

## DIE SÜDÄGÄISCHE INSELBRÜCKE

## Bau und geologische Vergangenheit

Mit einer Karte (Beilage I)

NIKOLAUS CREUTZBURG

*Summary: The south Aegean island bridge, its structure and geological past.*

Recent investigations in the Cretan islands arc have made it necessary to distinguish stratigraphically in principle between sedimentary basic series and overlying series, the former mainly Paleozoic, partly early Mesozoic, the latter Mesozoic to early Tertiary, generally not metamorphous. The evidence allows conclusions to be drawn concerning both the paleogeographic situation as well as the tectonic structure. The rocks of the basic series come to the surface to a large extent only in the central section of the island arc, viz. Crete-Kasos, whereas they are of little importance in the north western section (Kythera) and missing altogether in the north eastern one (Karpathos-Rhodos). This means that the vertical components of the more recent tectonic movements must have been considerably greater in the central section of the arc than on its wings. In the central section this led not only to a pronounced tectonic uplift but also to the erosion of most of the younger overlying strata. For the possible cause of the formation of the island arc and the uneven tectonic uplift, *Harrison's* hypothesis of 1956 (gravity anomalies in the eastern Mediterranean) is referred to. The paper attempts further to sketch the paleogeographic development of the entire island arc as far as the present state of knowledge will allow.

Als „südägäische Inselbrücke“ soll jene im großen und ganzen bogenförmig verlaufende Reihe von Inseln bezeichnet werden, die – von kleineren Splintern abgesehen – Kythera, Antikythera, Kreta, Kasos, Karpathos und Rhodos umfaßt. Diese Inseln sitzen einer fast zusammenhängenden, bald schmaleren, bald breiteren Schelfschwelle auf, welche von der Parnon-Halbinsel des Peloponnes zur Knidischen Halbinsel Südwestkleinasiens hinüberleitet und damit das südliche Ägäische (Kretische) Meer mit seinen mäßig tiefen Beckenmulden nach außen abschließt. Es sind Inselbruchstücke, nicht nur sehr ungleich groß, sondern auch recht ungleich gerichtet. Der Bogen ist also nicht ganz regelmäßig gekrümmt. Vor allem aber differieren die Inseln beträchtlich im Hinblick auf ihren geologischen Bau und ihren Baustil. Sie sind deswegen so bedeutsam, weil sie gewisse Aufschlüsse liefern über die Beschaffenheit, auch über die Entstehungsgeschichte des gesamten von der alpidischen Orogenese betroffenen Bogenstreifens der festen Erdkruste, der, heute zum großen Teil im Meer versunken, die „Helleniden“ des griechischen Festlandes mit den „Tauriden“ Südkleinasiens verbindet. Kreta ist das größte dieser Landbruchstücke, und damit das weitaus aufschlußreichste. Aber auch jede der kleineren Inseln ist wichtig.

Unsere Kenntnisse sind noch ungleichmäßig und lückenhaft. Manche Probleme müssen offenbleiben. Die letzten Jahre haben jedoch wieder etliche neue Befunde erbracht<sup>1)</sup>, so daß sich eine vorläufige vergleichende Übersicht rechtfertigen läßt.

Stratigraphisch ist im Bereich der Inselbrücke zwischen älteren, durchweg metamorphisierten und autochthonen „basalen Serien“ und, im ganzen genommen, jüngeren, „überdeckenden Serien“ zu unterscheiden (vgl. die Kartenbeilage). Die letzteren ruhen ihrer Unterlage meist, aber nicht immer, mit einer gewissen Diskordanz auf. Dabei entspricht jedoch die Grenze zwischen basalen und überdeckenden Serien nicht der stratigraphischen Grenze zwischen Paläozoikum und Mesozoikum. Auch die autochthone Trias beginnt, wie sich auf Kreta an mehreren Stellen nachweisen läßt, nicht mit einer Diskordanz.

Für die „basalen Serien“ muß vor allen Dingen ein Irrtum ausgeräumt werden, der sich (obwohl bereits von WURM, 1950, p. 206, richtiggestellt) sogar noch bis in die neueste Fachliteratur (z. B. AUBOUIN 1959, p. 16/17) fortgeerbt hat: es gibt, als autochthone Basis der überdeckenden Serien, kein „zentralpeloponnesisch-kretisches Massiv“, im Sinne eines Grundgebirgsmassives, das etwa der attisch-kykladischen Masse vergleichbar wäre.

Was man in Kreta früher als „altes Massiv“ angesehen hat (C. RENZ 1940, p. 116 ff. bzw. 1955, p. 6), das sind zunächst einmal die seit langem bekannten „metamorphen Schiefer“. Neuerdings hat sich ergeben, daß es sich bei diesen sehr mächtigen, vorwiegend schiefrigen Gesteinsverbänden nicht um eine völlig zusammenhängende und einheitliche Schichtserie handelt, deren Sedimentation etwa zur gleichen Zeit eingesetzt (und vielleicht auch aufgehört) hätte. Wir wissen lediglich, daß metamorphe Schiefer in der kretischen Osthalbinsel Sitia bereits im Perm beginnen, daß aber im nördlichen Mittelkreta die ersten größeren Schiefereinschaltungen tiefer auftreten als in Sitia.

<sup>1)</sup> Für Kreta ist meine letzte Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse (in CREUTZBURG 1958, p. 10 ff.) heute bereits in manchen Punkten überholt. Die nachstehend mitgeteilten Ergebnisse gründen sich z. T. auf Beobachtungen, die zusammen mit Prof. Dr. J. PAPASTAMATIOU, Athen, durchgeführt wurden. Ihm bin ich für viele Anregungen großen Dank schuldig. Eine gemeinsame Veröffentlichung der Einzelresultate ist in Vorbereitung. – Über Karpathos liegt eine neuere Arbeit von CHRISTODOULOU (1960) vor, ebenso eine geologische Karte 1 : 50 000 des gleichen Autors (1963).

In den Gebirgen Westkretas setzen dagegen die Schiefer erst wesentlich später, im Mesozoikum, ein. Wann die Schiefersedimentation aufgehört hat, ist nicht genau bekannt. Im allerwestlichsten Kreta reicht sie bis mindestens in die Obertrias (CAYEUX 1902, p. 1118 f., WURM 1950, p. 220). Wahrscheinlich geht sie aber noch höher herauf.

Stratigraphisch tiefer als die metamorphen Schiefer (in Ostkreta sogar in deren unmittelbarem Liegendem) wurden in Kreta und Kasos kristalline Kalke, die sogenannten „Plattenkalke“, in großer Mächtigkeit und in weitester Verbreitung festgestellt. Sie sind immer gekennzeichnet durch zahllose Lagen oder Knollen von „cherts“ (kieseligen Sedimenten, die nicht genau dem entsprechen, was man im Deutschen „Hornsteine“ nennt). Zuerst durch PAPASTAMATIOU und REICHEL (1956, p. 147 f.) ist ein mindestens permisches Alter der Plattenkalke nachgewiesen worden. Vermutlich repräsentieren sie aber auch noch ältere Formationen (Karbon?).

Im nördlichen Mittelkreta schalten sich, teilweise in mehrfacher Wechsellagerung mit Schieferhorizonten, zwischen die Plattenkalke und die Masse der metamorphen Schiefer noch rund 1000 m mächtige Dolomite und dolomitische Kalke ein, deren höhere Partien eine oberpermische Fauna enthalten (KUSS 1963, p. 423 ff.). Auch in Westkreta gibt es im normalen Hangenden der Plattenkalke eine sehr mächtige Serie vor vorwiegend dolomitischen Gesteinen, die den tieferen und mittleren Partien der metamorphen Schiefer altersgleich sein müssen. Perm ist hier jedoch noch nicht nachgewiesen. Die wenigen bestimmbareren Fossilien ergaben bisher nur Trias bis Jura (OTT 1966), und zwar in Flachseefazies.

Alle diese metamorphen Gesteinverbände, von den Plattenkalken bis zu den höchsten Horizonten der metamorphen Schiefer, bilden die Unterlage von vorwiegend kalkigen Serien mittel- und jungmesozoischen bis alttertiären Alters (mitsamt ihrer Flysche), die, von Ausnahmen abgesehen, keiner Metamorphose unterworfen waren. Für diese Serien wird hier die zusammenfassende Bezeichnung „überdeckend“ gebraucht.

Die Sedimentation der sicher mehrere 1000 m mächtigen Plattenkalke (Bildungen vermutlich mittlerer, jedenfalls nicht allzu großer Tiefen) ist nur unter geosynklinalen Bedingungen vorstellbar. Man wird befugt sein, hier von Ablagerungen in einer „Paläotethys“ zu sprechen. Das ist also keine „alte Masse“. Wenn „Grundgebirge“ vorhanden ist, müßte es im Liegenden der Plattenkalke gesucht werden. Dieses Liegende ist aber nirgends aufgeschlossen<sup>2)</sup>.

<sup>2)</sup> DERCOURT betont zwar neuerdings (1964, p. 28), daß die Serie der „massifs cristallins externes“ (unter welchem Begriff peloponnesisches und kretisches Metamorphikum zu-

Nun macht es eine Besonderheit gerade des mittleren Abschnittes der südägäischen Inselbrückenreihe (von Westkreta bis Kasos) aus, daß die autochthonen Basisserien – und gerade ihre tieferen Glieder – hier einen ganz entscheidenden Anteil am Aufbau der Gebirge nehmen. Fast die Hälfte des gesamten Gesteinsareales von Kreta entfällt auf diese Serien (vgl. die Karte, Beil. I). Plattenkalke reichen bis zu den höchsten Erhebungen (ca. 2450 m). Auf der anderen Seite ist der Anteil der „überdeckenden Serien“ (vom Neogen soll hier ganz abgesehen werden) im Mittelabschnitt der Inselbrücke wesentlich geringer als im Peloponnes, in Kythera, in Karpathos und Rhodos.

Es ist eine sehr auffallende Tatsache, daß Kasos – fast nur aus Plattenkalken bestehend – sich in bezug auf seinen Bau noch engstens an das weiter entfernte Kreta anschließt, obwohl es sich von dem nahe benachbarten, ganz anders gebauten Karpathos (Abstand knapp 8 km, mittlere Meerestiefe zwischen beiden Inseln weniger als 50 m) erst in jüngster geologischer Vergangenheit getrennt haben kann.

Daß die Plattenkalke sich in den tieferen, nicht mehr an die Oberfläche tretenden Krustenteilen der Inselbrücke weiter nach Nordosten bzw. auch nach Nordwesten (vielleicht bis in den Peloponnes?) fortsetzen, ist nicht nur möglich, sondern sogar wahrscheinlich (vgl. die Anmerkung S. 29). Auf Karpathos und auf Rhodos treten nicht einmal mehr metamorphe Schiefer zutage. Kythera besitzt im Norden ein Vorkommen solcher Schiefer, die denen des Peloponnes entsprechen dürften. Parallelisierungen mit dem kretischen Metamorphikum sind aber höchst unsicher.

Aus den angeführten Tatsachen ergibt sich eine Schlußfolgerung: der Mittelabschnitt der Inselbrücke (Kreta bis Kasos) liegt in seiner Gesamtheit tektonisch weitaus höher als der Nordost- und der Nordwestabschnitt, auch höher als der Peloponnes. Andererseits reichen am Außenrand des Bogens die Tiefenbecken (unter 3000, z. T. unter 4000 m) sehr nahe bis an die Schelfschwelle heran. Besonders im Raum zwischen Westkreta und dem Wirrwarr von tiefen Mulden, Kanälen,

sammengefaßt werden) eine völlig verschiedene Ausbildung gegenüber derjenigen der „massifs internes“ (z. B. attisch-kykladische Masse) aufweise. Aber im übrigen trifft seine Darstellung (p. 24) nicht ganz zu. Zumindest in Kreta erscheint kein „socle métamorphique“, der etwa nur stellenweise von paläozoischen Sedimenten überdeckt wäre. Vielmehr bedeutet das kretische Metamorphikum (hier unter der Bezeichnung „basale Serien“ aufgeführt) in seiner Gesamtheit nichts anderes als eine „couverture sédimentaire“, die – in konkordanter Folge – altersmäßig vom Jungpaläozoikum bis fast ins mittlere Mesozoikum reicht. Die Antithese „massifs cristallins internes – massifs cristallins externes“ ist also in dieser akzentuierten Form kaum aufrechtzuerhalten.

submarinen Rücken usw. unmittelbar westlich davon sind im tektonischen Relief auf kurze Distanzen ganz außerordentliche Höhenunterschiede vorhanden. Die vertikalen Komponenten der tektonischen Bewegungen steigern sich hier also bis zu einem sonst in den Helleniden nirgends erreichten Extrem. In den Gebirgen des Mittelabschnittes müssen Sedimente ungeheurer Mächtigkeit der Abtragung anheimgefallen sein.

Was nun die „überdeckenden Serien“ selbst anbelangt, so hat man, zunächst im griechischen Festland und im Peloponnes, seit langem längsverlaufende Fazieszonen ausgedehnt (PHILIPPSON, 1898; C. RENZ, Übersicht: 1940). Französische Geologen wenden meist die Bezeichnung „isopische Zonen“ an (AUBOUIN 1959, usw.). Es lag gewiß nahe, diese Zoneneinteilung auch auf die südöstliche Fortsetzung der Helleniden, auf den Inselbrückenbogen zu übertragen. C. RENZ (1940, Veranschaulichung auf der „Tektonischen Übersichtskarte von Griechenland“) ist in dieser Hinsicht sehr weit gegangen. Seine Parallelisierungen sind, wie sich in den letzten Jahren herausgestellt hat, in einigen Punkten recht zweifelhaft.

Die Konstanz, mit der die Zonen – bestimmte Aufeinanderfolgen faziell jeweils ähnlich entwickelter Sedimente, seien es solche kalkiger oder kieselig, auch tonig-schiefriger Art – über sehr große Entfernungen hin ihren Charakter einigermaßen unverändert beibehalten, ist sicherlich früher überschätzt worden. Innerhalb ein und derselben Zone ist, über Hunderte von Kilometern, mit allmählich erfolgenden, im Gesamteffekt schließlich aber doch erheblichen Fazieswechsell zu rechnen. Die Zonen laufen früher oder später auch einmal aus, und es können andere, neue an ihre Stelle treten. Andererseits muß es aber auch zwischen benachbarten Zonen Übergänge geben, abrupte oder breitere.

Auf sämtlichen größeren Inseln von Kythera bis Rhodos lassen sich mit Sicherheit lediglich eine neritische (Schwellen-) Fazies, die der sog. Tripolitzakalke, und eine pelagische Fazies, die der sog. Olonos-Pindos-Serie, nachweisen. Diese Einheiten liegen tektonisch übereinander, d. h. der Gesteinsinhalt des ehemaligen Olonos-Pindos-Troges ist, wie auch im Peloponnes, generell von innen nach außen auf die Tripolitzakalke bzw. auf deren Flysch überschoben worden<sup>3)</sup>. Im Ver-

<sup>3)</sup> Im Detail sind diese Verhältnisse allerdings stellenweise sehr verwickelt. Es gibt z. B. im Süden des östlichen Mittelkreta wahrscheinlich Übergangsbildungen zwischen diesen beiden Zonen, bei denen u. U. auch Tripolitzakalke über Olonos-Pindos-ähnliche Gesteine liegen können. Eine derartige, von der Norm abweichende Lagerung kann rein stratigraphisch begründet sein. Es ist aber auch nicht auszuschließen, daß die – örtlich sehr komplizierte – Verschuppungstektonik mitspielt. Bevor endgültige Aussagen möglich sind, bedürfen diese Fragen noch einer abschließenden Klärung.

gleich zu den zusammenhängenden Vorkommen im Peloponnes treten aber die prätertiären Anteile der Olonos-Pindos-Einheit im Bereich der Inselbrücke stark zurück, besonders im tektonisch hochliegenden Mittelabschnitt. In Kreta haben sie sich, wenn man von einigen etwas größeren, tektonisch relativ versenkten Schuppenpaketen absieht, zwar an vielen Stellen, aber meist nur in kleinen und kleinsten, der Abtragung entgangenen Fetzen erhalten. Sitia und der Insel Kasos fehlen sie völlig. In Karpathos und Rhodos, ebenso auch in Kythera, finden sich wieder etwas ausgedehntere Vorkommen.

Aquivalente anderer Serien sind auf der Inselbrücke von mehreren Autoren vermutet worden. C. RENZ hat es für möglich gehalten, daß die Parnass-Kiona-Serie sowohl in Kreta wie in Rhodos vertreten sei (1929, p. 312; 1930, p. 274). CHRISTODOULOU verzeichnet diese Serie in Karpathos (1960, p. 6). Die Vermutung von RENZ hat sich für Kreta nicht bestätigt (vgl. dazu PARASKEVAIDIS 1961, p. 144), für Rhodos ist sie höchst nachprüfungsbedürftig. Auch das Vorkommen in Karpathos dürfte nicht völlig gesichert sein. Die Auffassungen von RENZ (1940, p. 94 ff.) über die Rolle und Verbreitung der Parnass-Kiona-Serie in Griechenland sind durch die neueren Untersuchungen französischer und griechischer Geologen sehr stark modifiziert worden (Literatur bei AUBOUIN-BRUNN-CELET-DERCOURT-MERCIER 1963, p. 606 ff.). Es ist nicht wahrscheinlich, daß diese Zone, die an Bedeutung weit hinter den anderen zurückzustehen scheint, eine Fortsetzung bis nach Karpathos-Rhodos findet.

Auch Entsprechungen der in einem breiten Streifen Westgriechenlands entwickelten adriatisch-jonischen Zone sollen angeblich in Kreta, Karpathos und Rhodos vorhanden sein. C. RENZ (1930, p. 275 ff.; 1940, p. 86 ff.; 1955, p. 5) schied in Südostkreta eine „Ethia-Serie“ aus, die er mit Vorkommen auf Rhodos und mit den cyprischen „Lapithos-Beds“ parallelisierte; er glaubte diese Serie, allerdings mit Vorbehalten, am ehesten als adriatisch-jonisch ansprechen zu dürfen. Andererseits verzeichnen die griechischen geologischen Spezialkarten 1 : 50 000 in Sitia und in Karpathos eozäne, auf der letztgenannten Insel z. T. auch ältere Kalke, die von den kartierenden Geologen – mit mehr oder minder großer Sicherheit – gleichfalls der adriatisch-jonischen Zone zugerechnet wurden. Die tektonische Situation wäre aber in beiden Fällen eine völlig verschiedene: die Ethia-Serie läge, nach RENZ, an der Basis der Schichtsysteme, die Kalke von Sitia und Karpathos sollen dagegen, auf Tripolitzakalke überschoben, die höchste tektonische Einheit bilden. Das bedeutet einen schwer erklärbaren Widerspruch. Bereits PARASKEVAIDIS (1961, p. 144) hat diese Deutung

gen stark in Zweifel gezogen, sowohl nach der stratigraphischen wie nach der tektonischen Seite hin. Es ist schwer vorstellbar, daß die adriatisch-jonische Zone von den Jonischen Inseln bis nach Rhodos, ja bis nach Cypern reicht. Noch weniger ist es denkbar, daß ihre tektonische Stellung im Nordosten der Inselbrücke einen derartigen Wechsel erfährt. Eher darf man annehmen, daß die fraglichen Serien zonal anders zugeordnet werden müssen. Für die Ethia-Serie zeichnet sich eine Klärung bereits ab. Diese Serie dürfte, als Übergangsfazies, den Verbänden der Olonos-Pindos-Serie zum mindesten sehr nahe stehen (vgl. PARASKEVAIDIS 1961, p. 143). Sie ist in Kreta wesentlich weiter verbreitet, als RENZ und PARASKEVAIDIS annahmen. Neuerdings wurden in ihr auch tiefere Horizonte als Cenoman festgestellt. Nicht weit von Males (südöstliches Mittelkreta) fand ich zuerst 1964 eine Ammonitenfauna, die zwar bisher noch nicht exakt bestimmt ist, aber bereits heute kaum einen Zweifel daran läßt, daß es sich um Triasformen handelt. Allem Anschein nach sind Ceratiten und sicher auch Orthoceraten vorhanden (freundliche Auskunft von Herrn Prof. Dr. S. Kuss, Freiburg i. Br.). Für die als adriatisch-jonisch in Anspruch genommenen Kalke in Sitia, Karpathos und Rhodos sollte vielleicht ebenfalls die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß fazielle Sonderausbildungen anderer Zonen vorliegen.

Zur Frage der tektonischen Stellung der überdeckenden Serien wäre zu sagen: so einwandfrei es feststeht, daß die Olonos-Pindos-Serie (einschließlich ihrer Teileinheit, der bisherigen „Ethia“-Serie) ortsfremd, sogar aus beträchtlicher Entfernung aufgeschoben ist, so schwierig sind die Verhältnisse bei der Tripolitza-Serie erkennbar. An ihrer Auflagerungsfläche grenzen so gut wie überall Gesteine aneinander, deren Material erhebliche Unterschiede der Festigkeit und der Verformbarkeit aufweist. Diese Gesteine müssen sich den tangential wirkenden Kräften gegenüber sehr verschieden verhalten haben. Dadurch wird die Beurteilung des Charakters der Auflagerung stark erschwert.

Die Kontakte der Tripolitza-Kalke mit ihrer Basis können nur in Kythera und Kreta, nicht dagegen in Karpathos und Rhodos beobachtet werden. Zwar scheint an der Auflagerungsfläche oft eine mehr oder weniger klare Diskordanz vorhanden zu sein, und man gewinnt sogar an einigen Stellen den Eindruck, daß es sich um eine Bewegungsfläche handelt. Das braucht jedoch noch keine größere Überschiebung zu bedeuten. Für Karpathos nimmt CHRISTODOULOU (1960, p. 7), für Rhodos C. RENZ (1920, p. 308) einen autochthonen Charakter der Tripolitza-Kalke an – beide freilich ohne nähere Begründungen. In Kreta sind die Basiskontakte viel besser aufgeschlossen als in Kythera.

C. RENZ (1940, p. 87/88) hat die Vermutung ausgesprochen, daß die Tripolitzazone in Kreta (und bereits im Peloponnes) zum Überschiebungsbau übergehe. DERCOURT (1960, p. 420 f.) ist für den Nordpeloponnes dieser Auffassung nicht gefolgt.

Für Kreta soll hier eine bezeichnende Tatsache mitgeteilt werden: Tripolitza-Kalke greifen, in ihrer Auflagerung auf die metamorphen Basisserien, von den paläozoischen Plattenkalken bis auf die triassischen (vielleicht sogar unterjurassischen) metamorphen Schiefer über. In den Tripolitza-Kalken ist Trias von C. RENZ (1952, p. 242 ff.) zwar postuliert worden, aber ein völlig gesicherter paläontologischer Nachweis fehlt. Jura ist vertreten. In der Hauptsache handelt es sich aber um Kreide und Eozän. Im Ostpsiloriti lagern nummulitenführende Eozänkalke, schwach diskordant, sogar unmittelbar den jungpaläozoischen Plattenkalken auf. Liegt transgredierende Auflagerung vor (was wahrscheinlich ist), so kommt man um die Annahme beträchtlicher Sedimentationslücken und langdauernder, vorausgegangener Abtragung nicht herum.

Auf Grund eines Vergleiches aller bisherigen Befunde und auch allgemeiner Überlegungen (auf deren Diskussion und Begründung hier aus Raumgründen verzichtet werden muß) kann vorläufig soviel ausgesagt werden: auch in Kreta scheinen die Tripolitza-Kalke im großen und ganzen autochthon zu sein. Ihr ursprünglicher Sedimentationsraum dürfte etwa im Bereich der heutigen Inseln gelegen, aber wohl noch etwas weiter nach Norden gereicht haben. Mit wiederholten Regressionen und Transgressionen muß gerechnet werden. Es ist nicht auszuschließen, daß Teile der Tripolitza-Kalke von ihrem normalen Liegenden losgelöst und örtlich über kurze Entfernungen nach Süden bewegt wurden.

In der früheren Literatur ist auch mehrfach die Frage der *Faltensysteme* im Inselbereich zwischen Peloponnes und Südwestkleinasien diskutiert worden (CAYEUX 1904, p. 383 ff.; v. SEIDLITZ 1931, p. 243 ff.). Über ziemlich vage Konstruktionen ist man dabei jedoch nicht hinausgekommen. Einen Einblick in die Falten tektonik gewähren einerseits die mehr oder weniger ausgedehnten Schiefergebiete (ältere metamorphe Schiefer und jüngere Flysche), andererseits die ganz vorwiegend aus Kalken bestehenden, meist klotzigen Gebirgsstöcke oder Bergauftragungen, die voneinander getrennt sind entweder durch niedere Flyschhügelländer oder durch von Neogen erfüllte Gebirgslücken, welche den Bau des subneogenen Untergrundes weitgehend verhüllen. In Kreta lassen sich weithin verfolgbare Faltenachsen, auch solche der alpidischen Gebirgsbildung, nur sehr schwer erkennen, und auf den übrigen Inseln ist es nicht viel anders.

Bei den metamorphen Schiefen des Westabschnittes der Inselbrücke ist die Durchverfolgung von Falten schwierig und unsicher. Daß die Streichrichtungen häufig wechseln, ist um so weniger zu verwundern, als die Schiefer vermutlich nicht nur eine einzige Faltung durchgemacht haben. CAYEUX (1904, Skizze Fig. 1, p. 387) hat im großen westkretischen Schiefergebiet Faltenzüge erkennen wollen, deren Richtung von der sonst auf Kreta vorherrschenden abweicht. Erst geologische Spezialuntersuchungen werden erweisen können, ob diese Faltenzüge wirklich zu Recht bestehen. Vollends die noch leichter verformbaren Flysche, die z. B. im Süden Mittelkretas tektonisch zu großen Mächtigkeiten aufgehäuft sind, zeigen sich meist stärkstens verknüchtet. Sie sind auch mit zahllosen aus ihrem normalen stratigraphischen Zusammenhang gerissenen Kalklinsen aller Größenordnungen, auch mit ophiolithischen Eruptivstöcken vermengt. Hier ist höchstens eine ganz grobe Feststellung des allgemeinen, durchschnittlichen Streichens möglich. Von einer Verfolgung von Falten kann aber keine Rede sein.

In den Kalkgebirgen und Kalkklötzen hat man unwillkürlich den Eindruck, daß der Baustil – wenn man von den Überschiebungen absieht – viel mehr durch großräumige flexurartige Verbiegungen einerseits, durch Brüche und Verschuppungen andererseits bestimmt wird als durch eine „normale“ Falten tektonik. So maßgebend auch bei der Entwicklung des heutigen Reliefs – z. B. bei der Individualisierung und der Bruchschollengliederung der Gebirgsinseln – die Rolle von vielfach gebündelt verlaufenden Verwerfungen z. T. sehr erheblicher Sprunghöhen ist (Längsverwerfungen, die vielfach als Küstenrandverwerfungen auftreten, aber auch zahllose größere und kleinere Querverwerfungen), so scheint doch noch entscheidender das Phänomen weitgespannter, junger (plio-pleistozäner) Großaufwölbungen zu sein, wie sie am besten an den Flanken der Hochgebirgsstöcke Kretas (Weiße Berge, Psiloriti) zu erkennen sind. Immer wieder beobachtet man, im großen gesehen, eine südliche Vergenz an den Südflanken, eine nördliche an den Nordflanken.

Gewiß fehlen auch echte Faltenstrukturen keineswegs, und vielleicht spielen sie eine bedeutendere Rolle als es den Anschein hat. Aber ihre Erkennbarkeit hängt sehr stark vom Gesteinsmaterial ab. Es ist auch deswegen nicht leicht, ein Bild des auf die Faltung entfallenden Anteils der Tektonik zu entwerfen, weil – unabhängig von den erwähnten, jungen Großaufwölbungen – mehrere Faltungen verschiedenen Alters, auch verschiedener Intensität auseinandergehalten werden müssen.

Zunächst einmal sind die Plattenkalke fast überall, wo man sie auch findet, in intensiver Weise,

aber höchst unregelmäßig, bald stärker, bald schwächer, zu meist eng stehenden kleinen Falten zusammengepreßt, vielfach gefaltet. Das sind z. B. lang ausgezogene Spitzfalten, stehend, liegend, Fächerfalten usw. Oft genug ist der Schichtenzusammenhang zerrissen. Kleine Diskordanzen sind häufig. Der Eindruck teils horizontaler, teils isoklinal geneigter Schichtlagerung, der stellenweise bei Betrachtung aus größerer Entfernung entstehen kann, ist irreführend. Das wird an zahlreichen Stellen auf Kreta deutlich, sehr eindrucksvoll auch in dem fast die ganze Insel Kasos quer durchziehenden Tal südöstlich Arvanitos. Viele, meist kleinere Störungen komplizieren diesen Faltungsmechanismus. Die vielen kleinen, immer wieder auslaufenden und neu einsetzenden Sättel und Mulden bewirken, daß die Streichrichtungen örtlich stark wechseln. Immerhin läßt sich ausagen, daß das durchschnittliche Streichen der Plattenkalke in West- und Mittelkreta ein west-östliches ist. Jedoch deutet sich in der Halbinsel Sitia bereits ein beginnendes Umbiegen der vorherrschenden Streichrichtung nach Ostnordost an, und in Kasos streichen die Plattenkalke überwiegend Südwest-Nordost.

Über das Alter dieser Faltung kann vorerst nichts Sicheres angegeben werden. Es läßt sich aber mit großer Wahrscheinlichkeit vermuten, daß die starke horizontale Zusammenpressung der Plattenkalke vor, allerspätestens während der Metamorphose stattgefunden hat, jedenfalls in einer Zeit, in der die Plattenkalke sich noch in einem relativ plastischen oder halbplastischen Zustand befanden. Heute, und sicher mindestens seit Abschluß der oligozänen Hauptphasen der alpidischen Gebirgsbildung, ist der Festigkeitszustand dieser durchweg kristallin, meist sogar grobkristallin gewordenen, starren Kalkserie derart, daß eine Verformung zu Kleinfalten ausgeschlossen wäre. Die überaus starke Klüftung, die die Plattenkalke fast allenthalben zeigen, ist nur ein deutliches Zeichen der Starrheit dieser Schichtverbände.

Man wird annehmen dürfen, daß die Plattenkalkfaltung älter, vielleicht erheblich älter ist als die alpidische Orogenese. Jeder Versuch, sie zeitlich einordnen zu wollen, würde aber nicht mehr bedeuten als eine vage Vermutung.

Eine zweite Faltung haben die Plattenkalke gemeinsam mit den sie überlagernden, teils autochthonen, teils allochthonen Schichtserien während der letzten Phasen der alpidischen Gebirgsbildung erfahren. Auch diese Faltung entbehrt der Regelmäßigkeit. Sie kombiniert sich häufig mit Bruchbildung und mit Verschuppung. Nie lassen sich Antiklinalen bzw. Synklinalen über große Entfernungen verfolgen. Freilich erlauben die oft schlecht gebankten, vielfach sogar massiv entwikk-

kelten kalkigen und dolomitischen Schichtverbände im Hangenden der Plattenkalke nicht immer eine einwandfreie Beurteilung ihrer Lagerungsverhältnisse. In etwas geringerem Maße gilt das auch für die Kalke der Tripolitzaserie. Wo sich deren Lagerung gut erkennen läßt, zeigen sich – auf allen Inseln – ziemlich ruhige Antiklinalen und Synklinalen, die allerdings oft durch Brüche modifiziert und darum unvollständig sind. Bei den viel bunter zusammengesetzten Schichtenpaketen der Olonos-Pindos-Serie macht sich der stark wechselnde lithologische Charakter geltend: die aus Schiefen, Hornsteinen und dünnplattigen Kalken bestehenden tieferen Partien sind gewöhnlich intensiv verfault, ja gefaltet und verknestet (wobei die Streichrichtungen örtlich stark wechseln können); die höheren (postcenomanen), mehr dickbankigen Kalke sind fast immer verschuppt. Materialtektonik spielt bei den Kontakten zwischen Kalk und Schiefer immer eine große Rolle. Es ist vielfach Auffassungssache, ob man Luftsättel und Luftmulden konstruieren, ausgewalzte Falten-schenkel usw. annehmen will, oder ob man den Verschuppungen mehr Bedeutung beimißt.

Soweit sich feststellen läßt, bestehen im Mittelabschnitt der Inselbrücke keine allzugroßen, jedenfalls keine generellen Unterschiede zwischen den Streichrichtungen innerhalb der überdeckenden Serien und den durchschnittlichen der Plattenkalk-Kleinfalten.

Das sind also, was die Faltenzüge und ihre Verbindung miteinander anbelangt, einigermaßen resignierende Feststellungen. Die Linien des Verlaufes der Faltenachsen, die z. B. v. SEIDLITZ (1931, p. 235 und 251) auf seinen Kartenskizzen Kretas und des Dodekanes eingezeichnet hat, müssen mit großer Vorsicht aufgenommen werden. Z. T. sind sie effektiv unrichtig. Es handelt sich auf der Inselbrücke eben doch nur um einzelne unvollständige Bruchstücke, die noch dazu in ganz unregelmäßigen Abständen angeordnet sind. Die Lücken sind zu groß, als daß man, wie auf einem Festland, Faltenzüge mit einiger Sicherheit durchverfolgen könnte.

Die geologische Vergangenheit des (heutigen) südägäischen Bereiches ist nur in ganz großen Zügen rekonstruierbar. Das Alttertiär, bis zum Oligozän, war gekennzeichnet durch die allmähliche Ausfüllung der Geosynklinaltröge, schließlich auch die Überschüttung der Schwellenzonen mit klastischen Sedimenten, den Flyschen. Es mehren sich allerdings die Anhaltspunkte dafür, daß die Sedimentation flyschartiger Flachseesedimente teilweise zeitlich noch viel weiter zurückgeht, freilich immer wieder unterbrochen durch – vielleicht nur regionale – Kalksedimentationen. Riffbildungen in (nicht autochthonen, ursprünglich viel weiter nördlich beheimateten)

Flyschen der Olonos-Pindos-Serie, die als synsedimentär gedeutet werden müssen, haben eine Korallenfauna oberjurassischen Alters ergeben (vorläufig schriftliche Mitteilung von Herrn Dr. R. BIRENHEIDE, Frankfurt a. M., der freundlicherweise die Bestimmung übernommen hat). Im übrigen sind Tendenzen zu – wenigstens zeitweiser bzw. örtlicher – Landwerdung unverkennbar. Diese Anzeichen verstärken sich im Eozän (häufige Einschaltungen feinschichtiger Lagen mit Nummuliten, aber auch gröberer Flyschkonglomerate). Die terrigenen Bildungen dürften eher von Süden her eingeschwenkt worden sein als von Norden; sie deuten auf frühe Heraushebungen, wenn nicht sogar orogene Phasen im Bereich der Tripolitzaschwelle. Man könnte darin frühe Hinweise auf Inselbildung oder Landbildung im Gürtel der heutigen „Inselbrücke“ erblicken.

Nach dem Abschluß der Flyschsedimentation (zeitlich nicht völlig gesichert, wohl späteo-zän bis früholigozän, aber kaum in allen Zonen ganz gleichzeitig) setzt im gesamten Bereich der Helleniden die große alpidische Orogenese ein, die erstmals ein ausgedehnteres Festland geschaffen hat. Die Südgrenze könnte etwa im heutigen Lybischen Meer, an der Grenze zwischen dem Gürtel junger Faltungen und dem südlich anschließenden afro-arabischen Vorland, gelegen haben. Für dieses Festland hat sich, da es einen großen Teil des heutigen Ägäischen Meeres mit umfaßt haben muß, die Bezeichnung „Ägäis“ eingebürgert.

Der Versuch, aus den wenigen heute noch vorhandenen bzw. wieder zum Vorschein gekommenen Reststücken auf die Beschaffenheit dieser „Ägäis“ zu schließen, stößt auf große Schwierigkeiten. Für die Krustenteile, die im Südägäischen Meer versunken sind, fehlen ja jegliche Anhaltspunkte. Im übrigen liefert wiederum hauptsächlich Kreta einige Hinweise. Terrestrische Bildungen („geröllführende Rotsedimente“), die in Kreta nicht selten sind, können vielleicht dieser bis ins Frühmiozän andauernden Festlandsperiode zugerechnet werden. Nur das Mindestalter dieser Rotsedimente liegt fest (oberstes Miozän bis unterstes Pliozän, vgl. CREUTZBURG 1963, p. 394). Ein höheres, prähelvetisches Alter ist zwar bisher nicht nachgewiesen, aber auch nicht völlig auszuschließen. Erst wenn Sicheres über das Alter des Neogens von Chania, auch der dortigen neogenen Konglomerate und Breccien, bekannt ist, wird sich eine Klärung herbeiführen lassen. Solange es also nicht feststeht, ob die Aussagen der kretischen Rotsediment-Vorkommen für ein frühmiozänes oder ein spätmiozän-frühpliozänes Festland gelten, soll darauf verzichtet werden, Vermutungen etwa über den Reliefcharakter des südlichen Teiles der alten „Ägäis“ anzustellen.

Die Vorgänge beim Zerfall der „Ägäis“, bei der Herausbildung von nicht allzu tiefen Meeresbecken im heutigen Kretischen Meer einerseits, einer südlich anschließenden, bogenförmig verlaufenden Landbrücke bzw. Inselbrücke andererseits, haben sich in einem sehr komplizierten Entwicklungsablauf vollzogen, der das Jungtertiär umfaßt, aber bis ins Pleistozän hereinreicht. Alle Inseln der „Brücke“ tragen größere oder geringere Reste marinen, z. T. auch limnischen oder festländischen Neogens. Versucht man jedoch, die Paläogeographie auch nur einer der beiden großen marinen Transgressions-Epochen (Helvet-Torton und Astien) zu rekonstruieren, so steht man vor neuen Schwierigkeiten. Ganz abgesehen davon, daß die Neogenstratigraphie in Kreta, übrigens auch in Kythera, Kasos und Rhodos noch nicht abschließend geklärt ist, besagt z. B. ein Fehlen marinen Mittelmiozäns keineswegs, daß es niemals vorhanden war. Es kann abgetragen oder überdeckt sein. Etwas sicherere Schlüsse lassen sich aus der heutigen Verbreitung der Ablagerungen des marinen Mittel- bis Jungpliozäns ziehen.

Mit aller Vorsicht kann etwa folgende Entwicklung skizziert werden. Die mittelmiozäne Meerestransgression scheint, von Süden nach Norden fortschreitend, Kreta – wenn auch nicht gleichmäßig, bemerkenswerterweise unter Aussparung ungefähr der heutigen Gebirgsstock-Gebiete – erfaßt, vielleicht auch Kasos und Karpathos berührt zu haben<sup>4)</sup>. Weder im Peloponnes (wo das miozäne Meer gerade eben bis zur Westküste gereicht haben könnte) noch irgendwo in den Kykladen ist bisher marines Miozän sicher nachgewiesen. Es ist anzunehmen, daß auch in der südlichen Ägäis noch kein Meer vorhanden war.

Über die Verhältnisse um die Wende Miozän-Pliozän sind wir nur sehr unzureichend unterrichtet; die bisherigen Literaturangaben sind widerspruchsvoll. Wirbeltiere der Pikermi-Fauna wurden im Bereich der Inselbrücke bisher nur auf Rhodos gefunden (BONI 1943–1947, p. 255). Wahrscheinlich dürfen wir aber zeitweise auch weiter südwestlich Festland voraussetzen.

Das Unterpliozän leitet die letzte große Meerestransgression im Ostmittelmeer ein. In dieser Epoche dürften auch die großen buchtbildenden Grabenbrüche im Südpeloponnes wie in Nordwestkreta erfolgt sein, und andere reliefschaffende Dislokationen werden sich bereits vorbereitet

<sup>4)</sup> In Kasos vermuten zwar ältere wie neuere Autoren (BUKOWSKI 1890, p. 664; DESIO 1931, p. 396; CHRISTODOULOU 1961, p. 159/160) Miozän. Erneute Nachprüfung scheint aber nötig. Für Karpathos geben CHRISTODOULOU (1960, p. 31) und ANAPLIOTIS (1964, p. 146) nur Pliozän an. Nach der Liste der Mikrofossilien bei CHRISTODOULOU zu urteilen, dürfte das miozäne Meer aber bis in die unmittelbare Nachbarschaft gereicht haben.

haben. Manche Anhaltspunkte deuten darauf hin, daß wiederum eine Inselbrücke, etwa im Bogen der heutigen, bestanden hat, nur viel aufgelöster, archipelartiger. Nordkarpathos scheint dagegen über Rhodos – von wo kein marines Pliozän bekannt ist – mit dem kleinasiatischen Festland zusammengehängt zu haben. Vermutlich haben sich die Becken des südlichen Ägäischen Meeres im Pliozän gebildet.

Erst im Pleistozän entwickeln sich, im Verlauf von mehrfach wiederholten, aber insgesamt nicht allzu bedeutenden Veränderungen an den Küsten, endgültig die heutigen Inselumrisse und auch die Grundzüge des heutigen Oberflächenreliefs heraus. Dabei müssen in Rechnung gesetzt werden: 1) die allgemeine (sicher eustatisch bedingte) endpliozäne Meeresregression; 2) die mehrfachen, auf glazialeustatische Ursachen zurückgehenden Meeresspiegelschwankungen während des Pleistozäns (neuere zusammenfassende Darstellung für das Ostmittelmeer fehlt; die Angaben bei BUTZER 1958 beziehen sich in erster Linie auf den Nahen Osten und sind für den Bereich der südägäischen Inselbrücke nicht ohne weiteres als gültig anzusehen); 3) die zeitlich wie räumlich ganz ungleichmäßigen Eigenbewegungen des Landes. Diese sind im Inselbrückenstreifen allenthalben nachzuweisen, und sie bilden hier nur einen (späten) Ausdruck der ungewöhnlichen tektonischen Labilität der Kruste. Es ist sehr schwer, im einzelnen Aktivbewegungen des Meeresspiegels von denen des Landes, der Inseln, zu trennen. Alle greifbaren Angaben über pleistozäne Küstenveränderungen im weiteren Umkreis des Ägäischen Meeres sollten einmal zusammengestellt und kritisch untersucht werden. Vorläufig können für die Inselbrücke nur einige wenige Befunde, die Strandlinien, Strandspuren usw. betreffen, mitgeteilt werden. Strombusfaunen, meist im Niveau von 22–25 m ü. d. M., sind an mehreren Küstenstellen Kretas, Kasos' und Karpathos' gefunden und beschrieben worden (Literatur bei ANAPLIOTIS 1964). Mit einer durchlaufend vorhandenen tyrrhenischen Linie in dieser Höhe darf man aber keinesfalls rechnen. An vielen Küstenstellen sind gut erhaltene Strandterrassen, Hohlkehlen, auch Bohrmuschellöcher in viel größeren Höhenlagen sichtbar. PARASKEVAIDIS (1961, p. 145/146) hat für Kreta eine Anzahl derartiger Befunde erwähnt. Um zusätzlich einige noch nicht beschriebene Vorkommen herauszugreifen: an der Sphakia-Küste (Südkreta) beobachtet man westlich Loutro Strandterrassen in 50 und 90 m; an der Nordwestküste von Kasos (5 km südwestlich des Hafens Ofri) sogar in ca. 180 m (hier mit Hängemündungen von Schluchten korrespondierend); an der Südspitze von Karpathos in 25, 50–55 und 75 m. Neue Resultate verspreche eine systematische Untersuchung der

marinen, z. T. wohl auch brackischen Quartärbildungen auf Rhodos.

Exakte zeitliche Datierungen von hohen Strandspuren sind allerdings noch nicht gelungen, da Muschelreste meistens nicht mehr vorhanden sind. Die hohen Linien könnten natürlich einer älteren Epoche des Pleistozäns angehören. Aber es ist sehr unwahrscheinlich, daß es sich dabei um Terrassen eines eustatisch bedingten ältestpleistozänen Meereshochstandes handelt. Die Kasos-Hohlkehle in 180 m ist z. B. derart frisch erhalten, daß man sie auf keinen Fall etwa einem – im übrigen ja höchst unsicheren – Niveau des Calabriens oder Sizils zu rechnen darf. Es kann vielmehr kaum einen Zweifel daran geben, daß die hohen Terrassen erhebliche junge Verstellungen (örtlicher Natur) an den Küsten anzeigen. Spuren negativer Küstenveränderungen sind naturgemäß viel schwerer nachzuweisen, sie fehlen aber auch nicht völlig. Es gibt Küstenstrecken mit klaren Ingressionsformen (und ohne jede Andeutung junger, etwa tyrrhenischer Linien), sowohl in Kreta wie auch in Kasos und in Rhodos.

Selbst in historischer Zeit sind noch gewisse, wenn auch geringfügige Küstenveränderungen erfolgt (HAFEMANN 1959, p. 223; 1960, p. 195). HAFEMANN glaubt zwar für das gesamte Mittelmeergebiet eine positive Strandverschiebung um  $\pm 2$  m seit der römischen Kaiserzeit nachweisen zu können, aber auf Kreta sind auch ganz junge negative Verschiebungen zu beobachten. Eigenbewegungen des Landes haben also auch hier mitgespielt.

Wichtige Schlußfolgerungen für die jüngere Entwicklungsgeschichte der südägäischen Inselbrücke lassen sich aus den zahlreichen Vorkommen von Resten pleistozäner Wirbeltiere ziehen. Diese geben vor allem Hinweise auf Epochen eines (relativ) tieferen Meeresspiegelstandes. Bekannt geworden sind: Elephas-Arten aus Kythera und besonders aus Kreta; Hippopotamen aus Kreta; Cerviden aus Kythera und Kreta. Auch Karpathos beherbergte Großsäuger (aufgefunden 1963 von R. KINZELBACH, Mainz, 1965 durch S. KUSS als Cerviden identifiziert). Dazu kommen, bisher nur in Kreta festgestellt, Reste von Kleinsäufern. Diese Funde weisen auf (vielleicht wiederholte) Einwanderungen über Land hin (KUSS 1965, dort auch die ältere Literatur über Kreta). Es bleibt kein anderer Schluß übrig, als daß während des Pleistozäns, wahrscheinlich während der Kaltzeiten, Festlandzusammenhänge im Nordwesten wie im Nordosten bestanden haben. Wie diese Epochen zeitlich zu fixieren sind, welche Landverbindungen am frühesten, welche am spätesten zerrissen, kann vor einer endgültigen Bearbeitung des gesamten Fundmaterials noch nicht gesagt werden.

Bei einer Betrachtung der neuen Tiefenkarten des östlichen Mittelmeeres (PFANNENSTIEL 1960; GONCHAROV and MIKHAILOV 1964, Fig. 1, nach p. 626) kommt, am Verlauf der 200-m-Tiefenlinie verfolgbar, der Charakter des südägäischen Bogens als inseltragender Schelfschwelle mit großer Deutlichkeit zum Ausdruck. Die wenigen, sehr engen und knapp unter 500 m herunterreichenden „Schelfkanäle“ (zwischen Antikythera und Kreta, zwischen Kreta und Kasos, zwischen Karpathos und Rhodos) sind als sehr junge, vielleicht erst spätpleistozän entstandene schmale Grabenbrüche oder Quereinbiegungen zu deuten. Es hat den Anschein, als ob die Ausbildung der heutigen Inselumrisse wie auch die eingangs erwähnte nicht ganz gleichmäßige Krümmung des Schelfbogens durch die Absenkungsvorgänge bei der Entstehung der jeweils benachbarten Tiefenbecken beeinflusst worden ist. Das ergibt sich besonders am Beispiel der Schelfinsel von Kasos-Karpathos.

Was die Entstehung der Bogenform anbelangt, so liegt es nahe, einen ursächlichen Zusammenhang mit der Umrißform des starren, alten Kerns der Attisch-Kykladischen Masse anzunehmen. Außenrand der alten Masse und Inselbogenschwelle verlaufen annähernd parallel. Eine gewisse Bogenform scheint auch in der Nordbegrenzung der afro-arabischen Tafel, wie sie sich einigermaßen aus der Konfiguration des Meeresbodenreliefs im Libyschen Meer entnehmen läßt, zum Ausdruck zu kommen.

Aber diese Feststellungen allein befriedigen noch nicht recht. Wo, etwa im Meridian von Kreta, der Abstand zwischen dem Südrand der alten Masse und dem Nordrand der afro-arabischen Tafel am geringsten ist, da sind die Zonen am engsten zusammengedrängt, bzw. am stärksten übereinandergeschoben. Die Olonos-Pindos-Zone ist hier außerordentlich weit nach Süden gekommen. Auf der Insel Gavdos befindet sie sich nur noch rund 30 km vom mutmaßlichen (submarinen) Nordrand des Tafelvorlandes entfernt. Es ist auch fraglos kein Zufall, daß gerade hier die Aufpresung, die tektonische Heraushebung ein derart extremes Ausmaß erreicht und daß, im Zusammenhang damit, das ausgedehnteste, zusammenhängendste und breiteste Stück der Kruste im Bereich der Schelfschwelle wieder Land geworden ist. Allen diesen Tatsachen, auch der beispiellosen Zerbrochenheit der Kruste im kretisch-kasischen Mittelabschnitt, ebenso der heute noch bemerkbaren tektonischen Labilität (die sich auch in der Erdbebenhäufigkeit geltend macht, vgl. PFANNENSTIEL 1960, Karte VIII) muß ein allgemeines Gesetz zugrunde liegen.

Die Hebungstendenzen im Bereich des Inselbrückenbogens sind sehr alt. Sie reichen bis ins mittlere, wahrscheinlich sogar bis ins frühe Meso-



zoikum zurück. Nach der Sedimentation der Plattenkalke muß das Meer flacher geworden sein. Die organischen Reste der autochthonen triassisch-jurassischen dolomitisierten Kalke Westkretas (Algen, Korallen usw.) deuten auf Meerestiefen hin, die im Durchschnitt kaum mehr als 50 m betragen haben dürften. Weiterhin ist der Gedanke nicht von der Hand zu weisen, daß die Bedingungen, unter denen – annähernd gleichzeitig – die Tone, Sande, stellenweise auch Konglomerate, Kalke sedimentiert wurden, welche das Ursprungsmaterial für die heutigen „metamorphen Schiefer“ bildeten, starke Analogien zu den Bildungsbedingungen der jüngeren Flysche aufgewiesen haben. Wo Flysche eine regionale Metamorphose durchgemacht haben – was z. B. im Asterousia-Gebirge (südliches Mittelkreta) der Fall ist – können sie den älteren metamorphen Schiefen lithologisch zum Verwechseln ähnlich sehen.

Es wurde bereits angedeutet, daß innerhalb der ostmediterranen Tethys die Schwellenzone, die dem neritischen Sedimentationsstreifen der bis ins Eozän herauf rein kalkig entwickelten Tripolitza-Serie entsprochen hat, vermutlich gerade im Bereich dieser „Schwelle mit alten Hebungstendenzen“ gelegen hat. Die Schwelle mag im Mesozoikum breiter gewesen sein. Vielleicht gab es zwischen den noch an Ort und Stelle befindlichen triassisch-jurassischen Kalken bzw. Dolomiten Westkretas und den z. T. wohl gleich alten Kalken der ursprünglichen Tripolitza-Sedimentationszone nach Norden zu einen faziellen Übergang, der heute unseren Blicken verborgen ist.

Man könnte einwenden, daß die – heutige – Entfernung zur Kykladenmasse, einem Erdkrustenteil völlig anderer Baues, ganz anderer Entwicklungsgeschichte, relativ gering ist. Aber man muß auch bedenken, daß zwischen Kykladenmasse und südägäischer Inselbrückenschwelle seit den teils pelagischen, teils neritischen Sedimentationen in der mesozoisch-alttertiären Tethys eine beträchtliche Raumverengung stattgefunden haben muß. Der ursprüngliche geosynklinale Sedimentationstrog der Olonos-Pindos-Serie ist südlich der Kykladen anzunehmen. Zwischen diesem, wahrscheinlich nicht allzu schmalen Trog und der südlich anschließenden Tripolitza-Schwelle scheint es, wie bereits in der Anm. auf S. 22 erwähnt, noch einen Übergangsgürtel gegeben zu haben, in dem die Sedimentationsbedingungen nicht ganz einheitlich waren, d. h. einem gewissen zeitlichen Wechsel unterlagen. Dieser gesamte Sedimentinhalt ist heute nicht mehr an Ort und Stelle vorhanden. Er ist während der Überschiebungsphasen der alpidischen Orogenese – z. T. über sehr beträchtliche Entfernungen – nach Süden verfrachtet worden. Der Raum ist also enger geworden.

In diesem Zusammenhang soll kurz auf die Ergebnisse von *Schweremessungen* im östlichen Mittelmeer eingegangen werden. Es liegen zwei Karten der Schwereanomalien für das fragliche Gebiet vor: DE BRUYN 1955 (Bouguer-Isogammen; die Karte ist im Ausschnitt wiedergegeben bei PFANNENSTIEL 1960, Karte VIII) und HARRISON 1956, p. 297 (isostatische Anomalien). Beide Kartendarstellungen zeigen ziemlich übereinstimmend bedeutende Schwereüberschüsse in den südlichen Kykladen und im Kretischen Meer, eine wesentlich geringere Schwere (ausgeprägte negative isostatische Anomalien auf der Skizze von HARRISON) im Tiefenbeckenbereich am Außenrand der Inselbrückenschwelle („Hellenischer Trog“ nach GONCHAROV and MIKHAILOV, 1964, p. 626). Der Inselbogen läge gerade im Übergangsstreifen zwischen positiven und negativen isostatischen Anomalien; freilich sind auf den Inseln selbst noch keine Schweremessungen durchgeführt worden.

HARRISON zieht (p. 296 ff.) aus dieser sehr bezeichnenden Verteilung der Schwereanomalien Schlußfolgerungen geotektonischer Art, die, mögen sie auch lediglich auf eine Arbeitshypothese hinauslaufen, dennoch Beachtung verdienen. Er hält (Fig. 24, p. 318 und Fig. 15, p. 305) entlang einer Geofraktur („fracture“), die, nach der theoretischen Annahme etwa um 45° nach Norden geneigt, etwas südlich des Außenrandes des Inselbrückenbogens im Zuge einer „line of weakness“ anzusetzen wäre, eine (relative) Südwärts- und Aufwärtsverschiebung des gesamten alpidisch gebauten südägäischen Erdkrustenteiles über die südliche Außenrand- bzw. Vorlandzone für möglich. Das würde eine beträchtliche Krustenverdickung im Inselbrückenbogen selbst und unmittelbar südlich davon bedeuten. So könnten die auffälligen negativen Schwereanomalien des „Hellenischen Troges“ erklärt werden. Aber auch die Frage, warum überhaupt es im Süden des Kretischen Meeres zur Bildung einer bogenförmig verlaufenden, inseltragenden Schelfschwelle gekommen ist, warum die tektonische Aufpressung im kretisch-kasischen Mittelabschnitt der Schwelle ein so ungewöhnliches Ausmaß erreicht hat, würde, legt man diese Hypothese zugrunde, eine Beantwortung finden. Die neuen geologischen Befunde aus Kreta widersprechen der Annahme von HARRISON jedenfalls nicht, sie dürfen im Gegenteil eher als eine gewisse Stützung seiner Theorie gewertet werden.

Es wäre nunmehr von allergrößtem Interesse, Schweremessungen – von Land aus – auch auf allen Inseln von Kythera über Kreta bis Rhodos durchzuführen. Zweifellos zeigt auch auf diesen Inseln die Kruste Unterschiede in bezug auf die Dicke der spezifisch leichteren Gesteine. Vielleicht

ergäben sich Resultate, die geeignet wären, die letzten Ursachen des Phänomens der Inselbrückenbildung etwas mehr aufzuhellen, als es nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse möglich ist.

*Nachträgliche Anmerkung:* die auf S. 21, oben, geäußerte Vermutung hat sich inzwischen bestätigt. ΔΕΑΤ. ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ, V, 1964, p. 15; Griech.) konnte im Südpeloponnes an 3 Stellen die paläozoischen Plattenkalke im Liegenden der metamorphen Schiefer feststellen.

Ferner erschien während der Drucklegung des vorliegenden Aufsatzes eine Arbeit von A. A. TATARIS und G. CHRISTODOULOU (The geological structure of Leuca Mountains, Western Crete, ΔΕΑΤ. ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ, VI, 1965, p. 319–347; Griech. mit engl. Summary), die einige der hier aufgeworfenen Fragen berührt. Eine Stellungnahme zu den (z. T. etwas abweichenden) Auffassungen den beiden Autoren muß auf später verschoben werden.

#### Literatur

- ANAPLIOTIS, K. A., ΤΟ ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟΝ ΚΑΙ ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟΝ ΤΗΣ ΚΑΡΠΑΘΟΥ. (Das Pliozän und Pleistozän von Karpathos). Ann. géol. pays Hell., 16, 1964 (p. 140–179). Griech.
- AUBOUIN, J., Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de la Thessalie. Place des Hellénides parmi les édifices structuraux de la Méditerranée orientale. Ann. géol. pays Hell., 1<sup>e</sup> série, t. X, Athènes 1959 (p. 1–525).
- AUBOUIN, J., Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. Bull. Soc. Géol. de France, t. II, No. 4. Paris 1960 (p. 487–526).
- AUBOUIN, J., J.-H. BRUNN, P. CELET, J. DERCOURT, I. GODFRIAUX, J. MERCIER, Esquisse de la géologie de la Grèce. Livre à la mémoire du prof. PAUL FALLOT, T. II. Soc. Géol. de France, Paris 1960–63 (p. 583–610).
- BIROT, P., Esquisse de la géomorphologie de la Crète. Paris 1961. Minist. de l'éduc. nationale, Comité des trav. hist. et scientif. T. LXXIII (p. 1–43).
- BOEKSCHOTEN, G. J., On Cretan flysch and its igneous rocks. Praktika de l'Acad. d'Athènes 38, 1963 (p. 308–312).
- BONI, A., Fauna ad Hipparion a Rodi. Palaeontographica Italica, 41, Pisa 1943–47.
- DE BRUYN, J. W., Isogam Maps of Europe and North Africa. Geophysical Prospecting, vol. 3, 1955.
- v. BUKOWSKI, G., Geolog. Übersichtskarte d. Insel Rhodos. Jb. Geol. Reichsanstalt Wien, XLVIII, 1898 (p. 517–688).
- v. BUKOWSKI, G., Der geolog. Bau d. Insel Kasos. Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl., 98, Abt. I, Wien 1890 (p. 653–669).
- BUTZER, K. W., Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. Bonner Geogr. Abh., 24, Bonn 1958.
- CAYEUX, L., Sur la composition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crète. C. R. Ac. Paris, 134, 1902, (p. 1116–19).
- CAYEUX, L., Phénomènes de charriage dans la Méditerranée orientale. C. R. Ac. Sc. Paris, 136, 1903 (p. 474–76).
- CAYEUX, L., Les lignes directrices des plissements de l'île de Crète. Congrès Géol. Internat., C. R. IX. Session, Vienne 1903. Wien 1904 (p. 383–392).
- CHRISTODOULOU, G., The occurrence of Neovalvolina Melo in Miocene formations of Kasos Island and some remarks on the geology of that island. ΔΕΑΤ. ΤΗΣ ΕΛΛΗΝ. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ. T. IV, 1959/1960. Athen 1961 (p. 156–162). Griech.
- CHRISTODOULOU, G., Geolog. u. mikropaläontolog. Untersuchn. a. d. Insel Karpathos. Paläontographica, Bd. 115, Abt. A, Lfg. 1–6. Stuttgart 1960 (p. 1–143).
- CREUTZBURG, N., Probleme des Gebirgsbaues und der Mophogenese auf der Insel Kreta. Freiburger Univ. reden, N. F. H. 26, Freiburg/Br. 1958 (p. 5–47).
- CREUTZBURG, N., Geröllführende Rotsedimente auf der Insel Kreta. Ann. géol. pays Hellén., 14, Athen 1963 (p. 357–404).
- DERCOURT, J., Esquisse géologique du Nord du Péloponèse. Bull. Soc. Géol. de France, 7<sup>e</sup> Série, t. II, No. 4, Paris 1960 (p. 415–426).
- DERCOURT, J., Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponèse Septentrional. Ann. Géol. Pays Hellén., 1<sup>e</sup> Série, t. XV, Athènes 1964 (p. 1–418).
- DESIO, A., Le isole Italiane dell'Egeo (Studie geologi e geografico-fisici). Mem. descritt. della carta geol. d'Italia, Vol. XXIV, Roma 1931.
- GONCHAROV, V. and O. V. MIKHAILOV, New data on the bottom relief of the Mediterranean. Deep-Sea Research, Vol. 11. Oxford–London–New York–Paris 1964 (p. 625–628).
- HAFEMANN, D., Anstieg des Meeresspiegels in geschichtlicher Zeit. Die Umschau in Wiss. und Technik, H. 7, 1960 (p. 193–96).
- HAFEMANN, D., Die Frage des eustatischen Meeresspiegelanstiegs in histor. Zeit. D. Geogr. tag Berlin 1959, Tag.ber. u. wiss. Abh., Wiesbaden 1960 (p. 218–31).
- HARRISON, J. C. An interpretation of gravity anomalies in the Eastern Mediterranean. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Ser. A, Vol. 248, Mathemat. and Phys. Sciences 1955–56. London 1956 (p. 283–325).
- KUSS, S., Erster Nachweis von permischen Fusulinen a. d. Insel Kreta. Praktika de l'Acad. d'Athènes, 38, 1963 (p. 431–36).
- KUSS, S., Eine pleistozäne Säugetierfauna der Insel Kreta. Ber. Naturforsch. Ges. zu Freiburg/Br., 55, H. 2, Freiburg/Br. 1965.
- LEONHARD, R., Die Insel Kythera. P. M. Erg.-H. 128, Gotha 1899 (p. 1–47).
- MIGLIORINI, C., Notizie sulla morfologia di Rodi. L'Universo VI, 1925 (p. 81–95).
- OTT, E., Dissocladella cretica, eine neue Kalkalge (Dasycladaceae) aus d. Mesozoikum d. griech. Inselwelt und ihre phylogenet. Beziehungen. N. Jb. f. Geol. u. Paläontol., Monatsh., 1966.
- PAPASTAMATIOU, J. et M. REICHEL, Sur l'âge des phyllades de l'île de Crète. Eclog. Geol. Helvet., 49, 1956 (p. 147–149).
- PAPP, A., Über die Entwicklung der Ägäis im Jungtertiär. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturw. Kl., Abt. I, 155, Wien 1947 (p. 243–79).
- PARASKEVAIDIS, IL., Bemerkungen über die Stratigraphie Griechenlands. Eclog. Geol. Helvet., Vol. 47, Nr. 1, 1954 (p. 113–117).
- PARASKEVAIDIS, IL., Über die Geologie des östlichen Aste-roussiagebirges a. d. Insel Kreta. Ann. géol. pays Hellén., 12, Athen 1961 (p. 131–148).
- PFANNENSTIEL, M., Erläuterung. z. d. bathymetr. Karten des östl. Mittelmeeres. Bull. Inst. Océanogr., Monaco 1960 (p. 1–60).
- PHILIPPSON, A., La Tectonique de l'Egée. Ann. de Géogr. Paris 1898.
- RENZ, C., Geol. Untersuchungen a. d. Inseln Cypern und Rhodos. Praktika de l'Acad. d'Athènes, 4, 1929 (p. 301–314).
- RENZ, C., Geolog. Voruntersuchn. auf Kreta. Praktika de l'Acad. d'Athènes, 5, 1930 (p. 271–280).
- RENZ, C., Die Tektonik der griechischen Gebirge. Verhdlgn. der Athener Akademie, 8, Athen 1940 (p. 1–171).

- RENZ, C., IL. PARASKEVAIDIS und J. PAPASTAMATIOU, Geolog. Untersuchungen a. d. Insel Kreta. Praktika de l'Acad. d'Athènes, 27, 1952 (p. 241–245).
- RENZ, C., Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. Athen 1955 (p. 1–637).
- v. SEIDLITZ, W., Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer. Berlin 1931 (p. 1–649).
- SYMEONIDIS, N. K., Bemerkgn. über die neogenen Schichten von Ostkreta. Praktika de l'Acad. d'Athènes, 38, 1963 (p. 352–69). Griech.
- SYMEONIDIS, N. K., Das Neogen Ostkretas. Ann. géol. pays Hellén. 16, 1965 (p. 249–314). Griech.
- WURM, A., Zur Kenntnis des Metamorphikums der Insel Kreta. N. Jb. f. Geol. u. Paläont., Monatshefte, 1950 (p. 206–239).
- WURM, A., Geolog. Beobachtgn. im Asterussia-Gebirge auf der Insel Kreta. ΔΕΛΤ. ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗΣ ΕΤΑΙΡΙΑΣ. Τ. II, Athen 1955 (p. 80–87).

### Geologische und bathymetrische Karten

- Geological Map of Greece 1 : 500 000. Institute for Geology and Subsurface Research. Athens, Ministry of Coordination, 1954.
- Geological Map of Greece 1 : 50 000. Institute for Geology and Subsurface Research. Sheet 2 (Platanias, Crete), 1956; Sheet 22 (Ierapetra, Crete), 23 (Sitia, Crete), 24 (Ziros, Crete), 1959–1963; Karpathos (2 Bl.), 1963.
- Bathymetrische Karten des östlichen Mittelmeeres, Blätter A–E. Entworfen von G. GIERMANN unter der Leitung von M. PFANNENSTIEL. Annexe du Bull. de l'Institut. Océanogr. Monaco, No. 1192, 1960.
- Quellen zur Kartenbeilage: 1) sämtliche oben aufgeführten Karten; 2) für Kythera: LEONHARD 1899; für Kreta und Kasos: eigene Aufnahmen; für Rhodos: v. BUKOWSKI 1898, DESIO 1931, C. MIGLIORINI 1925, C. RENZ 1929.

## LEIPZIGS STELLUNG IM REGIONALEN FUNKTIONSGEFÜGE

EDGAR LEHMANN

*Summary: Leipzig's role within the structure of a functional region.*

After briefly sketching the location of Leipzig and the city's relations to its hinterland, the paper deals with economic and cultural functions of this area. It is shown that the agglomeration of industry and population in the Leipzig region, in particular the highly developed chemical industry, did not basically alter the regional structure. The reasons for this lie at least partly in the importance of Leipzig's central functions, which should not be underrated; these Leipzig was able to retain even under the impact of modern industrialisation. In this context the paper discusses the role of the fairs and emphasises their regional consequences in strengthening the forces tending to preserve the existing regional structure. The paper sketches also other branches of the economic life from an economic geographical aspect and points out the basic trends of their regional development.

Die Konzentration zentraler Dienste, der üblichen, im regionalen Funktionsgefüge verwobenen Dienste und der zusätzlich hinzukommenden Messenfunktionen sowie die Konzentration von Bevölkerung und Industrie im Halle-Leipziger Raum weisen der Stadt Leipzig eine besondere Stellung zu. Es soll im folgenden versucht werden, die geographische Seite dieser Problematik mit wenigen Strichen zu umreißen. Es wird die auffällige Tatsache zu erklären sein, daß in einer Zeit, in der jeder industrielle Standort auch ohne die Vermittlung einer Handelsmetropole die Verbindung mit jedem anderen Ort aufnehmen kann, doch die traditionell verfestigten Wesenszüge einer Stadt eine überraschend starke Lebenskraft haben können. Die Messenfunktionen Leipzigs, die der Stadt einen markanten Zug verleihen, werden daher in ihrer Beziehung zur industriegeographischen Funktion der Region behandelt werden, mit

der die Stadt heute nicht minder als in der Vergangenheit in Wechselwirkung steht.

Städte und Straßen sind allezeit zusammen entstanden. Die großen Märkte haben sich nur an den Knotenpunkten bedeutender Verkehrswege als lebensfähig erwiesen, nicht selten in Randgebieten von Wirtschaftsregionen verschiedener Struktur. Das spiegelt sich auch im Fall Leipzigs wider, einmal in seiner Lage mitten im Netz weitausgreifender kontinentaler Verkehrsrouten, andererseits in der Mittlerfunktion, die Leipzig als Messestadt für die Industrie der gesamten DDR, besonders der im ehemals sächsischen Hügel- und Mittelgebirge gelegenen Industriezentren wie für die landwirtschaftliche und chemische, auf die Braunkohle basierte Industrie des nördlichen Tieflandes übernahm.

Der alte Beruf der Stadt, der Handel, hat sich besonders seit Beginn des 15. Jahrhunderts mit erster Kulmination von der Mitte des 17. bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts entwickelt, als auch das Kulturleben – Literatur, Musik und Schauspielkunst, nicht zuletzt die Wissenschaft – erste Höhepunkte erklommen. Die Messenfunktion hat sich auch in einer Zeit, in der die Industrialisierung der Region große Ausmaße annimmt, als unzerstörbar und zugleich als wichtiges Ingredienz der Entwicklung erwiesen. Die Messestadt konnte durch die industriellen Kräfte, die sie in ihrem engeren Bereich wie in ihrem weiteren Umland zum Teil selbst anregte oder aus anderen Motiven entstehen sah, nicht aus den Angeln gehoben werden. Die mit der Industrie wachsende Bevölkerung hat die Funktionen der Stadt vervielfacht und verstärkt, besonders die zentralisierenden Funk-

# Die südägäische Inselbrücke. Geologische Übersicht.

Beil. I zu Erdkunde XX,1



<p>meist Pliozän *)</p> <p>Mio-Pliozän</p>	<p>limnisch bzw. festländisch</p> <p>vorw. marin</p>	}	Neogen
<p>Quartär</p>			
<p>Alttertiär (bzw. Kreide)</p> <p>Mesozoikum (teils bis Eozän)</p> <p>Oberperm bis mind. Trias</p> <p>Jungpaläoz. bis Lias (?)</p>	<p>vorw. Flysche</p> <p>vorw. Kalke</p> <p>vorw. Schiefer</p> <p>vorw. Kalke bzw. Dolomite</p>	}	Überdeckende Serien
<p>Metamorphe Basisserien</p>			
<p>Junge Vulkanika</p> <p>Sedimentmantel im Kykladenbereich</p> <p>Kykladenkristallin</p>			
<p>Serpentine</p> <p>Südrand der Kykladenmasse</p>			

Quellen: s. Lit.-Verzeichnis

\*) in Rhodos plio-pleistozän