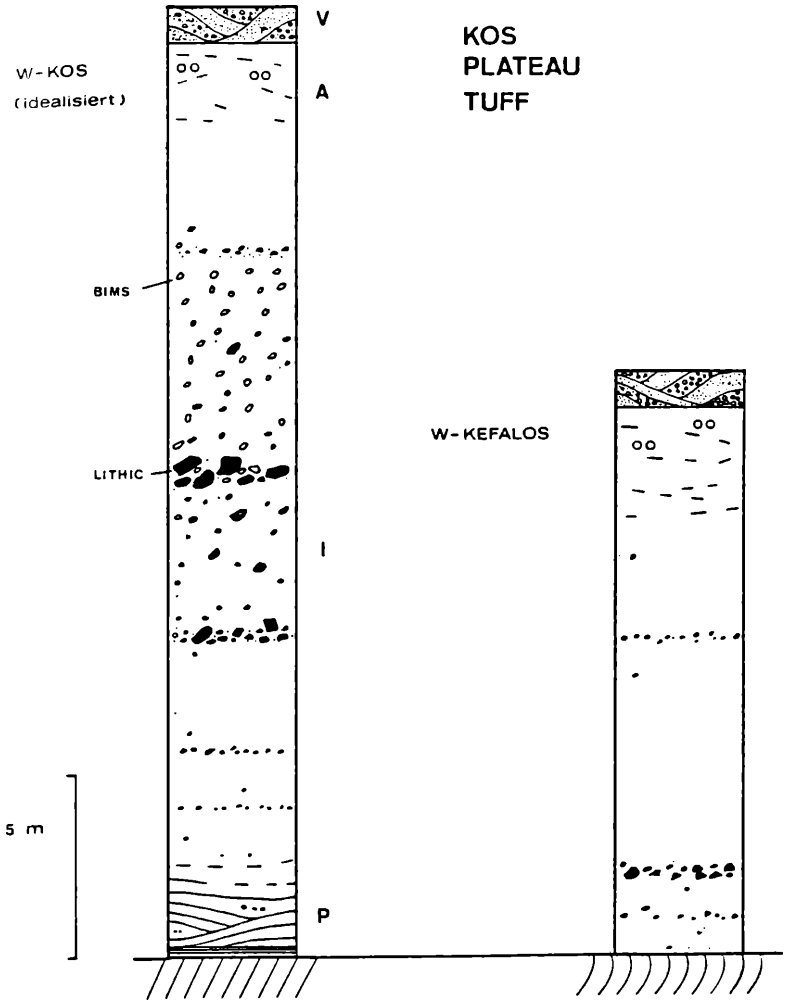

Abb. 7: Das vervollständigte Profil des Kos-Plateau-Tuffs von West-Kos zeigt die initialen phreatomagmatischen Ablagerungen an der Basis (P) mit darüber folgenden massiven ignimbritischen Fließeinheiten (I), die meist basale Lithic-Anreicherungen aufweisen. Die schräggeschichtete Feinaschen-Lage im Top (A) ist reich an akkretionären Lapilli und wird von verlagertem pyroklastischem Material (V) überdeckt. Das Profil von West-Kefalos zeigt die in Transportrichtung geschleppten unterlagernden Sedimente; die in West-Kefalos fehlenden initialen Ablagerungen (P) wurden vermutlich vom Ignimbrit erodiert.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

	SEDIMENTATION - VULKANISMUS	FAZIES - TEKTONIK
	Alluvionen und Fumarolen	
	KOS-PLATEAU-TUFF	Unverschweißter Ignimbrit
	TYRRHEN-Fossilbank	Marine Abrasionsterrasse
PLEISTOZÄN	ZINI-Dom (?) und ZINI-TUFFE	Staukuppe und pyroklastische Ströme
	KEFALOS- und TRIPITI-Schichten	Tone, Sande und flachmarine Kalke
|		
|	KARANAS (CASTELLO und VIGLA ?)	
PLIOZÄN	CHERI/MOSCALI und LATRA/TIMIANO	
|		
|		
|		
|		
	PROTOCARAVO-Schichten	Limnische Mergel und Kalke
	KALK-KLIPPEN (Ägäische Decke von BÖGER 1983 ?)	(Allochthones Pelagonikum)
	TIGANI-Ignimbrite	Terrestrische Vulkanite
	SOCCORO-Schichten	Fluviatile Sandsteine
	PESIA- und SIDEROPETRA-Schichten	Überwiegend flachmarine Kalke
PRAE-NEOGEN	KROTIRI- und(?) COLONORO-Kalke = Alpines Basement von BESENECKER & OTTE (1978)	

Tab. 2: Zusammenstellung der neogenen bis quartären sedimentären, vulkanischen und tektonischen Abfolge von West-Kos nach BESENECKER & OTTE (1978) und WILLMANN (1983). (Picronero, Colonoro und Krotiri sind neu definierte Bezeichnungen sedimentärer Formationen).

Die auffällige Längserstreckung von Kos in SW/NO-Richtung verläuft in etwa parallel zu den Küstenformen der benachbarten Bodrum- und Datça-Halbinseln des türkischen Festlandes. Morphologisch und bathymetrisch erkennt man entsprechend langgezogene Horst- und Grabenstrukturen, deren Verlauf außerdem der Hauptdehnungsrichtung von N 70° E entspricht, die RICHTER & STROBACH (1978) für den Bereich der aktiven Benioff-Zone in etwa 150 km Tiefe unter Kos berechneten.

Die ungefähre N/S-Anordnung der Kefalos-Staukuppen und des Isthmus-Eruptivzentrums hängt vermutlich mit tiefgreifenden Querbrüchen des Horst/Graben-Musters zusammen, die als Aufstiegswege der rhyo-dazitischen Magmen dienten.

Das Vorkommen miozäner Shoshonite und quartärer kalkalkaliner Vulkanite auf Kos und in benachbarten Gebieten ist seit langem bekannt (KELLER 1982; FYTIKAS 1984). Die geochemische Eigenart dieser beiden Gesteinsgruppen zeigt sich vor allem bezüglich der mit dem Kalium verwandten inkompatiblen Elemente (z. B. Ba und Rb), die in Shoshoniten immer stärker angereichert werden

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

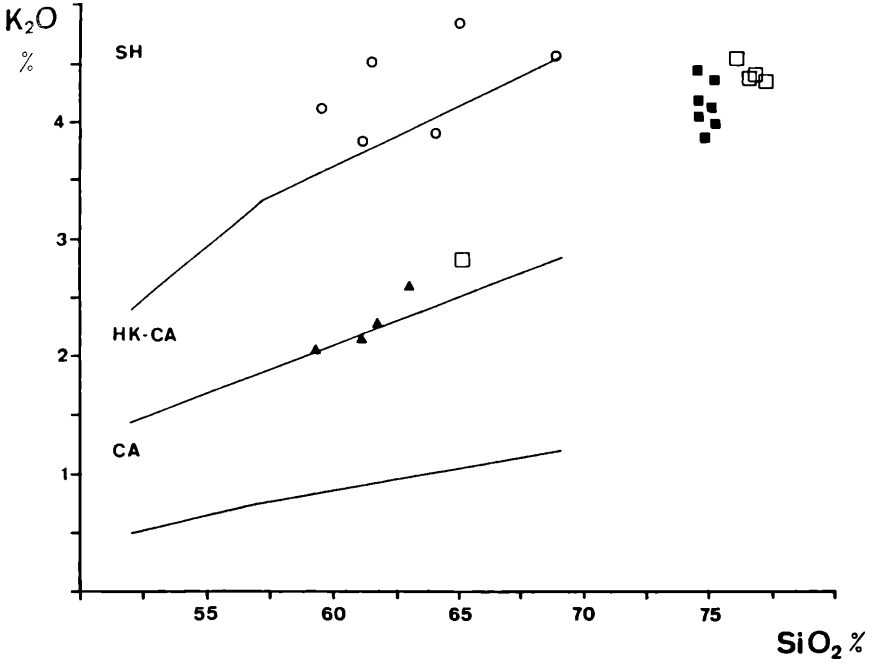

Abb. 8a: K_2O vs. SiO_2-Diagramm (nach Pecerillo & Taylor 1976) zur Charakterisierung repräsentativer miozäner und quartärer Vulkanite der Kefalos-Halbinsel von Kos: Die Miozän-Gesteine enthalten bei ähnlichen SiO_2-Gehalten deutlich mehr K_2O als die Produkte des quartären Inselbogens. CA = Kalkalkali-Serie; HK-CA = Kalium-reiche Kalkalkali-Serie; S = Shoshonitische Serie; Symbolerklärung in Abb. 8b; (unveröffentlichte Analysen teilweise datierter Proben von Keller und Stadlbauer).

als in typischen Kalkalkali-Magmen. Als Ursache dafür werden letztlich unterschiedliche Prozesse der Magmenbildung im oberen Erdmantel angenommen, die im K_2O-SiO_2-Diagramm der Abbildung 8a in Form getrennter magmatischer Serien deutlich werden.

In Abbildung 8b wird anstatt des SiO_2-Gehalts das Rb/Sr-Verhältnis als Fraktionierungsindex dem absoluten Ba-Gehalt der analysierten Gesteine gegenübergestellt. Es zeigt sich, daß miozäne und quartäre Vulkanite bei ähnlichen Differentiationsgraden signifikant unterschiedliche Ba-Gehalte aufweisen. Die Rhyolithe der Kefalos-Staukuppen und die rhyolithischen KPT-Bimse weisen naturgemäß die höchsten SiO_2-Gehalte und Rb/Sr-Verhältnisse auf, bilden aber dennoch deutlich getrennte Gruppen.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

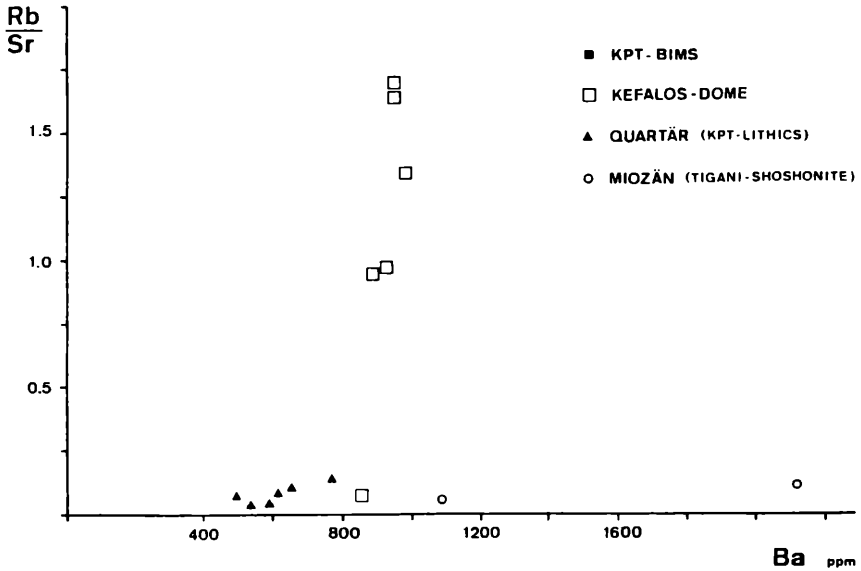

Abb. 8b: Rb/Sr vs. Ba-Diagramm derselben Proben wie in Abb. 8a: Die Rhyolithe der Kefalos-Staukuppen unterscheiden sich durch deutlich höhere Rb/Sr-Verhältnisse vom rhyolithischen Bims des Kos-Plateau-Tuff.

Die Genese der Kefalos- und KPT-Rhyolithe ist anhand dieser einfachen Betrachtung natürlich nicht vollständig klärbar, sondern kann allenfalls als ein noch zu lösendes Problem umrissen werden. Zwei konträre Hypothesen sind denkbar: entweder es handelt sich um extrem fraktionierte Restschmelzen basaltisch/andesitischer Magmen des Erdmantels oder aber um anatektische Erstschmelzen aus geeigneten Gesteinen der Erdkruste.

Neue geochemische Untersuchungen zur Genese des KPT-Rhyoliths scheinen die von KELLER (1969) postulierte anatektische Bildung aus Graniten des Untergrundes weitgehend zu bestätigen, jedoch wurden offenbar außerdem beträchtliche Anteile andesitischer Subduktionsmagmen beigemischt.

Dank

Die vorliegende Arbeit beruht auf Teilergebnissen der Dissertation von Erwin Stadlbauer und auf der Diplom-Kartierung von Christof J. Hug-Fleck, die unter der wissenschaftlichen Betreuung von Prof. Dr. J. Keller am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Freiburg i. Br. angefertigt wurden. Herrn Prof. Dr. Keller möchten wir für die Einführung in das hochinteressante

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Gelände und für die Durchsicht einer früheren Version des Manuskriptes danken. Unser Dank gilt außerdem unseren Kollegen und Mitarbeitern, vor allem auch der Computer-Arbeitsgruppe am Geologischen Institut für die Hilfe bei 3-D Problemen.

Eingang des Manuskripts am 7. Juli 1987

Angeführte Schriften

Altherr, R., Keller, J. & Kott, K. (1976): Der jungtertiäre Monzonit von Kos und sein Kontakthof (Ägäis, Griechenland). – Bull. Soc. géol. France, (7), **18:** 403–412, Paris.

Altherr, R., Kreuzer, A., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G. A., Keller, J., Harre, J. & Höhndorf, A. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic crystalline complex (SE-Pelagonian, Greece). – Geol. Jb., **E 23:** 97–164, Hannover.

Bellon, H. & Jarrige, J. J. (1979): L'activité magmatique néogène et quaternaire dans l'île de Kos, Greece: données radiocronologiques. C. R. Acad. Sc., Paris, t. 288, Série D: 1359–1362, Paris.

Besenecker, H. & Otte, O. (1978): Late Cenozoic Development of Kos, Aegean Sea. In: Alps, Apennines, Hellenides. – Inter-Union Comm. Geodyn. Sci. Rep. No. **38** (Closs, H. et al. Eds.): 506–509, Stuttgart.

Böger, H. (1983): Stratigraphische und tektonische Verknüpfungen kontinentaler Sedimente des Neogens im Ägäis-Raum. – Geol. Rundsch. **72:** 771–815, 6 Abb., 1 Taf., Stuttgart.

Böger, H., Gersonde, R. & Willmann, R. (1974): Das Neogen im Osten der Insel Kos (Ägäis, Dodekanes) – Stratigraphie und Tektonik. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **145:** 129–152, Stuttgart.

Cita, M. B., Chierici, M. A., Ciampo, G., Montcharmont Zei, M., d'Onofrio, S., Ryan, W. B. F. & Scorziello, R. (1973). The Quaternary record in the Tyrrhenian an Ionian basins of the Mediterranean Sea: – Deep Sea Drilling Project, Vol. **13:** U.S. Goverment Printing Office, S. 1263–1298, Washington, D.C.

Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, K. (Eds.) (1978): Alps, Apennines, Hellenides. – Inter-Union Comm. Geodyn., Sci. Rep. No. **38,** Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Desio, A. (1931): Isola di Coo. – In: Le Isole Italiane dell'Egeo, Memorie Descrittire Della Carta Geologica D'Italia, Vol. **XXIV:** 130–284, Rom.

Dürr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. & Seidel, E. (1978): The Median Aegean Crystalline Belt: Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism. – In: Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Comm. Sci. Rep. No. **38** (Closs, H. et al. Eds.) S. 455–477, Stuttgart.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

FYTIKAS, M., INNOCENTI, F., MANETTI, P., MAZZUOLI, R., PECCERILLO, A. & VILLARI, L. (1984): Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. – In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, DIXON, J. E. & ROBERTSON, A. H. F. (Eds.) p. 687–700, Blackwell Scientific Publications, Oxford.

GRALLA, P. (1982): Das Präneogen der Insel Kos (Dodekanes, Griechenland). – Dissertation, TU Braunschweig (unpubl.).

HEARTY, P. J., MILLER, G. H., STEARNS, C. E. & SZABO, B. J. (1986): Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin. – Geol. Soc. Am. Bull., **97:** 850–858.

JACOBSHAGEN, V., DÜRR, ST., KOCKEL, F., KOPP, K.-O. & KOWALCZYK, G. (1978): Structure and Geodynamic Evolution of the Aegean Region. – In: Alps, Apennines, Hellenides. Inter-Union Comm. Sci. Rep. No. **38.** CLOSS, H. et al. (Eds.). S. 537–564, Stuttgart.

JACOBSHAGEN, V., DÜRR, ST., KOCKEL, F., MAKRIS, J., MEYER, W., RÖWER, P., SCHRÖDER, B., SEIDEL, E. & WACHENDORF, H. (1986): Geologie von Griechenland. – Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, **Bd. 19,** 363 S., 112 Abb., Gebr. Borntraeger, Stuttgart.

JARRIGE, J. J. (1978): Études néotectonique dans l'arc volcanique égéen. – Les îles des Kos, Santorin et Milos. Thèse 3e cycle, Paris-Sud (unpubl.).

KELLER, J. (1969): Origin of rhyolites by anatectic melting of granite and crustal rocks. The example of rhyolitic pumice from the island of Kos (Aegean Sea). – Bull. Volc., **33:** 942–959, Napoli.

KELLER, J. (1981): Quaternary tephrochronology in the Mediterranean region. – In: Tephra Studies, NATO Advanced Study Institutes Series C, Vol. **75:** 227–244, SELF, S. & SPARKS, R. S. (Eds.), Reidel, Dordrecht.

KELLER, J. (1982): Mediterranean island arcs. – In: Andesites, THORPE, R. S. (Ed.) p. 307–326, J. WILEY & SONS, New York.

PASTEELS, P., KOLIOS, N., BOVEN, A. & SALIBA, E. (1986): Applicability of the K-Ar-method to whole-rock samples of acid lava and pumice: Case of the upper Pleistocene domes and pyroclasts on Kos island, Aegean Sea, Greece. – Chem. Geology, **57:** 145–154, 1 Abb., 1 Tab., Elsevier, Amsterdam.

PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. R. (1976): Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. – Contrib. Mineral. Petrol., **58:** 63–81, Berlin-Heidelberg-New York.

PARASKEVOPOULOS, G. (1960): Economic Geology of the perlites of Ḳefalos, peninsula of Kos. – Ann. Géol. Pays Helléniques, **2:** 125–136.

RICHTER, I. & STROBACH, K. (1978): Benioff Zones of the Aegean Arc. In: Alps, Apennines, Hellenides. – Inter-Union Comm. Sci. Rep. No. **38.** (CLOSS, H. et al. Eds.) S. 410–414, Stuttgart.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Robertson, A. H. F. & Dixon, J. E. (1986): Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Dixon, J. E. & Robertson, A. H. F. (Eds.), p. 1–74, Blackwell Scientific Publication, Oxford.

Stadlbauer, E., Bohla, M. & Keller, J. (1986): The Kos-Plateau-Tuff (Greece): A major ignimbrite that crossed the open sea. – IAVCEI Symposium, Poster and Abstracts, Auckland (NZ).

Stadlbauer, E. (1988): Vulkanologische und geochemische Analyse eines jungen Ignimbrits: Der Kos-Plateau-Tuff/SE-Griechenland. – Diss. in Vorbereitung, Freiburg i. Br.

Stearns, C. E. (1984): Uranium-series dating and the history of sea level. – In: Quaternary Dating Methods, Mahaney, W. C. (Ed.), p. 53–66, Elsevier, Amsterdam.

Willmann, R. (1983): Neogen und jungtertiäre Entwicklung der Insel Kos (Ägäis, Griechenland). – Geol. Rundschau, **72:** 815–860, 20 Abb., Stuttgart.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau

Jahr/Year: 1987-1988

Band/Volume: 77-78

Autor(en)/Author(s): Stadlbauer Erwin, Hug-Fleck ChristofJ.

Artikel/Article: Geologische und vulkanologische Aspekte der Kefalos-Halbinsel von Kos (Dodekanes Â— SE-Griechenland) 23-47