ARB. GEOGR. INST. GRAZ, Bd. 30: 235-252, Graz 1991

Beobachtungen zur Klimamorphologie von Massengesteinen in den alt- und neuweltlichen Subtropen vorwiegend des mediterranen Typs

Von Helmut RIEDL, Salzburg

1. Einführung

Seit der grundlegenden, zusammenfassenden Arbeit von H. WILHELMY (1958: 176) hat es sich eingebürgert, unter Tafoni Hohlblöcke zu verstehen, die durch chemische Verwitterung unter Hartrindenbildung entstanden sind. Hingegen weisen Bröckellöcher, jene zelligen Aushöhlungen der Gesteine, keine gepanzerten Oberflächen auf. Die folgenden Ausführungen sollen einen Beitrag zur Relativierung dieser Lehrmeinung liefern. Insbesondere werden die Aspekte der Rolle des Mikroklimas bei der Genese der Hohlformen und die Beziehungen der Hohlformen zu den Meso- und Groβformen beleuchtet. Der Jubilar beschäftigte sich intensiv seit langem mit der Genese kavernöser Verwitterungsformen und hat eine meisterhafte Analyse der Schalensteine und wabenförmigen Verwitterungsphänomene (PASCHINGER, H., 1989) vorgenommen. Anläβlich einer gemeinsamen Besichtigung des Näpfchensteins von Adendorf bei Mariahof nahe dem Neumarkter Sattel am 14. August 1990 wurde der Verfasser zu den folgenden Erörterungen angeregt.

2. Mediterrane Subtropen

2.1. Kykladen

In den Kykladen, die auf einem breiten Schelfkomplex zwischen mittelägäischem und südägäischem Meeresbecken liegen, haben Plutonite eine besondere Bedeutung als Träger klimamorphologischer Phänomene. Innerhalb des attisch-kykladischen Komplexes mit Resten einer alten Masse und einer Schieferhülle erfolgte in eozäner und oligo/miozäner Zeit eine tiefgehende alpidische Umprägung der Gesteinsserien. Später noch kam es zur Intrusion der Plutonite. So kühlte sich der Granodiorit von Seriphos erst vor 8-9 M. a.

(DÜRR, St., 1986: 133) ab. In Naxos intrudierte nach einem Aufstieg der Kruste ein I-Typ-Granit, der den Westteil der Insel einnimmt und nach St. Dürr (1986: 138) und R. Altherr et al. (1982) ein Alter von 11,1 ± 0,7 M. a. hat. In Mykonos und Delos dominieren stark deformierte Granite mit einem minimalen Instrusionsalter (DÜRR, St., 1986: 142) von 14,7 M. a. Sowohl die Schieferhülle als auch die Plutonite werden in den Kykladen von Verwitterungsbasisreliefs (BÜDEL, J.: 17 f.) überzogen, die sich als Formenkomplexe aus azonalen Inselbergen und Dombergen (WILHELMY, H., 1958: 66 ff.) mit Residualhalden und dazwischen liegenden verschiedenartigen Flachtalformen erweisen. Die beherrschende Wollsackverwitterung der eingerumpften Plutonite wird neben der paläoökologischen, tropisch-wechselfeuchten Steuerung während des Endmiozäns-Unterpliozäns (RIEDL, H., 1984: 161 ff.) wesentlich durch den Kluftreichtum der Massengesteine ermöglicht; dadurch konnte die chemische Tiefenverwitterung, der Mataderozersatz, mit stark wechselndem Tiefgang ein Paläorelief mit hoher Reliefenergie erzeugen. Dieses klimamorphologische Vorzeiterbe wird durch Reste von Paläoplastosolen in Form von Braun- und Rotlehm und Kaolinisierungen charakterisiert. Fast alle primärgenetischen Formenelemente des Verwitterungsbasisreliefs wurden im Zuge der Exhumierung desselben aus mächtigen chemischen Zersatzmassen morphodynamisch geprägt und umgeformt (RIEDL, H., 1986: 63 ff.). Erst im Zuge dieser jüngeren pleistozän-holozänen Prozesse konnten sich aller frühestens seit dem Altquartär die verschiedenen, im Folgenden beschriebenen Kleinformenkomplexe entwickeln.

Die Kykladen zeigen die markanteste Ausprägung des Etesienklimas, das durch den Wechsel des trockenen Sommermonsuns, einer zyklonalen Rückseitenströmung des quasipermanenten Tiefs über dem Mittleren Osten, mit den winterlichen regenreichen Depressionen zustande kommt. Die Jännermittelwerte der Lufttemperatur nehmen von 11 ° im Bereiche von Mykonos auf 12 °C in Santorin zu. Die Julimittelwerte der Lufttemperatur sind mit 24 ° in der Paronaxia am niedrigsten und steigen in Richtung Santorin aber auch nach Westen gegen Syros und Seriphos auf 26 °C an. Das niederschlagsärmste Gebiet liegt mit 300 mm Jahresniederschlag im Bereiche zwischen Santorin - Amorgos und Naxos. Die westlichen und nördlichen Kykladen haben bereits Jahresmittel des Niederschlags von 500-600 mm.

Alle hier behandelten klimamorphologischen Phänomene liegen in der warm-semiariden Ausprägung des Etesienklimas bis 500/600 m Höhe, wenn man die bioklimatischen Klassifizierungen (MAVROMMATIS, 1978) auf der Basis des hydrothermischen Quotienten von E. EMBERGER heranzieht. Gleichzeitig reichen die Beispielsfälle Naxos und Santorin in die xerothermomediterrane Tiefenstufe mit >150 physiologischen Trockentagen während der Dürreperiode, während Syros und Seriphos sowie Mykonos mit 125-150 physiologischen Trockentagen (MAVROMMATIS, 1978) als ein etwas gemilderter thermomediterraner Bereich entgegentreten. Vegetationsmäßig gehören alle hier behandelten Inseln dem eumediterranen Oleo-Ceratonion an.

2.1.1. Naxos

Südlich der alluvialen Ebene des großen Küstenhofes der Stadt Naxos stellt sich eine von Tripodes bis zum Kap Stellida halbmondförmig verlaufende Inselbergschwarmzone im Granodiorit ein. Aus der geschlossenen Rumpffläche westlich Tripodes werden Ketten von nur wenige Dekameter über dem Meer liegenden Inselbergrücken und Inselbergkuppen abgegliedert. Sie umgeben das Kap Stellida im SW, S und SE. Die Inselberge zeigen eine optimale Ausprägung des Tafonephänomens, der Abschuppung von Krusten auf großen Wollsackblöcken und einer mehrere Dezimeter mächtigen Desquamation (sheeting) entlang muldentalparalleler Inselberghänge, wobei die Druckentlastungsklüfte in fast rechtem Winkel zu den tektonischen Abscherungsstrukturen der Granodiorithaut verlaufen (RIEDL, H., 1982: 15). Die Granodioritwollsackblöcke werden durch Basistafoni und Seitentafoni ausgehöhlt. Mikroklimatische Messungen (WEINGARTNER, H., 1982: 91 ff.) wurden in einem Basistafone auf SSE-exponiertem Hang getätigt. Der E-exponierten 220 x 280 cm großen Hauptöffnung stehen 2 kleine Basisöffnungen nach S und NW gegenüber; die maximale Evakuationskubatur beträgt 9,5 x 7 x 3 m. Außerdem wurde in einem Seitentafone mit NNE-exponierter Öffnung und einer Kubatur von 2,1 x 3,2 x 2,95 m gemessen. Die Messungen beziehen sich auf den Zeitraum 28.-30.09.1981. Es zeigt sich generell, daß das Tafoneklima sich deutlich vom Mikroklima der Außenhaut der Wollsackblöcke unterscheidet. Wesentlich ist bei diesen großen, dynamisch bewetterten Tafoni, daß sich im Inneren der Tafoni generell eine höhere relative Luftfeuchtigkeit einstellt. Die positive Abweichung gegenüber Außen beträgt 5-15 % relative Luftfeuchtigkeit. Gegenüber Außen ist Plateaubildung der Luftfeuchtigkeitskurve typisch, besonders in den Vormittags- und Nachmittagsstunden. Erst gegen Abend erfolgt eine Annäherung der relativen Luftfeuchtigkeit im Tafone und an der Außenfläche des Wollsackblockes. Neben diesem Verlaufstyp, der durch Warmfrontaufzug von Süden her bedingt wird, ergeben sich bei mäßigem Meltemi und Strahlungswetter regelrechte Luftfeuchtigkeitssprünge bei Amplituden von 14-18 % in den Tafoni. Die Messungen der Lufttemperatur und Felstemperatur lassen erkennen, daß die thermische Speicherwirkung im Basistafone während der Nacht größer ist, im Seitentafone durch die nächtliche Ausstrahlung trotz größerer Tageserwärmung stärkere Abkühlung eintritt, wonach der Basistafone im Vergleich mit der Außenmeßstelle und dem Seitentafone einen ausgeglichenen, ozeanischen Gang der Luft-, aber auch der Felstemperatur aufweist. Bereits an Beispielsfällen der Küstenhalbhöhlen der südpeloponnesischen Kliffküste (RIEDL, H., 1978: 25) wurde festgestellt, daß sämtliche Medien der strahlungsarmen Evakuationen weitgehend warm-isotherme Verhältnisse aufweisen; sie stehen der enormen Überhitzung und Austrocknung der Außenflächen im mediterranen Sommer gegenüber. Mikroklimatisch besteht demnach der Grundzug des völlig andersartig gestalteten ozeanischen Eigenklimas der Hohlräume (besonders im Basistafone) gegenüber den Tagesflächen mit extrem heißem und exzessivem Bodenklima. Die Seitentafoni haben mikroklimatisch hierin eine vermittelnde Stellung.

In den strahlungsarmen Tafoni (WEINGARTNER, H., 1982, S 96) sind handtellergroße Abschuppungen von 2-10 mm Dicke typisch, welche die Tafonewand unter wabenförmiger Strukturierung zurückverlegten; in den strahlungsbegünstigten Tafonetypen überwiegt jedoch

die Abgrusung.

Limonitische Krusten stehen auf Naxos in keinem ursächlichen Verband mit der Tafonegenese. Sie treten sogar vorwiegend dort auf, wo keine Tafoni ausgebildet sind und befinden sich in einem generellen Auflösungsprozeß, da sie intensiv abschuppen, bzw. durch Pseudorinnenkarren 1-3 cm tief unterschnitten werden. Die naxotischen Krusten sind mit Sicherheit als subrezent anzusprechen. Die Krustenreste, welche die Granodioritkonvexitäten überziehen, zeigen im Dünnschliff stark verwitterte Mineralkörner und von Limonit gefüllte Haarrisse. Die Tafoniinnenwandungen jedoch zeigen klare Abgrenzungen zwischen Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Biotit und keine Mineralverarmungen, wie sie die Dynamik der Kernverwitterung impliziert. Die Existenz von Hydroglimmer an der Tafoneinnenwand weist vielmehr auf eine von außen nach innen wirkende Verwitterungskomponente (und nicht umgekehrt) hin. So bestätigt zunächst das Bild der naxotischen Tafoni einen ungenügenden Zusammenhang zwischen Hohlblockverwitterung und Hartrinde im Sinne G. FRENZEL (1965: 316). Andererseits bieten sich keine Hinweise auf Salzlösungen im Sinne von K. KLAER und R. WASCHBISCH (1981: 74) sowie für Salzsprenung im Sinne von G. FRENZEL (1965: 320). Vielmehr weist alles auf die Steuerung der Tafonigenese durch spezifische mikroklimatische Eigenheiten hin (MARTINI, J., 1978: 55), wobei die Hydratation, die von außen einwirkt, die größte Bedeutung hat. Für starke chemische Verwitterung in Abhängigkeit von Hartrinden (WILHELMY, H., 1981: 165) und eine von innen nach außen gerichtete Dynamik lassen sich keine Hinweise finden.

2.1.2. Seriphos

Betrachtet man das Verwitterungsbasisrelief von Seriphos mit seinen Felsburgen, randlichen Steilreliefs und Inselbergen verschiedenen Typs, so spielen Tafoni, Pseudokarstphänomene und Desquamation eine bedeutende Rolle für die junge Umformung des paläoökologisch tradierten Formenerbes.

Optimale Tafonierung stellt sich in Hangklippen und Wollsackblöcken der Inselberghänge ein, aber auch im Residualblockhang- Steilrelief der Inselberge. Neben häufigen Basistafoni der Hangklippenzone wandförmiger Inselberge (RIEDL, H., 1986: 66 f.) sind sowohl Basistafoni als auch Seitentafoni in den Wollsackblöcken des Granodiorits südlich Kentarchos entwickelt. Dünne, rotbraune Limionitrinden schilfern heute an der Tagesfläche der Wollsackblöcke wie in Naxos ab. Der generelle Zerstörungsprozeß der Hartrinden und fehlende Kernfäule beweisen auch hier keinen Wechselfunktionalismus zwischen Hartrinde und Hohlbockbildung.

Das in Seriphos in 440 m mittlerer Höhe gelegene vorzeitliche Rumpfflächen-Rampenhangsystem mit Schildinselberg-Felsburgkliffs ist durch weitgehendes Fehlen des Mataderozersatzes gekennzeichnet. Die breitrückigen Schildinselberge des Granodiorits werden durch oft lotrechte, einige Meter hohe Wändchen begrenzt, wobei stets starke Seitentafonierung herrscht, die zum Phänomen von Naturbrücken und vereinzelt von Durchgangshöhlen führt.

Diese Tafonierung hat subrezenten Charakter und bewirkte eine kräftige Zurückverlegung der Wändchen, wodurch mehrere Meter breite Felsterrassen entstanden. An der Genese dieser Felsterrassen wirken Desquamation in Form auch sehr feiner Abschuppung, aber auch chemische Lösung in Pseudokarrenform und in Form von Opferkesselrinnen mit. Als jüngere Spezialformen sind diese Felsterrassen mit den jungtertiären Rampenhängen verschweißt.

In der Talung von Livadi weisen die 35-40 ° geneigten Granodiorithänge nur fleckenhafte Bodennester auf. Annähernd hangparallel dominieren Druckentlastungsklüfte (infolge der Exhumierung aus den Zersatzmassen). Entlang dieser Klüfte kommt es zur, das gesamte Landschaftsbild bestimmenden Desquamation 5-20 cm dicker Schuppen, sehr häufig aber von konvexen Granodioritschalen von > 1 m Dicke, oft von 5-10 m Mächtigkeit. Aus den Druckentlastungsklüften treten im Winterhalbjahr Wasserfilme aus, die zusammen mit der biogenen Verwitterung durch Algen eine Aufmürbung des Granodiorits durch Hydratation bewirken. Deshalb knüpfen sich an die Schalengrenzen große Basistafoni, die entlang der hangkonformen Klüfte nach oben wachsen. Sie entwickeln sich demnach eindeutig entlang wasserwegsamer Fugen und stellen Beweise für eine Humiditätsdynamik von außen nach innen dar.

2.1.3. Mykonos

In Gruppen scharen sich Inselberge halbkreisförmig um die Kalafati-Bucht im SE der Insel. Sie werden aus Granodiorit und protomylonitischem Granodiorit zusammengesetzt und in Abständen von 3-4 m durch 270 ° und 40 ° streichende Klüfte gegliedert, sodaß oft quaderförmige Felsburgaufsätze sich herausbilden. Es herrscht Glockenberggestaltung infolge Desquamation mit einer größten Häufigkeit der Schuppendicke von 1-3 cm und 10 cm. Alle Expositionen werden von der Abschuppung erfaßt (WEINGARTNER, H., 1980: 126 ff.). Die kantengerundeten Blöcke zeigen Kernsprünge mit scharfen Kanten und Vegetationslosigkeit. Sie stellen ein rezentes Phänomen dar. Häufig sind Näpfchen mit 1-2 cm Durchmesser, Opferkessel mit 5-15 cm Durchmesser und Wannen mit mehreren dm Durchmesser und 10-20 cm Tiefe entwickelt; Flechtenbesatz ist typisch. Opferkessel und kleine Wannen (RIEDL, H., 1980: 131) sind an den Granodiorit gebunden, während im gneisförmigen Granodiorit Alveolen und Waben ausgebildet sind. Tafonierung ist in allen Höhenlagen (bis 351 m Höhe) und allen Expositionen zu finden. Allerdings fällt eine Häufung intensiver Tafonierung im Bereich einer 30-50 m über dem Meer liegenden Verflachung SW Prophitis Ilias (351 m) auf, wobei oft nur mehr die Altersstadien von Tafoniruinen zu finden sind. Die Bevorzugung der meernahen Zone durch die Tafoni dürfte weniger mit dem marinen Einfluß (Gischt etc. und Salzverwitterung) in der Leelage (!) der Insel zusammenhängen, als hier vielmehr mit dem Fehlen der deckentektonisch (DÜRR, St., 1979: 33) bedingten Umprägung des jungen Plutonits (Verkeilungen, Schuppungen, Verfaltungen, Ultramylonithäute infolge des obermiozänen Molassedeckenschubes), da im Bereiche von 30-50 m Höhe ein tieferes Plutonitstockwerk durch die vermutlich M/R interglaziale, marine Abrasion freigelegt wurde, und damit der primäre Habitus des Grano-

diorits mit seiner für die Tafonierung günstigen Lithologie (inhomogenes Gefüge, große Feldspäte etc.) in Wert gesetzt werden konnte.

2.4.1. Santorin

Die große, meereserfüllte Caldera entstand ca. 1470 v. Chr. Die bis zu 360 m hohen Calderainnenwände schneiden verschiedenartige Vulkanite des älteren Stratovulkans an. Unterhalb von Oia (RIEDL, H., 1980: 61) zeigen die Andesitlavawände gut ausgebildete Hohlformen, deren Alter maximal mit 3461 Jahren datiert werden kann (RIEDL, H., 1980: 61). Der Andesit zeigt glatten Bruch. Bei vorherrschendem Plagioklas erweisen sich die dunklen Gemengteile als Hornblende, bronzeartiger Biotit und Pyroxen. Obwohl der Andesit eine Absonderung in Form steil einfallender Platten aufweist, entwickeln sich zahlreiche Alveolen von fingerhutförmiger Tiefe bis zu kreisrunden Höhlungen mit einem Durchmesser von 50 cm und häufigen Tiefen von 30 cm bis zu mehreren Kubikmetern an Kubatur aufweisenden Hohlräumen in völliger Unabhängigkeit von den Vertikalstrukturen. Alveolen, Waben und Halbhöhlen perforieren regellos die Andesitlavenwände und sind oft auf engem Raum miteinander vergesellschaftet. Auch hier besteht keine übergeordnete Hartrinde. Immer wieder zeigen die Kanten von Absonderungsfugen eine wulstförmige Verdickung, wobei die Felder zwischen diesen verwulsteten Fugen leicht eingemuldet sind. In solchen Zwischenfeldern herrscht eine > 1 mm dünne Abschuppung. Die Tafoni stehen mit dieser Desquamation zwischen den Fugen in einem ursächlichen Zusammenhang, denn der gleiche Abschuppungsprozeß beherrscht die Innenwandungen der Tafoni. Eine von außen nach innen wirkende Dynamik ist evident, wie auch Kelletat (1980: 317) feststellte. Nach H. WILHELMY (1958: 176) müßten die santorinischen Formen als Bröckellöcher bezeichnet werden; wenn jedoch de facto die bisher beschriebenen Tafoni mit Hartrinden genetisch nicht in Verbindung stehen und die Bröckellöcher nach H. Wilhelmy (1981: 176) keine umschließenden Hartrinden aufweisen dürfen, fehlt auch der Sinn einer derartigen morphodynamischen Differenzierung.

Allerdings sei festgehalten, daß im Bimsstein der Hangenddecke der Calderawand eine Formengesellschaft entgegentritt, bei der krustenartige, graubraune, wenige cm dicke girlandenförmige Baldachine die lotrechten Wände beherrschen. Unter diesen Baldachinen tendiert die Abgrusungszone im gelbgrauen Bimssteinmaterial aufwärts und erzeugt Absandungshohlkehlen (keine Tafoni !), an deren Bildung auch der stets staubbeladene Aufwind durch Korrasion und Deflation wesentlich beteiligt ist. Die energiereichen Thromben tauchen plötzlich an der Calderakante auf und werfen Stühle und Tische um. Entscheidend dürfte sein, daß bei großem Wasserhaltevermögen des porösen Bimssteines es an der Peripherie der Calderawand zur Dehydrierung kommt, wobei die Grenzfläche zwischen dem feuchten Bimssteinkörper und der ausgetrockneten Außenhaut eine instabile Abgrusungszone darstellt. Die Abgrusungshohlkehlen sind mit initialen Erdkegeln und Rinnenbildungen vergesellschaftet.

2.1.5. Syros

Glimmerschiefer bauen den küstennahen Rücken Chrisoniso zwischen Kini- und Delphinbucht auf. An den N- und NW-exponierten Hängen dieses Rückens sind Tafoni und Alveolen gut ausgebildet.

Beim Einfallen der Schiefer nach NNE unter 50-60° werden alle Expositionen der Schichtköpfe tafoniert. Entlang der Schieferungsflächen sind Seitentafoni, auf überkragenden Schieferungsflächen Deckentafoni ausgeprägt (RIEDL, H., 1981: 57 f.). Am größten sind die nach W exponierten Seitentafoni mit Durchmesser von 1 m und Tiefen von 50 cm. In E-Exposition herrschen Durchmesser von 10-25 cm bei einer Tiefe von 30 cm vor. Die Schiefer werden entlang der S-Flächen in geringen Abständen von 1 cm dicken limonitischen Anreicherungszonen durchsetzt; dies sind keine Krusten, sie zerstauben beim leichtesten Hammerschlag. Solche roten Zermürbungslamellen wechseln mit gesunden Schieferpartien auf engem Raum mehrmals ab. Die Seitentafoneinnenwandungen schneiden die rotbraunen Mürblamellen und unveränderten Schieferpartien in gleichem Maße im Zuge von Abschuppungs- und Abgrusungsprozessen ab. Die Tafonierung selbst wird allein durch die Hydratationsleitwege im Fallen des Schiefers gesteuert, bzw. an der hydratativen Retentionszone der Deckentafoniflächen. Inwieweit Salzverwitterung eine Rolle spielt im Verein mit Hydratation (BRADLEY, W.C., 1978: 652), wurde nicht untersucht. Hypsometrisch betrachtet, stellt sich jedenfalls die optimalste Zone der Tafonierung in 60-85 m Höhe ein über einem Abrasionsterrassenrest in 55 m Höhe. An der rezenten Kliffküste kann man bis 20 m Höhe über dem Meeresspiegel häufig Salzkristallüberzüge im Bereiche der rezenten Gischt beobachten. Möglicherweise war bei der Tafonierung in der Höhe von 60-85 m die Zufuhr von Salzen, gesteuert von einem mittelpleistozänen Meeresspiegelniveau, von außen an eine alte Kliffzone gegeben, womit eine vorzeitliche Tafonegenese gegeben wäre. Auf die vorzeitliche Primärgenese könnte auch der Befund hinweisen, daß Tafoni teilweise von Rotlehmkolluvien inkrustiert werden.

2.2. Nordägäische Inseln

Die nordägäischen Inseln gehören im Gegensatz zu den Klykaden größtenteils dem mesomediterranen Quercion ilicis des ostmediterranen-balkanischen Typs an.

Der Beispielsfall der Insel Thassos zeigt im Nordteil der Insel die Ausprägung des supramediterranen Ostryo-Carpinion. Im Südteil, wo die Fallstudien getätigt wurden, herrscht das mesomediterrane Quercion ilicis vor. Klimageographisch gehört der kolline Teil von Süd-Thassos der abgeschwächt mesomediterranen Region (MAVROMMATIS, 1978) mit nur 40-75 physiologischen Trockentagen während des Sommerhalbjahres an.

Die untersuchten Tafoni liegen auf einem NW-SE verlaufenden Inselbergrücken in 280 m Seehöhe, ca. 1 km westlich von Theologos. Die Tafoni liegen in den Schiefergneisen der Felsburgen, die durch Opferkessel, seichte Pseudorinnenkarren sowie Desquamation entlang

von Druckentlastungsklüften geprägt werden. Die Standorte liegen weit im Inneren der Insel, sodaß die Einflußnahme feuchter, salzhaltiger Meeresluft, wie im petrologisch ähnlichen Syros, auf die Tafonigenese hier ausgeschlossen werden kann. Die mikroklimatischen Messungen (RESCH, Th. et al., 1989: 85 ff.) wurden in einem Deckentafone und in einem im Übergang zum Seitentafone befindlichen Deckentafone mit Kubaturen von 0,2 und 1,3 m^3, wobei Exposition der Öffnungen in südliche Richtung besteht, vorgenommen.

Ähnlich Naxos koinzidieren in den thassischen Tafoni die Partien intensivster Abschuppung mit den strahlungsärmsten Bereichen. Überraschend war jedoch der Befund, daß die relative Luftfeuchte in den Tafoni unter jener der Außenluft liegt. Die Berechnung der Sättigungsdefizite ergab, daß die Luft im Tafone deutlich trockener als außerhalb ist. Für den Grad des Feuchtigkeitsgehaltes der Tafoneluft spielt die Morphographie der Hohlräume eine entscheidende Rolle. Die naxotischen Tafoni, in denen das Mikroklima erfaßt wurde, sind wesentlich größer und durch mehrere Öffnungen intensiv dynamisch bewettert.

Der gegenständliche Tafonefall von Thassos bietet wesentlich kleinere, statisch bewetterte Hohlräume, die auf Grund ihrer Individualisierung ein schärfer akzentuiertes Mikroklima im Vergleich zu Naxos aufbauen können. Die kleinen Deckentafoni mit ansteigender Sohle, die speläologisch einen "Backofentypus" darstellen, dessen aerische Besonderheiten bereits G. KYRLE (1923: 224) erkannte, und dessen mikroklimatische Eigenheiten H. TRIMMEL (1986: 83) präzisierte, zeigen nachtsüber eine Steuerung der Tafoneluft durch die Gesteinswärme; dadurch bleiben die nächtlichen Maximalwerte (RESCH, Th. et al., 1989: 82) der relativen Luftfeuchtigkeit in diesen Warmluftsäcken geringer als in anderen größeren und dynamisch bewetterten Tafonitypen. Das Mikroklima der untersuchten thassischen Tafoni wird durch den Wechsel von großem Sättigungsdefizit, verbunden mit kurzfristigen Sättigungsschwankungen bei Tag und geringerem Sättigungsdefizit, verbunden mit humideren Verhältnissen während der Nacht, gekennzeichnet. So wechseln Hydratation in der Nacht mit Dehydrierung tagsüber, wodurch Abschuppen und Abgrusen in Gang gesetzt werden können. Die vergleichende mineralogische Analyse (RESCH, Th. et al., 1989: 81) des anstehenden Schiefers mit Quarzeinlagerungen außerhalb der Tafoni mit dem feinsandig-grusigen Verwitterungsdetritus im Inneren der Tafoni zeigt keine qualitativen Unterschiede. Jedoch ist nach der Röntgenanalyse der Anteil der Schichtminerale Muskowit und Chlorit deutlich erhöht und der Quarzanteil geringer im abgewitterten Tafonematerial.

2.3. Ostägäische Inseln

Der Westteil der Insel Ikaria liegt westlich des Meridians von Kremasti zur Gänze im Gneisgranit (radiometrisches Alter 23 Ma). Die Hochebene von Pezion weist ein höchstes Niveau in 900-1011 m Höhe auf, das über den Südabstürzen der Insel frei in die Luft ausstreicht (RIEDL, H., 1989: 202 f.). Die hamadisierten Verflachungen werden durch Muldentäler aufgelöst, die gruserfüllt sind. Die Wollsackblöcke erhalten durch Basistafonierung und begünstigt durch Desquamation entlang der Schieferungsstrukturen eine Diskusform. Die allseitige und ausschließliche Basistafonierung steht mit der Umhüllung der

basalen Blockregionen durch Grusmassen in einem ursächlichen Zusammenhang. Dadurch entsteht ein wirksamer Kapillarsaum, wodurch die Wollsackblöcke durch Hydratation von außen her an der Basis massiv angegriffen werden können. Hingegen wirkt die "amorphe" Abschuppung allein an der höheren kapillarsaumfernen Blockoberfläche. Letzten Endes entstehen durch das Zusammenwirken dieser Kräfte spindelförmige Diskusscheiben, die oft nur einen einzigen Auflagerungspunkt aufweisen. Bezeichnend ist, daß sich im Sommerhalbjahr auf dieser Hochfläche im Zuge der Herausbildung von Stratocumulusbewölkung an den Granitgneisblöcken relative Luftfeuchtigkeitssprünge von 48 % auf 80 % am frühen Nachmittag einstellen können. Nicht umsonst hängen an Arbutus andrachne-Bäumen und Aleppokiefern auf der großen ikarischen Rumpffläche mächtige Flechtenbärte herab. Mit diesem luftfeuchten Höhenstockwerk ist auch das häufige Auftreten der Edelkastanie verbunden. Die Insel wurzelt in der subhumiden, warmen Tiefenstufe, die höchsten Bereiche jedoch mit intensiver Basistafonierung und Abschilferung an der Außenhaut der Blöcke ordnen sich bereits in das kühlsubhumide Stockwerk ein.

Die in die subhumide warme Tiefenstufe herabziehenden Steilabfälle des SW-Spornes der Insel weisen im Bereich von 350-600 m Höhe im Bereich von Kalamos nordwestlich von Karkinagrion prächtige Formationen von Zuckerhut-Glockenbergen und Helmbergen auf, die von Schlußsteinen gekrönt werden. Die Verbreitung dieser Formentypen geht mit der Durchschwärmung des Gneisgranits durch Gänge und Lagen von Granit, Granulit und Pegmatit einher. Die Wollsackblöcke erreichen Längsachsen von 10-20 m. Ausgereifte Tafonierung unter Dominanz von Seiten- und Deckentafoni prägt die Residualblockhänge, wobei die Wollsackblöcke nie allochthon sind, sondern aus mächtigen Mataderozersätzen in situ herauswachsen. Ähnliche Verhältnisse traf ich nur im Granitmassiv von Tinos in ähnlicher Höhenlage an. Die SE-Flanke des Phardi-Zuges ist durch die Intrusion eines hellen Zweiglimmergranitstockes (radiometrisches Alter: 18 M.a.) gekennzeichnet, der von Xilosirtis unter dem dunklen Paragneis bis gegen Mavroton zieht. Auf den Seitenkämmen des Granitstockes dominieren in Höhen von 360-400 m Orgelgebirgsformen. Darunter setzen von Rinnen zerschnittene Dreieckhangsysteme an, die auf Pediment-Glacissequenzen auslaufen. Die an den distalen Spornbereichen ansetzenden Dreieckshänge werden dadurch charakterisiert, daß auf ihnen im Gegensatz zum Rückgehänge der Sporne und zu den Rinnenanfängen nicht das feste, dem sheeting unterliegende Verwitterungsbasisrelief ansteht, sondern größtenteils der Mataderozersatz. An den Spitzen der Dreieckshänge können allerdings feste Granitpartien eine Rolle spielen. Der Bereich der Dreieckshänge wird inmitten des subhumid-warmen Stockwerks von einer dichten, schwer begehbaren Arbutus-Baumerika-Makzie überkleidet. Aus dem Zersatz tauchen oft autochthone Riesenwollsackblöcke auf, die Basistafonierung mit vorgeschalteten Felsplattformen aufweisen. Von solchen, durch Opferkesseln geprägten Gesimsen verzahnen sich Pseudokarren mit den Sohlen der Basistafoni. Unter der Makzie wird der Mataderozersatz kräftig ausgespült; er ist zwischen den Blöcken entlang von Klüften in einer Tiefe von mehreren Metern linear erodiert. Die Basistafonierung der Wollsackblöcke orientiert sich jedoch am Niveau der Reste der alten Zersatztageshangfläche, sodaß die Basistafoni, wenn sie über den ausgespülten Klufträumen, aus denen der weiche Zersatz bereits entfernt wurde, ausstreichen, die Position von Seitentafoni nunmehr einnehmen. Damit ist durch die Bindung der ehemaligen

Basistafoni an früher generell verbreitete, vorzerschneidungszeitliche Hangflächen im Zersatz zugleich auch hier die Tafonegenese in Abhängigkeit von basalen, kapillaren Feuchtesäumen evident. Es existiert keinerlei expositionsbedingte Orientierung dieser Tafonetypen. Die Basistafoni auf den zersatzreichen Dreieckshängen östlich Xilosirtis stellen sohin von den Zersatzmanteloberflächen aus gesteuerte, von außen nach innen glenkte hydratative "Unterschneidungen" dar.

Im Falle von Ikaria erweist es sich, daß die Makzie in keiner Weise die lineare Initialerosion hemmt, in deren Verlauf die Wollsackblöcke aus dem Zersatz herauswachsen. Dadurch aber erfolgt eine Blockierung der traditionalen Weiterbildung der Wollsackblöcke, denn nun werden diese nicht mehr allseits, sondern nur mehr an tieferen Partien des Blockkörpers kalottenförmig oder tangentiell von Zersatzmassen umgeben. Der darüber aufragende Block wird rasch durch Tafonierung und synchrone Pseudokarren- und Opferkesseldynamik durch ein eindeutig von außen nach innen gerichtetes Kräftespiel zerstört. Gelegentlich vorhandene dünne Limonitrinden schuppen oft im Rahmen von Schildkrötenmustern ab und haben keinerlei kausalgenetische Bedeutung für das gesamte Kräftebündel. Die wichtige Beziehung zwischen Tafonebildung und Verwitterung an Bodenoberflächen, für die Ikaria, teilweise auch Syros Beispiele darstellen, hat auch D. Dragovich (1968: 173) an Hand der Granite der Winterregengebiete des südlichen Südaustraliens herausgearbeitet.

2.4. Zypern und Anatolien

2.4.1. Zypern

Die von großen Fußflächentreppen überspannten Tertiärkalk- und Kalksandstein- sowie Mergelbereiche der Mesaoria liegen in der stärker kontinental getönten, eumediterranen Tiefenstufe des Oleo-Ceratonion. Poa bulbosa und Stipa capensis schaffen steppenähnliche Standorte, die mit der Phrygana verzahnt sein können. Morphou weist 435 mm, Nicosia 371 mm Jahresniederschlag auf. Die Jännermittel der Lufttemperaturen liegen in der Mesaoria um 15 °C gebündelt, während die Julimittel im Bereiche von 28-29 ° liegen. Die Dürreperiode dauert 7 Monate.

Besonders die Pediment-Mesaberge in der pliozänen Athalassas-Formation und der miozänen Koroniakalkformation weisen eine intensive Tafonierung der lotrechten Wändchen unterhalb der Kanten der Pediment-Mesas und oberhalb der glatten und schuttreichen Zeugenberghänge auf. Die lotrechten, wenige Meter hohen Kalksandstein- und Mergelwändchen werden von dunklen, harten Krusten (Kafkala) überzogen, die in gleichem Maße die Pedimentmesaflächen überziehen und einen landwirtschaftlichen Ungunstfaktor darstellen. In die durch mehrere cm dicke Kafkala-Krusten gehärteten Trauf-Steilwändchen sind 2 x 2 x 0,50 m dimensionierte Decken- und Seitentafoni (RIEDL, H., 1963: 70) eingelassen. Meist sind die Zwischenwände der einzelnen Tafoni ausgedünnt und durch Fenster miteinander lateral verbunden. Die Hartrinden sind an den Traufwändchen der Zeugenberge oft nur mehr baldachinartig erhalten. Wesentliche Strukturelemente stellen sanft in den Berg

einfallende und klaffende Schichtfugen dar, die von einer rosafärbigen Kruste überrindet werden. Unter den bis zu 1 cm dicken Schichtfugenkrusten liegt mürbes Material mit einer Dicke von 5 cm. Die Tafonewandungen zeigen über nach außen geneigter Sohle das mehrmalige Herausragen der harten rötlichen Lamellen entlang der Schichtfugen. Stellenweise schwimmen die härteren Lamellen nur mehr im Lockermaterial. Die Tafonierung unter Hartrindenbildung stellt den entscheidenden Prozeß im Hinblick auf die Zurückverlegung der schichtstufenartigen Kanten der Pedimentreste dar. Obwohl die Sedimentgesteinstafonierung einen rezenten Prozeß auf Zypern darstellt, lassen sich doch auch Belege (RIEDL, H., 1963: 72) dafür finden, daß die zyprische Tafonierung bereits im Pleistozän ablief, denn spätglazialer Tafoniruinenschutt beweist eine präexistente, vermutlich würminterstadiale Tafonierungssphase.

Das gesamte Erscheinungsbild spricht für eine Definition dieser Formen als Bröckellöcher im Sinne H. WILHELMY's (1958: 176). Da übergeordnete Hartrinden aber ausgebildet sind, müssen diese karvernösen Verwitterungsformen nach ihm als Tafoni bezeichnet werden. Überhaupt kommt immer mehr zum Vorschein, daß die für Massengesteine durch H. WILHELMY (1958: 176) postulierte Genese der Tafoni durch Verwitterung von innen nach außen und kausalgenetischer sowie synchroner Hartrindenbildung am ehesten noch für Sedimentgesteine gilt, wie das zyprische Beispiel zeigt, und am geringsten für Massengesteine und Schiefer zutrifft. Eine größere Häufigkeit der Tafonigenese im obigen Sinn bei Sedimentgesteinen durch Verwitterung von innen nach außen resultiert ja bereits aus der viel stärkeren Porosität der Sedimentgesteine gegenüber den Massengesteinen. An der Hartrinden-Kernverwitterung WILHELMY's meldete bereits P. HÖLLERMANN (1975: 400) entscheidende Vorbehalte an Hand von Vukaniten an.

2.4.2. Anatolien

Es soll hier nur der Beispielsfall des semiariden Flyschberglandes im Westen des Beckens von Malatya (KUBINZKY, K., RIEDL, H., 1970: 79) erwähnt werden. Das sommertrockene Klima des Beckens von Malatya weist einen Jahresniederschlag von 363 mm und ein Jahresmittel der Lufttemperatur von 13,1 ° auf, wobei die Dürrezeit von Mitte Mai bis Anfang Oktober andauert. Von Anfang Dezember bis Ende Februar dauert die Schneebedeckung an. Frost kann jedes Jahr von Oktober bis April auftreten. Das 25 km lange Tal von Develi ermöglicht instruktive Einblicke in den inneren Bau der Höhenlandschaft von 1800-2000 m Höhe zwischen Zentralem und Äußerem Osttaurus. Die Talhänge werden durch mehrere Felswandformationen besetzt, die aus Kalken und Kalksandsteinen des Eozäns aufgebaut werden. Die Wandstufen treten infolge Unter- und Überlagerung weicher Mergel härtebedingt mehrmals aus dem Hangprofil hervor. Pfeiler und isolierte Türme sind das Ergebnis starker Auflösung infolge senkrechter Klüftung und söhliger Schichtung. Die derart aufgelösten Schichtstufenhänge werden durch Tafoni intensiv perforiert. Die größten Kubaturen erreichen die Tafoni in den Eozänkalksandsteinen in der Talung von Levent unterhalb der Höhenlandschaft des Kara Dag stets an der Grenze zum Liegendmergel, der durch Rutschungsformen seine Fließfähigkeit anzeigt. Die Riesentafoni an den Kalksand-

stein-Mergelgrenzen führen im Verein mit der Klüftung des Kalksandsteins und dem Ausfluß der Liegendmergel zu einer bedeutenden Labilisierung des Steilreliefs in den eozänen Kalksandsteinen, sodaß den Tafoni hier eine bedeutende klimamorphologische Rolle bei der Zurückverlegung der Schichtstufenhänge zukommt. Diese vollzieht sich letzten Endes bei besonderer Tafonedichte und Kluftreichtum in Form von in die Wände eingelassenen Breschen, die von Bergsturzmaterial gefüllt werden.

3. *Marokko*

Das Oasengebiet von Tafraout im westlichen Antiatlas sondierte ich in der ersten Märzwoche 1989. Es wird durch eine klassische Inselberglandschaft in posttektonischen, hellen Alkaligraniten, die arm an Glimmer und Quarz sind und mit ihren großen Feldspäten grobkörniges Gefüge zeigen, geprägt. Lateral wird die granitische Mulde von Tafraout durch das Quarzitmassiv des Präkambriums beherrscht. Bei Jahresniederschlägen von 250-300 mm liegt das > 1200 m hohe Inselberggebiet von Tafraout bereits südlich des mediterranen Verbreitungsgebietes von Quercus ilex, aber noch nördlich der eigentlichen Dattelpalmenoasenverbreitung der Sahara. In Grusnestern der Inselberglandschaft stellen sich Einzelbäume und Gebüsche von Argania spinosa sideroxylon, dem endemitischen Eisenholzbaum und Büschelgrasformationen ein. Auf Grusflanken finden sich aufgelassene Ackerterrassen eines bereits prekären Regenfeldbaues, während Ölbaum-Mandelanbau die Oasenbereiche kennzeichnet. Die Inselberge dieses eigenartigen, sommerdürren Übergangsraumes zur saharischen Wüstensteppe haben steile Flanken in den konvexen oberen Partien, gegen die intramontanen Ebenen laufen die Inselberghänge zumeist konkav aus. Im Bereich der Konkavitäten liegt Blockschutt, oft nur ungenügend kantengerundet. Nur selten wird die Rundung klassischer Wollsackblöcke erreicht. Die aus den konkaven Mittel- und Unterhängen sich auftürmenden Inselbergscheitel bestehen aus zumeist wandförmig gestaltetem Granit und werden durch Desquamation und Pseudokarsterscheinungen geprägt, wobei die Tafonierung zurücktritt. Hingegen weisen die Blockformationen eine intensive Wabenverwitterung, Basis- und Seitentafonierung auf, die ihre optimalste Ausprägung oberhalb von Wadibetten erhalten. Derartige Blöcke weisen sehr dunkle, rötlich-schwarze Rinden auf, die eine Dicke bis zu wenigen cm erreichen können. Stets sind diese in einem durchgehenden Abschuppungsprozeß begriffen, wobei an Stelle der Rindenbildung massive Abgrusung die rindenfreien Blockoberflächen einnimmt. Vieles spricht dafür, daß die Phase der rezenten Rindenauflösung erst den Tafonierungsprozeß ermöglichte. Weder die zur Rindenbildung simultane Kernfäule noch die Beziehung beider zur Tafonierung können aus dem Oasengebiet von Tafraout bewiesen werden. Alle kantengerundeten Blöcke sind kernfrisch und werden trotzdem tafoniert, besonders dann, wenn sie sich entlang von Grundwasser-Kapillarzonen entlang der Wadis anordnen, die über älteren, subrezenten Basisschotterakkumulationen jüngere Grusakkumulationen erkennen lassen. Die heutigen Talwege zerschneiden die hangenden Gruspakte bis in die Basisschotter. So gesehen könnte eine Beziehung zwischen der vorabgrusungszeitlichen Talschotterakkumulation und Rindenbildung während eines etwas feuchteren, altholozänen Klimas bestehen, während dem heutigen semiariden Klima

Rindenzerstörung, Abgrusung und simultan die Tafonierung entsprechen.

4. *Kalifornien*

4.1. Mohave-Wüste

Die von Wadis des Antiatlas angeschnittenen und ansatzweise ausgebildeten Grusspülebenen erreichen im Verein mit granitischen Inselberglandschaften in der kalifornischen, südwestlichen Mohave-Wüste ihre klassische Ausprägung, wie Geländebegehungen in der letzten Juliwoche 1990 im Gebiet der Granite Mountains zwischen Lucerne Valley und Old Woman Springs ergaben.

Schwärme von Granitinselbergen prägen die Stoddard Mts. In 1200 m Höhe werden gruserfüllte Becken von Sandtennen überzogen. Die Granitinselberge zeigen in situ Vergrusung und ertrinken im Detritus. Die Granite Mts. weisen konkave, weithin ziehende Grusschleppen auf; die höheren Inselberghänge werden von Blöcken eingenommen. Die aufwärtswachsenden Inselbergschleppen und das Ertrinken der Felsscheiteln im Abgrusungsmaterial weisen auf die Aridisierung eines alten Verwitterungsbasisreliefs hin, wie es in den semiariden mediterranen Subtropen der Alten Welt in dieser Vollendung nicht beobachtet werden kann. Im lateralen Verzahnungsbereich der riesigen Grus- und Sandflächen, die von den Inselbergen ausstrahlen, liegen Endpfannen mit Salzefflorescenzen, Schollenböden und Dünen. Die Inselberge zeigen Riesenwollsackbildungen, die von schwarzem Wüstenlack überzogen werden. Basistafonierungen in der Nähe des Grusfächeransatzes mit seinem Kapitallarsaum, aber auch Opferkessel prägen die Felsburgen; der Wüstenlack blättert auf den Blöcken ab. Die Mächtigkeit der Grus- und Sandaufschüttungen beträgt über 10 m, wie die Wadieinschnitte beweisen. Das aride Gebiet im Regenschatten der San Bernardino Berge weist die sonst auf Mohave-Bajadas in lockeren Fluren zu beobachtenden Yucca brevifolia und Yucca schidigera Bestände nur sporadisch auf. Flächenhaft tritt jedoch Larrea divaricata (Chreosote bush) auf den Grusschleppen der Inselberge entgegen. Für das BWh-Klima der Mohave Wüste (MÜLLER, M., 1980: 222) ist die im Death Valley gelegene Station Greenland Ranch (-56 m) ein extremes Beispiel. Bei einem Jahresmittel der Lufttemperatur von 24,4 ° beträgt der mittlere Jahresniederschlag 40,6 mm, die mittleren Minima der Lufttemperaturen liegen in jedem Monat über 0 °. Die für die Granitinselberge signifikante Station Barstow (616 m Höhe) weist eine mittlere Jahrestemperatur von 17,7 ° und einen Jahresniederschlag von 106 mm auf. Alle Monate sind arid. Früh- und Spätfröste bestehen von Oktober bis März. Die mittlere jährliche Verdunstung beträgt 2000 mm (BOYSEN, R., HARE, F., 1974: 234). Die wachsende Bedeutung des Kapillarsaumes für die Tafonierung resultiert aus dem höheren Ausmaß der Aridität gegenüber dem Antiatlas Marokkos. Daß trotzdem Opferkessel bei Jahresniederschlägen von ca. 100 mm sich auf den Felsburgen einstellen, hängt mit den maximalen Niederschlagsbeträgen innerhalb von 24 Stunden zusammen. Die extreme Station von Greenland Ranch weist Werte von 35,6 mm im November und Dezember und von 25,4 mm

im Jänner und Februar auf, wobei in diesen Monaten die potentielle Verdunstung nur 23, 7, 5 und 13 mm gegenüber den Sommermonaten mit 180-229 mm beträgt.

4.2. San Jacinto Mountains

Das im Jacinto Peak 3.300 m hohe Granitmassiv wurde im Bereich seiner in 2400-2600 m Höhe gelegenen Altflächenlandschaft Ende Juli 1990 begangen. Mit ihren hoch gelegenen Inselbergen gleicht sie der Granitlandschaft der südlichen Mohave-Wüste im Hinblick auf die primärgenetische Anlage während neogener sommerfeuchter Savannenklimate (MINNICH, R., 1981: 77), wie sie gegenwärtig im nordwestlichen Mexiko südlich der Sonora bestehen. Die 100 Meilen östlich von Los Angeles gelegenen Jacinto Mountains gehören wie die San Bernardino Mts. den W-E verlaufenden Transverse Ranges (ORMA, A., 1979) an, deren Strukturen durch die Tektonik des San-Andreas-Bruchsystems determiniert werden. Die feinere Gestaltung der Felsburgen der Altlandschaft der San Jacinto Mts. unterscheidet sich infolge der völlig unterschiedlichen rezenten ökologischen Einbindung von den Verwitterungstypen der Massengesteine in der südwestlichen Mohave jedoch wesentlich.

Idyllwild in 1640 m Höhe weist einen Jahresniederschlag von 650 mm auf. Es ist anzunehmen, daß in Höhen von 2400-2600 m, im Bereiche des an Felsburgen reichen Rumpfflächenkomplexes, Jahresniederschläge von > 1000 mm gelten, die hauptsächlich im Zuge winterlicher pazifischer Kaltfronten zustande kommen. Der mediterrane Gang der Niederschläge zeigt eine bedeutende Verschmälerung der Dürrezeit von Mai bis September (WALTER, H., 1981: 116) gegenüber z.B. Long Beach von März bis Oktober. In den höchsten Bereichen der Jacinto Mountains dürfte ähnlich wie in der südlichsten Sierra Nevada die Dürrezeit auf 3-4 Monate zusammenschmelzen. Der Jahresmittelwert der Temperaturen kann in Ermangelung des Erhaltes von Meßdaten vor der Drucklegung des Beitrages für die Höhe 2500 m mit 6 ° interpoliert werden, wobei die Monatsmittelwerte von November bis März unter dem Gefrierpunkt liegen (Schneedeckendauer Dezember bis April). Die höchsten Monatsmittelwerte im Juni und Juli dürften 12 ° nicht übersteigen. Die untere Waldgrenze liegt oberhalb der Busch-Felswüstenstufe (Untere Sonora-Zone mit Larrea divaricata) in ca. 1700 m am südöstlichen Abfall der Jacinto Mts. Nach einer Übergangszone mit Pinus ponderosa, Pinus jeffreyi und Douglastannen kommen die Felsburgen um 2500 m in subalpinen Waldbeständen zu liegen. Abies casiocarpa und Pinus flexilis werden insbesonders gegen die in 2800-2900 m Höhe liegende obere Waldgrenze tonangebend. Die Gestaltung der granitischen Felsburgen in der semihumiden Höhenlandschaft offenbart folgende Gesetzmäßigkeiten: Im Gegensatz zur Inselberglandschaft der südwestlichen Mohave existieren keine Wüstenlackbildungen, Rinden oder Krusten und keine konkaven Grusfächer. Die Blockformationen der Jacinto-Rumpfflächenlandschaft zeigen häufig nur Kantenrundung, sehr oft Kantenschärfe entlang der Kluftzonen. Die oberen zwei Drittel der Fels- und Blockburgen entwickeln keine Tafonephänomene, sondern ab und zu Waben, bzw. Alveolen, die aber immer vereinzelt entgegentreten. Desquamation in Form des sheetings ist generell verbreitet, damit verbunden ist die Herausbildung konvexer Granitkuppeln, denen jede Patinierung fehlt.

Am auffallendsten ist der hohe Anteil kantenscharfer, kernfrischer Blöcke, die blockstromartig in die Tiefenlinien hinabziehen und sich oft an den Stämmen des subalpinen Waldes stauen. Die Wirkungen herbstlichen Frostes und der winterlichen Frostdynamik auf aus mächtigen Schneedecken aufragenden und windgefegten Inselbergkanten ist ersichtlich. Zusammen mit der Nivation bildet sich ein rezentes Solifluktionsfleckengebiet bereits 300-400 m unterhalb der thermisch bedingten oberen Waldgrenze und 700-900 m oberhalb der hygrisch bedingten unteren Waldgrenze heraus. Überall, wo in das paläoökologisch tradierte Verwitterungsbasisrelief muldenartige Hohlformen eingelagert sind, die selbst im Hochsommer durch einen hohen Grad standörtlicher Feuchte mit anmoorigen Böden, auf denen kräuterreiche Staudenfluren stehen, ausgezeichnet werden, entwickeln sich bestimmte Typen der Massengesteinsverwitterung: Es kommt zu karstmorphologischen Konvergenzen. Verbreitet sind am Rande der Feuchtesäume mogotenartige Granitkegel mit Höhen von 1,5 - 2 m, ferner basale Hohlkehlenbildungen an granitischen Riesenblöcken, die Karrenfußnäpfen, bzw. Korrosionshohlkehlen gleichen, obwohl feine Abschuppung in den Konkavitäten herrscht. In gleicher Weise bilden sich granitische Nischenkarren im Zuge der Nivation. Vergesellschaftet sind derartige Konvergenzen mit Kernsprüngen und Schildkrötenmustern. In dieser winterkalten, schneereichen sowie sommerlich kontinental getönten, einstrahlungsintensiven Höhenlandschaft am Rande der ariden Mohave spielt die Schneeschmelzwasserbenetzung der Gesteinsoberflächen in den Konkavitäten des Geländes, wechselnd mit bereits hohen Einstrahlungsimpulsen im Frühjahr für die basale Hydratation und Dehydrierung an den Felsburgen eine besondere Rolle. Die Nivation führt hier vor allem zu flächenhaften Hohlkehlenphänomenen, die mikroklimatisch kein Eigenklima aufbauen können, sodaß das Tafoniphänomen im Gegensatz zur ariden Mohave völlig zurücktritt, wo allein der Kapillarsaum der bajadas den hydratativen Angriff (vielleicht kombiniert mit Salzverwitterung) von außen an die Wollsackblöcke heranträgt, sieht man von der Opferkesselgenese im Zuge von episodischen Regengüssen ab. Für die Förderung der nordamerikanischen Feldarbeiten bin ich der Stiftungs- und Förderungsgesellschaft der Paris Lodron-Universität zu Dank verpflichtet.

Literatur

ALTHERR, R., et al., 1982: A late Oligocene/early Miocene/high temperature belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex. Geol. Jb. E 23, Hannover, 97-164.

BRADLEY, W.C. et al., 1978: Role of Salts in development of granitic tafoni, South. Australia. Journal of Geology. Bd. 86, 647-654.

BRYSON, R. et al., 1974: Climates of Noth America. World Survey of Climatology. Bd. 11, New York.

BÜDEL, J., 1965: Die Relieftypen der Flächenspül-Zone Süd-Indiens am Ostabfall Dekkans gegen Madras. Coll. Geogr. Bonn, 100 Seiten.

DRAGOVICH, D., 1968: The origin of cavernous surfaces (tafoni) in granitic rocks of southern South Australia. Z. F. Geomorph. N. F. Bd. 13, 163-181.

DÜRR, St. et al., 1979: Existence de klippes d'une nappe composite néogène dans l'île de Myconos/cyclades (Grèce). Rapp. Comm. Int. Mer Médit. 25/26/2a, 33-34.

DÜRR, St. und JACOBSHAGEN, V., 1986: Das attisch-kykladische Kristallin. In: Jacobshagen, V., Geologie von Griechenland. Berlin, 116-149.

DÜRR, St. u. JACOBSHAGEN, V., 1986: Ostägäische Inseln. In: Jacobshagen, V., Geologie von Griechenland. Berlin, 169-187.

FRENZEL, G., 1965: Studien an mediterranen Tafoni. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. Bd. 122, H. 3, Stuttgart, 313-323.

HÖLLERMANN, P., 1975: Formen kavernöser Verwitterung ("Tafoni") auf Teneriffa. Catena. Bd. 2, 385-410.

KELLETAT, D., 1980: Studies on the age of honeycombs and tafoni features. Catena. Bd. 7, 317-325.

KLAER, W., 1956: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. Peterm. Geogr. Mitt. Erg.-Heft 261, 146 Seiten.

KLAER, W., 1970: Formen der Granitverwitterung im ganzjährigen ariden Gebiet der östlichen Sahara (Tibesti). Tübinger Geographische Studien. 34. Bd., 71-78.

KLAER, W. und WASCHBISCH, R., 1981: Neue Erkenntnisse über den Prozeß der Tafoniverwitterung. Aachener Geogr. Abh. H. 14 (Festschrift f. F. Monheim), 67-69.

KUBINZKY, K., RIEDL, H., 1970: Bericht über eine Forschungsfahrt in die Bergländer und Becken zwischen zentralem und äußerem Osttaurus. Mitt. d. Österr. Geographischen Gesellschaft. Bd. 112, 78-97.

KYRLE, G., 1923: Theoretische Speläologie. Wien, 353 Seiten.

MARTINI, J., 1978: Tafoniweathering, with examples from Tuscani, Italy. Z. f. Geom. N.F. Bd. 22, 1, 44-67.

MAVROMMATIS, G., 1978: Bioklimatikes Chartis tis Ellados. Athen, M = 1 : 1 Mill.

MAVROMMATIS, G., 1978: Chartis Vlastiseos tis Ellados. Athen, M = 1 : 1 Mill.

MAVROMMATIS, G., 1978: Chartis ton bioklimatikon orophon tis Ellados. Athen. M = 1 : 1 Mill.

MENSCHING, H., 1957: Marokko. Landschaften im Maghreb. Heidelberg, 254 Seiten.

MINNICK, R., 1981: Joshua Tree National Monument. AAG Field Trip Guide. Los Angeles, 74-78.

MÜLLER, M., 1980: Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde. 2. Aufl., Trier.

ORME, A. et al., 1979: The Transversal Ranges and San Andreas Fault System California, Los Angeles, 51 Seiten.

PASCHINGER, H., 1989: Schalensteine. Arb. Geogr. Institut Universität Graz. Bd. 29, 285-294.

RESCH, Th. et al., 1989: Tafoniverwitterung auf Thassos. Ein Fallbeispiel. Salzburger Geographische Arbeiten. Bd. 18., Beiträge zur Landeskunde von Griechenland III, 77-78.

RIEDL, H., 1963: Verwitterungstypen der Tertiärkalke Zyperns. Die Höhle. 14. Jg. H. 3, Wien, 68-74.

RIEDL, H., 1978: Mikroklimatische Fallstudien zur Morphodynamik des mediterranen Sommers. Mitt. d. Österr. Geographischen Gesellschaft. Bd. 120, 21-37.

RIEDL, H., 1980: Die Felsburgen im äußersten und innersten Bereich der Kalafatibucht auf

Mykonos. Exkursionsberichte des Instituts für Geographie der Universität Salzburg. H. 6, 130-131.

RIEDL, H., 1980: Klimamorphologische Beobachtungen an der Calderawand Santorins. Exkursionsberichte des Instituts für Geographie der Universität Salzburg. H. 6, 59-62.

RIEDL, H., 1981: Landschaft und Formenschatz der Insel Syros. Salzburger Exkursionsberichte. H. 7, 11-63.

RIEDL, H., 1982: Vergleichende Untersuchungen zur Geomorphologie der Kykladen unter besonderer Berücksichtigung der Insel Naxos. Salzburger Exkursionsberichte. Bd. 8, 9-54.

RIEDL, H., 1984: Die Reliefgenerationen Griechenlands. Österr. Osthefte. 26. Bd., 156-176.

RIEDL, H., 1989: Beiträge zur Landschaftsstruktur und Morphogenese von Samos und Ikaria (Ostägäische Inseln). Salzburger Geographische Arbeiten. Bd. 18, 143-243.

RIEDL, H., 1986: Geomorphologie der Insel Seriphos (Kykladen). Salzburger Exkursionsberichte. Bd. 10, 51-97.

TRIMMEL, H., 1968: Höhlenkunde. Braunschweig, 300 Seiten.

WALTER, H., et al., 1981: Biogeography and Ecology of the Jacinto Mountains. AAG Field Trip Guide. Los Angeles, 116-120.

WALTER, H., LIETH, H., 1967: Klimadiagramm-Weltatlas. Jena 1967.

WEINGARTNER, H., 1980: Der östliche Profitis Ilias und seine nähere Umgebung im E von Mykonos. Exkursionsberichte des Instituts für Geographie der Universität Salzburg. H. 6, 122-137.

WEINGARTNER, H., 1982: Tafoniverwitterung in Naxos. Salzburger Exkursionsberichte. Bd. 8, 10-11.

WILHELMY, H., 1958: Klimamorphologie der Massengesteine, Braunschweig, 238 Seiten.

WILHELMY, H., 1981: Klimamorphologie der Massengesteine. 2. Aufl., Wiesbaden, 254 Seiten.

Anschrift des Verfassers: O.Univ.Prof.Dr. Helmut RIEDL, Institut für Geographie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz

Jahr/Year: 1991

Band/Volume: 30_1991

Autor(en)/Author(s): Riedl Helmut

Artikel/Article: Beobachtungen zur Klimamorphologie von Massengesteinen in den alt- und neuweltlichen Subtropen vorwiegend des mediterranen Typs 235-252