

- ipsius europae enarratione a Ringmanno Philesio conscripta. Am Schl. Argentorati ex officina impressoria Ioannis Grüniger... Anno salutis M. D. XI. Mense Aprilii. (Exemplar der Universitätsbibliothek München.)
- ORTELIUS, A.: Theatrum orbis terrarum. Auctoris aere et cura impressum absolutumque apud Agid. Coppenium Diest, Antverpiae M. D. LXXI.
- TRITHEMIUS, J.: Ioannis Tritemii Abbatis Spanhemensis Epistolarum familiarum libri duo diversae Germaniae Principes, Episcopos, ac eruditione praestantes viros, quorum Catalogus subjectus est. Haganoae ex officinia Petri Brubachij, 1536.
- HARTMANN, A.: Die Amerbachkorrespondenz, I. Band, Die Briefe aus der Zeit Johann Amerbachs 1481—1513, hsg. v. ALFRED HARTMANN, Basel 1942.
- II. Darstellungen:
- [d'AVEZAC, M. A. P.]: Martin Hylacomylus Waltzemüller, ses ouvrages et ses collaborateurs; Paris und Straßburg 1867.
- BUSCHICK, R.: Die Eroberung der Erde, 3000 Jahre Entdeckungsgeschichte; 7. Aufl., Leipzig 1930.
- CHARLES, H.: Der deutsche Ursprung des Namens Amerika; New York 1922.
- ELTER, A.: De Henrico Glareano geographo; in: Festschrift der Universität Bonn, Bonn 1896.
- FISCHER, J. und FR. R. v. WIESER: Die älteste Karte mit dem Namen Amerika aus dem Jahre 1507 und die Carta marina aus dem Jahre 1516 des M. Waldseemüller (Ilacomilus); Innsbruck 1903.
- FLAMM, H.: Die Herkunft des Geographen Martin Waldseemüller (Walzenmüller); in: Zeitschrift für die Geschichte des Oberrheins, N. F. Bd. XXVII, Heidelberg 1912.
- GALLOIS, L.: Les géographes allemands de la Renaissance; Paris 1890.
- Améric Vespucé et les géographes de St. Dié; in: Bulletin de la société de géographie de l'Est, Paris und Nancy 1900.
- Le gymnase vosgien, in: Bulletin de la société de géographie de l'Est, Paris und Nancy 1900.
- Waldseemüller chanoine de Saint-Dié; in: Bulletin de la société de géographie de l'Est, Paris und Nancy 1900.
- GOEDECKE, K.: Grundriß zur Geschichte der deutschen Dichtung, I; 2. Aufl., Dresden 1884.
- HARRISSE, H.: A description of works relating to America published between the years 1492 and 1551; New York 1866.
- Additions; Paris 1872.
- HUMBOLDT, A. v.: Kritische Untersuchungen über die historische Entwicklung der geographischen Kenntnisse von der Neuen Welt und die Fortschritte der nautischen Astronomie in dem 15. und 16. Jahrhundert. Aus dem Französischen übersetzt von Jul. Ludw. Ideler; II. Bd., Berlin 1836.
- MAYER, H.: Der Freiburger Geograph Martin Waldseemüller (Ilacomilus) und die neuentdeckten Karten desselben; in: Schauinsland, Freiburg 1904.
- Die Matrikel der Universität Freiburg i. Br. von 1460 bis 1656; hsg. v. HERMANN MAYER, I. Bd., Freiburg i. Br. 1907.
- MÜNZEL, G.: Der Kartäuserprior Gregor Reisch und die Margarita philosophica; in: Zeitschrift des Freiburger Geschichtsvereins, 48. Band, Freiburg 1938.
- NEWALD, R.: Matthias Ringmann, in: Elsässische Charakterköpfe aus dem Zeitalter des Humanismus, Kolmar (o. D.) [1944].
- OBERHUMMER, E.: Zwei handschriftliche Karten des Clareanus in der Münchner Universitätsbibliothek; in: Jahresbericht der geographischen Gesellschaft in München für 1890, Heft 14, München 1892.
- OEHME, R.: Martin Waldseemüller und der Straßburger Ptolemäus von 1513; in: Festschrift für Ernst Ochs, Lahr 1951.
- OHL, A.: Matthias Ringmann dit „Philesius“ Graveur en bois; in: Bulletin de la société philomatique Vosgienne 59 (1933).
- SCHERLEN, A.: Ein Colmarer Schulmeister als Taufpate Amerikas; in: Perles d'Alsace I, Mülhausen 1926.
- SCHMIDT, Ch.: Mathias Ringmann (Philesius) humaniste alsacien et lorrain; in: Mémoires de la société d'archéologie lorraine et du musée historique lorrain; Nancy 1875.
- Histoire littéraire de l'Alsace à la fin du XV<sup>e</sup> et au commencement du XVI<sup>e</sup> siècle. Bd. 2, Paris und Straßburg 1879.
- VULPINUS, TH.: Matthias Ringmann 1482—1511; in: Jahrbuch für Geschichte, Sprache und Literatur Elsaß-Lothringens XVIII. Jahrgang; Straßburg 1902.
- WIESER, FR. R. v.: Die Cosmographiae introductio des Martin Waldseemüller (Ilacomilus) in Faksimiledruck; hsg. mit einer Einleitung von FR. R. v. WIESER, Straßburg 1907, (Drucke und Holzschnitte des XV. und XVI. Jahrhunderts in getreuer Nachbildung. XII.).

## DER MORPHOGENETISCHE WERDEGANG DER INSEL CYPERN

WILHELM F. SCHMIDT

Mit 5 Abb. und 12 Bildern

### *The Morphogenesis of Cypern*

*Summary:* Geological history and morphogenesis can not be considered separately, both are closely connected. Therefore this publication starts with a survey of the up to date geology of Cyprus.

Cyprus is situated within a region of young and strong tectonic movements. The main features of the island, Troodos mountains, Kyrenia Range and coastline are apparently due to tectonical facts. The vertical tectonic together with faulting and displacement were more effective than alpine folding. Cyprus is now a relic of the southernmost Tauric Arc, an isolated uplifted block amidst a region of down broken fields, now being part of the sea bottom.

Since the upper Miocene the central Troodos was uplifted at least 2000 m. At the S. W. margin of the Troodos Mio-

cene marine deposits are now at 1140 m above sea level. The northern margin was not yet lifted up to such an extent. Pliocene beds in the foothills area of the Troodos were uplifted by 500 m. Early Pleistocene oyster beds can be observed at 300 m above sea level on table hills south of Nicosia. The uplift of the Kyrenia Range was more than 1500 m.

The pre-Miocene geology has only effects on the morphological development by certain resistant rock types, which came into a prominent morphological position by tectonical uplift, e. g. the Hilarion limestones with their alpine styled rock walls and ridges though the altitude of the range does not exceed 1000 meters. Morphological significant are also the magnatic rocks of the Troodos by their massive behaviour (serpentines, gabbros) and their parallel

structures (diabases). In the south and east of the Troodos mountains the thick, white chalky beds of the Miocene Pakhna series are responsible for the morphological character. The Koronia reef limestone protected a chain of hills along the northern margin of the Troodos.

During the interval between upper Miocene and Pliocene there is a strong tectonic activity again. Regression, uplifting and vertical movement are forming the frame of the future island. The Kyrenia Range is overthrusting its southern foreland. The neighbouring Miocene beds are folded. Simultaneously the intense uplift in the Troodos area effects the sedimentary frame of the mountains.

In the Pliocene the recent mountainous areas are already above sea level, e. g. the Troodos Island, the arc of islands along the Kyrenia Range belt, the Phano Island etc. The bottom of the Pliocene sea was in constant movement.

Between Pliocene and Pleistocene tectonical activity is once again ruling. In the early Pleistocene Cyprus was for some time connected with the Levantine mainland. The mammals which immigrated from the mainland degenerated after the definite breakdown of the landbridge in subsequent Pleistocene time.

The Pleistocene history of Cyprus is characterized by the known climatical fluctuations marked by pluvials and interpluvials. The vast formation of fanglomerates deposited on the pediment on the northside of the Troodos is regarded as a product of the oldest morphogenetical effective Pluvial. A second pluvial is also represented by gravel terraces, but of minor size and quantity. The younger Pleistocene was a period of erosion, partly caused by further uplift and eustatical low sea level.

The recent snowline is estimated at 3100 m, that means much higher than the highest elevation of to-day (Olympus 1953 m). The snowline of the last Pluvial would have been at 2400 m. A Pleistocene glaciation was not possible in Cyprus. Yet there must have been a very strong accumulation of snow during the winters down to 1000 m in the Northern Troodos. Its late and rapid melting supplied the enormous quantities of water necessary for transporting the detritus and gravel masses of the fanglomerates.

Some examples of the Quaternary morphogenesis are described in detail. And so are the morphology of the Troodos, of the lava belt and of the coast. Remarkable features of this lava belt are the numerous dykes, following a pattern caused by tectonic movements of the resp. volcanic period.

There exist excellent coastal terraces along stretches of the coast. They seem to correspond with the analogue Mediterranean coastal terraces, but their age is not yet proved. Along other parts of the coast the Quaternary levels were destroyed by subsequent vertical tectonic. Certain recent tendencies of the morphogenesis are mentioned, e. g. dunes, erosion gullies, landslips etc.

### I. Einführung

Eine Insel mit der großen Vielfalt an Oberflächenformen auf engstem Raume wie Cypern fordert zu einer morphogenetischen Betrachtung geradezu heraus. Gewiß teilt sie diese Mannigfaltigkeit landschaftlicher Gestaltung und durch raschen Wechsel der geologischen Baueinheiten bestimmter Kleinformen mit den meisten Mittelmeerinseln, besonders aber mit dem in Halbinseln und Inseln sich aufsplitternden Griechenland. Alle früheren Beschreibungen der Insel enthalten Hinweise auf gewisse morphologische Eigentümlichkeiten, und es bleibt immer reizvoll, alle die unterschiedlichen Erklärungen zu lesen, wobei es nicht

an sehr treffenden Feststellungen fehlt. Doch es fehlt an einer geschlossenen morphologischen und morphogenetischen Behandlung Cyperns. Diese Lücke zu füllen, ist eine Absicht des Verfassers<sup>1)</sup>. Es soll hier versucht werden, die Morphologie geologisch zu begründen, weshalb eine Übersicht über den neuesten Stand der geologischen Kenntnis vorausgeschickt wird, was um so wichtiger erscheinen muß, nachdem es zur Zeit keine moderne geologische Zusammenfassung in deutscher Sprache gibt.

Zahlreiche Formen sind durch ihr Gestein bestimmt, z. B. durch dessen Massigkeit oder Härte. Doch das Hervortreten im Gelände ist meist zusätzlich bedingt durch tektonische Heraushebung und zufälligen Grad der Abtragung. Das Gesamtbild der morphologischen Einheiten der Insel ist sogar in sehr hohem Maße Folge tektonischer Vorgänge. Einen weiten Raum nehmen ferner alle jene Züge der Überformung ein, die klimatisch bedingt sind, und in dieser Beziehung könnte man

<sup>1)</sup> Während dreijähriger Tätigkeit als Geologe einer Bergbaugesellschaft (1952 bis 1955) hatte Verfasser Gelegenheit, die Geologie Cyperns gründlich kennenzulernen. Dabei begleitete ihn auch stets seine Vorliebe für geomorphologische Probleme. Dienstliche Aufträge führten ihn in entlegene Teile des Troodosgebirges und seiner Vorberge, besonders auch in das Paphosgebiet im Westen der Insel, wo er stets monatelang Gelegenheit hatte, sich mit den Tatsachen vertraut zu machen. Die Arbeit eines kartierenden und prospektierenden Geologen führt ja zu einer intimen Vertrautheit mit dem Gelände, dem Gestein und den geographischen Gegebenheiten, die man auf Exkursionen nie erreichen könnte. Dabei führt das lückenlose Durchforschen begrenzter Abschnitte oft rascher zum Verständnis der allgemein gültigen Zusammenhänge. Auf Wochenendfahrten und in den Wochen des Urlaubs wurden die restlichen Gebiete der Insel durchforscht.

Besondere Anregung wurde dem Verfasser zuteil durch freundliche Briefe der Herren Prof. C. TROLL und M. PFANNENSTIEL, denen er sich zu größtem Dank verpflichtet fühlt. Dadurch, daß er am Ende seiner Cypernzeit zu weiterer 3jähriger praktischer Tätigkeit nach Süd-Afrika ging, mußte die Auswertung der Unterlagen zunächst verschoben werden. Einige Probleme und Beobachtungen wurden jedoch bereits in einem Aufsatz „Zur Morphologie und Landschaft von Cypern“ (1956 b) niedergelegt, worauf hier mehrfach Bezug genommen wird.

Herrn Gen. Direktor C. P. MANGGIS dankt der Verf. besonders für spezielle Hinweise auf geologische Probleme der Arbeitsgebiete, Herrn Dr. F. T. INGHAM, dem Direktor des Geol. Survey Dept. Nicosia für anregende Diskussion. Er erinnert sich gern der gemeinsamen Geländebegehungen mit manch fruchtbarer Erörterung geologischer Fragen zusammen mit Dr. J. M. CARR (Oxford), Herrn Berg.-Ing. OECONOMOU (Nicosia) sowie den österreichischen und deutschen Berg.-Ing. MATTHIAS, LENGGER und KORTAN. Von der Türkei aus besuchte Dr. D. WIRTZ Cypern, wobei sich Gelegenheit zu einer gemeinsamen Exkursion durch die Insel ergab. Mit Herrn Prof. HIESLEITNER (Graz) konnte Verf. ebenfalls zahlreiche Probleme der dortigen Geologie besprechen.

Herr Prof. M. PFANNENSTIEL überließ ihm gütigst das östlichste Blatt seiner neuen Tiefenkarte des Mittelmeeres (1957/58).

fast von einer Morphogenese als Ergebnis der quartären Geschichte Cyperns sprechen.

Es wäre ein weites Arbeitsfeld von mehr als örtlicher Bedeutung, wollte man bis in die Einzelheiten die sich zeigenden Oberflächenformen im Hinblick auf alle mitbeteiligten Faktoren abwägen. An einigen Beispielen soll dies versucht werden. Doch der Knappheit des Raumes wegen müssen wir uns begnügen, die wichtigsten morphogenetischen Tatsachen zu erörtern. Aus dem gleichen Grunde muß auch die Verknüpfung mit dem größeren geographischen Rahmen noch sehr knapp bleiben. Hingegen wird erstmalig versucht, Zusammenhänge zwischen strukturgeologisch-tektonischen Daten und solchen aus der neuen Tiefenkarte des östlichsten Mittelmeeres<sup>2)</sup> aufzuzeigen, wobei hier der Zusammenhang mit der Morphologie voransteht.

## II. Geologie

Die im Folgenden zu Grunde gelegte stratigraphische Gliederung folgt den neuesten offiziellen Angaben der zur Zeit auf Cypern arbeitenden englischen Geologen, wie sie in den seit 1955 erscheinenden Jahresberichten niedergelegt sind. Der Leiter der geologischen Neuaufnahme, Dr. F. T. INGHAM, teilt im Jahresbericht für 1957 (Nicosia 1958) den letzten Stand der zweifellos noch nicht endgültigen geologischen Gliederung mit. Dieser ist hier zu Grunde gelegt. Damit gilt das seit 1905 benützte Schema von BELLAMY und JUKES BROWNE als überholt und auch dasjenige von HENSON, BROWNE und MCGINTY (1949) erfährt Zusätze und Änderungen.

Da eine Quartäreinteilung noch nirgends gegeben wird, soll diese hier im betr. Kapitel näher erörtert werden.

Über die magmatischen Gesteine, deren Alter umstritten ist, die aber zum großen Teil als oberkretazisch angenommen werden, wird ebenfalls vom Verfasser an Hand neuester Literatur und eigener Feststellung weiter unten der Zusammenhang aufgezeigt.

Die ältesten, bisher auf Cypern bekanntgewordenen Gesteine sind eine Serie kristalliner Schiefer. Obwohl diese erstmalig bereits 1925 von SAGUI (48) erwähnt wurden, werden sie erst durch F. T. INGHAM 1956 (26) offiziell bekannt gemacht und 1957 durch den kartierenden Geologen L. M. BEAR (3, S. 17—20) genauer beschrieben. Mit ihnen erfüllt sich eine bei F. R. C. REED (40, S. 446) aufgeführte Vermutung GREGORYS, daß diese aus Ägypten und anderswo bekannten Serien auch im Westen Cyperns vorhanden sein müßten.

Verfasser gelang es 1953 an einer bisher nicht genannten Stelle im oberen Paphosgebiet ebenfalls typische Vertreter dieser Gesteine aufzufinden, worüber an anderer Stelle näher berichtet werden wird<sup>3)</sup>.

Das ausgedehnteste Vorkommen, welches BEAR im einzelnen beschreibt, liegt am Strande westlich

Polis (Chrysoku-Bucht) bei den sog. Bädern der Aphrodite. Es handelt sich um eine Wechselfolge von Hornblendeschiefern, Quarzglimmerschiefern, Quarziten, Marmoren, Epidotschiefern, Serpentin u. a. Zusammenfassend wiegt die Epidot-amphibolitfazies vor, doch sind auch Übergänge in die Grünschieferfazies vorhanden. Das allgemeine Streichen ist, im Gegensatz zu den später in Ost-West orientierten geologischen Einheiten, Nord-Süd, damit ein älteres tektonisches Element ausdrückend. Man betrachtet die Folge als eine alt gefaltete Serie, die später metamorph wurde. Sie hat offenbar ihre Fortsetzung in der südlichen Türkei. In Analogie zu den Nachbarländern wird das an sich unbekannte Alter für Devon oder gar Prækambrium vermutet.

Abgesehen von dem erwähnten Fundplatz wurde diese Serie auch an mehreren anderen Orten der Akamas-Halbinsel und des Paphosgebietes ganz örtlich auch im Südosten der Insel aufgefunden. Es ist sehr anzunehmen, daß bei weiterer systematischer geologischer Aufnahme noch mehr derartige Gesteine entdeckt werden.

Die räumlich getrennt und meist ganz unterschiedlich ausgedehnt aufgeschlossenen älteren Gesteine, die jünger sind als Oberkreide, werden zur Trypa-Gruppe vereinigt.

Zwischen dieser Folge und den kristallinen Schiefen besteht eine scharfe Diskordanz. Die Gesteine der Trypa-Gruppe haben nachgewiesen triassisches und jurassisches Alter<sup>4)</sup>.

Die Radiolarite von Perapedhi wurden erst 1956 auf Grund neuer Kartierungsergebnisse durch INGHAM (26) vorläufig der Trypa-Gruppe beigeordnet.

Der Nachweis von Trias auf Cypern bedeutet eine wesentliche Erweiterung der Kenntnis der geologischen Verhältnisse der Insel<sup>5)</sup>.

Die Mamonia-Serie ist im Paphosgebiet durch Erosion weithin freigelegt. Ihre ganz unterschiedliche Lage ist Folge tektonischer Verstellung (Bild 1). Das Typusprofil bei Mamonia wurde durch HENSON u. a.<sup>6)</sup> genau aufgenommen. Es handelt sich um eine sehr abwechslungsreiche Folge von bunten Tonsteinen, Sandsteinbändern, flasrigen graugrünen Kalken, Kieselgesteinen, Mergeln usw. Diese Schichten werden von magmatischen Intrusionen durchdrungen.

Die Bestimmung der z. T. fossilreichen Lagen ergab als Alter Ober-Trias (Karnisch-Norisch). An der Südwestküste der Insel (Petra tu Romiu),

<sup>4)</sup> HENSON u. a. 1949!

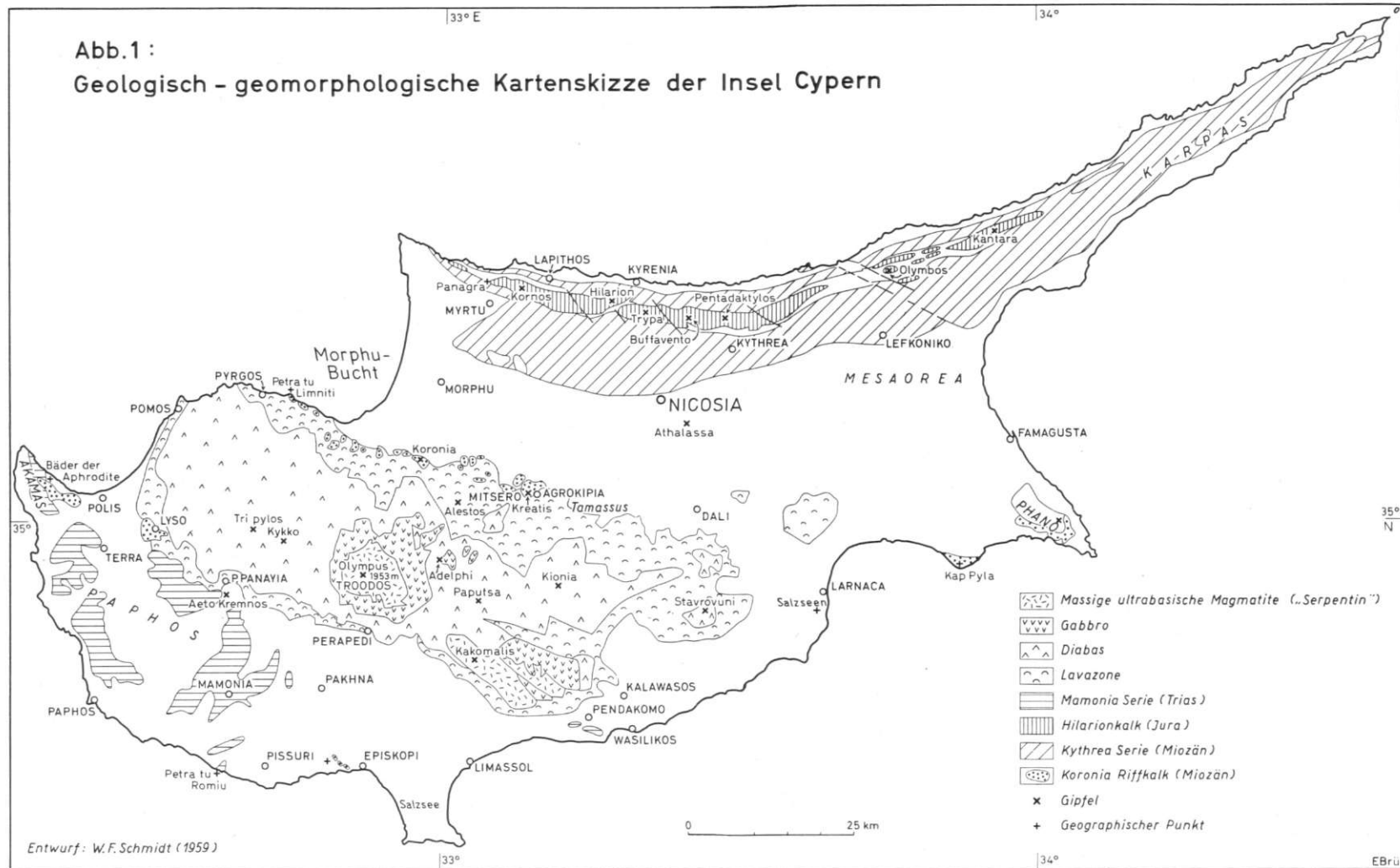
<sup>5)</sup> KOBER schreibt z. B. noch 1915, daß auf Cypern, wie im ganzen Bereich seiner „Randzone der Tauriden“, noch nie Trias gefunden worden sei!

<sup>6)</sup> HENSON u. a. 1949, S. 8 (Lit. 23).

<sup>2)</sup> PFANNENSTIEL 1957/59.

<sup>3)</sup> Vgl. auch HIESLEITNER 1957, S. 241.

Abb.1 :  
Geologisch - geomorphologische Kartenskizze der Insel Cypern



Stratigraphische Übersicht nach F. T. INGHAM (1957)

QUARTÄR	Siehe im betr. Abschnitt	(Fanglomerate, pluviale Terrassen, Schuttströme, Küstenterrassen u. a.)
(Hebung, Bruchtektonik und Regression)		
PLIOZÄN	MESAOREA GRUPPE	Athassa-Serie Kyrenia-Serie Nicosia-Serie Pissuri-Mergel Myrtu-Mergel
Diskordanz		
MIOZÄN	DALI GRUPPE	Koronia-Kalkstein Kythrea-Serie Pakhna-Serie Terra-Kalk
Diskordanz		
OLIGOZÄN EOZÄN OBERKREIDE	LAPITHOS GRUPPE	(schiefrige Mergel, Globigerinenkalke, Nummulitenschichten, Kieselschichten usw.)
Diskordanz		
JURA  TRIAS	TRYPA GRUPPE	Radiolarite von Perapedhi Hilarionkalk Sandstein von Akamas Kalkstein von Petra tu Romiu Mamonia-Serie
Diskordanz		
DEVON oder PRAEKAMBRIUM (?)	Serie der kristallinen Schiefer	(Hornblendeschiefer, Quarz-Glimmerschiefer, Epidotschiefer u. a.)

auf der Akamas-Halbinsel und in der Nordkette sind ebenfalls entsprechende Gesteine bekannt geworden, die z. T. tektonische Schubfetzen sind oder sich als exotische Blöcke in den magmatischen Gesteinen finden. Von BLUMENTHAL<sup>7)</sup> (1941) wurden ganz ähnliche Gesteine in Nordwest-Syrien und im Taurus nachgewiesen.

Ein auffälliges Gebilde der Südküste sind die großen Felsblöcke, welche unter dem Namen „Petra tu Romiu“ auf der Karte verzeichnet sind („Geburtsplatz der Aphrodite“!). Es sind weiße, massige, kristalline Riffkalke mit Korallen, Algen, Schwämmen u. a. (Bild 2). Ihre Altersbestimmung (vgl. HENSON 1949, S. 10) ergab

Ober-Trias. Die gleichen Gesteine kommen auch noch an anderen Plätzen im Südwesten Cyperns vor.

Es wird gefolgert, daß diese Kalke ursprünglich einen Panzer über den Mamoniaablagerungen bildeten, der dann aufgebrochen und von den posttriassischen Laven örtlich verbacken wurde.

Wichtig für den Nachweis des Alters dieser Gesteine waren Funde F. T. INGHAMS (1955) in Felsblöcken bei Pendakomo, mit Ammoniten, Nautiloideen, Hydrozoen u. a. Ihr Alter wurde als norisch bestimmt.

Die Gesteine der Lapithos-Gruppe umfassen hinsichtlich ihres Alters solche der Kreide und des Alttertiärs. Bezeichnend sind schiefrige Mergel und Kalke, besonders Globigerinenkalke und örtlich auch Nummulitenkalke. Im oberen

<sup>7)</sup> BLUMENTHAL, M. M.: Un aperçu de la géologie du Taurus etc. Metee, ser. B, no. 6.

Teil wird die Folge sandiger. Auch Kieselkalke und reine Kieselgesteine (Cherts) sind bezeichnend. Der Name bezieht sich auf ein mehrfach beschriebenes Profil beim Ort Lapithos an der Nordseite der westlichen Nordkette und wurde durch BELLAMY und JUKES-BROWNE (1905) eingeführt.

Diese Gesteine sind, was durch neueste Kartierung noch mehr bestätigt wurde, auf der Insel weit verbreitet, so fast überall vor dem Außenrand der Kissenlaven um das Troodosgebirge, besonders im Paphosgebiet. Die Gesamtmächtigkeit wurde auf 500 Meter geschätzt. Am weitesten ging die Transgression der Lapithoschichten während des Maestrichtien und Lutet. Stellenweise lag offenbar eine Regression dazwischen. Während sich im Rahmen von Hebungs-zonen (Nordkette) eine schwache Diskordanz zeigt, ging offenbar in den Becken die Ablagerung ohne Unterbrechung weiter. Globigerinenfazies der Becken und neritische Fazies der Oberkreide über einer sich langsam heraushebenden Nordkette bestehen nebeneinander. Letzteres wird betont durch Blöcke aus Maestrichtkalk und eine Rudistenbreccie in der untersten Kythrea-Serie. Entlang der Nordkette geht der Globigerinenkreidekalk und -mergel zunehmend mehr in die Flyschfazies über. Am Ende der Ablagerung der Nummulitenkalke tauchen Teile der Nordkette auf und werden erodiert. Es kommt auch zu Aufschiebungen gegen Süden hin.

Zu Anfang der Miozänzeit herrscht Regression (Aquitane R.). Die miozäne Transgression setzt ein im Burdigal und erreicht ihre größte Ausdehnung im Vindobon. An der Wende Oligozän/Miozän beginnt die Heraushebung des Troodosmassivs. Noch bleiben die magmatischen Gesteine von der Lapithosüberdeckung verhüllt.

Das Miozän wurde als Dhali-Gruppe zusammengefaßt und wird mehr faziell als zeitlich gegliedert in

Koronia-Kalkstein  
Kythrea-Serie  
Pakhna-Serie und  
Terra-Kalk

Der Name bezieht sich auf das Profil von Dhali (dem alten Idalion) S. S. O. von Nicosia. Am ältesten scheint der Terra-Kalk des Paphosgebietes zu sein (unt. Miozän). Pakhna- und Kythreaschichten sind verschiedene Fazies vorwiegend mittelmiozänen Alters. Der Koronia-Kalkstein (Helvet) ist eine typische Strand-Rifffazies, die uns den Verlauf der damaligen Küste im Umkreis des Troodos anzeigt, zugleich auch die Grenze der Transgression. Das miozäne Meer war weithin seicht und Korallenriffe finden sich auch vielfach zwischen der geschichteten Pakhna-Serie. Zeitweise kam es sogar zur Verlandung und Lagunenbildung, deren Ergebnis die Gipslager sind.

Am Ende der Miozänzeit erfolgte verstärkter Schub von Nord nach Süd, besonders in der Nordkette. Die Kythrea-Serie wurde von den älteren Decken überschoben und durch sie aufgefaltet. Auch das mittlere und südliche Cypern hob sich weiter heraus. Auf diese Zeit der Hebung und Faltung folgte eine beträchtliche Abtragung der gehobenen Gebiete.

Im Pliozän kommt es zu neuer Überflutung, wobei zunächst rasch die tiefsten Senken erfüllt werden (Myrtu-Mergel). Die pliozäne Transgression dringt vor bis an die nun zu Inseln werden den höheren Teile der heutigen Insel (Troodos-Insel, Inselkette der Nordkette, Akamas, Phano).

Die Pliozänfolge wird nach der Hauptverbreitung in der Mittelebene als *Mesaorea-Gruppe* zusammengefaßt. Ihre Gliederung ist ebenfalls vor allem durch unterschiedliche Fazies bedingt. Sie lautet (vgl. INGHAM 1956, S. 14):

Athalassa-Schichten  
Kyrenia-Schichten  
Nicosia-Schichten  
Pissuri-Mergel  
Myrtu-Mergel.

REED war für das geringere Alter der Athalassa-Schichten gegenüber den Nicosia-Schichten eingetreten. Doch heute nimmt man für beide gleiches Alter an, nämlich Mittel-Ober-Pliozän. Nur die Myrtu-Mergel sind voraussichtlich unteres Pliozän.

Im Pliozän herrschen die meist gelblichen Kalksandsteine völlig vor. Sie sind meist reich an Schalenschill und in gewissen Horizonten und Nestern ganz ungemein fossilreich. Dabei ist der Erhaltungszustand oft ganz ausgezeichnet. Der litorale Charakter überwiegt und der Wechsel strandnäherer und strandfernerer Bedingungen erfolgt rasch und mehrmals. Alles spricht für sehr günstige Lebensbedingungen in frischem, bewegtem, warmem Wasser. Die cyprischen Faunen ähneln völlig denen des benachbarten Nordwest-Syriens und stehen den italienischen näher als denen z. B. Ägyptens. Im oberen Teil der Pliozänprofile dringen Geröllschüttungen von den sich weiter hebenden Gebirgen weit vor.

Die Quartärgeologie Cyperns ist noch Neuland. BELLAMY und JUKES-BROWNE (5) beschrieben in ihrer Geologie Cyperns folgende pleistozäne Bildungen.

1. Travertine und Kalktuffe von Karavas, Lapithos u. a. O. von der Nordseite der Nordkette.
2. Die Fanglomerate entlang dem Gebirgsfuß des Troodos und der Nordkette, sowie als Kappen über Inselbergen der Mesaorea.
3. Die Höhlenablagerungen von Kap Pyla und von Kyrenia mit Knochen pleistozäner Säugetiere.
4. Marine Terrassenbildungen.
5. Litorale Kalke, Sande und Konglomerate, z. B. der Küstenebene bei Larnaca und Limassol.

Damit ist nichts über die Abfolge gesagt.

Bei der Aufstellung einer aus Beobachtung und örtlicher Kartierung abgeleiteten Abfolge schließt sich Verfasser der Auffassung an, daß es Pluvialzeiten gab mit gegenüber heute tieferen Temperaturen und weit höheren Niederschlägen und daß die Einschotterung und eine bis heute weithin erhaltene typische Morphologie dadurch geschaffen wurde. Er nimmt ferner eustatische Meeresspiegelschwankungen an. Einige Beispiele mit Einzelangaben werden in späteren Abschnitten geschildert.

1. An der Wende Pliozän-Pleistozän geht starke Hebung vor sich, begleitet von Bruchtektonik. Das Pliozänmeer zog sich zurück bis auf Restbecken in der Mesaorea und an der jetzigen Küste. Es war eine Zeit der Verlandung.

2. Das älteste Pleistozän ist noch unbekannt. Morphologische Auswirkung eines ältesten Pluvials war vermutlich unbedeutend, da die Erhebung der Gebirge noch zu gering war. Daher wurden durch die starke Dynamik der späteren Pluviale die wenigen Spuren verwischt.

3. Es folgen ausgedehnte und bis zu 50 m mächtige Schotter. Sie wurden fächerartig aus den Gebirgstälern herausgeschüttet. Die sich zu Schichtfluten vereinigenden Wassermassen verwischten die Grenzen der Fächer mit zunehmenden Abstände vom Gebirgsrande. Bis zu einer gewissen West-Ostlinie (Xeri-Linie n. GASS 1956, S. 31)<sup>8)</sup> herrscht ein terrestrischer Habitus der Schotter, nördlich davon verzahnen sich die Schotter aber mit Austernlagen. Bis zu ihr bestand also noch die flache Meeresbedeckung.

Diese Schotter, vorwiegend schon aus kristallinen Troodosgesteinen, plombierten ein vorausgehendes Relief. Man kann sie weit hinauf in die Gebirgstäler verfolgen. Diese Schotter der späteren „Haupt-Terrasse“ bedecken vor allem das Vorfeld des Troodos an der Nordseite und sind an den anderen Seiten des Gebirges auf Täler beschränkt. Gleichzeitig entstanden mächtige und lange Muren an der Südseite. Ähnlich liegen die Dinge bei der Nordkette, dort durch anderes Gestein, unterschiedlichen Bau, geringere Höhe, Nähe der Küste entsprechend abgewandelt.

4. Die Folgezeit schafft über den Schottern und angrenzenden Gesteinssockeln eine weite Einebnung. Diese liegt auch über den fossilen Muren. Zugleich schneiden sich die Gebirgsflüsse in schmalen Rinnen in die ältere Pluvialebene ein. Auf der Verebnung bilden sich klimabedingt Rotlehme. Gebirge und Rahmen steigen weiter empor, wodurch Schotter und Ebene hoch- und schrägestellt werden. Es handelt sich offensichtlich um eine semi-aride Zeit, warm und niederschlagsarm.

5. Auf sie folgt wiederum eine Pluvialzeit, deren Schottertransport jedoch weit hinter dem der unter 3. beschriebenen zurücksteht. Ältere Schotter werden teilweise umgelagert, wenigstens im Rahmen der Strombetten der sich erweiternden Interpluvialtäler. Am Boden der neuen Kastentäler entsteht eine innere Schotterterrasse. Doch dringt die Schotterablagerung nicht so weit ins Vorfeld des Gebirges vor wie die ältere. In der Mesaorea werden nur noch Lockerstoffe abgesetzt und zeigt sich weit mehr die Ausräumung durch das Wasser als die Ablagerung (Bild 3). Die Auswirkung der Wassermassen war sehr groß, zumal diese sich nicht auf breiter Schotterflur entfalten konnten, sondern in klar begrenzten Fließbahnen. So entstanden jene so auffälligen flachbodigen, breiten Täler mit den ihre scharfen Ränder begleitenden Kliffs der Prallhänge. Ein gutes Beispiel ist das Alikos-Trockental südlich Nicosia. Mit dem Einströmen der vom Gebirge kommenden Wassermassen in die Sammeltäler war, beson-

ders nahe dem Gebirgsrande eine energische Erosion verbunden.

6. Die Ausräumung ging soweit weiter, daß die altquartäre Fläche weithin zerstört wurde und vielfach der alte Zustand nur noch aus der Verbindung der in den Inselbergen stehengebliebenen Abfolgen hergestellt werden kann (Bild 4, 5). Inwieweit semi-aride und feuchtere Zeiten auch weiterhin abwechselten, ist noch nicht zu sagen. Die semi-ariden Bedingungen müssen mit Annäherung an die Gegenwart vorgeherrscht haben, woraus sich z. B. die Oberflächenkalkkrusten erklären, doch auch die von jungen Erosionsschluchten völlig zerschnittenen Gelände (Tamassus).

Wenn man in Analogie zu den Nachbargebieten die Hauptaufschotterung dem großen morphologisch wirksamen Pluvial (A) zuschreibt (Riss?), so zeigt die Feststellung, daß in der Mesaorea trotz des eigentlich tief abgesunkenen Meeresspiegels noch ein Meeresarm bestand, daß sich seither z. B. das Gelände knapp südlich Nicosia um etwa 300 m tektonisch gehoben haben muß. Im Gegensatz zum späteren Pluvial erzeugte die eustatische Spiegelsenkung daher auch kaum Belebung der Erosion, wenigstens nicht im Nord-Glaci des Troodos.

Ganz anders liegt es zur Zeit der Entstehung der inneren Schotterterrasse, dem Pluvial B (und C) als sich das Meer schon ganz von der Insel zurückgezogen hatte und die Insel größer war als heute. Die starke Erosion jener Zeit (Würm) erklärt sich aus der abgesenkten Erosionsbasis (entsprechend dem auch für Cypern anzunehmenden um 90 m gegen heute tieferen Meeresspiegel während der posttyrrhenischen Regression<sup>9)</sup>). Die Beziehung der Küstenterrassen zu den Terrassen im Innern der Insel ist vorerst noch ungenügend untersucht.

Aus der Lage der großen Pluvialebene über den Schottern zu den Resten des Koroniakalkes möchte Verfasser auf eine beträchtliche Kippung aus dem Gelände von Agrokipia gegen die Morphu-Bucht hin in der Zeit zwischen den älteren und jüngeren Pluvialschottern schließen.

Die Schotter der großen Pluvialzeit entsprechen offenbar dem Pluvial A BLANCKENHORNS und Chemchemal B nach WRIGHT (1952) und wären einem Riss-Pluvial zuzurechnen.

Das folgende Interpluvial entspräche dann z. B. dem Jarmo A nach WRIGHT.

Die innere Schotterterrasse eines weiteren morphologisch wirksamen Pluvials B wäre mit den Jarmo B-Ablagerungen WRIGHT zu parallelisieren. Mehr auszusagen ist, da noch die exakten Datierungen fehlen, zu hypothetisch.

Cypern war im Pleistozän nicht vereist. Entsprechend den Beobachtungen zahlreicher For-

<sup>8)</sup> In: Annual Report Geol. Surv., Nicosia 1957.

<sup>9)</sup> Vgl. PFANNENSTIEL: Quartäre Spiegelschwankungen des Mittelmeeres usw., 1951, S. 88 ff.

scher in benachbarten nahöstlichen Gebieten, müßte die heutige Schneegrenze bei etwa 3100 m anzunehmen sein. Erst kürzlich kam POSER (39) für Kreta zu einer ganz entsprechenden Annahme. Periglaziale Erscheinungen sind an der Nordseite des Troodosgipfels angedeutet. POSER schätzt die Untergrenze der periglazialen Region auf Kreta auf 1800 m, was dort etwa der Waldgrenze entspricht. Dies stimmt überein mit anderen Beobachtungen in Süditalien und im Libanon <sup>10)</sup>. Cypern steht dabei dem Libanon näher, nachdem der Troodosgipfel mit 1953 m Höhe nur knapp die Waldgrenze überragt.

Nehmen wir für die letzte Pluvialzeit (Würm) eine Senkung beider Grenzen von mindestens 700 m an, so hätte die Schneegrenze mit 2400 m noch beträchtlich höher gelegen als die vermutliche Troodoshöhe. Infolge der Insellage am Rande der nach Süden verlagerten Wege der großen West-Ost Depressionen, der barometrischen Minima, die sich für Cypern stark ausgewirkt haben müssen <sup>11)</sup>, würde man für die Insel eine noch etwas tiefere Lage der Schneegrenze annehmen müssen, woraus sich jedoch ebenfalls noch keine Vereisung ergeben hätte.

Hingegen reichte der Schneefall ganz wesentlich tiefer hinab als heute und wir haben mit der Ausbildung ausgedehnter Schneefelder im Troodosgebirge zu rechnen, besonders an dessen Nordwest- und Nordseite. Diese schmolzen nur für ganz kurze Zeit völlig ab. Über 1000 m lag das Gebirge zudem vorwiegend im Bereich periglazialer Aktivität. Damit wurden aber große Teile des Gebirges zum Schauplatz starker Bodenaufbereitung. Dort wurde das Material bereitgestellt, welches dann von den abströmenden Wässern in die Täler und in das Vorfeld verfrachtet werden konnte.

Schneegrenze und Untergrenze der Frostbodenbildungen sind um ein so massiges Gebirge je nach der Exposition zur Sonne verschieden hoch gelegen. Der Troodos wiederholt im kleinen, was die Alpen im großen tun. Am tiefsten lagen die Grenzen an der Nordwest- und Nordseite des Gebirges. Ja, selbst Teilgruppen des Gebirges müssen sich nach nach den Richtungen verschieden verhalten haben, desgleichen die Hänge der langen Bergketten zwischen den tief einschneidenden Tälern. Mit gewisser Ausnahme des östlichsten Gebirgsstückes war überhaupt die breite, zertalte Nordflanke für die Anhäufung der Schneemassen ausgezeichnet geeignet, um so mehr als die Schneefälle aus West und Nordwest kamen. Der Westen des Gebirges hing damals mehr noch als heute oft unter einer tiefreichenden, dichten Wolkendecke. Sie hat ein Abschmelzen des Schnees lange verzögert.

In niederschlagsreichen Wintern liegt auch heute viel Schnee auf dem Troodos. Über 1200 m Höhe bleibt er längere Zeit liegen. Er hält sich auf dem mittleren Troodos in Lagen über 1500 m mehrere Monate lang. Schneeansammlungen finden sich vor allem an den schattigen Gehängen und Talnischen der Nordseite. Ein Schneefeld an der Nordseite des Olympus in 1900 m hält sich meist bis in den Mai hinein. Bei Senkung der Frostgrenze, weit höheren Niederschlägen, kühlerer Luft, häufigeren Wolkendecken und dadurch herabgesetzter Sonneneinstrahlung, ergibt sich für die Pluvialzeit, daß die Schneeanhäufung sehr beträchtlich war, unvergleichlich größer als heute. Dabei spielt sich verstärkt ab, was sich auch heute abspielt: An der Südseite wird der Schnee rasch weggeschmolzen und es kommt daher nie zu großen Anhäufungen, wobei der Schmelzvorgang infolge der viel größeren Sonneneinwirkung jeweils rasch auf den Schneefall folgt. Hier treten die periglazialen Vorgänge stets hervor und täglich wechselndes Aufschmelzen und Wiedergefrieren entscheiden. Folge ist eine starke Durchtränkung des Bodens und das Entstehen der vielen Muren und Bodenströme jener Zeit. Anders an der Nordseite, wo die Schneedecke monatelang lag. Sie lag schätzungsweise vom Dezember bis Mai. Unter ihr blieb der Untergrund gleichmäßig gefroren. Die Albedowirkung verhinderte frühes Abschmelzen der zusammenhängenden Schneedecke. Wenn dann aber im Juni die Schneeschmelze eintrat, so stand hier unter dem 35. Breitengrad die Sonne schon recht hoch. Der Schnee mag dann sehr rasch geschmolzen sein. Dort, wo dadurch offene Stellen entstanden, trat die Solifluktion hinzu. Rascher Wasserabfluß stieß auf bewegliche Schutt- und Bodenmassen und riß sie mit sich talwärts. So können sich jene Schicht- und Geröllfluten erklären, jene katastrophale Wasserentfaltung, ohne die uns die gewaltigen Schuttfächer vor dem Fuß des Gebirges unverständlich bleiben müßten. Daß sich dieser Vorgang jährlich und auf kurze Zeit, etwa einen Monat, konzentrierte, hat nur die Auswirkungen gesteigert.

Zugrunde liegt also die Annahme, daß die Pluviale als kühlere und niederschlagsreiche Zeiten nichts waren als eine Steigerung der heutigen klimatischen Verhältnisse im Sinne ihrer Tendenz. An eine Umkehr der Richtungen und Jahreszeiten ist doch nicht zu denken. So kann Verfasser auch nicht annehmen, daß die Niederschläge als Regen eine größere Rolle hätten spielen können als diejenigen als Schnee. Mit größter Wahrscheinlichkeit fielen die Niederschläge so ähnlich ungleichmäßig entsprechend dem Relief verteilt wie heute und trotz viel größerer heranziehender Regenwolken fiel in der Mesaorea vergleichsweise wenig Regen. Dieser war aber wichtig für die Nordkette.

<sup>10)</sup> KLAER 1957: 1900!

<sup>11)</sup> Vgl. BUTZER 1959.



Die magmatischen Gesteine.

Auf rund  $\frac{1}{3}$  der Fläche Cyperns treten die magmatischen Gesteine zutage. Ihre Ausdehnung in der Tiefe ist weit größer als aus Bohrungen hervorgeht, die im Abstände von der Grenze der oberflächlichen Verbreitung unter dem Tertiär die magmatischen Gesteine anfragen. Diese Gesteine bauen in erster Linie das Troodosgebirge auf, erscheinen jedoch auch über das morphologisch auffällige Gebirge hinaus in den Vorbergen und in den Bergfußlandschaften. Derartige Gesteine finden sich aber auch, wenn auch in voneinander getrennten Aufbrüchen, vielerorts im Westen und Südwesten der Insel und in der ganzen Nordkette. Wenn auch der Hauptteil zeitlich zusammengehört, so sind einige davon offenbar wesentlich älter. Anzeichen eines ältesten Magmatismus finden sich schon in den kristallinen Schiefen. Die triassische Mamonnia-Serie der Trypa-Gruppe ist von starker vulkanischer Tätigkeit begleitet. Über das Alter der als tektonische Schuppen auftretenden deformierten Serpentine und basischen Laven der Nordkette wissen wir noch zu wenig, nur, daß sie räumlich mit den ältesten Serien (Mamonnia, Lapithos, Hilarion) zusammen vorkommen. Anzeichen eines Vulkanismus werden ferner aus der unteren Kythrea-Serie berichtet<sup>12</sup>). Alle wichtigen Gipfel des Troodosgebirges sind aus magmatischen Gesteinen aufgebaut, voran der höchste Berg der Insel, der Olympus (1953 m) aus Serpentin (bzw. serpentinis. Entstatit-Olivinit). In den magmatischen Serien, bes. den „Pillowlaven“, finden sich alle wichtigen Erzlagerstätten Cyperns.

Trotz der früheren Unzugänglichkeit des Troodosgebirges wurden dessen „massige“ Gesteine frühzeitig beachtet. Eine erste nähere Kennzeichnung stammt von BERGEAT (6). Hinsichtlich der Kissenlaven (Pillowlavas) und ihrer Beziehung zu den Kupfer-Pyrit-Lagerstätten finden die Darlegungen von CULLIS und EDGE (19) Beachtung. Am meisten neue, systematische Feststellungen können wir den Berichten und Kartenskizzen des von 1953—1958 dort kartierenden englischen Geologen R. A. M. WILSON entnehmen<sup>13</sup>). Der Beitrag HIESSLEITNERS (24) betrifft besonders das zentrale Troodosmassiv und seine Struktur, sowie Zusammenhänge mit den Chromitlagerstätten. In diesem Serpentinmassiv befindet sich auch das altbekannte Asbestbergwerk von Amiandos in 1300—1500 m Meereshöhe, wahrscheinlich auf der historisch ältesten Gewinnungsstätte dieses Stoffes.

Über das andere große basische und ultrabasische Massiv im Südosten des Troodos, das Kakomalismassiv, ist noch nie zusammenhängend be-

richtet worden. Verfasser kennt es gut aus eigener Anschauung. Auch dort bestehen mächtige Serpentinmassen vom Typ des zentralen Troodos, denen sich Schollen, Platten und Einlagerungen von Harzburgit, Diallagfels u. a. beordnen (auch Norrite). Der breite Gabbrorahmen ist besonders im Osten dieses Massivs entwickelt (Sinoas 795 m). Nicht fern der höchsten Erhebung dieses Gebirges (Kakomalis 1004 m) durchbricht in gewaltiger Schlucht der Kyparissia-Fluß das ganze Gebirge und erzeugt ausgezeichnete Aufschlüsse im Massiv.

Die starke Freilegung der Laven im Umkreis des Troodos und ihre weithin große Ausräumung geschah in den Hebungszeiten und tektonischen Phasen am Ende des Miozäns, im Pliozän und im älteren Pleistozän. Daß es sich dabei um Beträge handelt, die über 100 m Mächtigkeit übersteigen, läßt sich am Kreatisberge bei Mitsero ableiten. Da sich der viel widerständigere Troodoskern gegenüber diesen Laven an mächtigen Schubflächen heraushob, wurden die Laven in verstärkter Weise der Wirkung der sich im Vorgelände sammelnden Wassermassen preisgegeben.

Über die große petrographische Vielfalt der Lavazone sind wir durch neueste Untersuchungen gut unterrichtet. Andesite, Basalte und Spilitite herrschen gegenüber sauren Varietäten vor. Die hydrothermale Veränderung in Begleitung der Vererzung (Propylitisation) hat zusätzlich rasch wechselnde Typen erzeugt.

Auf Grund praktischer Erwägungen hat man eingeteilt in:

- Basallaven
- untere Kissenlaven
- obere Kissenlaven.

Die unterste Folge, die sog. Basallaven, enthält vorwiegend mächtige Dykes aus Diabas und Andesit, ferner Lagen und Schlotfüllungen aus schwarzem Glas (Hyalomelan), Platten mit ausgeprägter Quersäulung und untergeordnet massige Kissenlaven (Pillowlavas). Der vorwiegende Farbeindruck ist schwärzlich und dunkelgrün. In den unteren, grünlichen Kissenlaven treten bereits die massiven Anteile der Dykes und Lavaplatten stärker zurück. Doch in den oberen, grau-rosa erscheinenden „Pillowlaven“ herrschen die Kissenlavamassen völlig vor und Gänge sind nur noch angedeutet. Durch die intensive Bruchtektonik wurden diese vertikalen Stockwerke so gegeneinander verworfen, daß sie jetzt an scharfen Grenzen, bzw. Verwürfen, unmittelbar nebeneinander auftreten, was zu einer morphologischen Modifizierung auf engem Raum beiträgt.

WILSON u. a. teilten die Gesteine des zentralen Troodos ein in: Dunit, Enstatit-Olivinit, Harzburgit, Peridotit. Dunit und mit ihnen vergesellschaftete Chromite folgen einer Nord-Süd-Orientierung. Diese ultrabasischen Gesteine werden von einem Gabbrogürtel umgeben. Gabbro

<sup>12</sup>) HENSON u. a., 1949, S. 23 (Lit. 23).

<sup>13</sup>) Ann. Rep. f. 1955, S. 14—19 (Lit. 25) und Ann. Rep. f. 1956, S. 15/16.

ist auch außerhalb dieses Gürtels in den Diabasen in Form von Intrusionskörpern anwesend. Zwischen Gabbro und nach außen folgenden Diabasen schaltet sich ein Hof granophyrischer Gesteine ein, der von HIESSLEITNER als Ergebnis einer metamorphen Umwandlung des Diabas durch den Gabbro aufgefaßt worden ist. Am ausgedehntesten sind die Diabase des Troodosgebirges, die sowohl den Westen als auch den Osten des Gebirges einnehmen. Sie sind vorwiegend uralitisiert und tektonisch so beansprucht, daß über das relativ höchste Alter dieser Gesteine im Vergleich zu den anderen Troodosgesteinen nicht gezweifelt wurde. Dort, wo das Diabasgebiet von jungen hydrothermalen Lösungen (und Vererzungen) durchtränkt wurde, stellt sich eine entsprechend abweichende Umwandlung ein. Von großer Wichtigkeit ist, daß noch jüngere Diabase als sehr mächtige Gänge die alten Diabase durchqueren und daß diese zusammenhängen mit den tiefsten Gängen (Dykes) der nach außen folgenden Lavazone. Daraus läßt sich eine wichtige Beziehung ihrer Abfolge ablesen.

Die relative Abfolge der Troodosgesteine ist zunächst folgende:

(ältest) Diabas (Uralitdiabas) — Peridotit — Gabbro — jüngere Diabase und Andesite — Vulkanismus mit den Pillowlaven — (Vererzung).

Über das Alter der magmatischen Bildungen sind wir noch nicht auf sicherem Boden. Die älteren Diabase wurden von den meisten Autoren für ziemlich alt betrachtet (paläoz.?). Der Vulkanismus mit den Laven hat sich in Analogie zu Nachbargebieten wahrscheinlich in der Oberkreide ereignet, jedenfalls praemaestrictien<sup>14</sup>.

### III. Tektonik und Morphologie

Was für die Ägäis und das sich nach Osten anschließende Mittelmeer ganz allgemein gilt, trifft auch für die Insel Cypern zu: Jüngste, bis heute fortdauernde Bruchtektonik hat die Form der Küsten, Inseln und des Meeresbodens gestaltet. Daß diese tektonische Unruhe noch nicht zu Ende gekommen ist, zeigen die tektonischen Beben der letzten Jahre.

Cypern ist in der Tat nur ein losgetrenntes Teilstück seiner Umgebung, deren erdgeschichtlichen Werdegang es ebenso teilt wie deren Baustil. Darauf haben die früheren Bearbeiter immer wieder hingewiesen, so BLANCKENHORN (10), KOBER (27), PHILIPPSON (38), HENSON u. a. (23), HIESSLEITNER (24) usw. Gewiß bewegen wir uns hinsichtlich der Zustände unter dem umgebenden Meere noch im Dunkeln, doch soweit die Einheiten des cyprischen Baues auf dem Festlande wieder auftauchen, lassen sie sich durchaus miteinander vergleichen. Das gilt besonders von der Fortsetzung nach Nordosten.

Auf starken jugendlichen Einbruch des Meeresbodens zwischen der Insel und der anatolischen

Südküste weist z. B. die Tatsache hin, daß im älteren Quartär die Säugetierfauna zu einer Zeit eustatisch bedingten Tiefstandes des Meeres noch vom Festlande einwandern konnte. Doch die Absenkung des Meeresspiegels war wesentlich geringer als die jetzt dort gemessenen Meerestiefen, die also nur tektonisch erklärt werden können.

Gemeinsam mit seinen Nachbarländern hat Cypern den alten Nord-Süd orientierten Bau, der uns in den ältesten kristallinen Schiefen begegnet.

In der durch den starken Magmatismus gekennzeichneten Oberkreidezeit wird Cypern zu einem Stück einer der taurischen Ophiolitzonen und zeigt damit die größte Ähnlichkeit mit den Gegebenheiten, wie sie uns viel weiter nordöstlich auf türkischem Boden entgegentreten<sup>15</sup>). Die Verknüpfung von ophiolitischen Gesteinen, spilitischen Kissenlaven, mächtigen Tuffanhäufungen, eindringenden Gabbros, sowie eingeschuppten Radiolariten, Mergeln, Marmorfetzen und endlich eine bezeichnende postvulkanische Vererzung sind dafür bezeichnend. Jene Zeiten der taurischen Faltung werden im Gegensatz zum älteren Bau bestimmt durch die West-Ost-Richtung oder dieser allgemein folgende Girlanden. Auch der Aufschub gegen Süden, wie er sich in der Nordkette zeigt, begleitet den Faltenbau.

Cypern ist als Ganzes ein Teilstück des süd-alpinen Baues, nach KOBER der südlichen Randzone der Tauriden. Daß der Baustil der Nordkette und des Troodos so gegensätzlich erscheint, indem ein wirklicher Faltenstrang eigentlich nur der Nordkette eigen ist, sich im und um das Troodosmassiv nur Bruchfaltung bemerkbar macht, ist offenbar nur die Antwort eines unterschiedlich widerständigen Unterbaues und der Einschaltung der magmatischen Massen auf die gleiche Nord-Süd drängende Faltung.

Der Charakter des Miozänmeeres war weit über den Rahmen der jetzigen Insel hinaus einheitlich. Am Ende des Miozäns setzt eine starke allgemeine Zerbrechung an steilen oder vertikalen Brüchen ein, die im Pliozän und Altquartär mächtig auflebte.

Tektonisch bedingt sind auch die zahllosen vulkanischen Gänge (Dykes) der Lavazone, die sich deutlich Systemen einordnen und zum Teil von ostwestlichen Bewegungen abgelenkt wurden.

Die Nord-Süd, mehr noch NW-SE das Troodosmassiv durchquerenden gewaltigen Zerrüttungszonen sind morphologisch wirksame Elemente. An ihnen vollzogen sich zum Teil Schübe großen Ausmaßes. An NW-SE-Sprüngen verrückten auch Ab-

<sup>14</sup>) Nach INGAHM (1956, S. 15) wurde beobachtet, daß Radiolarite jurassischen Alters auf den oberen Pillowlaven aufliegen, wonach man für diese ein vorjurassisches Alter anzunehmen hätte. Ein Triasalter oder sogar ein noch älteres wird von ihm als wahrscheinlich angenommen für die Hauptmenge dieser vulkanischen Serien. Dies steht im Widerspruch zu allen früheren Ansichten und bedarf noch näherer Beweise.

<sup>15</sup>) Der am 23. 1. 59 im Kolloquium der Institute der Univers. Basel und Freiburg i. Br. in Basel gehaltene Vortrag von Prof. Dr. BEAHR über „Ophiolite des Taurus“ bestätigt dies sehr.

schnitte der Nordkette. Kyrenia- und Lefkoniko-Paß werden deutlich von ihnen erzeugt<sup>16)</sup>. Daß diese Sprünge lang verfolgbare größere Elemente sind, zeigt sich darin, daß man sie leicht mit sehr auffälligen untermeerischen Steilkanten verknüpfen kann, wie sie die neue Meerestiefenkarte (PFANNENSTIEL 1957/59) offenbart.

Im Paphosgebiet ziehen zahlreiche breite Zertrümmerungszonen NW-SE bis WNW-ESE streichend durch den Unterbau und besonders gut meßbar in den mächtigen Miozänschichten. Sie sind dort verantwortlich für einen steilen, die Morphologie bestimmenden Abfall vom hohen Paphosgebiet hinab zu den Küstenterrassen. Ihre Richtung ist auffällig gleichlaufend zu geradlinigen Küstenabschnitten und markanten untermeerischen Abbrüchen nahe der Küste.

Hinweise auf morphologische Züge des heutigen Cypern, die durch die junge Bruchtektonik verursacht sind, ließen sich in großer Zahl fortführen. Da die Tektonik der Insel vom Verfasser noch in einer eigenen Untersuchung dargelegt werden soll, mögen hier nur gewisse Hinweise auf den Zusammenhang mit der Tektonik genügen.

Ganz tektonisch bestimmt ist der plötzliche Absturz des westlichen Troodosgebirges (Diabasgebietes) gegen Südwesten und Westen im Paphosgebiet. Dort kann man die zugehörigen Störungen vielerorts sehen und messen! Das gleiche gilt für den Abbruch des mittleren Troodos gegen Osten am Paß von Amiantos, wo das Serpentinmassiv, wie neuerdings die Kartierung WILSONS (1956) bestätigt hat, von scharfen tektonischen Grenzen bestimmt wird und sich ein Streifen der Zertrümmerung einschaltet.

Eine der markantesten Störungen, die ebenfalls morphologisch noch deutlich ist, zieht von diesem Ostrand des zentralen Troodosmassivs in südöstlicher Richtung bis in die Gegend von Wassiliko an der Südküste. Sie durchquert den östlichen Teil des Kakomalismassivs und versetzt dabei den Ostteil dieses Massivs nach Südosten.

Hier sei noch das Problem der Westbegrenzung Cyperns aufgegriffen. HIESSLEITNER hat kürzlich (1957, S. 241—243) die Möglichkeit erörtert, daß die Fortsetzung der aus der südlichen Türkei bekannten Tekirsenke gegen Südwesten das Westende der Insel bestimmt. Demgegenüber scheint mir die Tiefenkarte des Meeres westlich und nördlich Cyperns dafür keinen Anhalt zu geben. Vielmehr deutet mehr darauf hin, daß eine NNW-SSE-Bruchlinie, die herunter kommt von jener Naht, an der sich die taurischen Faltenbögen scharen (beginnend bei Afyonkarahissar), und durch den Golf von Antalya führt, von Bedeutung sein könnte. Doch um dies zu beweisen, sind noch genaue Studien nötig, und daher sei diese Möglichkeit hier nur aufgeführt.

Wenn Cypern, woran kein Zweifel besteht, nahe der Südgrenze der alpidisch bestimmten Gebirge gegen einen starren afrikanischen Block liegt, so wird damit zugleich

die betonte tektonische Unruhe begründet, welche sich immer wieder besonders im Südwesten und Süden der Insel geltend gemacht hat. Inwieweit es dabei aktive Relativbewegungen entlang dieser Grenznaht zweier so unterschiedlicher Bauelemente gibt, sei offen gelassen. Die Tatsache, daß knapp südlich Cypern der Meeresboden tief absinkt (Cyperntief, max. 2830 m!) könnte immerhin dazu veranlassen, hier die Grenze beider Bautypen zu suchen.

Ein Problem verbirgt auch die Bucht von Morphu, das plötzliche Westende der Nordkette und das sehr junge Absinken der westlichen Mittelebene und des Meeresteiles zwischen Westende der Nordkette und nordwestlichem Troodosgebirge.

Die Erdbeben<sup>17)</sup>, an denen Cypern viel reicher war, als man oft angenommen hat, deuten klar auf zwei Zusammenhänge hin. Erstens weist die Verlängerung der erdbebenreichen Oronteslinie von Nordosten her in die cyprische Mittelebene hinein. Zweitens besteht ein Zusammenhang zwischen dem plötzlichen Abfall zu den großen Meerestiefen westlich und südlich von Paphos und der Erdbebenhäufigkeit. Alle diese Beben, auch das jüngste von 1953, waren tektonische Beben.

#### IV. Morphogenese

Es soll versucht werden, den Anteil der Vorgänge der aufeinanderfolgenden geologischen Zeiten auf das heutige Oberflächenbild abzugrenzen. Dabei spielt einmal das jeweils anstehende Gestein eine Rolle, zum andern die tektonische Verlagerung, schließlich haben die zerschneidenden, abtragenden und formenden Kräfte ihren Anteil, wobei klimatische Faktoren oft entscheidend in Erscheinung treten.

##### 1. Vormiozän

Die älteste Folge, die kristallinen Schiefer, tritt morphologisch nicht hervor. Sie ist nur in tiefen Einschnitten oder am Strande angeschnitten und infolge ihrer geringen Widerständigkeit nicht geeignet, positive Formen zu schaffen.

Hingegen begegnen uns in den Trias-Jura-Gesteinen der Trypa-Gruppe eine Reihe von Typen, welche auf Grund ihrer Eigentümlichkeiten, etwa ihrer besonderen Härte und Massigkeit, bis heute Anlaß zu morphologischer Auswirkung geben. So z. B. gehören zur Mamonia-Serie Züge von Kalk- und Dolomitklippen, welche äußerst markant das Gelände durchziehen. Neben diesen Formen die Serpentinsschuppen weithin auffallende, dunkle Hügel, so im oberen Paphosgebiet von Kanaviu ostwärts. Andererseits spielen die weichen, feinlagigen bunten Tone, flasrigen Kalke und Mergel dadurch eine Rolle, daß sie Landschaften mit ungezählten Hangrutschungen, Erosions-

<sup>16)</sup> Vgl. hierzu Bild 1, oben links, bei SCHMIDT-KRAEPELIN 1958!

<sup>17)</sup> S. OBERHUMMER 1903, S. 137—146 (Lit. 33).

rinnen und kahlen, vegetationslosen Gehängen erzeugen, so südwestlich von Krittu Marottu und an den Südgehängen des Berges Aetos Kremnos (Adlerhorst), der mit seinen 1143 m der höchste Berg des oberen Paphosgebietes ist, der außerhalb der Diabasgesteine liegt.

Der Kalkstein von Petra tu Romiu (Felsen des Romeo) ist an der Südküste, von der Brandung umspült, in Gestalt mehrerer zum Teil sehr stattlicher massiger, weißer Felsklippen aus seiner weicheren Umhüllung allseitig herauspräpariert (Bild 2).

Die Hilarionkalke der Nordkette stellen das Gestein für einen der morphologisch am stärksten hervortretenden Züge der ganzen Insel (Bild 6). Durch die Härte, den massigen Habitus, die Widerständigkeit und Steilaufrichtung entstanden im Kern dieser schmalen Gebirgskette wirklich alpine Formen. BERGEAT verglich ihren Anblick mit dem der Dachsteinkalke. Es ist nicht so sehr die Höhe selbst, welche diesem Gebirgszuge ein so charakteristisches Aussehen verleiht, als vielmehr die Schroffheit seiner Felsgipfel, Grate, Abstürze. Doch nur das Material ist alt, die Herauspressung und Ausformung geschah in viel jüngerer Zeit.

Die Radiolarite von Perapedhi treten morphologisch nicht in Erscheinung. Das gleiche können wir auch von den Gesteinen der Lapithos-Gruppe sagen, die das Schmiermittel tektonischer Bahnen der Nordkette waren und die hinsichtlich der Oberflächengestaltung vor allem als Vertiefungen, Pässe, eben als negative Formen erscheinen. Als Beispiel hierfür können die Verhältnisse am Paß nördlich Lefkoniko angeführt werden.

Vormiozän sind alle magmatischen Gesteine. In welcher Weise sie durch ihre Struktur und Textur zu unterschiedlichen morphologischen Prägungen veranlassen, soll in den ihnen besonders gewidmeten Abschnitten näher erörtert werden. Morphogenetisch treten sie völlig zurück; denn zur Zeit ihrer Entstehung befanden sie sich noch in der Tiefe und erst durch die spätere Heraushebung wurden sie wichtig und für das Bild der Insel bestimmend. Wenn die Kissenlaven vorwiegend einer untermeerischen Tätigkeit ihre Entstehung verdanken, so gilt auch für sie, daß sie erst nach der Hebung über die Meeresoberfläche zu einem sichtbaren morphologischen Element wurden. Ein Teil dieser vulkanischen Tätigkeit spielte sich jedoch sicher auch über Wasser ab. Dafür sprechen gewisse Tuffe, Glaslapillis und Lavakrusten, und einige Gebilde dieser Laven werden für die Ruinen ehemaliger Vulkanbauten gehalten.

## 2. Miozän

Die Pakhna-Serie beherrscht mit ihren mächtigen weißen Kalken und Mergelschichten große Teile der Landschaften im Osten und Süden des Troodos (Bild 7). Dadurch, daß die Platten dieser Gesteine zwischen WNW-ESE-Sprüngen mehrmals in nach Süden gekippte Schollen zerlegt werden, ergeben sich mehrere nach Norden gekehrte steile Ränder. Der nördlichste und höchste erhebt

sich als lange weiße Steilwand hoch über der Lavazone, welche südlich des Troodos in einer tief ausgewaschenen Ost-West-Senke zutage tritt.

Dort stehen wir im Talzuge von Peravasa über Mandria nach Perapedhi vor zwei der gegensatzreichsten Oberflächengestaltungen der ganzen Insel: Den düsteren, massigen, zerschluchteten Südgehängen des Troodos einerseits und der hellweißen, scharfkantigen, überaus kahlen Kalkstufe andererseits. Weithin ist diese Miozänlandschaft von großer Wasserarmut beherrscht. Sie wurde im Quartär Schauplatz ausgedehnter Schlamm- und Schuttbewegungen, und dadurch entstanden stellenweise auch bessere Wasserbedingungen. Trotz aller Kahlheit ist das Gebiet zum Teil gut besiedelt und des Weinbaues wegen geschätzt. Zwischen Nicosia und Larnaca durchquert man Gelände äußerster Öde und Vegetationsarmut, wo der Untergrund durch diese Miozän-Kalke bestimmt wird.

Daß die Gesteine der Pakhna-Serie, besonders in höheren Gegenden, zu morphologischem Ausdruck gelangen, verdanken sie der starken Hochhebung im Gefolge des Troodos.

Sehr eigentümlich in ihrer morphologischen Ausprägung verhalten sich die gefalteten und vorwiegend steil einfallenden Schichten der Kythrea-Serie. Der beständige Wechsel harter Sandsteinlagen und weicher mergeliger Schichten war Anlaß zu einer bis ins einzelne gehenden selektiven Auswitterung und Abtragung. Nördlich Nicosia und in einem verschieden breiten Streifen entlang der Südseite der Nordkette ziehen die Kämme, Schichtrippen und Furchen dieser Gesteinsserie

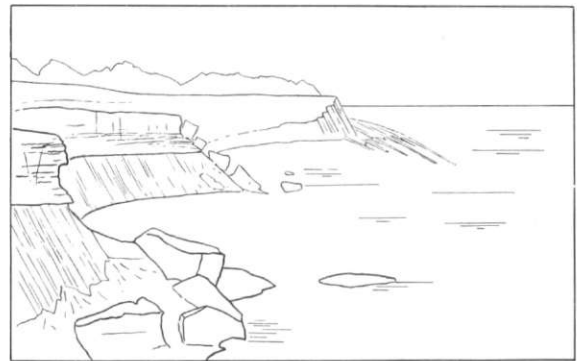


Abb. 2: Skizze an der Nordküste 25 Meilen östlich Kyrenia.

Vorn die flache Überlagerung der steil einfallenden Kythrea-Schichten (Miozän) durch Pliozän und Pleistozän, von Oberflächenkalk verhärtet. Darüber breitet sich eine altquartäre Verebnung aus, die zur Nordkette hin ansteigt. Vor dem letzten sichtbaren Landvorsprung streichen die Sandsteinlagen der Kythrea-Serie wie Schienen ins Meer hinaus. Im Vordergrund wird die Kythrea-Serie unter den stark verkitteten Decklagen rascher ausgespült, weshalb die Decklage in Blöcken abstürzt.

durch das Gelände, ihrer Vegetationsarmut und Kahlheit wegen besonders einprägsam erscheinend (Bild 8). Weithin entsteht eine von dieser Feinmorphologie beherrschte, trockene, öde Landschaft. Sie ist, wenn auch viel begrenzter, auch auf der Nordseite der Nordkette entwickelt. An einem Vorsprung etwa 30 Meilen östlich Kyrenia streicht sie ins Meer hinaus, derart, daß die harten Rippen wie parallele Schienen noch einige hundert Meter zwischen den wassererfüllten weicheren, bereits tiefer ausgeräumten Lagen ins Meer vorragen. Die Kythrea-Serie treffen wir auch immer wieder auf der Karpas-Halbinsel, wo sie in Form langgestreckter Höhenrücken auftritt, die ganz von der Lagerung dieser aufgerichteten Serie bestimmt werden. Wo diese Serie in der ausgeführten Weise so wohl herausgeformt worden ist, geschah, weil vorher die früher darüber ausgebreiteten Deckschichten abgetragen worden waren.

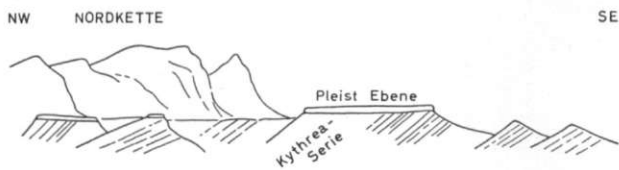


Abb. 3: Blick von westlich des Dorfes Kondemenos südlich der westlichen Nordkette gegen N. E.

Über der gefalteten Kythrea-Serie sind noch Reste der Pliozänen und Pleistozänen Deckschicht erhalten, zuoberst mit der Oberflächenkalk-Verfestigung. Zugleich Reste der altquartären Ebene. Hinten links die steile Südfront der Nordkette.

Die Hochschleppung im Rahmen der Nordkette veranlaßte dazu, und die abströmenden Wasser dieses Gebirges hatten Gelegenheit, sich am Fuße der Kette zu sammeln und so in verstärkter Weise die Kythrea-Serie auszugestalten.

Die miozäne Korallenriff-Fazies des Koronia-Kalksteines gehört ebenfalls zu den bestimmenden Merkmalen der cyprischen Morphologie. Dieser harte, massige, teils kristalline und dolomitische Kalk besaß alle Eigenarten, um der Abtragung zu widerstehen. Er überdeckt, weithin sichtbar, zahlreiche verschieden hohe, meist einzeln aufragende Vorberge an der Nordseite des Troodos.

Vom Berge Kreatis bei Agrokipia zieht ein von breiten Lücken unterbrochener Streifen dieser Gesteine bis an das Meer bei Kato Pyrgos. Daß immer noch vergleichsweise große Abschnitte erhalten blieben, ist so zu erklären: Diese miozänen Strandriffe fanden als Unterlage Reste der Laphosgesteine und „Pillowlava“. Bei der Heraushebung und Abtragung am Ende des Miozäns und später erlag das weniger widerständige Gestein zwischen den Koronia-Kalksteinen und dem Rande der massigen Troodosgesteine rascher der

Abtragung als der Koronia-Kalk. So entstand jene breite, heute von der Lavazone eingenommene Senke, in der z. B. Mitsero liegt. Dies wurde weiter verstärkt, als infolge der Heraushebung die Koronia-Kalke immer höher rückten und in ihrer Isoliertheit mehr und mehr den abtragenden Einflüssen entzogen wurden. Insbesondere wurden sie nicht von den Wassermassen der Pluvialzeiten angegriffen, da sich diese ja in den schon zuvor ausgebildeten Vorsenken vereinigten, die bereits tief unter dem Niveau der Koronia-Kalke lagen. Festungen ähnlich müssen sie sich im Pleistozän über einer in voller Umgestaltung begriffenen Umwelt erhoben haben. Wie Verf. schon früher ausführte (50, S. 274), läßt sich verfolgen wie die Basis dieser alten Strandablagerung vom Kreatisberge aus rund 600 m Höhe ziemlich gleichmäßig nach Westen absinkt, um bei Pyrgos unter den Meeresspiegel abzutauchen. Da diese Ablagerung ehemals im gleichen Niveau, nämlich der Küstenlinie des oberen Miozänmeeres, entstand, läßt sich aus diesem Verhalten nur ablesen, daß die Hochhebung in ihrem Gesamteffekt im Sinne einer Abkippung gegen Westen geschah, daß also die Hebung bei Mitsero entsprechend größer war und im Gegensatz dazu in der Morphou-Bucht die Senkung überwog. Verfasser vermutet, im Gegensatz zu der Erklärung von BEAR<sup>18)</sup>, daß das plötzliche Ende des Koronia-Kalksteines bei Agrokipia eine Folge der völligen Abtragung im Rahmen des noch stärker gehobenen östlichen Troodosgebirges sei, daß die Fortsetzung nach Osten also ursprünglich vorhanden war. Da zwischen Pyrgos und Pamos die magmatischen Troodosgesteine unmittelbar an das Meer treten, die Koronia-Kalke jedoch schon zuvor bei Pyrgos unter den Meeresspiegel sinken, ist anzunehmen, daß die Miozäne Küste weiter draußen lag als die heutige. Dies findet weitere Unterstützung in der Tatsache, daß am Nordweststrahlen des Troodos heute in über 500 m Höhe die entsprechenden Korallenriffkalke wieder ausgedehnt vorhanden sind, so bei Lisso und Istingo. Dies zeigt ein scharfes Umbiegen der damaligen Küste an und gibt uns einen Anhalt für die Rekonstruktion der damaligen Troodosinsel. Äquivalente dieser Serie konnte Verfasser auch weiter südlich im oberen Paphosgebiete und ferner in Gestalt isolierter Riffklötze an der Südküste westlich Episkopi auffinden, wo sie ihrer großen Widerständigkeit entsprechend auffällige Felsklötze bilden.

Die im Miozän abgelagerten Gipse zeigen dort, wo sie durch die Erosion der sie umgebenden Gesteine zutage treten, oft ganz eigene Oberflächenformen. In Gestalt rundbuckeliger Felsen ziehen sie z. B. im Paphosgebiet westlich Psathi in einem

<sup>18)</sup> Ann. Rep. f. 1957, S. 15 (Lit. 25).

Nord-Süd-Zuge in auffälliger Weise durch das Gelände. Im nördlichen Teil der Mesaorea finden sich ausgedehnte flache Gipsschilde, welche die Oberfläche der darunter lagernden Gipsmassen bezeichnen.

Stellte die miozäne Ablagerung eine Fülle sich verschiedenen verhaltender Gesteine der Morphogenese zur Verfügung, so folgt nun am Ende des Miozäns eine Dynamik, deren Auswirkung noch heute in ihren Spuren zu verfolgen ist. Jetzt steigen jene Teile der Insel empor, welche bis heute zu den höchsten gehören, das Troodosgebirge, die Akamas-Halbinsel, die Nordkette, der Phanoberg. Die lange Fuge, aus der immer mehr die aus der Tiefe aufgepreßten älteren Serien hochdrängen, reißt im Verlaufe der Nordkette auf. Faltung und Überschiebung gestalten dort auch die Kythrea-Serie um. Die Bruchtektonik rund um den Troodos setzt ein.

### 3. Pliozän

Das pliozäne Meer war von einem recht unruhigen Boden mitbestimmt. Zwar überwogen litorale Faunen und war die Küste der Inseln stets nahe, doch wechselte die Tiefe des Meeres auch im Rahmen der heutigen Mittelebene rasch von Ort zu Ort. Vor dem Nordufer der Troodos-Halbinsel zog eine schmale tiefe Rinne hin, während das Gebiet des heutigen Nicosia vorwiegend von Flachmeerbedingungen bestimmt war. Die Unruhe des Untergrundes drückt sich im häufigen Wechsel typischer Seichtwasserbildungen mit solchen tieferen Wassers oder bewegter Riffmilieus aus. Auch schalten sich, zunehmend im obersten Teil der pliozänen Folge, Geröllagen ein, deren Material sowohl dem Troodos als auch der Nordkette entstammt, ja das Schüttungsgebiet beider Gebirge überlappt sich bisweilen. So bildet die Pliozänzeit zum Teil vor, was in der Folgezeit morphologisch sichtbar wird. Morphogenetisch bedeutender war es jedoch im Hinblick auf die erste Gestaltung der herausragenden Teile der Insel, die seither nicht mehr überflutet wurden. Ohne Zweifel gibt es dort noch Flächensysteme, die wir als Erbe des Pliozäns zu betrachten haben, wenn auch der größere Teil jener praequartären Oberfläche der pleistozänen Umgestaltung zum Opfer fiel.

Die Tendenz der Hochhebung von Troodos und Nordkette steigert sich gewaltig an der Wende von Pliozän und Pleistozän. Jetzt werden weite Bereiche des Troodoskristallins aufgeschlossen und wird jene Zertalung geschaffen, die dann im Pleistozän mehr und mehr ausgestaltet wird. Die ältesten praeglazialen Flächen bedürfen allerdings noch näherer Untersuchung.

Die allgemeine starke Hebung, die nun auch den weiteren Rahmen der Gebirge erfaßt, läßt das Meer weit hinter die Uferlinien des Pliozänmeeres zurückweichen. Die pliozänen Ablagerungen werden bereits herausgehoben und schon teilweise von der Erosion betroffen. Rund um den Troodoskern formen sich breite und lange Senken

aus, in denen die Laven zutage treten. Die alte Lapithosdecke ist nun weithin vom Troodos weggeräumt. Ganz besonders aktiv verhält sich die Nordkette, die nun mächtig emporrückt.

### 4. Quartär

Wenn auch über das Quartär Cyperns noch äußerst wenig bekannt ist, so muß doch diese Zeit für die Ausbildung der Oberflächengestaltung als wichtig bezeichnet werden. Die mehrmaligen Klimawechsel derart, daß kühlere, niederschlagsreichere Zeiten mit solchen dem heutigen Klima verwandten, semiariden abwechselten, erzeugten auch recht gegensätzliche Effekte der Morphogenese. Dadurch, daß besonders im älteren Pleistozän auch die Tektonik weiter veränderte, indem es erneut zur Hebung einiger Teile der Insel kam, werden diese Auswirkungen noch gesteigert. Wenn wir, woran kaum mehr gezweifelt wird, ferner die eustatisch bedingten beträchtlichen Schwankungen des Meeresspiegels hinzunehmen, aus denen sich starke Wechsel der Erosionsbasen ergaben, dann haben wir eine Zeit vor uns, die trotz ihrer relativen Kürze an Dynamik kaum zu übertreffen war.

Wenn es auch auf der Insel Areale gab, die im Quartär einigermaßen passiv blieben, so doch andere, und ich möchte sagen, die ausgedehnteren, die ihr heutiges Gesicht ganz entscheidend dem quartären Geschehen verdanken, so das Troodosgebirge, die Mittelebene, die Nordkette und viele Küstenstrecken. Passiv blieben Gebiete im westlichsten und südlichen Teil der Insel, soweit sie einesteils hoch genug waren, um von den abströmenden Gewässern nicht erfaßt zu werden, und niedrig genug, um selbst nicht so hohe Niederschläge zu empfangen wie das Troodosgebirge; passiv blieben ferner östliche Teile der Insel im Regenschatten des Troodos und der Karpassos-Halbinsel.

Besonders gut entwickelt sind die Schotterterrassen beiderseits des Berges Alestos am Gebirgsrande nordöstlich des zentralen Troodos. Dabei ist die höhere Schotterterrasse (Haupt-T.) in großen Resten rund um den isoliert aufragenden Berg erhalten, doch ebenfalls jenseits der tief eingeschnittenen Täler zu beiden Seiten. Im Schotterriegel südlich des Alestos, welcher beide Täler verbindet, fallen die Schotter vom 550 m ins 480 m Niveau. Östlich des Alestos liegt über dem Tal des Flusses Laghudera der Höhengsporn von Memi (bekannt geworden durch das neue Bergwerk). Knapp südlich Memi erreichen die oberen Schotter 440 m M. H. und nördlich davon steigen sie auf gehobener Scholle auf 445 m an. An der Nordflanke des Alestos werden sie noch höher hinauf versetzt. Die auf die Flußtäler beschränkte Mittel-

terrasse (innere T.) liegt westlich Memi in 402 m Höhe, breitet sich nördlich Memi in 375—365 m Niveau aus und läßt sich im Tale westlich des Alestos von 420 m bis 375 m abwärts verfolgen. Im Rahmen der unteren Terrasse fallen die frischen, nur kantengerundeten stattlichen Kristallinblöcke auf. Während die obere Terrasse überall tektonisch verworfen wurde, zeigt die Mittelterrasse große Geschlossenheit. Sie wird von tiefen Erosionsschluchten zersägt. Frische und Steilheit der Erosion der Bergflüsse und -bäche hier am Gebirgsrand muß durch jüngst wirksame weitere Hebung erklärt werden.

Im Alestosgebiet beträgt die noch meßbare größte Mächtigkeit der Pluvialschotter 25 m, die der Innenterrassenschotter 5 m. Hierin drückt sich die viel größere Wirkung der älteren Pluvialzeit aus.

Ausgedehnte Flächen über der älteren Schotterflur sind erhalten südlich Peristerona, Astromeritis und nach Westen bis fast an die Morphu-Bucht. Meistens ist Roterdelehm auf ihnen erhalten. Südlich und südwestlich von Nicosia wurde die obere Terrasse weithin zerstört, wenn es auch an mehr oder minder ausgedehnten Flächenresten nicht fehlt (Bild 3). Solche sind auch die Oberflächen der oft genannten Tafelberge östlich Nicosia und bei Xeri, Pera, Aredhiu usw. (Bild 4, 5).

Am Peristerona-Fluß, welcher die ringsum wohl erhaltene Pluvialebene Süd-Nord durchschneidet, sind die Terrassen zwischen Kato Moni und Orunda ausgezeichnet zu sehen. Eine wohl ausgebildete Terrasse liegt beim Austritt des Flusses aus dem Gebirge in 500 m M. H. Als Aufschüttungs- und Felsterasse kann man sie nach aufwärts ins Gebirge bis 800 m Höhe weiterverfolgen. Dort wird dann der fossile Talboden abgelöst von einer reinen Abtragungsmorphologie mit steilen Gehängen und rezenten Schuttbildungen. Im Bereich der schiefen Ebene vor dem Gebirgsrande, etwa 10 km südlich Orunda fließt der Fluß im Niveau 410 m, liegt die Innenterrasse bei 420 m und die Hauptterrasse bei 470 m. Flußabwärts be-

tragen 2,5 km südlich Orunda die entsprechenden Werte 300 m, 310 m, 345 m. Bei Orunda selbst erhebt sich die Hauptterrasse nur noch 20 m über der Flußsohle und bei Peristerona findet sich nur eine Terrasse 8 m hoch über dem 240 m Niveau des Flusses. Die Innenterrasse keilt also nach Norden aus und auch die Hauptterrassenschotter sinken nahe der Morphu-Bucht ins Niveau der rezenten Ablagerung.

Besonders gut ausgeprägt sind Schotterebenen und Taleinschnitte beim Marulena-Fluß (weiter abwärts heißt er Akaki) westlich Malunda. Dort lagern die Schotter verschieden mächtig über einer von einem unruhigen Kleinrelief überzogenen Lavaserie. Über sie spannt sich eine glatte Ebene im 400 m Niveau. Die steilen Wände der breitbodigen Flußschlucht sind rund 10 m hoch. Der heutige Fluß bleibt meist auf eine Fließrinne beschränkt, die in die inneren Terrassenschotter eingeschnitten ist (Bild 9). 5 km flußaufwärts beträgt die Höhe der schroffen, fast nur in Lava, Tuffe und vulkanische Gänge einschneidenden Schluchtwände fast 25 m und das Niveau der darüber ausgezeichnet entwickelten Pluvialebene ist 490 m. Beim Austritt aus dem Gebirge ist dieses 510 m.

Die mächtigsten Anhäufungen grober pluvialer Schotter lassen sich in einigen Tälern der Nordseite des Troodos beobachten, so in den Tälern des Marathasa und Kambos.

Im Sirkotis-Tal südöstlich von Lefkara erhebt sich über dem breiten fossilen Boden (140 m) mit scharfen Rändern die Mittelterrasse (150 m), vorwiegend als Schotterterrasse. Nach weiterem 50 m Anstieg erreicht man das obere Terrassen-Niveau, beginnend in 200 m Meereshöhe. Es steigt in den Seitentalnischen langsam an. Die Oberfläche über dieser Terrasse überspannt an der Westseite des Haupttales verfestigte, mächtige Kalkschuttmassen. Es handelt sich um die bereits erörterten Schuttmuren, welche hier in einem Gebiete, in dem zur betr. Pluvialzeit eine Abtragung des Troodoskristallins noch nicht möglich war, die Rolle der Schotter der Nordseite des Gebirges ver-

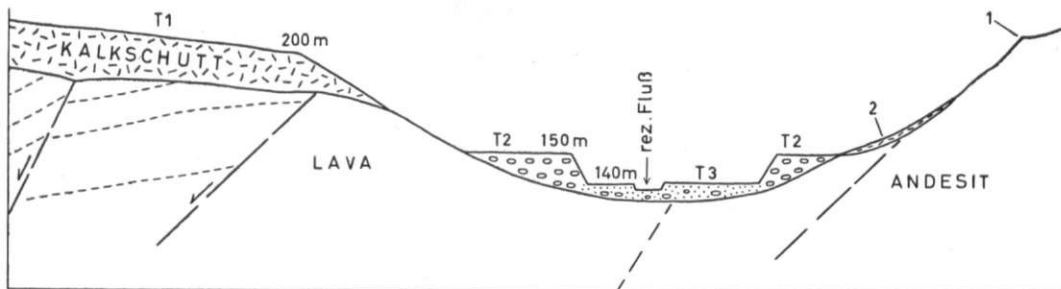


Abb. 4: Profil durch das Tal des Marulena knapp westlich des Dorfes Malunda (östlich Agrokippia).

Zur näheren Beschreibung im Text der Arbeit.

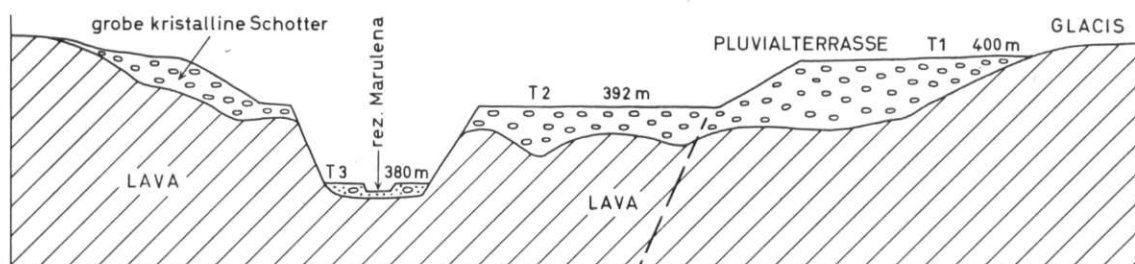


Abb. 5: Quartäre Terrassen im Tale des Syrkatiss südöstl. von Lefkara. Nähere Erläuterung im Text

treten. An der gegenüberliegenden, aus vulkanischen Gesteinen gebildeten Talseite findet sich diese Terrasse nur angedeutet. Daß die untere Schotterterrasse, trotz der hinter ihr steil ansteigenden Böschung, noch so frische Formen zeigt, beweist, wie gering die morphologische Aktivität hier in den nachpluvialen Zeiten war.

Die altquartäre Schotterebene läßt sich oft bis an den unvermittelt aufsteigenden Rand des Gebirges verfolgen, so südlich Kambia in 560 m M. H. Doch diese allgemeine Bergfußebene, die oft nur gering von Schottern bedeckt ist, kann nicht das Ergebnis der Ausräumung durch diese Schotter oder die sie bringenden Wässer sein, sondern war schon vorher da. Es handelt sich um die Ausbildung einer typischen Glacisfläche im Sinne von MENSCHING (31) u. a., die allerdings in glänzender Weise die Vorbedingung für die so ausge dehnte Überschotterung schuf. Wenn solche Glacis mit dem semi-ariden Klima verknüpft sind, so war die Glacisbildung gut in der Zeit vor dem A-Pluvial möglich. Die Fläche, welche sich nachher über den Hauptschottern ausbildete, gehört ebenfalls einer Zeit der Glacisbildung an, dem folgenden Interpluvial mit semi-ariden Bedingungen. Die fossilen Muren, die vorwiegend gleichaltrig mit den Schottern des großen Pluvials (A) sein müssen, doch teilweise auch jünger pleistozän sind, sind zwar südlich des Troodos besonders zahlreich, fehlen aber auch sonst in keinem der gebirgeren Teile der Insel. Verfasser hat sie vielerorts beobachtet, doch nicht systematisch kartiert. Es sind meist Kalkschuttströme, wobei hier besonders an das obere Paphosgebiet und hängende alte Seitentäler der zur Südküste führenden Täler gedacht ist. Das Zwischenmittel ist fein zerriebener Kalk, Mergel, Ton, auch Tuff u. a. Junge Erosionsschluchten schließen fast immer diese fossilen Muren auf. Südlich von Pano Panayia (Paphos) zieht z. B. eine solche weiße Schuttzunge aus dem Material der Lapithos- und Pakhnakalke mehrere Kilometer lang in einer breiten, ebenfalls fossilen Hangsenke hin. Über ihr hat sich eine im Gefälle der Zunge geneigte Ebene ausgebildet (Bild 1).

Da auf der Westseite dunkle Laven einen zerklüfteten Hang formen und auf der Gegenseite gelbliche und rötliche Sande und sandige Mergel erscheinen, wird auch durch den Farbgegensatz diese Zunge im Gelände deutlich sichtbar. Wie Verfasser schon früher ausführte (SCHMIDT 1956, S. 274/275), zeigten sich diese alten Muren bei Erdbeben als besonders empfindlich und einige der am stärksten zerstörten Dörfer standen gerade auf ihnen. Aus dieser Erkenntnis heraus wurden diese Dörfer anschließend auf den nahe anstehenden Felsgrund verlegt.

Profile von 20 und mehr Meter mächtigen Kalkschuttplombierungen in breiten pleistozänen Tälern werden immer wieder von den heutigen tief einschneidenden Flüssen angeschnitten, so im Tale des Wassilikos-Flusses oberhalb Kalawasos, des Maroni und des Syrkatiss (Pendaskinos) u. a. Überall sehen wir über diesen pluvialen Muren eine ausgeprägte Verebnungsfläche.

Als Besonderheit können Muren gelten, deren Schuttstücke und Blöcke aus Gips bestehen. Dabei ist der Gips oberflächlich grob kristallin (sekundär umkristallisiert). Da die einzelnen Blöcke noch die Schichtung ihrer Ablagerung zeigen, ersieht man schon aus deren willkürlicher Anordnung, wie ungeordnet sie nun eingebettet liegen. Ein aufgeschnittenes Profil löst vollends das Rätsel. Da das Zwischenmittel meist mehr Mergel als Gips ist und man unter Verkennung der wirklichen Bedeutung der anstehenden Gipsblöcke das Ganze für eine geschlossene Lagerstätte hielt, kam man zu groben Fehlschätzungen der Vorräte<sup>19)</sup>.

Wir begegnen heute diesen fossilen Gipsmuren in erhöhter Lage auf alten Terrassen und Restebenen, abseits der Dynamik der rezenten Täler, umgeben von jungen Erosionsrinnen und völlig trocken gelegt, so daß an eine gegenwärtige Weiterbewegung gar nicht zu denken wäre. Beispiele hierfür finden sich östlich Kalawasos und im Paphosgebiet.

<sup>19)</sup> Vgl. W. F. SCHMIDT: Gips aus Cypern. — Zement, Kalk, Gips, 4/1958, Wiesbaden 1958.



## 5. Rezent

Die Kürze der Zeit, die uns zur Einschätzung der oberflächenbildenden Vorgänge der Gegenwart zur Verfügung steht, erlaubt uns noch nicht, daß wir ihr Ausmaß übersehen. Was wir ermitteln können, ist ihre Tendenz. Ganz allgemein wird die Gegenwart durch Erosion bestimmt. Dafür zeugen die steilen, tief einschneidenden Troodostäler mit ihrer frischen Morphologie, ganz besonders im Westen des Gebirges, wo meist die alten Terrassen zerstört worden sind. Da allerdings die Geröllführung der periodischen Wasserläufe gering ist, kann der Effekt des Einschneidens in kurzer Zeit nicht sehr groß sein. Wenn auch die oft örtlich gesteigerten Regenfälle, mehr noch sommerliche gelegentliche Sturzregen, hier und dort breite Überschwemmungen erzeugen, so erscheint doch der lineare Einschnitt, das Abfließen in engen Rinnen, das Normale zu sein. Ausdruck der von Erosion gekennzeichneten Gegenwart sind die eng zerschluchteten Gelände der Insel, mit einer Morphologie wie sie ganz zu den Bodenerosionslandschaften semi-arider Gebiete gehört, mit dem Ergebnis von Badlands. Hierfür ist das Tamassusgebiet beispielhaft (Bild 3).

Der Gegenwart gehören auch Felsschuttbildungen im Rahmen der Nordkette an, Hangverschüttungen im westlichen Troodos, ferner ungezählte frische Felsstürze und Hangrutsche. Anlaß hierfür sind die immer wieder vorhandenen übersteilen und sich in labilem Gleichgewichte befindenden Felshänge. Daß sie in der Nordkette, am Berge Kreatis bei Agrokippia, am Aetos Kremnos u. a. O. da sind, verdanken sie der jungen Hochhebung. Ihr Ausbrechen und Abstürzen war mit Sicherheit eng mit den immer wieder auftretenden Erdbeben verbunden.

Zu den auffälligen Vorgängen der Gegenwart zählt das Abgleiten des Dorfes Kambia über einem Quikton.

Morphologisch von Bedeutung, wenn auch räumlich eng begrenzt, sind Wanderdünen an einigen Abschnitten der Küste, so bei Salamis, an der Ostseite der Karpas-Halbinsel, im Innern der Morphu-Bucht und anderen Stellen. Die am besten ausgebildeten und dort die Baumkulturen begrabend, finden sich rund 12 km östlich von Kyrenia über der Nordküste.

Kalkkrusten sind in den niedrigeren Teilen der Insel reichlich verbreitet. Sie werden von den gegenwärtig kartierenden Geologen als „surface limestone“ und nach lokaler Bezeichnung als „Havara“ aufgeführt<sup>20)</sup>. Die Beobachtungen darüber sind noch recht allgemein. Westlich Nicosia z. B., doch auch sonst über weiten Oberflächen

der Mesaorea gibt es ausgedehnte anstehende Kalkkrusten. Wo sie durch Erosion den auflagernden Boden verloren haben, formen sie kahle, harte Platten. Sie begegnen uns als Verkrustung über den Fanglomeraten, über fossilen Schuttmassen, als Platten über den plio-pleistozänen Tafelbergen und über den Rändern der jungquartären flachen Trockentäler, besonders auch über den Küstenterrassen. Dadurch, daß sie halfen, die quartären Verebnungen und Flächenreste bis heute morphologisch frisch zu erhalten und sie zu betonen, sind sie Teil der morphogenetischen Betrachtung. Über ihre Problematik, Deutung, Alters- und Klimazusammenhänge möchte Verfasser auf die neue, gründliche Untersuchung solcher Kalkkrusten von E. RUTTE<sup>21)</sup> verweisen. Wie in Spanien, so spielt auch in Cypern die Höhe der Niederschläge eine entscheidende Rolle. Daher ihr Vorherrschen in den niederschlagsarmen Teilen der Insel und ihr Fehlen im Troodos. Wenn sie auch meist schon auf zurückliegende Quartärabschnitte zurückgehen, so können sie sich doch auch heute, klimabedingt, noch weiter bilden.

## V. Zur Morphologie einzelner Landschaften

## 1. Das Troodosgebirge

Die Jugendlichkeit der Heraushebung des Troodosgebirges tut sich schon in der morphologischen Übereinstimmung kund. Der Umriß des Gebirgsmassivs wird hervorgehoben durch eine rundum ausgebildete tiefe Ausräumungszone. Daß sie besteht, verdankt sie der tektonischen Zerrüttung der Umrandung des Kernmassivs und der leichteren Abtragung der Lavazone. Als die Sedimentüberdeckung über dem hochrückenden Troodosgebirge durchschnitten und weitgehend abgetragen war, mußte die weitere Ausräumung des Untergrundes außerhalb der massigen, magmatischen Gesteine viel rascher erfolgen. Die Niederschlagsmenge in den höheren Gebirgslagen übertraf bei weitem die des Vorlandes, und besonders in den Pluvialzeiten mußten sich die abströmenden Wässer zunächst in den Gebirgsfußsenken sammeln, wodurch deren weitere Ausräumung verstärkt wurde. Ein Ablauf war, nachdem sich nach außen immer höher die Steilränder der sedimentären Platten erhoben, nur noch in den wenigen tiefen Quertälern möglich, die sich mehr und mehr ausgestalteten und mit ihren Terrassen die Spuren der weiteren tektonischen und klimatischen Entwicklung bewahrten. Als Beispiele der Troodos-Randsenken seien genannt jene, welche von nördlich P. Panayia (Paphos) hinüber zieht gegen Osten über Perawasa-

<sup>20)</sup> WILSON, S. 26, Ann. Rep. f. 1956, Nicosia 1957.

<sup>21)</sup> RUTTE, E.: Kalkkrusten in Spanien. 1958.

Mandria-Perapedi, sowie die Ost-Westsenke in der u. a. Malunda und Mitsero liegen. Derartige Gebirgsfuß-Senken stellen wir auch an der Nordkette fest, besonders an deren Nordseite.

Äußerst eindrucksvoll ist die morphologische Dreiteilung des Troodosgebirges (vgl. SCHMIDT 1957). Das Zentrum des Gebirges erhebt sich als massiges Gewölbe bzw. durch die breitbucklige Form der Berge ausgezeichnet inmitten zweier ganz andersartiger Gebirgsteile (Bild 10), von denen der eine im Westen durch das Vorherrschen scharfer Kämme bestimmt wird, der andere, östliche, durch die Aufteilung in getrennte Gipfelgruppen.

Im Zentralteil, dessen Formung bedingt ist durch den Charakter der massigen, kristallinen Gesteine, der Peridotite, Dunite, Serpentine und Gabbros, erhebt sich der höchste Teil der Insel, gipfelnd im Olympus (1953 m). Hier finden sich auch das Asbestbergwerk von Amiandos und das Chrombergwerk. Alte Kiefernwälder überziehen das ganze Gebirgsstück.

Die Auflösung des westlichen Troodosgebirges in scharfe Kämme steht in auffallendem Gegensatz zur Oberflächenform des Mitteltroodos. Zwischen diesen Kämmen schneiden scharf die schluchtartigen Täler ein. Eine gewundene Wasserscheide läßt sich von Prodromos über das Kloster Kykkos bis zum Nordwestende des Gebirges verfolgen. Von ihr gehen nach Norden und Süden Nebenkämme aus. Auf dem Längskamme erheben sich die weithin sichtbaren Gipfel des Kykkosberges (1320 m), des Tripylos (1409 m) und des Zakharu (1214 m), während Angastina u. a. den Nebenkämmen aufsitzen.

Das östliche Troodosgebirge ist aufgegliedert in zahlreiche Gruppen hoher Berge, zwischen denen ein Kamm verbindet, der ebenfalls Wasserscheide ist. Im Ostteil geben pyramidenförmige Einzelgipfel ein eigenes Gepräge. Der massigste Charakter zeigt sich noch im Madhari (Adelphi, 1613 m) und in der Paputsa-Gruppe (1555 m), die isolierten Gipfel haben ihren sichtbarsten Vertreter im Kionia (1421 m). Während der Anstieg von Norden her ziemlich allmählich erfolgt, fällt das Gebirge nach Süden schroff ab, am ausgeprägtesten ostwärts des Paputsa gegen die Senke von Arakapas-Ephtagonia. Im Osten endlich löst sich das Gebirge mehr und mehr in Einzelberge auf, wobei der abgesetzte Stavrovuni (689 m) schon außerhalb des morphologisch zusammenhängenden Gebirges liegt.

In den Tälern, besonders der Nordseite und bevorzugt im mittleren und östlichen Teile des Troodos-Gebirges führen die quartären Schotterterrassen bis 800 m hoch hinauf.

*Bild 1: Westflanke des Aëtos Kremnos-(Prop. Elias) Berges im obersten Paphosgebiet.*

An den Hängen sind die ältesten Serien Cyperns aufgeschlossen (Metamorph., Mamonias-S., Lapithos usw.), überlagert von den bis 1140 m hoch gehobenen miozänen Schichten. Im Mittelgrunde eine altquartäre Mure, von einer Vererbung überzogen. Alte Flächenreste auch an den Gehängen im Hintergrunde. Darin einschneidend Terrassen und junge Schluchterrosion.

(Phot. W. F. Schmidt, 1953)

*Bild 2: Die Marmorblöcke von Petra tu Romiu (Felsen des Romeo).*

Bekannt als „Geburtsplatz der Aphrodite“ an der Süd-(West-)Küste Cyperns. Das Alter des Gesteins ist Ober-Trias. Eines der alten Elemente der Insel, welches morphologisch in Erscheinung tritt.

(Phot. W. F. Schmidt, 1953)

*Bild 3: Erosionslandschaft südwestlich Nicsia mit Resten quartärer Terrassen.*

Im Mittelgrunde noch unzerstörte Teile der großen pluvialen Schotterebene. Vorn z. T. Pliozän freigelegt. Im Hintergrunde die nördlichen Vorberge des Troodosgebirges.

(Phot. W. F. Schmidt, 1954)

*Bild 4: Mesaorea östlich von Nicosia mit einem der bezeichnenden Tafelberge als Rest der älteren pleistozänen Ebene, umgeben von der jungpleistozänen Ausräumungslandschaft.*

Im Hintergrunde die steil ansteigende Nordkette.

(Phot. W. F. Schmidt, 1955)

*Bild 5: Zeugenberg südlich Nicosia.*

Über dem Pliozänprofil liegt z. T. noch altpleistozäne Ablagerung, oben durch Oberflächenkalk verfestigt. Über dieser schützenden Kappe hat sich ein Rest der altquartären Ebene erhalten, die rundum durch spätere Erosion vernichtet worden ist. Das Bild zeigt verschiedene Stadien dieser Auflösung. In der Bildmitte ein Trockentalboden der letzten Pluvialzeit. Hintergrund rechts: Das aus Diabas aufgebaute östlichste Troodosgebirge.

(Phot. W. F. Schmidt, 1954)

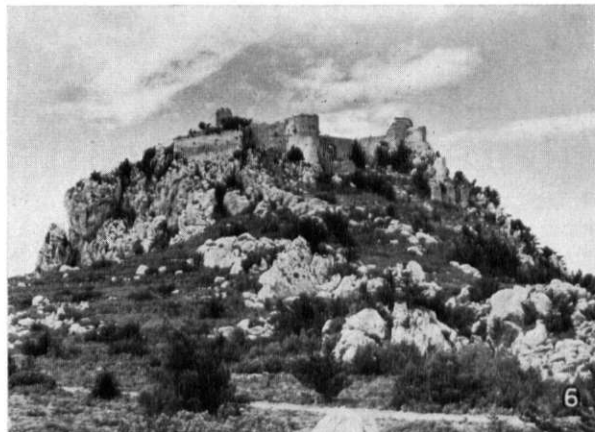
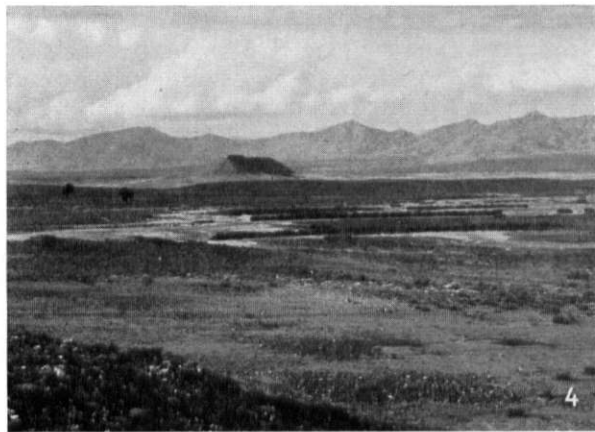
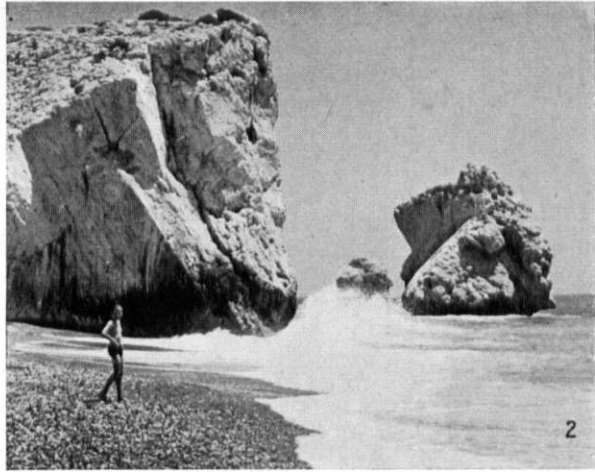
*Bild 6: Im östlichsten Abschnitt der Nordkette erhebt sich auf den Hilarionkalkmassen im Kern des Gebirgszuges die Ruine der Kreuzritterburg Kantara (631 m).*

Von hier aus überblickt man die Nordküste (bei guter Sicht den Taurus über der türkischen Südküste), die Karpassos-Halbinsel, die Bucht von Famagusta sowie große Teile der Nordkette, der Mittelebene und des Troodosgebirges.

(Phot. W. F. Schmidt 1955)

Hinsichtlich der Niederschläge steht das östliche Troodosgebirge weit hinter den westlichen und zentralen Gebirgsteilen zurück. Der morphologische Eindruck wird ferner in seiner Verschiedenheit unterstrichen dadurch, daß das westliche und mittlere Troodosgebirge fast ganz bewaldet sind, im Unterschiede zu dem östlichen.

Wie schon früher betont, sind Nord-Süd und NW-SE-Strukturen bestimmend für die Bankung der Gesteine, vor allem des Diabasgebietes. Auch die größten Zerrüttungszonen folgen diesen Rich-



tungen, woraus sich auf ihnen stärkere Abtragung ergab, so beiderseits des zentralen Gebirgsteiles.

Das nach Südosten abgesetzte Gebirgsmassiv des *K a k o m a l i s* ähnelt morphologisch sehr dem zentralen Troodos, was in der gleichen petrographischen Zusammensetzung begründet liegt. Das Serpentinmassiv nimmt dort den Hauptteil des Gebirges ein. Durch die Kyparissiaschlucht wird

es in bester Weise aufgeschlossen. Die Ursache der scharfen morphologischen Grenzen ist eine ebenso scharfe Begrenzung durch tektonische Brüche. Zwischen dieses Massiv und die Südgrenze des östlichen Troodos schiebt sich eine niedrige Lavazone ein, die ein besonderer Abschnitt der Randausräumungssenken ist, die erwähnte Senke von Arakapas-Ephtagonia.

## 2. Die Lavazone

Rund um das kristalline Troodosmassiv ist in wechselnder Breite und unterschiedlich hinsichtlich der Tiefe der Abtragung die Lavazone freigelegt. Es wiegen dunkelgraue bis schwärzliche Gesteine vor, welche die Lavalandschaft sehr düster erscheinen lassen. Bei genauer Betrachtung entdeckt man bald eine Vielfalt von Farbabstufungen, weil manche dieser Gesteine dunkelgrüne (chloritische) Anteile aufweisen, andere graubräunlich wirken (Andesite), andere wieder grau-rosa Farbwerte zeigen, wie die oberen „Pillowlaven“ und endlich rote Tuffbreccien eine Rolle spielen (Kalawasos). Während gegenüber den Troodosgesteinen Übergänge da sind und sich der Unterschied vor allem durch die zunehmende Härte und Felsigkeit ausdrückt, besteht gegenüber den kreideweißen sedimentären Deckschichten ein krasser Gegensatz. Das läßt sich besonders gut in der Umgebung von Agrokippa beobachten. Oft sieht man weiße Schuttlagen über den rundum entblößten dunklen Laven, so besonders nördlich Kalawasos. Inmitten der öden, düsteren Lavalandschaft schafft oft nur der Wechsel verschieden ausgebildeter Kissenlava mit tuffitischen Gesteinen und den durchsetzenden massigen Gängen gewisse Abspülung und Erosion, weshalb selten eine geschlossene Vegetationsdecke entstehen konnte. Die Erosionsrinnen werden in ihrem Lauf durch die „Dykes“ abgelenkt, bei deren Querung zugleich Gefällstufen entstehen. Die meist andesitischen Gänge folgen scharenweise bestimmten Richtungen und vergittern sich. Wo sie sehr zahlreich sind, werden sie zu einem besonders im Luft- und Kartenbild bezeichnenden Merkmale der Detailmorphologie. Als bestes Beispiel seien die bis 15 Meter hoch aufragenden Mauern solcher Gänge im Gelände östlich des Dorfes Xyliatos genannt. Sie lassen sich, wenn auch dann meist niedrig, kilometerlang verfolgen (Bild 11). Solche Gänge sind Spaltenfüllungen und ihre Anordnung zeigt, in welcher Weise zur Zeit ihres Entstehens diese Zone aufriß. Später wurden diese Gänge entlang querender Gleitbahnen versetzt, woraus wir auf Ausmaß und Richtung der Tektonik schließen können.

An zahlreichen Plätzen werden inmitten der Lavazone die oxydierten Pyritlagerstätten angeschnitten. Dabei entsteht ein buntes Bild, in dem grelle Farben, vorzüglich rot, gelb und weiß vorwalten, wodurch sich eine starke Belebung der sonst so eintönigen Szenerie ergibt. Wo frische Erosion oder neuer Bergbau den Untergrund aufrissen, tritt das am schärfsten in Erscheinung. Wo die pleistozänen Schotterdecken die Lavazone queren, wandelt sich ihre Morphologie in bezeich-

### Bild 7: Westlich des antiken Curium.

Über der Südküste erhebt sich über hohem Steilabsturz eine alte Oberfläche, die durch junge Schluchten intensiv zerschnitten wird und zum Teil in Resttürme und -kegel aufgelöst erscheint. Das weiße Gestein ist kreidiger Kalk der miozänen Pakhna-Serie.

(Phot. W. F. Schmidt, 1953)

### Bild 8: Heraustretende Schichtmauern der steil einfallenden Kythrea-Serie (Miozän) zwischen Kythrea und Kutsovendis nördlich Nicosia.

Diese trockene und vegetationsarme Landschaft erstreckt sich vor dem Südfuß der Nordkette.

(Phot. W. F. Schmidt, 1954)

### Bild 9: Breite Talschlucht („Balka“) des Maroulena-(Akaki-)Flusses knapp westlich Malounda.

Typische altquartäre Schotterterrasse (ob. Pluvialterrasse). Terrassenoberfläche hier in 400 m Meereshöhe. Anstieg bis zum Rand des Gebirges auf über 500 m. Mitte rechts Kante der um ca. 8 m höheren Terrasse.

(Phot. W. F. Schmidt, 1953)

### Bild 10: Der mittlere Troodos von Westen.

Vorn das Bergdorf Yerakies, umgeben von Weinbergen. Im Hintergrunde das Massiv des Olympos (1953 m) aus ultrabasischem Kristallingestein.

(Phot. W. F. Schmidt, 1954)

### Bild 11: Lavazone der Troodos-Vorberge.

Mächtiger Andesitgang (Dyke) beim Dorfe Xyliatos. Die Berge im Hintergrunde erheben sich auf etwas mehr als 700 m Meereshöhe. Im Mittelgrunde hochgehobene Reste der altpluvialen Terrasse, hier rund im 450-m-Niveau (Alestosgebiet).

(Phot. W. F. Schmidt, 1953)

### Bild 12: Küstenterrassen an der Tylliriaküste.

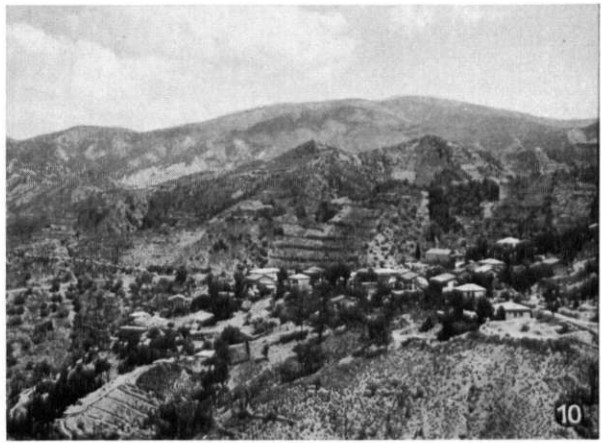
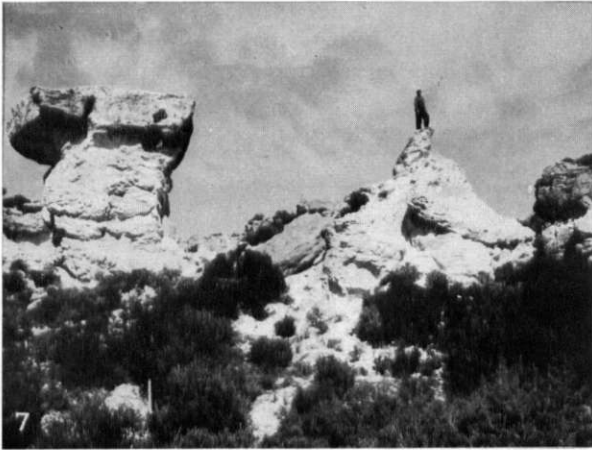
Vorn z. T. die überflutete Strandplattform (—2-m-Terrasse). Die sich um + 15 m bewegende Terrasse über der Kliffküste dürfte der „Thyrrhenien II“ (Riss/Würm-Intergl.)-Terrasse entsprechen.

(Phot. W. F. Schmidt, 1954)

nender Weise (Bild 9). Dadurch besitzen wir zugleich eine Möglichkeit, das Alter der Abtragung der Lavazone in die quartäre Abfolge einzureihen. Aus der unterschiedlichen Hochhebung und Verkippung der über den Laven ausgebreiteten älteren Schotter ergeben sich ferner Hinweise auf die Bruchtektonik der Lavazone.

## 3. Die Küste

Mit Ausnahme weniger Abschnitte zeigt die Küste Hebung an. Das eindrucksvollste Beispiel für die gegenteilige Tendenz verkörpert die innere Morphu-Bucht. In den weiten, flachen Buchten von Morphu, Famagusta, Larnaca und Chrysoku herrschen niedrige und sandige Küstenstreifen vor. Dort sind vielfach Dünen ausgebildet. An der Ostseite der Morphu-Bucht, südlich Larnaca und bei Polis begegnen wir schon wenig landeinwärts wohlausgeprägten 3—5 m hohen Terrassen. An der Nordküste, längst der Karpas-Halbinsel, an der Phano-Höhe, an der Südküste bei



Wassilikos, an der Akamas-Halbinsel, besonders auch an der Nordwestküste zwischen Pomos und Pyrgos bestimmt eine 15—20 m hohe Steilküste mit darüber breit entwickelter Küstenterrasse die Morphologie. Sie dürfte der weit verbreiteten Tyrrhenien II-Terrasse entsprechen, die dann ins Riss-Würm-Interglazial zu stellen

wäre. Durch die jüngeren, vom Gebirge herabkommenden Erosionsrinnen und durch ältere breite Trockentäler wird sie immer wieder unterbrochen und oft an der Küste örtlich zerstört. Nach den früher ausgeführten Deutungen dieser Trockentäler käme für sie ein würmpluviales Alter in Frage.

An der Küste beiderseits Paphos, östlich Limassol (Amathus), an der Südostseite der Karpas-Halbinsel sowie westlich Soli an der Südostseite der Morphu-Bucht, sind Küstenplattformen ausgebildet, die bei niedrigem Wasserstande z. T. trocken liegen. An der Ost- und Südküste breiten sie sich über plio-pleistozänen Kalksandsteinen aus, westlich Soli jedoch über den Laven. Diese maximal bis auf 2 m unter Wasser reichenden Strandplattformen sind einer junger Entwicklung zuzuordnen und mögen dem letzten Tiefstand des Meeres vor unserer Zeitrechnung angehören.

Wenn auch an einigen Küstenstreifen die weiterhin in ziemlich gleicher Höhe erhaltenen Terrassen für tektonische Ruhe im Jungquartär und bis heute sprechen (Bild 12), so gilt das keinesfalls allgemein für die Insel. So z. B. wurden an Abschnitten der Nordwestküste oder an der Südküste bei Kap Aspro und Curium solche Terrassen beträchtlich hoch gestellt, was auf die noch lebendige Tektonik hinweist (Bild 7).

#### Literatur:

- BATE, M. A. D.: On an extinct species of Genet (*Genetta plesictoides*) from the Pleistocene of Cyprus. — Proc. Zool. Soc., London, 1903.
- BATE, M. A. D.: Further note on the remains of *Elephas cypriotes* from a cave deposit in Cyprus. — Philos. Trans. London 1904.
- BEAR, L. M.: A preliminary note on the Schist Series of Cyprus. — Ann. Rep. Geol. Surv. Dep. for 1957, Nicosia 1958, S. 17—20.
- BELLAMY, C. V.: A Geological Map of Cyprus. — (Scale 5½ miles to an inch) — with explanatory key. London 1905.
- BELLAMY, C. V. and A. J. JUKES BROWNE: The Geology of Cyprus. — Plymouth 1905.
- BERGEAT, A.: Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt., Bd. XII, H. 4. 1892.
- BISHOPP, D. W.: The Troodos Massif, Cyprus. — Nature, 169, 1952 (a) S. 489 ff.
- BISHOPP, D. W.: Some new Features of the Geology of Cyprus. — I. G. C. Alger, Fasz. XVII, Sect. XV, 1952 (b).
- BLANCKENHORN, M.: Beiträge zur Geologie Syriens: 3. Das marine Miozän in Syrien. — Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math. nat. Cl., Wien 1890.
- BLANCKENHORN, M.: Beiträge zur Geologie Syriens: Das marine Pliocän in Syrien. — Erlangen 1891.
- BLANCKENHORN, M.: Neues zur Geologie Palästinas und des Ägyptischen Niltals. — Z. D. Geol. Ges., Bd. 62, 1910. S. 405—461.
- BLANCKENHORN, M.: Syrien, Arabien und Mesopotamien. Handb. Reg. Geol., Bd. V, Abt. 4, 1914.
- BOBEK, H.: Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. — Z. Gletscherkunde, 27, 1940, S. 130—183.
- BÜDEL, J.: Reliefgenerationen und plio-pleistozäner Klimawandel im Hoggar-Gebirge (Zentral Sahara). Erdkunde, Bd. 9, S. 100—115.
- BUTZER, K. W.: Mediterranean Pluvials and the General Circulation of the Pleistocene. Geografiska Annaler, 1957 (a), p. 48—53. H. 1.
- BUTZER, K. W.: Late glacial and postglacial climatic variation in the Near East. — Erdkunde 11, 1957 (b), S. 21—35.
- BUTZER, K. W.: Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. Bonner Geogr. Abh. 1959.
- CREUTZBURG, N.: Probleme des Gebirgsbaues und der Morphogenese auf der Insel Kreta. — Freiburger Univ. Reden. N. F., H. 26, Freiburg i. Br. 1958.
- CULLIS, C. G., and A. B. EDGE: Report on the Cupriferos Deposits of Cyprus. — Colonial Office Rep., 1922, London 1927.
- FORSYTH-MAJOR, C. J.: On the pygmy Hippopotamus from the pleistocene of Cyprus. — Proc. Zool. Soc. London, II, S. 107—112, 1902.
- FRECH, F.: Gebirgsbau des Taurus. — Sitz. Ber. Kgl. preuß. Akad. Wiss., Phys. math. Kl., Berlin 1912, S. 1177—1196.
- GAUDRY, A.: Géologie de l'île de Chypre. — Mem. soc. geol. France, 2. ser., VII (mit Karte), 1863, S. 149 bis 314.
- HENSON, F. R. S., BROWNE, R. V., MCGINTY, J.: A Synopsis of the Stratigraphy and Geological History of Cyprus. — Quarterly Journ. Geol. Soc., Vol. CV, part. 1, 1949.
- HIESSLEITNER, G.: Beitrag zur Geologie von Cypern. Jahrb. Geol. Bundesanst., Bd. 100, H. 2, Wien 1957, S. 239—255.
- INGHAM, F. T.: Annual Reports of the Geological Survey Department for 1955 (Nicosia 1956), 1956, (N. 1957), 1957 (N. 1958).
- INGHAM, F. T.: General Geology of Cyprus. — Ann. Rep. Geol. Survey Dep. Nicosia f. 1956, S. 11—15.
- KOBER, L.: Geologische Forschungen in Vorderasien I. — Denkschr. Akad. Wiss., Bd. 91, Wien 1915, S. 381 bis 427.
- LOUIS, H.: Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. — Geol. Rundsch. 34. Bd., 1944, S. 447 bis 481.
- MAAS, O.: Das Problem des Salzsees von Larnaka auf der Insel Cypern. — Geogr. Zeitschr. VII, 1901. S. 159 bis 161.
- MACHATSCHKE, F.: Diluviale Hebung und eiszeitliche Schneegrenzdepression. Geol. Rundsch. Bd. 34, 1944, S. 327—341.
- MENSCHING, H.: Glacis — Fußfläche — Pediment. — Z. Geomorphol., Bd. 2, H. 3, 1958, S. 165—186.
- OBERHUMMER, E.: Die Insel Cypern. — Eine geographische Skizze. Jahresber. Geogr. Ges. München, XIII, 1888/89.
- OBERHUMMER, E.: Die Insel Cypern, eine Landeskunde auf historischer Grundlage. — Teil I: Quellenkunde und Naturbeschreibung. — München 1903.
- OVEY, C. D.: Some Tertiary foraminifera from Cyprus. — Geol. Mag. LXIX, 1937, S. 511.
- PFANNENSTIEL, M.: Klimatisch bedingte Spiegelschwankungen des Mittelmeeres im Quartär und die paläolithischen Kulturen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 36—38, 1949, S. 257—263.
- PFANNENSTIEL, M.: Das Quartär der Levante. Teil I. Die Küste Palästina — Syriens. Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, Abh. math. nat. Kl. Nr. 7, 1952, S. 375—475.
- PFANNENSTIEL, M.: Tiefenkarte des Mittelmeeres. Östlichster Teil. — Freiburg i. B. 1957/59.
- PHILIPPSON, A.: Kleinasien. — Handb. d. region Geologie V, 2., Heidelberg 1918.
- POSER, H.: Klimamorphologische Probleme auf Kreta. — Z. Geomorph. N. F., Bd. 1, H. 2, 1957, S. 113—142.
- REED, F. R. C.: Contributions to the Geology of Cyprus. — Teil 1 (1929), Teil 2 (6930). — Geol. Mag. Vol. LXVI u. LXVII, 1929/1930.
- REED, F. R. C.: New Miocene Faunas of Cyprus. — Geol. Mag. Vol. LXIX, London 1932, S. 511—517.

42. REED, F. R. C.: Notes on the Neogene faunas of Cyprus.  
 I. The Clypeaster horizon. — Ann. Mag. Nat. Hist. ser. 10, XII, 1933, S. 225 ff.  
 II. The Idalian Series. Ebendort, ser. 10, XV, 1935, S. 1 ff.  
 III. The Pliocene faunas. Ebendort, ser. 10, XVI, S. 489 ff. 1935.
43. REED, F. R. C.: A Miocene limestone from Cyprus. — Geol. Mag. LXXVI, 1939, S. 310 ff.
44. RENZ, C.: Geologische Untersuchungen in Zypern. — Akad. Wiss. Athen, Bd. 4, 1929, S. 301—308.
45. RUSSELL, R.: On the Geology of the Island of Cyprus. — Rep. Brit. Assoc., York, 1882.
46. RUTTE, E.: Kalkkrusten in Spanien. — Neues Jb. Geol. u. Paläontol. Abh. 106, 1, 1958, S. 52—138.
47. SCHARLAU, K.: Zum Problem der Pluvialzeiten in Nordost-Iran. — Z. Geomorphol., N. F. Bd. 2, Dez. 1958, S. 258—277.
48. SAGUI, C. L.: Asbestos deposits of Cyprus. — Econ. Geology, vol. 20, 1925, S. 371—375.
49. SCHMIDT, W. F.: Zypern, Bergbau-Insel einst und heute. — Umschau, 56, H. 8, 1956 (a).
50. SCHMIDT, W. F.: Zur Morphologie und Landschaft von Zypern. — Peterm. Geogr. Mitt., 100, H. 4, 1956 (b), S. 268—277.
51. SCHMIDT-KRAEPELIN, E.: Methodische Fortschritte der wissenschaftlichen Luftbildinterpretation. — Erdkunde, Bd. XII, Bonn 1958, S. 81—107.
52. SEIDLITZ, W. v.: Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. — Berlin 1931.
53. TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Geol. Rundsch. Band 34, 1944, S. 545—694.
54. TROLL, C.: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. — Erdkunde, Bd. 1, 1947.
55. TROLL, C.: Das Quartär der Levante und das Mittelmeer zur Eiszeit. In: Ber. Kommiss. f. Erdwiss. Forsch. — Jahresber. d. Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, 1956.
56. UNGER, F., und KOTSCHY, T.: Die Insel Cypern. Ihre phys. u. anorg. Natur usw. — Wien 1865.
57. VAUFREY, R.: Les Eléphants nains des îles Méditerranéennes. — Arch. Inst. de Paléont. Humaine. Paris 1929 (a).
58. VAUFREY, R.: La Question des isthmes Méditerranéennes Pleistocènes. — Revue de Géogr. Phys. et de Géol. dynamique. Paris 1929 (b).
59. WILSON, R. A. M.: Petrological notes on the Troodos Igneous Complex. — Ann. Rep. Geol. Surv. Dep. Nicosia f. 1956 (1957), S. 15/16.
60. WISSMANN, H. von: Über seitliche Erosion. — Colloqu. Geograph. Bd. 1, Bonn 1951.
61. WRIGHT, H. E., jr.: The geological setting of four prehistoric sites in Northeastern Iraq. — Bulletin American Schools of Oriental Research, No. 128, Dec. 1952.
62. ZDARSKY, A.: Eruptivgesteine des Troodosgebirges. — Z. prakt. Geol., Jg. XVIII, Berlin 1910, S. 340—346.
63. ZEUNER, F.: Gliederung des Pleistozäns und des Paläolithikums in Palästina. — Geol. Rundsch. 29, 1938, S. 514.
64. ZEUNER, F.: Schwankungen der Sonnenstrahlung und des Klimas im Mittelmeergebiet während des Quartärs. — Geol. Rundsch., Bd. 30, 1939, S. 650.

## METHODISCHE FORTSCHRITTE DER WISSENSCHAFTLICHEN LUFTBILD- INTERPRETATION (2)

(Fortsetzung des Berichts aus „Erdkunde“ 1958/2, S. 81—107)

*Ernst Schmidt-Kraepelin*

Mit 3 Bildern

*Advances in the methods of scientific interpretation of air  
 photographs (continued from Erdkunde XII/2)*

*Summary:* The improved standard of instruments, the general ways of interpretation, and the geological application of aerial photographs have been dealt with in the last number of this publication (Erdkunde, 2, 1958, p. 81—107). Here, the geomorphological interpretation of aerial photographs is discussed, and their importance for both scientific and practical purposes demonstrated. The tasks of regional study, regional planning, and cartography are seen first of all from the point of view of co-operation between geodesy and geography, which seems essential for the photogrammetrical interpretation of small scale aerial photographs, and for the adaptation of morphological maps.

Special attention is paid to the morphological, regional, and bibliographical work that has been carried out in Germany within the last 15 years. Examples of the work done abroad show the necessity of a close co-operation between aerial photography and geography.

The index is arranged according to subjects, and supplements the index given in the previous paper (Erdkunde, 2, 1958).

### V. Das Relief im Luftbild

Der Wert einer methodischen Anwendung des Luftbildes für die Untersuchung, Gliederung und Darstellung der Oberflächenformen bedarf nach dem, was bereits über die „Photogeologie“ gesagt wurde, keiner besonderen Begründung mehr. Selbst wenn morphologische Fragen nicht den eigentlichen Gegenstand der Forschung bilden, können die den Gesamtcharakter einer Landschaft prägenden, im Raumbild und durch Schattenwirkung so eindrucksvoll hervortretenden Züge der Geländeformung zumindest nicht übersehen werden. Mit welchem Ziel auch immer man bei Forschungs- und Planungsaufgaben Luftaufnahmen befragt, stets hat man es mit Form-, Struktur- und Lagebeziehungen nicht auf einer ebenen, substanzlosen Zeichenfläche zu tun, sondern auf dem lebendigen, die drei Dimensionen des Raumes erfüllenden Untergrund des Reliefs.