© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

DIE HÖHLE

ZEITSCHRIFT FÜR KARST- UND HÖHLENKUNDE

Jahresbezugpreis:
ATS 140,-, DEM 20,- (EUR 10,20)

DVR 0556025

Gefördert vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur in Wien

Organ des Verbandes österreichischer Höhlenforscher / Organ des Verbandes der deutschen Höhlen- und Karstforscher e.V.
AU ISSN 0018-3091

AUS DEM INHALT

Der miozäne Paläokarst der Insel Chios (Riedl) / Die Travertine am Songwe-River in Zentraltansania (Kaiser & Seiffert) / Weitere Karstgebiete und Höhlen in der Liste des Welterbes der UNESCO (Trimmel) / Tätigkeitsberichte 1999 der dem Verband österreichischer Höhlenforscher angeschlossenen Vereine und Forschergruppen / Kurzberichte / Schriftenschau / Impressum

Titelbild: Firstgang eines Canyons in der Hennerhöhle (Kat-Nr. 1525/12) bei St. Koloman, Salzburg. Foto: Theo Pfarr

Beiträge zur Kenntnis des miozänen Paläokarstes der ostägäischen Insel Chios (Griechenland)

Von Helmut Riedl (Salzburg)

EINLEITUNG

Der vorzeitliche Karst der Insel Chios tritt mit seinen Großformen markanter als in den Kykladen oder Nördlichen Sporaden entgegen. Die besondere Eigenart des chiotischen Paläokarstes besteht darin, dass Poljen, Karstebenheiten und Flachmuldentäler häufig von jungtertiären Fluss- und Seeablagerungen inkrustiert werden, womit auch paläoökologische Deutungen des vorzeitlichen Kräftespiels ermöglicht werden. Wie im gesamten ägäischen Archipel steht der großzügige Formenstil der Karstformen im Gegensatz zur Kleinräumigkeit der heutigen Inselkörper.

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

GEOLOGISCHE-GEOMORPHOLOGISCHE GRUNDZÜGE

Die Insel Chios (842 km²) liegt nahe der Küste Westkleinasiens. Sie ist an der engsten Stelle des Stenon Chiu (Sakiz Bogazi) südlich von Cesme nur 6 km vom Festland entfernt. Chios gehört der Pelagonischen Zone der Zentralhelleniden (Jacobshagen, V., 1978, S.545) an, wobei der Komplex spätpaläozoischer und mesozoischer Sedimentgesteine über einem herzynischen Sockel eine grofle Ähnlichkeit zur geotektonischen Einheit des Oberostalpins aufweist.

Nordwestchios wird von mächtigen Grauwacken- und Schieferserien mit Einschaltungen von Konglomeraten, Quarziten, Kieselschiefern, Kalken und Diabasen aufgebaut. In der paläozoischen Grauwackeneinheit liegt zur Gänze das 809 m hohe Amani-Bergland, das im Süden von einem Pediment in 300 m Höhe umgürtet wird. In 600 m Höhe sind in dem fiederförmig von jungen Kerbtälern mit steilen Glatthängen zerschnittenen Gebirge alte, breitmuldenförmige Talschlüsse eingelassen mit Resten von Breittalterrassen, die eine streifenförmige Tieferlegung der krönenden Rumpffläche in 800 m Höhe anzeigen und Ähnlichkeiten zur tropischen Formengebung (Bremer, H., 1981, S.67) aufweisen. Grauwackengesteine beißen auch unter den mesozoischen Karbonatgesteinen am NE-Vorsprung der Insel in der Buchtenumrahmung von Marmaron und entlang der Bruchlinienstufe des Aipos nordwestlich der Stadt Chios aus. Grauwacken treten in kleineren Arealen in Südwestchios im Bereiche der Mastixdörfer auf.

Das meridionale Rückgrat der Insel wird von mächtigen triassischen und jurassischen Karbonatgesteinen mit größtenteils sehr guter Verkarstungsfähigkeit aufgebaut. Über einer in 650 m Höhe im Norden der Insel gelegenen Abtragungsfläche in den Grauwacken erhebt sich der steile Schichtstufenhang des Pelinaion (1297 m) mit basalen skythischen Konglomeraten und Sandsteinen, skythisch-anisischen Kalken und Dolomiten und dickbankigen, hellgrauen ladinischen Kalken. Das Steilrelief des 3,5 km langen Pelinaionzuges mit seinem Trümmerkarst und den Bankungsterrassen ähnelt der Faltenlandstufenmorphologie der Südabfälle der Nördlichen Kalkhochalpen.

Südlich des Pelinaion erreicht das zentrale Bergland der Insel im Oros 1186 m Höhe, der von ladinischen-karnischen, hellen Kalken aufgebaut wird. Weiter südlich bis zur Breite der Stadt Chios sind überaus dolinenreiche Karstebenheiten meist im Niveau von 600-800 m Höhe beherrschend, wobei viele Karstkuppen aufgesetzt sind. Dieser Landschaftsabschnitt liegt hauptsächlich in massigen und dickbankigen, grauen, teilweise rötlichen Karn-Jurakalken. Die Kalkebenheiten schneiden auch das tiefere Stockwerk der massigen hellen Algenkalke (Ladin-Karn) an. Südlich der Breite der Stadt Chios verschmälert sich auf Kosten der tertiären Beckenmorphologie das hoch gelegene Bergland der Insel von 11 km Breite auf 3 km Breite, wobei die Höhen der Karstebenheiten von 600 m auf 350 m absinken und vorwiegend ladinische-jurassische Kalke und Dolomite diskordant geschnitten werden.

Im Gegensatz zu diesem meridionalen Bergland zeigt Südwestchios einen anderen Charakter. Beherrschend sind graue, dickbankige, mehr als 300 m mächtige Liaskalke vom Dachsteinkalktypus, reich an Megalodonten und Foraminiferen, sowie karnisch-jurassische Kalke. Die in diesen Gesteinen ausgebildete Formenvergesellschaftung von Karstebenheiten, Kuppen und Rücken mit Höhen von nur 200-350 m wird durch eine Reihe von Karstbecken perforiert, die eine mittlere Länge von 3 km und Breite von 1 km erreichen. Diese Landschaft großer Karstbecken ist Träger der „Mastichochora", der Mastixanbaudörfer, die durch einheitliche Befestigungs- und Architekturmerkmale (Koder, J., 1998, S. 223) gekennzeichnet sind. Die hohe Dichte der mit dem besonders schützenswerten Monopolprodukt, dem Mastix, zusammenhängenden spätmittelalterlichen Festungs-

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

dörfer der genuesischen Herrschaft ist, was bis jetzt in der Literatur kaum noch erkannt wurde, in besonderer Weise an die Morphologie der großen Karsthohlformen angepasst. Die Kerne der Festungsdörfer liegen auf Karstresthügeln (Humi) in den großen Karstbecken in größerer Entfernung zu den Häfen der Südwestküste, wobei stets Talverengungen zwischen Küstenhöfen und Becken eingeschaltet sind. Die Karstmorphologie unterstützte und verstärkte so wesentlich die wehrtechnischen Siedlungsmerkmale: planmäßiges Aneinanderbauen ursprünglich nach Außen fensterloser Wohnhäuser, zentrale Fluchttürme sowie Sackgassengrundrisse. Bezeichnend ist die Umsiedlung älterer, heute gewüsteter Orte wie Keros und Managros (Koder, J., 1998, S.218) aus den zur Küste leitenden Tälern in die Karstbecken hinein zur Zeit der Genuesenherrschaft (1346-1566), da Dörfer und Mastix-Gehölzfluren so besser geschützt werden konnten.

Die jungtertiären (neogenen) Ablagerungen sind am mächtigsten im Südostteil der Insel Chios entwickelt. Die 750 m mächtigen neogenen Sedimente und Sedimentgesteine (Besenecker, H., 1973, S.16) gliedern sich von unten nach oben in die teils limnischen und teilweise fluviatilen Thymiana-Schichten mit ockergelben-grauen und rotbraunen Kalksandsteinen, Dolomitmergeln und Schluffen aus dem oberen Burdigal-Langhian (Böger, H., 1983, S.778). Darüber folgen die grauen und grünen Zyfia-Schichten mit Sanden, Schluffen und Kiesen aus dem unteren Serravall. Es folgen nach oben die teils terrestrischen, teils limnischen roten und grünen Keramaria-Schichten (Tone, Schluffe) aus dem Serravall und schließlich die hellgrauen limnischen Nenita-Schichten mit Kalken und Mergeln, Braunkohle- und Tuffitlagen aus dem höheren Serravall – unteren Torton (Böger, H., 1983, S.775). Diese gesamte neogene Schichtfolge baut das bis zu 8 km breite tertiäre Hügelland von SE-Chios auf. Besonders markant tritt der in den widerstandsfähigeren Nenita-Schichten angelegte Schichtstufenhang nördlich Kallimassia entgegen. Südlich davon schließt sich das zu einer Riedellandschaft von 250 m mittlerer Höhe zerschnittene Mergelhügelland der flach lagernden Nenita-Schichten an. In Hohlformen eingezwängt tritt Neogen auch im nördlichen Kalkbergland und in Südwestchios inselförmig auf.

Klimageographische Grundzüge

Im Gegensatz zu den warm-temperierten, semiariden Kykladen, aber ähnlich zu Samos, Ikaria und Lesvos, gehört Chios bioklimatisch dem warmen-subhumiden Tiefenstockwerk der Ägäis an. Nur das Amani-Bergland, der Pelinaion und Oros ragen in die subhumide-temperierte Höhenstufe der Ägäis hinein. Mit 125-150 physiologischen Trockentagen des Sommerhalbjahres gehört das gesamte Südchios einem ausgeprägten thermo-mediterranen Klima an (Mavrommatis, G., 1978). Allerdings müssen die höchsten nordchiotischen Gebirge als abgeschwächt thermomediterran mit 100-125 physiologischen Trockentagen eingestuft werden. Diese Klimazüge spiegeln sich auch in der Vegetation der Insel wider, da Chios dem Oleo-Ceratonion angehört, und das höhere Bergland nördlich der Stadt Chios in das Quercion ilicis hineinreicht. Allerdings werden die Kalkplateaus hauptsächlich von der Phrygana eingenommen neben quasinatürlichen Aleppokieferfluren, in denen ab ca. 700 m Höhe die Schwarzföhre eine größere Rolle spielen kann.

Der mittlere Jahresniederschlag (Messdaten der amtlichen Klimastation Chios-Stadt)[1] beträgt in Chios 628,8 mm (46-jähriges Mit-

[1] Für die Vermittlung der Daten danke ich Frau Prof. K. Papadopoulou (Athen)

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

tel). Allerdings nahm der mittlere Jahresniederschlag in der Periode 1974-1998 von 706,6 mm (1950-1970) auf 546,9 mm ab. Dabei verschob sich das Jännermaximum des Niederschlags mit 170,8 mm in den Dezember mit nur mehr 134,2 mm. Der Niederschlag des extremsten Feuchtjahres nahm von 1.176,1 mm (1951) auf 750,5 mm (1981) ab, desgleichen der des extremsten Trockenjahres von 377,6 mm (1957) auf 280,8 mm (1974). Insgesamt gesehen nahmen die Abweichungen vom mittleren Jahresniederschlag auf der Trockenseite von 11,3% auf 20,7% zu und auf der Feuchtseite von 20,2% auf 17,7% ab. Die mittlere Variabilität der Niederschläge nahm in den beiden Perioden von 15,8% auf 19,8% zu, womit im letzten Vierteljahrhundert eine Aridisierungstendenz des ostägäischen Klimas anklingt.
Das Jahresmittel der Lufttemperatur beträgt 16,6°. Der kühlste Monat ist Jänner mit 9,7°, der wärmste Monat August bietet ein Monatsmittel von 24,8°. Die Gipfelflur des Pelinaion zeigt nur mehr ein Jännermittel von 0,6°. Die Frostwechselhäufigkeit in der Höhenstufe 1100-1300 m kann mit mindestens 24 Tagen in der Zeit von November bis März in Anlehnung an die Verhältnisse der Mani-Halbinsel auf der Peloponnes abgeschätzt werden (Stocker, E., 1976, S.109). Im langjährigen Mittel zeigt Limenas auf der nordägäischen Insel Thasos bereits in Meeresnähe 21,3 Frostwechseltage (Echtinger, H., 1998, S.108). In der letzten Kaltzeit des Pleistozäns müssen wir in Höhenlagen von 1000-1300 m auf Chios mit Jännermittelwerten von –6° bis –8° rechnen, womit die klimatischen Verhältnisse in der Höhenlandschaft des Pelinaion und des Oros etwa den rezenten Klimazügen in über 2000 m Höhe im Bereich der ostthessalischen Gebirgsschwelle geglichen haben (Riedl, H., 1998, S.45).

Der nordchiotische Paläokarst

Das Polje von Pitious

Der nordöstliche Ast

Nordchios weist eine komplexe, 16 km lange Hohlform auf, die von Kardamila mit NE-SW Verlauf fast die ganze Insel bis zur Bucht von Elintas durchmißt. Die Alttalung weist in 540 m Höhe, 2 km SW von Pitious, eine Talwasserscheide auf, wonach heute die Hohlform durch den Dipotamos nach SW zur Bucht von Elintas mit einer Länge von 11 km und durch den Rachisfluss mit einer Länge von 5 km nach NE zur Bucht von Marmaron entwässert wird.
Der Nordostteil der Hohlform weist eine lichte Weite von 3,5-4 km und eine Sohlenbreite von 0,3-0,5 km auf. Die relikte Sohle wird durch den Rachisfluss 20-50 m tief zerschnitten. Entscheidend ist, dass sowohl die Talwasserscheide als auch die relikte Beckensohle von Neogen mit einer Mächtigkeit von nur wenigen Metern bis einigen Dekametern bedeckt werden (Abb. 1).
Die junge fluviatile Kerbe des Rachisflusses liegt größtenteils bereits im anstehenden, dickbankigen anisischen Kalk, desgleichen die korrosive Felskappungsfläche der relikten Sohle. An zwei Stellen tauchen Humi aus der neogenen Sedimentdecke mit scharfem Fußknick und relativen Höhen von 20 m mit 20° geneigten Hängen auf. Das relikte Polje weist eine Neigung von 44‰ nach NE auf und war ursprünglich allseits geschlossen. Die 30 m hohen Felssporne in der Wasserscheidenregion und der nordöstliche Hum stellen Formenelemente der ehemaligen Poljenbegrenzung dar, die heute unterhalb von 250 m Höhe durch das 100-200 m tiefe Schluchtenrelief des Rachisflusses zersägt werden. Das Neogen besteht aus Lagen von braunen und gelben Grobsanden, grün-grauen Schluffen und gelben Mergeln. Diese Sedimente sind ähnlich den Zyfia-Schichten in Südwestchios und wurden im frühen Serravall durch einen Fluss akkumuliert, dessen Eintiefung durch das von Neogen inkrustier-

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 1: Nordöstlicher Teil des Poljes von Pitious gegen SW zur Talwasserscheide im Hintergrund. Links die postneogene Kerbe des Rachisflusses, der in der Bildmitte einen präneogenen Hum asymmetrisch anschneidet. Die Wegeserpentinen des Bildmittelgrundes sind im Neogen angelegt. Rechts in alter Poljenbucht die Abfolge: Glatthang – Pediment – Glacis. Foto: M. Riedl

te, dreieckbuchtenförmige Rumpfflächenniveau von 220 m Höhe, das die paläozoischen Grauwacken und untertriassischen Kalke diskordant schneidet, im Sinne eines Vorfluters gesteuert wurde. Als Einzugsgebiet dieses Flusses fungierte der Grauwackenkomplex südlich des Amani-Berglandes, der seither durch pleistozäne Bruchtektonik im Meer versunken ist. Die Umformung dieses neogenen Kerbtales großer lichter Weite zum Polje muss bereits im unteren Serravall, vor 14-15 Millionen Jahren vor Heute, erfolgt sein. Die zur fluviatilen Akkumulation der aus Grauwackengesteinen stammenden Sande und Schluffe synchrone Abdichtung der Karstgefäße und korrosive Ausweitung des Talbodens zur Poljensohle wurde durch das Paläoklima begünstigt. Die Zyfia-Schichten sind relativ fossilarm. Trotzdem deuten Blattfunde von Lorbeer und Zimtbaum (Besenecker, H., 1973, S.34) auf ein warmtemperiertes humides Klima mit tropisch-subtropischen Übergängen hin, wie es heute an den Ostküsten der Kontinente maßgeblich ist. Das Paläoklima dürfte weitgehend dem Zonobiom V H. Walters (1984, S.219) entsprechen. Ein derartiges Paläoklima wird auch durch die Befunde des unter Pyroklastika begrabenen, 17 Millionen Jahre alten lesvischen Fossilwaldes (Velitzelos, E., Zouros, N., 1998, S.136) von Sigri bestätigt. Schließlich bezeugen die etwas jüngeren Keramaria-Schichten, die vom höheren Serravall bereits in das Obermiozän (Torton) reichen, mit ihren Fossilfunden (Besenecker, H., 1973, S.125) ein wechselfeucht-tropisches Savannenklima mit einer Großsäugerfauna (Nashörner, kleine Dinotherien, Mastodonherden). Die Sumpfseen wurden von Süßwasserfischen und Krokodilen

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

bevölkert. Daß das große Polje von Pitious bereits im Mittelmiozän um 250 m gegenüber der Karstrandebene von Rachonas im E und um 860 m gegenüber der Altlandschaft des Oros-Pelinaiongebietes im W eingesenkt war, bezeugen phänorhyolithische Ignimbrite, die, äquivalent den mittelmiozänen Keramaria-Schichten, in 560 m Höhe am Westhang der Karsthohlform anstehen. Der saure Tuff mit Glasscherben und Bimsstein-Lapilli (Herget, G., 1968, S.117) konnte spätestens im oberen Mittelmiozän nur dann abgelagert worden sein, wenn das Polje von Pitious bereits ausgestaltet war. Diese Umstände sind deswegen bemerkenswert, weil sich bei den meisten Poljen im ägäischen Archipel bisher ein ältest-altpleistozänes Initialalter (Riedl H., 1998, S.48, 1982, S.238) ergeben hat.

Von Bedeutung ist, dass das neogene Polje später transformiert wurde. Die nach SE exponierten Hänge des fossilen Poljes sind in den gleichen anisischen Kalken wie der von Neogen begrabene Poljeboden angelegt. Die von lückenhafter Phrygana bestandenen, glatten Dreieckshänge haben konvexes Längsprofil und Neigungen von 30-35°. Im untersten Drittel ihrer Länge werden die Hangprofile konkav, wobei die Neigungen auf 7-10° abflachen. Demnach sind Pedimente in den mesozoischen Kalken ausgeprägt, die von jungpleistozänem Schwemmschutt überlagert werden. Der Schwemmschutt kappt jedoch auch glacisartig die neogenen Sedimente. Diese Formen- und Kräftesequenz von Glatthang-Pediment als Nachfolgeform der alten Poljen- und Kerbtalhänge-Glacis bewirkte bei fortschreitender Rückwärtserosion des Rachisflusses nicht nur die Ausräumung der neogenen Sedimente, sondern auch die teilweise Exhumierung der Poljensohle und der Humi, die von Stockkarren besetzt werden.

Der südwestliche Ast

Im Gegensatz zum Talpolje nordöstlich der Talwasserscheide verschmälert sich im südwestlichen Ast der Hohlform, die durch den Dipotamos entwässert wird, die lichte Weite auf 2,5 km und im untersten Talabschnitt auf 1,5 km. Die Breite des Talbodens unterhalb der Talwasserscheide beträgt bei Ag. Isidoros nur mehr 150-200 m. Die alluviale Sohle des Dipotamos ist immer noch in Sedimenten des Serraval angelegt, wobei die Höhe des Neogens in der Flussaue von 440 auf 400 m Höhe sinkt. In diesem Talabschnitt ist die Talsohle fast 400 m Höhenmeter in die lateralen Karstebenheiten eingesenkt. Dies bedeutet, dass im frühen Mittelmiozän bereits eine kräftige Zertalung der älteren Karstrandebenen stattfand, wobei Talformen entstanden, die eine Konvergenz zu Kehltälern der feuchten-wechselfeuchten Tropen (Bremer, H., 1981, S.127, Louis, H., 1979, S.248) darstellen. Damit bietet sich eine neogene Landschaft dar mit hoher Reliefenergie, ein Befund, der auch bereits im Neogen den Vollzug kräftiger Hebungsakte erhärtet. Die Täler wurden im Neogen massiv plombiert, denn 130 Höhenmeter oberhalb der in Neogen eingeschnittenen fluvialen Sohle stellen sich auf den Talhängen in SE-Exposition 15 m breite Karstgassen ein, die durch Neogen verfüllt werden. Man sieht, dass eine schematische Zuordnung aller Talwege mit dominierender linearer Fluvialerosion zum pleistozän-holozänen Kräftespiel nicht zulässig ist.

Die hoch gelegenen Karstebenheiten

Im Hinterland der Stadt Chios erheben sich über den bei 200 m Höhe gelegenen Verflachungen der Grauwackenserien entlang der Bruchlinienstufe des Aipos die Karstebenheiten im Niveau von 600-800 m Höhe. Die Ebenheiten sind nach SW mit 10° Neigung teilweise tektonisch verstellt und schneiden die nach SW unter 25° einfallenden Kalke des Ladin-Karn und die Karn-Jurakalke mit einem Diskordanzwinkel von 15°. In die korrosiven Flächen sind bis zu 500 m lange, 250 m breite und 30-50 m tiefe Lösungsdolinen eingelassen. Besonders typisch sind im Bereiche der Karstebenheiten vorzeitliche Flachtalschlüsse. Beispielsweise werden bei

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

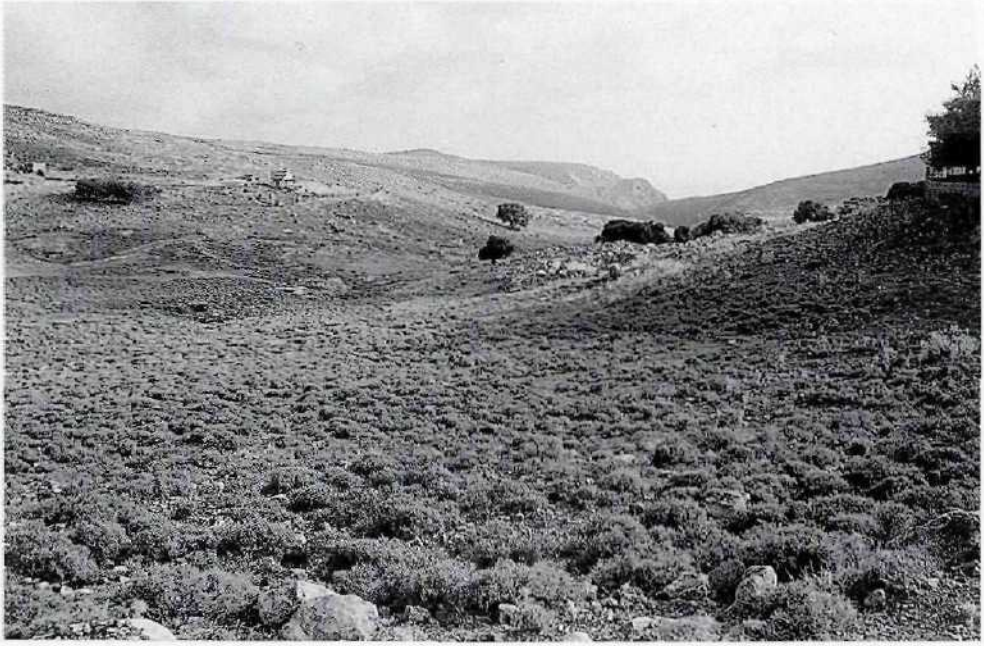

Abb. 2: Vorzeitlicher Flachtalschluss in hohen Karstebenheiten bei der Kirche Ag. Georgios unterhalb der in 650 m Höhe gelegenen Rahmenhöhe. Überprägung des in 500 m Höhe liegenden Talschlusses durch Pedimente. Der alte Talweg wurde durch Uvalen umgeformt. In Bildhintergrund der in 440 m Höhe liegende Schluchtenanfang des Krekeliflusses. Foto: H. Riedl

der Kirche Ag. Georgios in der Flur Pigades unterhalb der in 650 m Höhe gelegenen Rahmenhöhen 2,5 km breite Muldentalschlüsse in 500 m Höhe von schwach konvexen Pedimenten mit Neigungen von 8-10° überprägt (Abb. 2 und Abb. 3). Die distalen Bereiche dieser Pedimente leiten mit 16° konkav in die an Uvalen reiche Talmulde. Nach 2 km Längserstreckung des pedimentierten Flachtalanfangs setzt bei 440 m Höhe die Kante der pleistozän-holozänen Schlucht des Krikeliflusses ein, der mit einem Gefälle von 147‰ zur Bucht von Lankadas zieht. Wesentlich ist, dass das fluvial-limnische Neogen sowohl auf den kuppigen Rahmenhöhen als auch auf den Flachtalböden auftritt. Die Tagesfläche des Talbodens wird 0,5 km SW von Ag. Georgios von 6 m mächtigen, gelben Mergeln und braunen Sanden und Schluffen getragen. Unter diesen Sedimenten ist der anstehende Kalk (Karn-Jura) durch Stockkarren geformt. Im Bereiche der Pedimente der Flachtalung füllen in den kleinen Aufschlüssen hell-gelbe Neogenmergel und darüber Rotlehme ein Gitter von Kluftkarrengassen, die NW-SE und NE-SW streichen. Die pedimentierten Flachtalböschungen kappen sowohl den subkutanen Kluftgassenkarst als auch den Stockkarrenkarst und die neogenen Hülldecken. In großartiger Weise tritt ein ähnlicher Flachtalschluss westlich der Tiefenfurche von Pitious in den Fluren Aria und Lakkia entgegen. Mit einer Länge von 2,5 km und Breite von 2 km greift ein alter, von konvexhängigen Rinnen gegliederter Talschluss in der Höhe von 500 m in die krönenden Karstebenheiten von 800 m Höhe zurück. Die Pedimentierung dieser Flachmulde stellt ein junges Phänomen dar, denn alle Rinnen werden durch die aufwärtswachsenden Pediment-

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

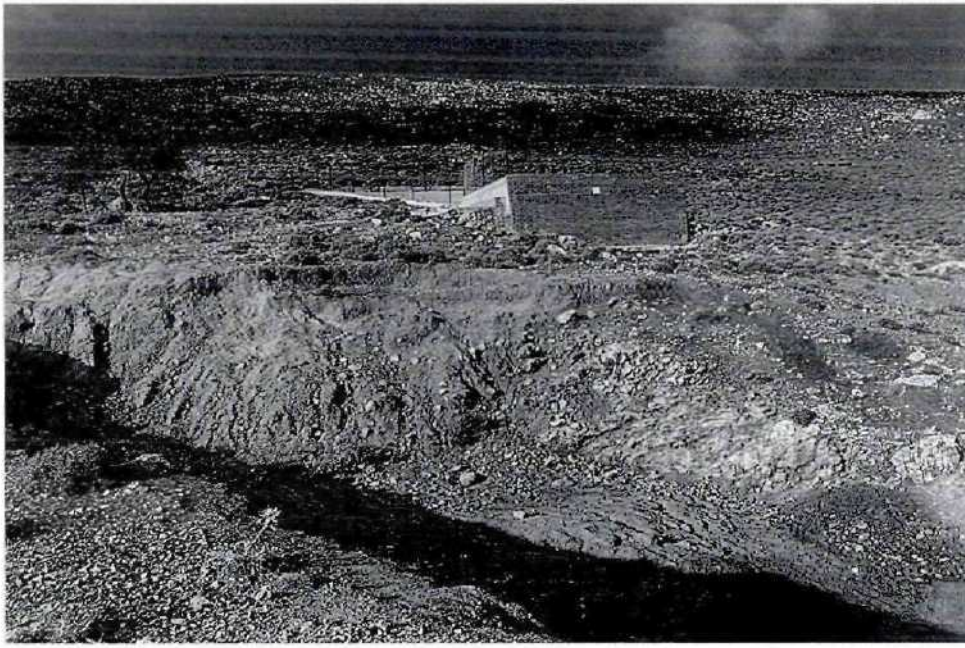

Abb. 3: Flur Pigades in 540 m Höhe: Oberster Einzugsbereich des Flachtalschlusses (Abb. 2) mit einem Komplex von Zyfia-Keramaria-Schichten fluvial-limnischer Entstehung; darunter stark korrodierte Höckerkarrenformationen. Das Neogen wird glacisförmig gekappt. Foto: H. Riedl

spitzen unter rezenter Schuttproduktion geglättet und dadurch mit breit-stumpfwinkeligen Rinnenausgängen ausgestattet. Man gewinnt den Eindruck, dass die Pedimentierung der neogenen Flachmuldenhänge sogar heute noch fortschreitet. Begünstigt dürften die rezenten Pedimentierungsprozesse, die wesentlich durch die Rinnen gesteuert werden, durch ausgedehnte junge Waldbrände, teilweise Dolomitisierung der Karn-Jurakalke mit Kleinschutt- und Grusverfrachtung, und die junge Aridisierungstendenz des Klimas werden. So konnten auch in Lesvos, das die gleiche Zunahme der mittleren Variabilität der Jahresniederschläge wie Chios aufweist, aktive Pedimente mit 100‰ Gefälle in den Pyroklastika an der Westflanke des Golfes von Kalloni in 150 m Höhe beobachtet werden. Anastomisierende, nur 0,5 m eingetiefte Rinnen verknüpfen sich mit Strängen rezenter Schuttakkumulation unter Kappung des inneren Baues. Die Befunde einer rezenten Weiterbildung der Pedimente werden durch Aufschlüsse entlang der neu ausgebauten Straße Vrontados-Volissos auch in Chios im Bereiche der Flur Aria bestätigt. In neogene Mergel des Thymianatypus sind 3-4 m tiefe Dellen, gefüllt mit von Rotlehm durchsetztem Schwemmschutt des Jungpleistozäns, im Bereiche der Flachtalregion eingeschachtelt. Die spätpleistozänen-rezenten Pedimente kappen sowohl das Neogen als auch die vermutlich würmischen Dellen-Schwemmschutte. Das Abtragungsziel der jungen Pedimentierung besteht in der Exhumierung der neogenen Flachtäler, aber auch in der Zerstörung des Paläo-Karrenkarstes der Felssohle der Flachmuldentalschlüsse und im Ersatz der primären Flachböschungen durch noch energieschwächere Böschungen. So kann man feststellen, dass heute Bodenskelettierung, Abspülung,

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

Schutt- und Grusproduktion und deren korrasives, vorwiegend durch Starkregen bedingtes Wandern, ein Kräftebündel darstellen, das der subkutanen Korrosion im bedeckten Karrenmilieu entgegenwirkt.

Es können folgende Ergebnisse der Untersuchungen in Nordchios zusammengefasst werden:

- Das mesozoische Kalkbergland erhielt eine wesentliche Großformengebung bereits im höheren Untermiozän und Mittelmiozän.
- Diese Phase, paläoökologisch durch feuchte, warm temperierte-wechselfeuchte tropisch-subtropische Sommerregenklimate ausgewiesen, wurde durch flächenhafte Korrosion beherrscht. Die Weitflächigkeit der Ebenheiten ist nur erklärbar, wenn der Raum der heutigen Insel zur Zeit der Flächengenese Bestandteil des ägäischen Kontinents war.
- Bereits unter-mittelmiozäne Hebungsphasen erzielten eine Höherschaltung der Karstebenheiten, wie entlang der NNE-verlaufenden Bruchlinienstufe des Aipos erkennbar ist.
- Wichtig ist, dass die miozäne Landformungsära nicht nur die korrosiven Genesen der Karstrandebenen samt den Kuppenformationen tätigte, sondern auch die Zerschneidung der Vollformen durch konvex-konkavhängige Kerbtäler (Kehltalkonvergenzen) erfolgte. Die Zubringer und Talanfänge dieses miozänen Taltyps stellen Flachmuldentäler mit Uvalen dar. Die miozäne Landformung endet mit der poljenartigen Umgestaltung von Kerb- und Kehltal-konvergenten Tälern.
- Das Pleistozän, hauptsächlich das Jung- und Spätpleistozän, sind für die Umformungs- und Exhumierungsprozesse des miozänen Paläokarstes verantwortlich. Die Poljenzerschneidung geht Hand in Hand mit der Pedimentierung der Poljenhänge; die Flachmuldentäler werden bis zu den Rahmenhöhen hinauf pedimentiert und der rauhe subkutane Karrenkarst wird durch Bodenskelettierung geglättet.
- Die Exhumierungs-, Glättungs- und Pedimentierungsprozesse dauern bis heute an, oder haben in der Gegenwart eine besondere Inwertsetzung erfahren.

Der südwestchiotische Paläokarst

Auch hier zeigt es sich, dass bereits die miozäne Formengebung einen hohen Reliefenergiegrad erreicht hat. Ein Beispiel hiefür bietet das Karstbecken von Armolia. Es wird von den grünen und grauen kiesführenden Sanden und Schluffen der Zyfia-Schichten gefüllt. Eine Bohrung (Besenecker H., 1973, S.71.) hat das Kalkgrundgebirge in 105 m Tiefe nicht erreicht. Das völlig waagrecht liegende Neogen reicht sohin bei einer absoluten Höhe des Beckenbodens von 95 m unter den heutigen Meeresspiegel. Das 2,5 km lange elliptische Becken wird allseits von mesozoischen Kalken umgeben und das Neogen reicht in Form von Schlauchbuchten und Dreiecksbuchten weit in den Beckenrahmen hinein, wodurch es zu einer kuppenförmigen Isolierung der Beckenränder kommt und die randlichen Kuppen sich 150-200 m über die Beckensohle erheben. Besonders stark gegliedert ist die Südseite des Beckens, da 0,5 km breite, von Neogen erfüllte Flächenpässe den Kalkrahmen bis zum benachbarten tertiären Hügelland von SE-Chios durchdringen, womit der Südrand des Karstbeckens humförmig aufgelöst wird. Die gesamte Formenwelt ist durch die starke korrosive Auflösung der Beckenränder, die bereits im Miozän vollzogen wurde, nicht unähnlich einer von Neogensedimenten verschütteten Cockpitdoline des tropischen Karstes. Das Karstbecken wurde bereits im Altpleistozän teilweise exhumiert, wie Schotterterrassen (Besenecker, H., 1973, S. 95) der gleichen

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

Zeit beweisen. Die Terrassen liegen 50 m über der Aue und ziehen durch die miozänen Flächenpässe hindurch nach Süden. Das heutige Gewässernetz folgt nur zum Teil der alten Südentwässerung des Beckens. Mehrere Täler treten zentripetal von Außen in das Becken ein, indem sie in den mesozoischen Kalken kleine Schluchtenprofile entwickeln. Diese epigenetischen Durchbrüche beweisen, dass das umgebende Karstkuppenbergland mit den leicht abtragbaren neogenen Sedimenten bis mindestens 250 m Höhe ursprünglich eingedeckt war.

Das wie das Polje von Pitious NE-SW, zum Schichtstreichen parallel angelegte Karstbecken von Elata wird im Gegensatz zum Becken von Armolia heute noch bis an die krönenden Rahmenhöhen von Neogen erfüllt. Das Neogen greift auf ein von Limonitkrusten überzogenes Stockkarrenrelief über. Der untere Teil der Sedimente besteht aus Konglomeraten mit grau-grünen Schluffeinschaltungen. Die basalen fluviatilen Konglomerate sind arm an mesozoischen Kalken, während die hangenden Konglomerate reicher an Kalkgeröllen in gelbem mergeligen Bindemittel sind. Zuoberst liegen hellgraue limnische Mergel und Kalke, womit die Schichtfolge den Standardprofilen von SE-Chios entspricht. Am Becken von Elata erweist sich die inselförmige Verbreitung des Neogens in SW-Chios von der Hohlformenorographie des Paläokarstes abhängig. Das Karstbecken von Elata ist 6 km lang und bis zu 1,5 km breit. Die Mächtigkeit des Neogens beträgt mindestens 120 m. Das allseits von triassischen-jurassischen Kalken umgebene Becken weist zahlreiche Kalksporne, von Neogen erfüllte Tälchen, Kleinbuchten und isolierte Kuppen auf. Die gesamte Beckenkonfiguration ist von der heutigen Küsten- und Tälermorphologie völlig unabhängig. Das Becken ist in Kalkebenheiten von 250-350 m Höhe eingetieft. Die Beckenfüllung wurde auch im Zuge epigenetischen Einschneidens in eine 70 m über den Auen liegende Riedelflur zerlegt. Die Beckensohle liegt in den gut verkarstungsfähigen Kalken, obwohl der morphologische Habitus durch die massive Verhüllung nicht rekonstruiert werden kann.

Südlich des fossilen Karstbeckens von Elata liegen von W nach E die großen Becken von Mesta, Olympi und das Doppelbecken von Pyrgi (Abb. 4). Zwischen dieser Reihe großer Becken und dem Becken von Elata liegen 5 sehr kleine Karstbecken. Damit herrscht in SW-Chios ein hoher Dichtegrad der Karsthohlformen. Die mittlere Distanz zwischen allen Hohlformen beträgt nur 1 km.

Innerhalb der Becken der Mastichochora können folgende Gesetzmäßigkeiten festgehalten werden:

- Alle großen Becken weisen eine NE-SW Orientierung der Beckenlängsachsen auf, wodurch die bevorzugte Anlage der Becken an NE-streichende Brüche zum Ausdruck kommt, ohne dass die ursrpüngliche allseitige Geschlossenheit der Beckenformen dadurch erklärt werden könnte.
- Alle Beckenränder liegen in sehr gut verkarstungsfähigen, mesozoischen Kalken, im Falle des Beckens von Mesta teilweise auch in paläozoischen Kalken. Überall in den großen Becken beißen nahe den Hangfüßen paläozoische Grauwacken aus: in der Südhälfte des Beckens von Mesta, sehr kleinräumig an der Südseite des Beckens von Olympi, im Nordbecken von Pyrgi besonders an der Nordflanke und im Südbecken von Pyrgi an der Südwestseite. Damit kann geschlossen werden, dass mit Ausnahme des Beckens von Olympi alle anderen Becken ihre Sohle größtenteils in nicht verkarstungsfähigen Gesteinen (Schiefer, Quarzite, Konglomerate des Paläozoikums) entwickelt haben. Die Genese der großen Hohlformen ist mit der korrosiven Auflösung der hangenden mesozoischen Kalkdecken über den Grauwackenbereichen verbunden, an deren Grenzflächen sich besonders die laterale Korrosion in Richtung der Ränder der hangenden Kalke entfalten konnte. Die großen Becken der Mastichochora müss-

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

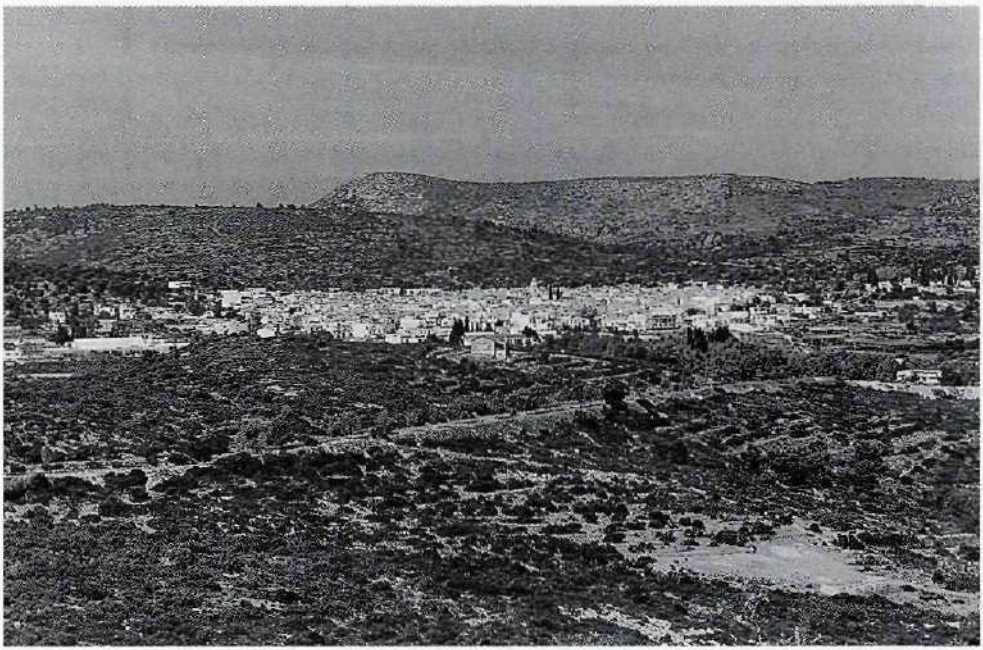

Abb. 4: Typische Beckenlandschaft der Mastichochora in SW-Chios. Halbpolje von Pyrgi. Wehrsiedlung auf Poljenschwelle zwischen Nord- und Südbecken gelegen. Ganz im Hintergrund Begrenzung des Halbpoljes von Panagia. Foto: H. Riedl

ten demnach als Halbpoljen bezeichnet werden.

- Alle großen Becken werden von Schwemmlandalluvionen, Sanden, Schluffen, allochthonen Rotlehmen, Schotter und Schutt eingenommen, wobei die Beckenböden in 110 m Höhe (Mesta), 140 m Höhe (Olympi) und 100 m Höhe (Pyrgi) liegen. Die Mächtigkeiten und tieferen Sedimente sind unbekannt. Der Nordwestteil des Beckens von Mesta wird von neogenen, geröllführenden Mergeln eingenommen, die ein 30-40 m hohes Hügelland aufbauen, aus dem kleine paläozoische Kalkhumi auftauchen; andererseits versinkt das Neogen ostwärts unter den holozänen Alluvien. Dies bestärkt den Verdacht, dass auch die anderen großen Becken unter den Alluvionen neogene Füllungen bergen. Damit kann für die großen südwestchiotischen Halbpoljen ein miozänes Alter der Primärgenese angenommen werden.
- Die nördliche Reihe kleiner Becken erreicht nur mehr Längen der an NW-SE streichende Brüche gebundenen Beckenachsen von 1-2 km und Breiten von 0,5 km, wobei die Beckenböden höher als bei der Reihe der großen Becken in 160-180 m Höhe liegen. Halbpoljentypus repräsentiert nur das Becken von Panagia, das durch eine Karstgasse mit dem nördlichen Halbpolje von Pyrgi in Verbindung steht. Diese nördlichen Kleinbecken stellen mit Ausnahme des Beckens von Panagia Poljen dar.
- Alle südwestchiotischen Poljen und Halbpoljen stellten ursprünglich allseits geschlossene, unterirdisch entwässerte Hohlformen dar, wobei konvexe, scharfe Arbeitskanten nur bei den nördlichen

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

Kleinpoljen prägend sind. Die großen, südlichen Halbpoljen zeigen basale Konkavitäten der Halbpoljenhänge.

– Mit Ausnahme des Südbeckens von Pyrgi, das in nördliche Richtung entwässert und dann durch junge Talanzapfung nach Süden umgelenkte Talwege aufweist, sind die großen Halbpoljen meist entlang von NE-SE streichenden Brüchen durch Kerbtäler, die sich auf kurze Erstreckung zu Schluchten, Canons und in den unteren Abschnitten zu Kerbsohlentälern entwickeln, in postneogener Zeit geöffnet worden. Diese Talsequenz stellt auch den Hauptweg der Ausräumung des Neogens aus den Halbpoljen dar. Die gleiche Talsequenz erschwerte auch der Kleinpiraterie den Zugang zu den naturräumlichen Schutzlandschaften der Karstbecken, zu den byzantinisch-lateinischen Lebensräumen. Im Gegensatz zu dem großen Formengegensatz der Zerschneidung der Umrahmungen der südlichen großen Karstbecken werden die Hänge des Nordbeckens von Pyrgi und des Halbpoljes von Panagia so wie die nördlicheren Kleinpoljen durch Muldentäler geöffnet.

Abschliessende Bemerkungen

Der Paläokarst von Chios kann insgesamt als ein Poljen- und Halbpoljenkarst charakterisiert werden. Dieser Paläokarst wurde lange vor der Inselwerdung im Bereiche eines alten ägäischen Kontinents in seinen Grundzügen bereits im Unter-Mittelmiozän gebildet und durch die junguntermiozäne-altobermiozäne Akkumulation tropisch-subtropischer Savannenflüsse und Seen verschüttet. Die postneogene, dominierende fluviale Linearerosion, oft mit Talepigenesen verbunden, bewirkte die Exhumierung des Paläokarstes, seine Öffnung und Angliederung an das heutige Talnetz. Der Paläokarst der Insel Chios ist sohin wesentlich älter als der ältest-altpleistozäne Karst der Karstblindtäler und Poljen im Bereiche der Nördlichen Sporaden (Riedl H., 1998, S.47), als der Schichtkuppen-Poljenkarst (Riedl H., 1982) der Kykladen und älter als der Poljenkarst von Akarnanien in Festlandgriechenland (Fink, M., Verginis, S. 1976, 1974). Altersmäßig und im Hinblick auf die Formenassoziation von Karstrandebenen, Kuppen, cockpitähnlichen Dolinen sowie Halbpoljen und Poljen neben subkutanen Karrenformationen in alten Flachmuldenböden ergibt sich eine starke Ähnlichkeit des chiotischen Paläokarstes zum prätortonischen Karst des Berglandes von Paläokastro, des Thioberglandes sowie Ampelosgebirges in NE- und Zentralsamos (Riedl, H. 1989, S.238).

Für die finanzielle Unterstützung der Geländearbeiten auf Chios im Oktober 1998 bin ich dem Stiftungs- und Förderungsverein der Paris Lodron-Universität zu Dank verpflichtet. Meinem Sohn, Mag. Michael Riedl, danke ich für seine rege Mithilfe bei den Geländearbeiten.

Literatur

Besenecker H. (1973), Neogen und Quartär der Insel Chios (Ägäis). Inaugural-Dissertation, Fachbereich 24 (Geowissenschaften). Freie Universität Berlin, 196 S., Berlin.

Böger H. (1983), Stratigraphische und tektonische Verknüpfungen kontinentaler Sedimente des Neogens im Ägäis-Raum. Geologische Rundschau, 72, S. 171-814, Stuttgart.

Bremer H. (1981), Reliefformen und reliefbildende Prozesse in Sri Lanka. In: Relief, Boden, Paläoklima, 1, S. 7-183, Berlin-Stuttgart.

Echtinger H. (1998), Die Konsequenzen anthropogen gesteuerter Prozesse auf die Landschaftsökologie der Insel Thasos-Nordgriechenland. Salzburger Geographische Arbeiten, 33, S. 97-245, Salzburg.

© Verband Österreichischer Höhlenforscher, download unter www.biologiezentrum.at

Fink M. und Verginis S. (1974), Beiträge zur Karstmorphologie von Nord-Akarnanien (Westgriechenland). Die Höhle, 25, S. 1-16, Wien.
Fink M. und Verginis S. (1976), Karstmorphologische Studien in Mittel-Akarnanien (Westgriechenland). Die Höhle, 27, S. 17-29, Wien.
Geological Map of Greece, Blatt Chios, Institute for Geology and Subsurface Research, 1971, Athen.
Herget G. (1969), Die Geologie von Nord-Chios (Ägäis). Diss. Marburg 1968, 206 S., Marburg.
Jacobshagen V. et al. (1978), Structure and Geodynamic Evolution of the Aegean Region. In: Alps, Apennines, Hellenids. Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report No. 38, S. 537-564, Stuttgart.
Koder J. (1998), Tabula Imperii Byzantini, 10, Aigaion Pelagos, Österr. Akademie der Wissenschaften, Phil.- Hist. Kl. Denkschrift 259, 351 S., Wien.
Louis H., Fischer K. (1979), Allgemeine Geomorphologie, 4. Aufl., Lehrbuch der Allg. Geographie, 1, 814 S., Berlin-New York.
Papadopoulou K. (1999), Zusammenfassende Bemerkungen über Verbreitung, Nutzung und Schutz der Karstgebiete Griechenlands. Die Höhle, 50, S. 48-52, Wien
Mavrommatis G. (1978), Chartis ton bioklimatikon orophon tis Ellados. Ministry of Agriculture, Athen.
Mavrommatis G. (1978), Bioklimatikes Chartis tis Ellados. Ministry of Agriculture, Athen.
Riedl H. (1982), Die Altflächenentwicklung der Kykladen. Annales Géologiques des Pays Helléniques, 31, S. 191-250, Athen.
Riedl H. (1984), Die Reliefgenerationen Griechenlands. Österreichische Osthefte, 26, S. 52-72, Wien.
Riedl H. (1989), Beiträge zur Landschaftsstruktur und Morphogenese von Samos und Ikaria (Ostägäische Inseln), Salzburger Geographische Arbeiten, 18, S.143-243, Salzburg.
Riedl H. (1998), Geomorphologie der Insel Skopelos (Magnesische Inseln). Salzburger Geographische Arbeiten, 33, S. 7-64, Salzburg.
Stocker E. (1976), Klimamorphologische Untersuchungen auf der Mani Halbinsel mit besonderer Berücksichtigung der Formengruppe Glatthang-Pediment-Karstrandebene. Arbeiten aus dem Geographischen Insitut der Universität Salzburg, 6, S. 93-228, Salzburg.
Velitzelos E. und Zouros N. (1998), New results on the petrified forest of Lesvos. Bulletin of the Geological Society of Greece, 32/2, S. 133-142, Patras.
Walter H. (1984), Vegetation und Klimazonen. Uni-Taschenbücher 14, 5. Aufl. 382 S., Stuttgart.

Die Travertine am Songwe-River – ein tropisches Karstgebiet in Zentraltansania

Von Thomas M. Kaiser (Greifswald) und Christina Seiffert (Frankfurt am Main)

Zusammenfassung

Das Travertinvorkommen 25 Kilometer westlich von Mbeya (Zentraltansania) wird als Bodensediment eines Hydrothermalsees interpretiert. Die erhaltenen Reste der bis zu 90 Meter mächtigen Karbonatplatte sind intensiv verkarstet und weisen charakteristische Oberflächen-Karstformen wie Rillenkarren und Karstpfannen auf. Entlang von schichtgebundenen Einschlüssen in der Karbonatbank entwickelte sich ein ausgedehntes Höhlensystem (Sukamawera Cave), das als Produkt eines einzigen Karstzyklus interpretiert wird, wobei an der Speläogenese die vadose Korrosion wesentlich beteiligt ist. Das ehedem zur Gänze in Fledermausguano versunkene System wurde durch systematischen Guanoabbau wieder ausgegraben und stellt heute eine eindrucksvolle Großhöhle mit einem großen Potential für weiterführende höhlenkundliche Arbeiten dar.

Die vorgestellten Untersuchungen sind das Ergebnis einer im Sommer 1994 durchgeführten viertägigen Expedition in den Süden Tansanias, die Teil einer systematischen paläontologischen Prospektion ostafrikanischer Karstgebiete war.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Die Höhle

Jahr/Year: 2000

Band/Volume: 051

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

Artikel/Article: Beiträge zur Kenntnis des miozänen Paläokarstes der ostägäischen Insel Chios (Griechenland) 81-93