

- BONTE, A. et al.: Carte Géologique détaillée de la France 1: 50 000, Marquise XXI-3 (Boulonnais-Nord), 1971.
- BRAND, G., HAGEMAN, B. P., JELGERSMA, S. u. SINDOWSKI, K. H.: Die lithostratigraphische Unterteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste. In: Geol. Jb. 82, 1965, 365-384.
- CEUNYNCK, R. DE: The Evolution of the Coastal Dunes in the Western Belgian Coastal Plain. In: Eiszeitalter u. Gegenwart 35, 1985, 33-41.
- HAGEMAN, B. P.: Development of the Western Part of the Netherlands during the Holocene. In: Geol. en Mijnb. 48, 1969, 373-388.
- JELGERSMA, S., DE JONG, J., ZAGWIJN, W. H. a. VAN REGTEREN ALTEÑA, J. F.: The Coastal Dunes of the Western Netherlands. Geology, Vegetational History and Archeology. In: Meded. Rijks Geol. Dienst N. S. 21, 1970, 93-167.
- MORTIER, R. a. BOELS, M.: The Morphological Evolution of the Litoral Region in Wissant (N. France) during the Holocene. In: Bull. de l'Assoc. Française pour l'Étude du Quaternaire 55, 1980, 41-45.
- MORZADÉC-KERFOURN, M. T.: Variations du niveau marin a l'Holocène en Bretagne (France). In: Eiszeitalter u. Gegenwart 35, 1985, 15-22.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. Frankfurt/M. 1985.
- MÜLLER, W.: Der Ablauf der holozänen Meerestransgressionen an der südlichen Nordseeküste und Folgerungen in bezug auf eine geochronologische Holozängliederung. In: Eiszeitalter u. Gegenwart 13, 1962, 197-226.
- MUNAUT, A. V. u. GILOT, E.: Recherches palynologiques et datations ^{14}C dans les régions côtières du nord de la France. In: Bull. de l'Assoc. Française pour l'Étude du Quaternaire 52, 1977, 17-25.
- PLASSCHE, O. VAN DE: Time-Limit Assessment of some Holocene Transgressive and Regressive Periods in the Northern Netherlands. In: Eiszeitalter u. Gegenwart 35, 1985, 43-48.
- SCHEFFER, F. u. SCHACHTSCHABEL, P.: Lehrbuch der Bodenkunde. Stuttgart 1979.
- SOMMÉ, J.: Formations superficielles, Quaternaire et géomorphologie - Les données de la Région Nord-Pas de Calais. In: Hommes et Terres du Nord 2, 1978, 5-18.

KARSTMORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AUF KRETA

Mit 4 Abbildungen und 6 Photos

GERHARD BARTELS

Summary: Karst-morphological investigations on Crete

In 1988/90 fieldwork was carried out on poljes in the Karst of the island of Crete. From these field observations we can draw the following conclusions: The formation of poljes was facilitated by downfaulting. Poljes developed without tectonic influence remained relatively small. Nearby outcropping impermeable rock supported the formation of poljes. Noncarbonate detritus was transported into the depressions and luted the joints beneath their floors. Otherwise poljes developed far away from outcropping impermeable rock. Therefore the insoluble residue must have affected the jointed limestone similarly. Slopes surrounding the poljes and slopes of the humi were steepened by lateral corrosion under recent climatic conditions even at heights of 1400 m, but the floors of some high-lying depressions are being destroyed by downwearing. The formation of poljes started probably in the Early Quaternary or even in the Late Pliocene.

1 Das Untersuchungsgebiet¹⁾

Drei Massive mit über 2000 m hohen Gipfeln (Levka Ori, Ida, Dikti) und die schroffen Erhebungen der Sitia-Halbinsel bestimmen das Großrelief Kretas. Sie werden von permo-mesozoischen Gesteinen aufgebaut. Die Massive mit komplizierter Deckentektonik wurden im Eozän/Oligozän und im Pliozän/Quartär herausgehoben. In den Gebirgen

¹⁾ Herrn Prof. Schröder, Geologisches Institut der Ruhr-Universität Bochum, verdanke ich wertvolle Hinweise auf geologische Literatur. Der Hellenic National Meteorological Service sandte mir freundlicherweise Klimadaten, auf denen Abb. 1 basiert. Für die empfangene Hilfe sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

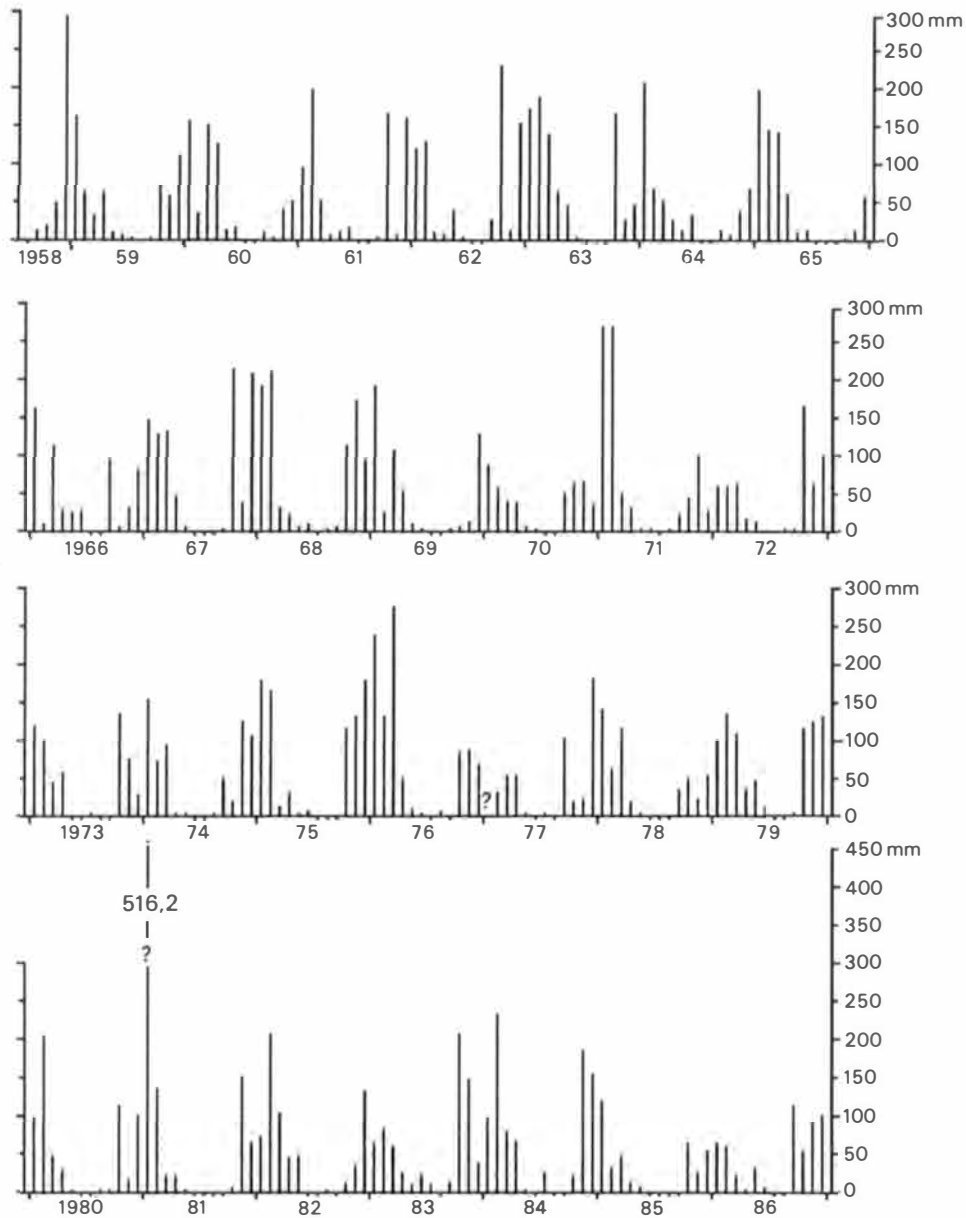


Abb. 1: Die Monatssummen des Niederschlages der Station Souda (NW-Kreta, 151,6 m Höhe) nach Daten des Hellenic Nat. Met. Service

Mean monthly precipitation at Souda (NW-Crete, 151.6 m). Data from Hellenic Nat. Met. Service

dominieren mesozoische Karbonatgesteine: „Plattenkalke“ (meist Marmore) der Talea-Ori-Gruppe, massige Kalke und Dolomite der Tripolitza-Folge, in den Levka Ori außerdem Kalke der Tripali-Einheit. Diese Gesteine durchragen auch in tieferen Lagen lokal tertiäre Sedimente.

Die Niederschläge steigen in Kreta generell mit der Höhe und von Osten nach Westen. Das höchste Jah-

resmittel wurde in Askifou (740 m) in den Levka Ori ermittelt (2016 mm; HAGER 1985, S. 25). Das Tiefland erhält in Souda 676,8 mm (Mittel 1959–1986). Die Messara-Ebene und die Küsten der Osthälfte sind mit ca. 500 mm regenärmer. Die wechselnde Zyklonalität läßt Beginn und Ende der Regenzeit stark schwanken (Abb. 1). Die Niederschläge fallen bis 500 m Meereshöhe fast ausschließlich als Regen.

Die Stationen Anogia (740 m) und Tzermiades (820 m) verzeichneten dagegen in den Monaten Dezember bis März durchschnittlich 7,4 bzw. 11,4 Schneefalltage (HEMPEL 1984). Schneehöhen von über 1 m traten in den Jahren 1988/90 nur oberhalb von 1500 m auf.

Die Holzgewächse Kretas sind wind- und frostempfindlich, so daß die natürliche Waldgrenze schon vor Beginn der anthropogenen Waldzerstörung sehr tief lag. In Südexposition ging der Wald bei 1800 bis 1850 m Meereshöhe in Dornpolstergesellschaften über, auf den Nordhängen bereits bei 1400 bis 1600 m (GREUTER 1975). Heute überwiegen gemeinhin Degradationsformationen.

Der Karbonatkarst Kretas verfügt über ein typisches mediterranes Formeninventar: Verschiedene Karrenformen bedecken die Oberfläche der Tripolitza-Kalke, seltener die der „Plattenkalke“ und der tertiären Konglomerate. Dazu gesellen sich Dolinen in unterschiedlicher Form und Größe, Uvalas und Poljen. Die Tripolitza-Kalke sind in Höhen unter 1400 m generell lösungsfreudiger als der kristalline „Plattenkalk“. Neogene Mergel-Kalke südöstlich Rethimnon und in Ostkreta unterliegen nur einer schwachen Verkarstung. Die Karstformen sind besonders reichhaltig in Höhenlagen zwischen 300 und 1600 m entwickelt²⁾. Die größeren Karrenfelder enden auf Kreta bei 1400–1500 m, d. h. in der Nähe der ehemaligen Waldgrenze. Nur einzelne Karren sowie kleine Näpfe und Rillen treten in größeren Höhen auf. Großdolinen kommen dagegen häufig oberhalb von 1800 m vor.

2 Zielsetzung

Die karstmorphologischen Untersuchungen auf der Insel Kreta hatten das Ziel, die Faktorenkombination genauer zu ergründen, die die Entstehung von Poljen ermöglicht. Es sollte der Frage nachgegangen werden, ob bestimmte tektonische Voraussetzungen wie Becken oder Gräben die Entwicklung von Poljen begünstigt haben. Außerdem galt es zu klären, inwieweit die Lithologie die Formung beeinflusst hat. Insbesondere war zu überprüfen, welche Bedeutung die Nachbarschaft von Karbonat- und Nichtkarbonatgestein für die Poljebildung gehabt hat. Weiterhin schien nicht ausreichend geklärt, ob nicht doch kleinere Formen zu Poljen zusammenwachsen können.

²⁾ Der Karst Kretas wurde u. a. von GREUTZBURG (1958), FABRE u. MAIRE (1983), HEMPEL (1990), MAIRE (1981) und POSER (1976) untersucht.

Verbunden mit den Problemen der Entstehungsbedingungen ist die Frage nach der morphochronologischen Stellung der Poljen. Wegen der starken quartären Heraushebung kann man nicht davon ausgehen, daß sich die Formen noch in der Höhenlage befinden, in der ihre Entstehung begonnen hat. Daher mußte zunächst geklärt werden, ob die Poljen in ihrer heutigen Lage weitergebildet werden. Die Weiterbildung setzt eine Lösungsunterschneidung voraus, die an einen Karstwasserkörper gebunden ist. Aus diesem Grunde sind Beobachtungen zur Karsthydrologie der Poljen wichtig. Schließlich war der Beginn der Poljebildung so weit wie möglich einzugrenzen.

3 Die Faktorenkombination, die zur Entstehung von Poljen führt

3.1 Die Bedeutung der Tektonik

Relativ einsichtig ist die Entstehung eines Poljes durch korrosive Ausweitung einer tektonischen Senke. Im Gegensatz zu manchen anderen Karstgebieten kann man die Bedeutung einer tektonischen Versetzung des Poljeninneren jedoch auf der Insel Kreta durch einen Vergleich von fünf Poljen abschätzen.

Das Lassithipolje und die Hochebene von Katharo weisen deutliche Anzeichen einer tektonischen Einsenkung auf. Die Lassithi-Ebene wird von Tripolitza-Kalken und Talea-Ori-Plattenkalken umrahmt (Abb. 2). Die mesozoischen Tripolitza-Kalke bauen auch den zentralen Hum und einige kleinere benachbarte Humi im Ostteil der Ebene auf. An ihrem Südrand ist jedoch präneogener Flysch nur wenig über dem Poljeboden aufgeschlossen. Der Flysch kann nur auf tektonischem Wege in diese Tieflage gelangt sein. Andererseits greift der Poljeboden heute weit über den Bereich der belegbaren tektonischen Einsenkung hinaus. Das gesamte Areal zwischen dem zentralen Hum und der Nordumrahmung dürfte kaum in die Absenkung einbezogen worden sein, denn der Bach, der nördlich des Hügels entlangfließt, schneidet die Phyllit-Quarzit-Serie an, die auf Kreta gewöhnlich die Tripolitza-Kalke unterlagert. Dieser Teil der Ebene ist deshalb nicht tektonischer, sondern korrosiver und erosiver Entstehung. Am Westrand und Nordrand der Ebene häufen sich zudem die Hinweise auf eine junge korrosive Unterschneidung des Gehänges (s. u.).

Auch im Hochbecken von Katharo, das sich nach Westen hin zum 200 m tiefer gelegenen Lassithipolje öffnet, sind die Anzeichen für eine tektonische Ab-

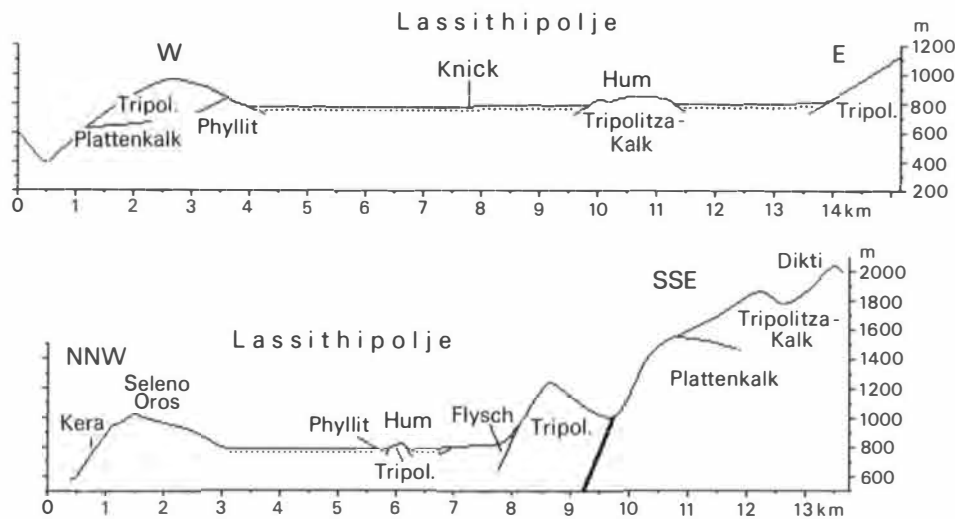


Abb. 2: Profile durch das Lassithipolje
Cross-sections of Lassithipolje

senkung nicht zu übersehen. Im Westteil liegen Gesteine der Ophiolithdecke im Niveau des Hauptgewässers (FORTUIN u. PETERS 1984, Fig. 2). Die Ophiolithdecke stellt das höchste tektonische Stockwerk dar, das generell die Stockwerke der Pindos-Serie und der Tripolitza-Kalke überlagert (KUSS u. THORBECKE 1974, SEIDEL u. WACHENDORF 1986). Das Nebeneinander von Tripolitza-Kalken und Gesteinen der Ophiolithdecke belegt also die tektonische Tieflage im Westteil der Ebene. Und auch dort läßt sich die korrosive Ausweitung nachweisen, denn die Ebene greift nach Süden und Nordwesten auf Kalke über. Infolge der starken Tiefenerosion des Baches, der zur tiefergelegenen Lassithi-Ebene entwässert, liegen die im Kalkstein entwickelten Flachformen heute deutlich über dem rezenten Bachbett³⁾.

Ausschließen läßt sich eine tektonische Einsenkung dagegen beim Arkadipolje. Diese Form ist in neogenen Kalken entwickelt, die auf der gesamten Nordabdachung östlich und westlich Rethimnon in leichter Nordneigung auftreten. Mehrere tiefe Täler geben Aufschluß über die Lagerungsverhältnisse. Stärkere tektonische Versetzungen lassen sich in der Umgebung von Arkadi nicht beobachten.

Vertraut man dem Blatt Ziros der geologischen Karte 1:50 000, dann ist eine tektonische Absenkung

im Bereich des Ziropolje sehr unwahrscheinlich. Verwerfungen sind nicht verzeichnet. Die nächstgelegene starke Versetzung hat erst zwei km südlich der Hohlform stattgefunden (außerhalb von Abb. 3). Auszuschließen ist eine Absenkung des Poljeninneren auch bei den Kleinpoljen in den östlichen Levka Ori.

Demnach stellen tektonische Versetzungen keine unbedingte Voraussetzung für die Entstehung von Poljen dar. Allerdings sind die Formen, deren Boden nicht gegenüber der Umrahmung abgesenkt wurde, mit ca. 1 km-Durchmesser recht klein und meist relativ flach. Daher liegt die Vermutung nahe, daß die Bruchtektonik die Poljebildung begünstigt.

3.2 Die Bedeutung der Lithologie

Die kretischen Poljen entstanden in kristallinem bis metamorphem Plattenkalk (Teile des Nidapolje), in massigen Tripolitza-Kalken (Ziropolje, Abb. 3) und in gut geschichteten, leicht mergeligen neogenen Kalken (Arkadipolje). An der Umrahmung von Omalopolje (Photo 1) und Askifoupolje (Photo 2) ist neben dem Plattenkalk der massig ausgebildete Kalk der Tripali-Einheit beteiligt. Die Kleinpoljen der östlichen Levka Ori (Photo 3) sind ausschließlich in diesem ausgebildet.

Der Durchmesser der Poljen, der zwischen knapp 1 km (Arkadi) und ca. 10 km (Lassithi-Ebene) variiert, und ihr ovaler, verästelter oder talartig langgestreckter Grundriß werden jedoch kaum unmittelbar von der Lithologie bestimmt. Lediglich dort, wo eine

³⁾ Die Öffnung der Hochebene von Katharo dürfte ebenfalls tektonisch bedingt sein, denn ihre Umgebung wurde entlang einer Störung gegenüber dem westlich gelegenen Lassithigebiet herausgehoben.

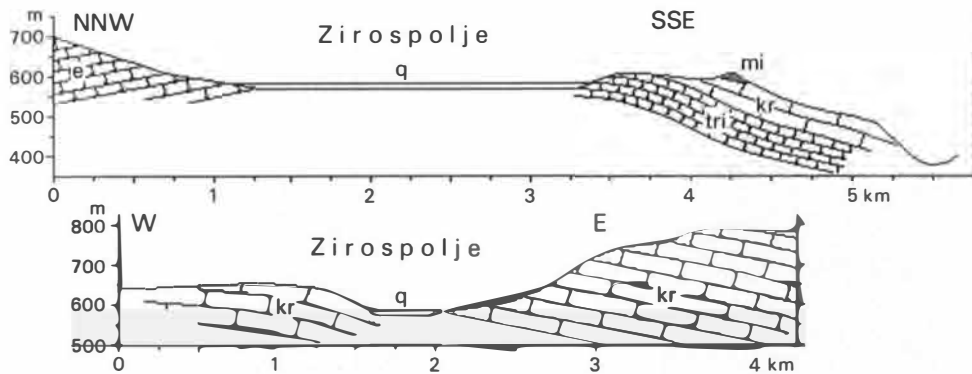


Abb. 3: Profile durch das Ziros polje in Ost-Kreta
Cross-sections of Ziros polje, E-Crete

Störung die Hohlform begrenzt, so daß verschiedene Gesteine in unterschiedliche Höhenlage gelangten, können Böschungen besonders markant die Gesteinsunterschiede widerspiegeln. Dieses ist u. a. an der Westflanke des Nidapoljes der Fall (Abb. 4). Dort wird der über 400 m hohe Steilanstieg zum Psilorit von Plattenkalken gebildet. Im übrigen hat die Petrovarianz der Karbonatgesteine auf Kreta eine eher marginale Bedeutung für die Existenz von Poljen⁴⁾.

Gewichtiger ist m. E. der Einfluß von Nichtkarbonatgestein in der näheren oder weiteren Umgebung eines Polje. Nach Beobachtungen von H. Louis (1956) im Taurus wird die Poljebildung dadurch ermöglicht, daß das Gewässernetz unlöslichen Detritus aus einem Gebiet mit Nichtkarbonatgestein in die erste, im Karbonatgestein gebildete Wanne hineinschwemmt, so daß diese abgedichtet wird⁵⁾. Auf der schwemmkegelartigen Oberfläche kann das aufschüttende Gerinne weit in das Karbonatgestein vordringen, bis es versickert. Das auf der verdichteten Oberfläche abfließende Wasser wird gegen das Randgehänge der Hohlform geleitet, so daß sich diese durch Korrosion ausweitet.

Zwei Tatsachen können diese Vorstellung stützen: 1. Schwemmfächer, die von der Umrahmung aus in das Polje hineingeschüttet wurden und 2. die enge Nachbarschaft zwischen Polje und Nichtkarbonatgestein. Schwemmfächer treten in allen größeren

Poljen auf. Beeindruckend ist vor allem der Schuttfächer, der von Süden her in das Omalospolje (Photo 1) vorgeschüttet wurde. Er besteht in seinem Westteil aus ungeschichteten Schlammstromablagerungen, deren Feinmaterial vorwiegend schluffig ist, entlang des heute noch benutzten Gerinnes jedoch aus miteinander wechselnden Karbonatschottern und bräunlichen Lehmlagen. Weder die groben Fraktionen noch



Photo 1: Omalospolje von Süden (vom Gingilos). Vordergrund: Kalksteinpediment (dichtes Gebüsch) und großer Schuttfächer (Weideland) mit rezentem Schwemmschutt. Das Oberflächenwasser fließt normalerweise in den äußersten Westen, bildet dort gelegentlich einen See und setzt seinen Weg nach Norden über einen Bach fort. Die Hauptponore liegen gegenüber am Nordrand der Ebene

Omalospolje from the south (from Gingilos). Foreground: limestone pediment (scrub) and large debris fan (rough grazing) with recent alluvium (limestone pebbles). Surface water normally runs to the far west, occasionally forming a small lake in this locality and continuing its way by a creek. The main ponors are at the northern edge of the plain

⁴⁾ Da die Gesteine, urteilt man aufgrund der Karren- und Dolinenformen, eine sehr unterschiedliche Lösungsanfälligkeit aufweisen, müssen diese Unterschiede durch einen anderen Faktor egalisiert worden sein. Hierbei ist an den Faktor Zeit zu denken.

⁵⁾ Eine ähnliche Vorstellung war bereits durch J. ROGLIC (1938) entwickelt worden.

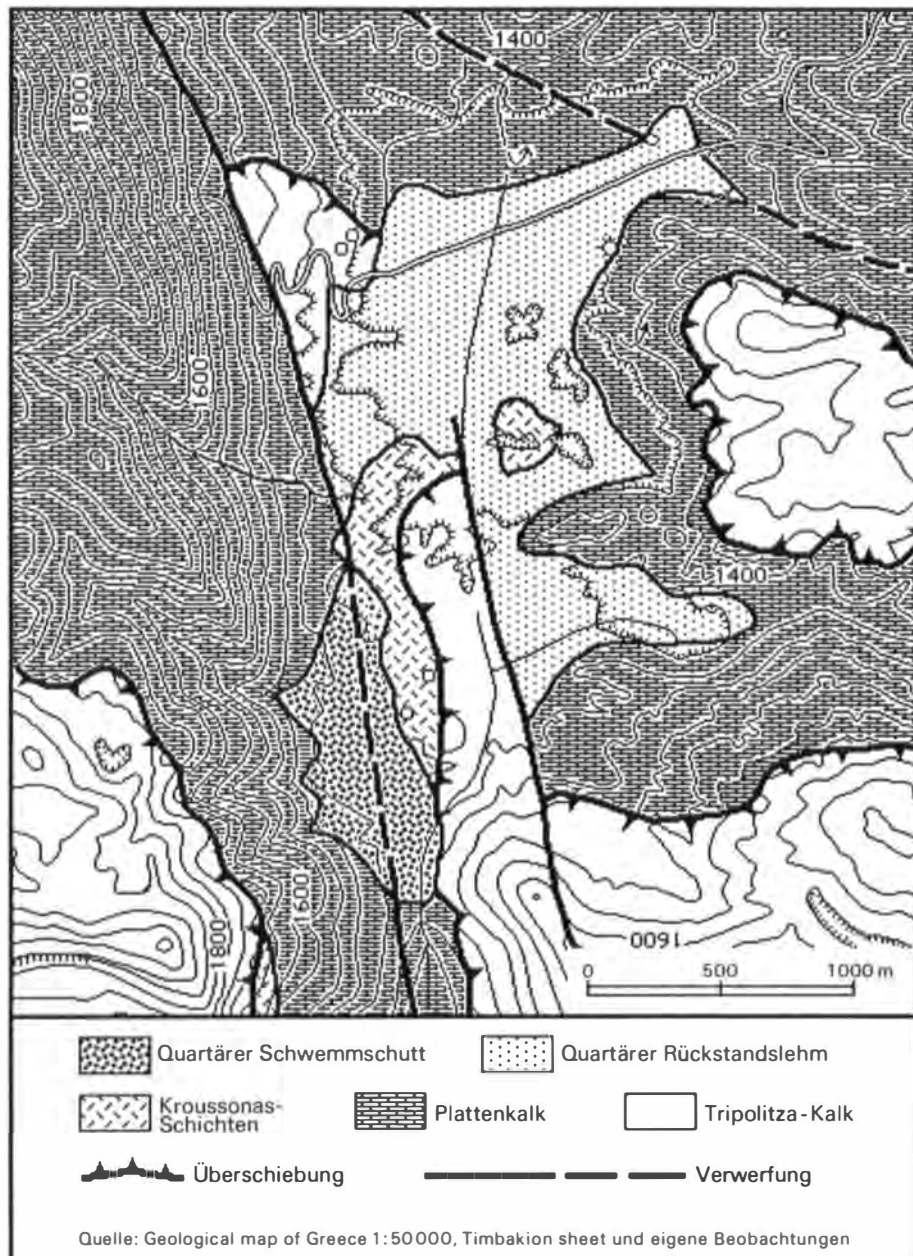


Abb. 4: Geologische Karte des Nidapolje
Geological map of Nidapolje

das Feinmaterial deuten jedoch an, daß im Einzugsgebiet des Gerinnes silikatisches Gestein ansteht. Auch die geologischen Übersichtskarten geben keinen entsprechenden Hinweis. Die Sedimente sind zwar lokal durch Kalk zementiert, aber trotzdem nicht in der Lage, Wasser zu stauen. Das Gerinne versickert vielmehr relativ rasch nach Eintritt in das Polje.

Trotzdem bildet das Oberflächenwasser am Ende des Winters im Westteil einen kleinen See und gelangt von diesem über einen Bach bis an den Nordrand des Polje. Von den Hirten angelegte Teiche zeigen ebenfalls an, daß die Klüfte im Kalkstein weitgehend abgedichtet wurden. Für diese Abdichtung ist ein lehmiger Feinsand verantwortlich. Die Stau-eigenschaften des Sandes werden u. a. durch seine

starke Pseudovergleyung sichtbar. Die Oberfläche des lehmigen Feinsandes, der stets als ältestes Sediment der Beckenfüllung aufgeschlossen ist, neigt sich ebenfalls fächerartig nach Norden. Allerdings ist die Oberflächenneigung geringer als die des aufgesetzten jungquartären Schwemmfächers. Auf dieser Oberfläche könnte das Oberflächenwasser also, der Vorstellung ROGLICs und LOUIS entsprechend, nach Norden geflossen sein und die Nordflanke des Polje korrosiv unterschritten haben. Zwei kleine Nachsackungen im Westteil des Polje, vereinzelt im Bachbett auftretende Estavellen und das völlige Fehlen junger korrosiver Unterschneidungen am Nordrand zeigen aber, daß der Sand heute diese Aufgabe nicht mehr erfüllen kann.

Die jungquartären Sedimente, welche die Hochebene von Katharo bedecken, sind fächerförmig nach NW geneigt. Sie bestehen aus Kieslagen mit einem gut erkennbaren Nichtkarbonatanteil, die mit mächtigen Lehmepaketen wechseln. Die Abdichtung ist gegenwärtig noch so gut, daß der Hauptbach bis in das späte Frühjahr hinein Wasser führt. Die fächerförmige Neigung der Oberfläche macht wahrscheinlich, daß das Wasser auch in der Vorzeit die Nordflanke korrosiv unterschneiden konnte. Dieser Prozeß wurde allerdings durch die Einschneidung der Verbindungsschlucht zwischen Katharo- und Lassithi-Ebene unterbrochen. Teilweise läßt sich die korrosiv bedingte Kehle jedoch noch über der Schlucht feststellen.

Die Oberfläche der jungquartären Sedimentfüllung besitzt im Lassithipolje zwar keine ausgesprochene Fächerform, aber eine leichte Neigung von Osten nach Westen existiert, so daß das Oberflächenwasser bei stärkeren Abflüssen auch heute die gesamte Ebene durchqueren und die Hänge der Westumrahmung unterschneiden kann. Die Sedimente sind im Ostteil allerdings ausgesprochen grobkörnig. Die entlang des Baches und in den wenigen Brunnen oberhalb des Grundwasserspiegels aufgeschlossenen Grobkiese bestehen im übrigen vorwiegend aus Karbonatgestein. Zu einer Abdichtung gut geklüfteten Karbonatgesteins sind sie keineswegs in der Lage. Erst westlich des zentralen Hum herrschen sandige und schließlich lehmige Körnungen vor. Sollten die Klüfte im Kalkstein des Beckenbodens abgedichtet worden sein, dann kommt hierfür vor allem jener kräftig gefärbte Lehm in Frage, der nach H. POSERS (1957) Beobachtungen in den 50er Jahren beim Neuaushub von Brunnen gefördert wurde und die jungquartären Sedimente unterlagert.

Das Askifoupolje weist ebenfalls Schwemmfächer auf, die sich von Osten und von Westen her in das



Photo 2: Askifoupolje von Westen. Das Polje wird hydrologisch durch drei Humi untergliedert. Die Hauptbachschwinden liegen beim Ort Kares (links) und hinter dem dreigipfligen Hum

Askifoupolje from the west. The surface hydrology of the polje is divided by three humi. The main ponors are near the village of Kares (left) and behind the hum with three tops

Becken erstrecken (Photo 2). Sie bestehen an der Oberfläche ausschließlich aus karbonatischem Material. Im Ostteil ist dieses so grobkörnig, daß kein oberflächliches Gerinne entsteht und der geringe Oberflächenabfluß vor dem Ostfuß des dreigipfligen Hum versickert. Der nördlichere der beiden von Westen vorgeschütteten Fächer ist jedoch so weit abgedichtet, daß das Wasser die gegenüberliegende Felswand erreicht. Schwemmfächer treten also verbreitet in den kretischen Poljen auf, bestehen aber zum überwiegenden Teil aus Material, das aus karbonatischem Gestein hergeleitet werden kann⁶¹. Ihre Existenz läßt die Vorstellung zwar zu, daß sich die Poljen im Sinne von H. LOUIS (1956) durch Ausweitung eines Blindtales bildeten, sind jedoch noch kein zwingender Beleg für diese Auffassung.

Wegen der komplizierten Decken- und Bruchtektonik muß man auf Kreta damit rechnen, daß viele kleine Vorkommen silikatischen Gesteins noch nicht bekannt sind oder noch nicht kartiert wurden. Belegbar ist das Nebeneinander von Karbonat- und Nichtkarbonatgestein auf der Ebene von Katharo: Hier treten im Westteil Gesteine der Ophiolithdecke auf. Daß der Detritus dieser Gesteine abdichtend wirken kann, zeigt ein künstlicher Teich, der am Rand der Schlucht liegt, die zum Lassithipolje hinunterführt.

Auch für das Lassithipolje kann man generell damit rechnen, daß nichtkarbonatisches Gestein Detritus

⁶¹ Hierzu gehört auch der unlösliche Rückstand des Kalksteins.

geliefert hat. Im Polje stehen Flysch und Phyllit an. Außerdem wurde Material von der höher gelegenen Katharo-Ebene eingeschwemmt. Im Omalospolje und in seiner unmittelbaren Nachbarschaft sind silikatische Gesteine nicht nachgewiesen. Trotzdem dürfte es dort im oberirdischen Einzugsgebiet noch zu dem Zeitpunkt angestanden haben, als das älteste Sediment abgelagert wurde, das heute im Poljeboden aufgeschlossen ist. Dabei handelt es sich um den bereits erwähnten stark lehmigen und pseudovergleyten Feinsand, der unter dem Westteil des Poljebodens nachweisbar ist. Wenigstens der Quarzanteil dieses Sediments muß aus nichtkarbonatischer Quelle stammen.

In der Nachbarschaft anderer Poljen steht dagegen keinerlei Nichtkarbonatgestein an. Dieses gilt für die Kleinpoljen in den östlichen Levka Ori, die einen Durchmesser von 0,5 bis 1 km haben und oberhalb des Askifoupolje liegen (Photo 3). Auch das oberirdische Einzugsgebiet des Zirosolje umfaßt kein silikatisches Gestein. Gleiches gilt für die bereits wieder in Zerstörung befindliche Ebene von Karfi an der Straße von Rethimnon nach Askifou. Aus diesem Grunde muß man annehmen, daß der aus aufbereitetem silikatischem Gestein stammende Detritus zwar die Bildung großer Hohlformen im Karst förderte, aber ebenfalls keine unbedingte Voraussetzung für die Entstehung von Poljen ist. Offensichtlich kann auch der Lösungsrückstand des Karbonatgesteins, wenn er in hinreichender Menge anfällt, die Gesteinsklüfte so weit verschließen, daß Wasser genügend lange korrodieren kann.

3.3 Die Entwicklung von Klein- zu Großformen

Da die üblicherweise akzeptierten Ursachen der Poljenbildung auf Kreta teilweise nicht gegeben sind, wird das Augenmerk auf eine Möglichkeit gelenkt, die gemeinhin in der karstmorphologischen Literatur (u. a. ZÖTL 1974) als nicht mehr aktuell gilt und deshalb nicht mehr diskutiert wird: die Entwicklung einer Großform durch Zusammenwachsen von Kleinformen. Wenn diese Möglichkeit nur einen gewissen Anspruch auf Wahrscheinlichkeit haben soll, dann muß es alle Übergänge zwischen kleinen und großen Hohlformen geben. Hierzu lassen sich auf Kreta hinreichende Beobachtungen sammeln: Mit kleinen Dolinen sind einzelne Massive so dicht übersät, daß sie pockenartig erscheinen, wie der Thripti in Ostkreta. Einige dieser Formen haben einen auffällig flachen, von Rückstandslehm abgedichteten Boden. Vielfach sammelt sich auf diesem so viel Nieder-



Photo 3: Kleinpolje mit einem Durchmesser von 0,5 bis 1 km in den östlichen Levka Ori (ca. 1200 m). Im Hintergrund der Kastro (2218 m)

Small polje 0.5 to 1 km in diameter, eastern part of Levka Ori (ca. 1200 m). Kastro (2218 m) in the background

schlagswasser, daß sich bis in den April hinein eine Wasserlache hält oder das Feinmaterial feucht bleibt. Das Wasser versickert nicht, sondern es verdunstet.

Von diesen Formen mit wenigen Dekametern Durchmesser führt eine Sequenz über eine Doline mit einem Durchmesser von 50 m, flachem Boden und korrosiv unterschrittenen Hängen auf der Ostabdachung des Thripti (Photo 4) und die Kleinpoljen in den östlichen Levka Ori (Photo 3) zu den für Kreta relativ großen Poljen von Omalos und Lassithi. Damit soll nicht gefolgert werden, daß sich mit dieser Se-



Photo 4: Doline mit flachem Boden und relativ steilen Hängen (Thripti, 1100 m). Rückstandslehm dichtet die Klüfte ab und verursacht einen Teich. Diese Doline könnte mit benachbarten Depressionen zu einem Kleinpolje zusammenwachsen

Doline with flat floor and relatively steep slopes (Thripti, 1100 m). Residual loam closed the fissures and causes a small pond. This doline may coalesce with neighbouring depressions and finally form a small polje

quenz zwangsläufig eine genetische Reihe verbindet. Die hier angedeutete Möglichkeit kann jedoch auch nicht ausgeschlossen werden. Sie wird nur dann gegeben sein, wenn relativ viel unlöslicher Rückstand pro Zeiteinheit anfällt und tatsächlich auf dem Poljeboden abgelagert wird. Eine rasche Tieferlegung der piezometrischen Oberfläche schließt dagegen das Zusammenwachsen von Klein- zu Großformen aus. Gänzlich unwahrscheinlich ist, daß sich tiefe Einsturzdolinen zu Poljen ausweiten.

4 Der Versuch einer morphochronologischen Interpretation

4.1 Die Frage nach der rezenten Weiterbildung

Der entscheidende Prozeß bei der Entstehung großer Karstformen mit ebenem Boden ist die seitliche Korrosion. Diese ist nur denkbar, wenn das Lockermaterial des Poljebodens hinreichend lange durchfeuchtet ist. Damit ist die Frage nach dem phreatischen Bereich eines Karstwasserkörpers (BÖGL 1966) aufgeworfen. Die karsthydrologischen Beobachtungen betrafen Brunnen, Quellen, oberirdische Gerinne und Ponore. Sie erfolgten von Anfang Februar bis Ende Mai. Karstwasserkörper konnten in allen kretischen Poljen nachgewiesen werden mit Ausnahme des Nidapolje und der Ebene von Katharo. Besonders deutlich war die hohe Lage der piezometrischen Oberfläche während des Winters und ihr Absinken zum Sommer hin in der Lassithi-Ebene, im Askifoulpolje und in einigen Kleinpoljen zu beobachten. In der Lassithi-Ebene existierte während zweier Winter des Beobachtungszeitraums ein kleiner See.

Auf der Katharo-Ebene fehlten Brunnen in hinreichender Zahl, die Einblick in den phreatischen Bereich hätten geben können. Im Nidapolje versickerte dagegen alles Wasser sehr rasch in den zahlreichen Ponoren, die über den gesamten Poljeboden verteilt sind und meist kleinen Dolinen entsprechen. Daher ist die Existenz einer phreatischen Zone unter dieser Hohlform unwahrscheinlich, zumal Beobachtungen auch im Februar bei früh einsetzender Schneeschmelze gesammelt wurden. Nur nach sehr niederschlagsreichen Wintern und bei rasch ablaufender Schneeschmelze dürfte so viel Wasser im Niveau des Poljebodens zur Verfügung stehen, daß es zu einer seitlichen Korrosion kommen kann.

Diesen karsthydrologischen Gegebenheiten entsprechen die Hinweise auf eine junge korrosive Unterschneidung der Hänge. Sie fanden sich vor allem im westlichen Teil der ca. 800 m hoch gelegenen Lassithi-Ebene, in dem die Hänge stets mit scharfem Knick



Photo 5: Hauptponor des Lassithipolje. Der Bach versickert im Frühjahr am Fuß der Kalksteinwand

Main ponor of Lassithipolje. In Spring the creek seeps away at the foot of the limestone wall

gegen den Boden absetzen. Deutlich ist die korrosive Versteilung des Gehänges auch in der Nähe des großen Ponors im äußersten Westen der Ebene (Photo 5). Der östliche Teil, in dem die piezometrische Oberfläche generell in größerer Tiefe unter dem Poljeboden liegt, ist dagegen arm an jungen Korrosionserscheinungen.

Die seitliche Korrosion ließ sich mit Hilfe einer jungen Unterschneidung außerdem an der Südwestflanke des Zirosolje (600 m), im Westteil des Askifoulpolje (750 m) sowie in den Kleinpoljen der östlichen Levka Ori (1100 bis 1200 m) belegen. Im Photo 2 kann man an den Humi und in der Nähe des links gelegenen Ortes Kares erkennen, daß das steile Gehänge mit scharfem Knick gegen den Poljeboden absetzt. Eine räumlich eng begrenzte laterale Korrosion war im Nordwestwinkel des Nidapolje (knapp 1400 m) und an einigen niedrigen Humi dieser Hohlform zu erkennen. Insgesamt überwiegen im Nidapolje jedoch die Zerstörungserscheinungen. Ein erster Hinweis auf eine rasche Tieferlegung des Poljebodens sind die vielen Humi im südlichen Teil. Offensichtlich erfolgte sie so rasch, daß die Kalksteinbuckel nicht mehr korrosiv eingeebnet werden konnten. Einige wurden gerade erst von der Abtragung freigelegt (Photo 6). Der südliche Teil des Polje hat seinen ebenen Boden durch die Tieferlegung im Nordteil der Hohlform bereits verloren. Sollte dieser Prozeß andauern, dann würde sich das Nidapolje in ein Uvala umwandeln.

Außerdem ist die Zerstörung des Poljebodens durch zahlreiche Dolinen mit Ponorfunktion eingeleitet worden. Das lehmige Feinmaterial, das ehemals den Poljeboden abdichtete, wird durch diese Ponore abtransportiert, ohne daß es die Klüfte im Gestein ver-



Photo 6: Boden des Nidapolje. Ein flacher Hum mit einer Doline an seinem Rand wurde erst vor kurzem exhumiert. Rückstandslehm wird in die Bachschwinde hineingespült

Floor of Nidapolje. A flat hum just being exhumed with a sinkhole on its edge. Residual loam is washed into the ponor

schließen kann. In der Nähe der Bachschwinden haben sich in dem Lehm kleine Stufen gebildet, die durch überfließendes Wasser zurückverlegt werden (Photo 6). Anzeichen einer jungen korrosiven Ausweitung fehlen dagegen in Omalospolje. Das wellige Kleinrelief am Grunde dieser Hohlform weist dagegen auf eine Zerstörung des ehemals ebenen Poljebodens hin.

4.2 Der wahrscheinliche Beginn der Poljebildung

Die laterale Korrosion, die das wichtigste Element der Poljen, den ebenen Boden, erzeugt hat, dauert also in den meisten kretischen Poljen noch an, und zwar weitgehend unabhängig von der Höhe. Damit ist die rezente Weiterbildung belegt. Schon aus der Größe der Hohlformen kann man jedoch ableiten, daß ihre Entstehung bis weit in das Quartär, u. U. sogar bis in das jüngere Tertiär zurückreicht. Für ein relativ großes Alter der Formen sprechen ebenfalls die Schuttfächer, die größtenteils aus Schwemmschutt bestehen, aber auch ungeschichtetes Schlammstrommaterial mit lehmiger Matrix und lehmige Bodensedimente enthalten. Außer den in Abschnitt 3.2 erwähnten Fächern ist eine Akkumulation im Südteil des Nidalpolje von Interesse, die bereits im Blatt Timbakion der geologischen Karte 1:50 000 dargestellt wurde. Sie besteht aus mehreren Fächern und wurde in leicht korrigierter Verbreitung in die Abb. 4 übernommen. Die Verlagerung von Schutt beschränkt sich gegenwärtig auf Gerinne, die die Fächer zer-

schneiden, so daß die Formen als Vorzeitphänomene gedeutet werden können.

Zu diesem und anderen Schuttfächern hat sich HEMPEL (u. a. 1990) geäußert und radiometrische Daten publiziert. Ich kann seiner Interpretation insofern zustimmen, als die Schwemmfächer in den kretischen Poljen sicher mehrphasig sind und damit auch Sedimente präwürmzeitlicher Abtragsphasen enthalten. Insgesamt sind sie jedoch sehr komplex gebaut, so daß unterschiedlich alte Partien im gleichen Niveau liegen können. Oberflächennah gesammelte Proben signalisieren daher nicht zwangsläufig das Ende der Schuttsedimentation. Nur auf der Hochebene von Katharo sind die verschiedenen Schüttungsgenerationen auch morphologisch, nämlich als Terrassen, voneinander getrennt.

Die von HEMPEL (1990) veröffentlichten radiometrischen U-Th-Daten möchte ich dagegen aus mehreren Gründen nicht verwerten. 1. Die statistischen Fehler sind, wenn sie genannt werden, sehr hoch. 2. Die Materialien sind nach seinen Angaben heterogen: Kalksinter, Sinterbruch, Stalagmiten. 3. Der Ort der Entnahme wird nicht so genau lokalisiert, daß man die erfaßte Schicht vor Ort identifizieren kann. 4. Die Parallelisierung mit stratigraphischen Einheiten wie Treene-Interstadial, die selbst in Mitteleuropa nicht unumstritten sind, halte ich für gewagt.

Das älteste Sediment, das in einem der kretischen Poljen 1988/90 zugänglich war, scheint mir der stark pseudovergleyte lehmige Feinsand zu sein, der das gesamte westliche Omalospolje unterlagert⁷¹. Abgesehen von der überlagernden Schwemmschuttlage, deren Herkunft aus dem heutigen Relief nicht erklärt werden kann, sprechen die bis zu 1 dm dicken Eisenschwarten, die sich in der Nähe der Hauptponore in den Sanden gebildet haben, für ein hohes Alter. Sie sind mit den heutigen klimatischen Bedingungen kaum in Einklang zu bringen, denn die rezenten Böden lassen nirgendwo auf Kreta eine derartige Eisendynamik erkennen. Die tonmineralogische Untersuchung von zwei Proben aus diesem Sediment, die freundlicherweise von Herrn Prof. Dr. Gewehr am Bodenkundlichen Institut der Universität Bonn durchgeführt wurde, ergab jedoch keinen eindeutigen Hinweis auf tropische Bedingungen. Die Tonminerale bestanden vielmehr in erster Linie aus Illit, dem erst an zweiter Stelle Kaolinit folgte⁸¹. Ein ter-

⁷¹ HEMPEL (1990) scheint dieses Sediment übersehen zu haben, denn es taucht in seiner Darstellung in Fig. 8 nicht auf.

⁸¹ Die Analyse kann hier nicht detailliert dargestellt werden. Sie soll an anderer Stelle veröffentlicht werden.

tiäres Alter der Sande ist zwar möglich, aber mit Hilfe der Tonminerale nicht zu belegen. Als Arbeitshypothese bietet sich eine Einordnung in das Jungtertiär/Altquartär an, denn im Vorland der Levka Ori aufgeschlossene neogene Sedimente beweisen ein deutliches Auftauchen der Insel nach der weitreichenden Transgression im Unterpliozän (MEULENKAMP, JONKERS a. SPAAK 1979).

5 Zusammenfassung

Aus dem Geländebefund lassen sich folgende Schlüsse ziehen: Die Entstehung von Poljen wurde auf Kreta durch bruchtektonische Vorgänge erleichtert. Von der Tektonik unbeeinflusste Formen blieben in der Regel relativ klein. Die Nachbarschaft zu Nichtkarbonatgestein begünstigte die Poljenbildung. Nichtkarbonatischer Detritus wurde in die Poljen hineingeschwenkt und dichtete ihren Boden ab. Eine ähnliche Funktion konnte offensichtlich auch der unlösliche Rückstand der Karbonatgesteine ausüben, denn auf Kreta entstanden auch Poljen weitab vom oberflächennahen Auftreten von Silikatgesteinen. Aus diesen Gründen muß in Erwägung gezogen werden, daß Poljen durch Zusammenwachsen kleinerer Karstformen entstehen können. Die Randgehänge von Poljen und die Hänge von Humi werden unter den rezenten klimatischen Bedingungen bis 1400 m Höhe durch seitliche Korrosion unterschritten, so daß der wichtigste Prozeß der Poljebildung andauert. In einigen über 1000 m hoch gelegenen Poljen wird der Poljeboden gegenwärtig zerstört. Die Poljebildung dürfte bis weit in das Quartär zurückreichen. Ein Beginn im Jungpliozän ist möglich.

Literatur

- BÖGLI, A.: Karstwasserfläche und unterirdische Karstniveaus. In: *Erdkunde* 20, 1966, 11-19.
- BONNEFONT, J. C.: La néotectonique et sa traduction dans le paysage géomorphologique de l'île de Crète (Grèce). In: *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.* 19, 2, 1977, 93-108.
- CREUTZBURG, N.: Probleme des Gebirgsbaus und der Morphogenese auf Kreta. *Freiburger Universitätsreden*, N.F. 26, 1958.
- FABRE, G. u. MAIRE, R.: Néotectonique et morphogénèse insulaire en Grèce: Le Massif du Mont Ida (Crète). In: *Méditerranée* 2, 1983, 39-48.
- FORTUIN, A. R. a. PETERS, J. M.: The Prina Complex in eastern Crete and its relationship to possible Miocene strike-slip tectonics. In: *J. Structural Geol.* 6, 1984, 459-476.
- GREUTER, W.: Die Insel Kreta - eine geobotanische Skizze. *Veröff. Geobot. Inst. d. ETH, Stiftung Rübel, Zürich* 55, 1975, 141-197.
- HAGER, J.: Pflanzenökologische Untersuchungen in den subalpinen Dornpolsterfluren Kretas. *Dissertationes Botanicae* 89. Vaduz 1985.
- HEMPEL, L.: Beobachtungen und Betrachtungen zur jungquartären Reliefentwicklung der Insel Kreta. In: HEMPEL, L. (Hrsg.): *Geographische Beiträge zur Landeskunde Griechenlands. Münstersche Geogr. Arb.* 18, 1984, 9-40.
- : Klima- und Landschaftsgenese der östlichen Mittelmeerregion im Jungquartär. In: EHLERS, E. (Hrsg.): *Philippon-Gedächtnis-Kolloquium* 13. 11. 1989. *Kolloquium Geographicum* 20. Bonn 1990, 59-84.
- KUSS, S. E. u. THORBECKE, G.: Die präneogenen Gesteine der Insel Kreta. In: *Ber. Naturf. Ges. Freiburg* 64, 1974, 39-75.
- LOUIS, H.: Die Entstehung der Poljen und ihre Stellung in der Karstabtragung auf Grund von Beobachtungen im Taurus. In: *Erdkunde* 10, 1956, 33-53.
- MAURIN, V. u. ZÖTL, J.: Ein fossiler semi-arider tropischer Karst auf Ithaka. In: *Erdkunde* 20, 1966, 204-208.
- MAIRE, R.: Le karst supraforestier du Mt. Ida (Crète). In: *Travaux E. R. A. 282 du C. N. R. S. no. 10. Inst. de Géogr., Aix-en-Provence* 1981, 13-19.
- MEULENKAMP, J. E., JONKERS, A. a. SPAAK, F.: Late Miocene to early Pliocene development in Crete. In: *Proceed. VI. Colloq. Geol. Aegean Region Athens* 1977, 1. Athen 1979, 137-149.
- PFEFFER, K.-H.: *Karstmorphologie. Erträge der Forschung* 79. Darmstadt 1978.
- POSER, H.: Klimamorphologische Probleme auf Kreta. In: *Z. f. Geomorph., N.F.* 1, 1957, 113-142.
- : Beobachtungen über den Schichtflächenkarst am Psiloriti (Kreta). In: *Z. f. Geomorph. Supplementbd.* 26, 1976, 58-64.
- ROGLIC, J.: Morphologie der Poljen von Kupres und Vulkovsko. In: *Z. Ges. f. Erdkde.* Berlin 1939, 299-316.
- SCHRÖDER, B.: Das postorogene Känozoikum in Griechenland/Ägäis. In: JACOBSHAGEN, V. (Hrsg.): *Geologie von Griechenland.* Berlin, Stuttgart 1986, 209-240.
- SEIDEL, E. u. WACHENDORF, H.: Die südägäische Inselbrücke. In: JACOBSHAGEN, V. (Hrsg.): *Geologie von Griechenland.* Berlin, Stuttgart 1986, S. 54-80.
- ZÖTL, J.: *Karsthydrogeologie.* Wien 1974.