

Tektonik : regionale Betrachtungen

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **23 (1930)**

Heft 1: **Leere Seite -0099-02 künstliche eingefügt (für Paginierung)**

PDF erstellt am: **18.05.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Eine andere, mechanisch einfachere Erklärung der heutigen Lage ist die Voraussetzung von allein vertikal verstellenden Brüchen längs einer bogenförmig verlaufenden Falte, die dem heutigen Gebirgsverlaufe entspräche. Die fehlenden Segmente zu den beiden Teilstücken wären dann in der Tiefe vorzusetzen. Eine Anweisung für die gesunkenen Bruchschollen ist jedoch nicht zu finden. Behält man das ganze Bewegungsbild einer Deckenfront vor Augen, so scheint mir der Erklärungsversuch einer Transversalverschiebung mit nachheriger leichter Abdriftung einleuchtender zu sein. An der Nordfront der penibetischen Masse kam es zu Stauungen und Ablenkungen in der Bewegungsrichtung, an welche die in einzelne Stücke zerteilten steifen Jurakalkmassen, je nach resultierender Bewegungsrichtung und Widerstand, sich anpassten.

B. Regionale Betrachtungen.

1. Regionaltektonische Beziehungen.

Aus der Einzeldarstellung in den vorangehenden Abschnitten geht hervor, dass im wesentlichen das ganze Kartengebiet in das Areal ein und derselben grossen Deckeneinheit fällt, jenes der betischen Decke von Málaga, die wie ein Riesenschild ihre Unterlage, die Triasformation der Rondaïden und ihr östliches Homologon, die Alpujarriden, überdeckt. Soweit diese Unterlage vorhanden und als jüngere Formation nachgewiesen werden kann, ist die Deckennatur des Betikums gegeben; der Nachweis ist aber eben zufolge der Kristallinität und Vermischung mit betischem Kristallin und praktischer Fossilleere der Kalk- und Dolomitformation sehr schwierig. Noch fehlen in verschiedenen Nachbargebieten zu einem belangreichen Teile geologische Detailaufnahmen auf zeitgemässer tektonischer Grundlage, deren Ergebnisse zum weiteren Prüfstein der vorgebrachten Auffassungen werden können. Immerhin ist, insbesondere dank der Untersuchung holländischer und französischer Fachgenossen, ein Ausblick in die Umgebung und ein Anschluss an die ausserhalb unseres engeren Gebietes erkannten tektonischen Einheiten schon weitgehend möglich, wenn auch auf Schritt und Tritt hypothetische Annahmen zur Fortsetzung des Weges eine Brücke schlagen helfen müssen.

Eine regionale Umschau lehrt uns vorerst, dass die betisch-malagensische Einheit die Gesamtheit der Gebirge des südwestlichen Abschnittes der betischen Cordilleren in ihrem mediterranwärtigen Teile umfasst, soweit diese nicht der alpin ausgebildeten Trias zugehören. Ihr gewaltiger kristallinpaläozoischer Kern taucht mit südwestlichem Axialgefälle im Westen der Provinz Málaga, zwischen Gaucin und Estepona, unter die tertiäre Hülle, nach Osten zu hebt derselbe jedoch sich über die tieferen

Stockwerke des Gebirges, die tektonischen Einheiten der Sierra Nevada, heraus, ein Grundschema, das schon in der Synthese von RUD. STAUB niedergelegt ist (63, p. 214); an diesen paläozoischen Kern heftet sich die mesozoisch-penibetische Faltenfront, die nord- resp. nordwestwärts gegen ihr Vorland vorbrandet.

Versuchen wir erst innerhalb dieses Grundschemas das *Verhalten der betischen Masse in einem Längsprofil* längs ihres nordwärtigen Aussenrandes zu beurteilen. Das anscheinend von der Sierra Nevada-Aufwölbung ab geltende westliche Axialgefälle ist ein ungleiches, gestuftes, das durch eine Zwischenphase in ein gegensinniges umgewandelt wird. Eine solche Nebenkulmination ist angezeigt im zentralen Teil der Serrania de Ronda (vgl. Fig. 1); ihre östliche Reichweite geht bis in die Querdepression des Guadalhorce; das südwestliche Abflauen fällt zusammen mit dem allgemeinen Abtauchen des Betikums in dieser Richtung. Die Haupterhebung dieser Ronda-Aufwölbung in der Längsachse mag ungefähr mit der grössten topographischen Erhebung der Berggruppe (Torrecilla) zusammenfallen (vgl. Abschnitt Sierra de las Nieves, p. 205); dass gerade in einer hier durchgehenden Transversalzone die Falten der penibetischen Externzone am weitesten gegen Nordwesten, bis in die Gegend von Olvera, vorgreifen, kann damit in Zusammenhang gebracht werden (vgl. Karte Lit. 78); auch ist hervorzuheben, dass gerade in dieser Strecke die Aufschiebung des paläozoisch-rondaïden „Kernes“ auf die penibetischen Strukturen am prägnantesten sich entwickelt hat und in dieser Gegend auch die der penibetischen Internzone entstammenden Kalkschuppen (Sierra Almola etc.) in infrabetischer Position sich einfinden. Eine Steigerung der Faltungs- resp. der Schubstärke, die sich in der Formung eines penibetischen Vorstosses — um nicht zu sagen Bogens — gegen NW äussert, dürfte somit durch die Lage der zentralen Serrania de Ronda angezeigt sein.

Neben dieser meist wesentlichen Beeinflussung der Längsachse dürften weitere kleinere Undulationen das Längsprofil des Nordrandes betreffen. Hierher gehört die eher enggespannte quere Depression, in welcher Yunquera liegt und Veranlassung war für das Übergreifen und Erhaltenbleiben des Kristallins auf die Seite des Rio Turon. Jenseits der komplexen Depression des Guadalhorce, die angedeutet ist durch das bruske Absetzen der Ronda-Trias bei Carratraca und insbesondere durch das westliche Gefälle der Antiklinalen der Chorro-Schlucht, ist die Beurteilung des Längsprofils schwieriger. Die Brachyantiklinalen zwischen dem Chorro und Loja sagen wenig aus über das genauere Verhalten des Gesamtlängsprofils. Der Nordsaum des paläozoischen Kernes bleibt verborgen unter seiner sedimentären Hülle, es fehlt also die starke Heraushebung der kristallin-paläozoischen Unterlage der Serrania de Ronda; andererseits ist aber festzuhalten, dass, vom Guadalhorce ab gegen den

Torcal zu, die Art und Weise, wie der penibetische Flysch über die Trias von Antequera greift, auf ein Stärkerwerden der penibetischen Faltung in dieser Richtung hinweist. Ein definitives östliches Ansteigen setzt wohl erst im Ostrand des Beckens von Granada ein; die in ihrer tektonischen Bedeutung schon gewertete Zone von Cogollos Vega zeigt an, dass die betische Einheit die tieferen Einheiten der Sierra Nevada überspannte, also in der gewaltigen domförmigen Aufwölbung, welche hier das ganze Gebäude der Cordilleren durchsetzt, miteinbezogen wird.

Treten wir aus einer nördlichen Zone der malagensischen Einheit in eine südlichere über, so fällt es auf, dass im gleichen Querprofil, für welches die Kulmination der zentralen Serrania de Ronda abgeleitet wurde, die hochaufragende Antiklinale der Sierra Blanca sich einstellt; sie hat nach kurzer Querdepression ihre Fortsetzung nach Osten in der Sierra de Mijas, auf welche dann die Depression der zentralen Provinz Málaga folgt, auf welche geschlossen wurde aus der sich hier einstellenden Verbreitung des jüngeren Paläozoikums; dass diese Depression ostwärts wieder scharf herausgehoben wird durch das westliche Endstück der Alpujarriden (Sierra Tejeda etc.), wurde schon mehrmals hervorgehoben.

Aus dieser kurzen Darlegung über die Gestaltung des Längsprofils der betischen Masse mag somit hervorgehen, dass das Relief ihrer Auflagerung ein recht vielgestaltiges, komplexes ist und sicherlich weitgehend vorbedingt sein mag durch das Verhalten der tektonischen Unterlage, als welche die in tektonischen Fenstern sich anzeigenden Einheiten der alpinen Trias vorauszusetzen sind.

Anders stellen sich die Fragen, die sich an die *Einfügung* unseres Gebietes in einen grösseren Rahmen im Sinne des Querprofiles knüpfen. Welches Breitenausmass kommt der betischen Masse zu? Wo liegt ihre nördliche Front, der Aussensaum des Penibetikums, und welches sind seine Beziehungen zum Subbetikum? Welche Analoga bieten anschliessende Strecken der betischen Cordilleren? Wo liegt das Wurzelland, das „pays d'origine“? Die Fragestellung überschreitet bei weitem die derzeitige genauere Kenntnis des Gebirges; in diesem Sinne wollen deshalb unsere Schlussfolgerungen auch nur als Erwägungen aufgefasst sein, die durch eine vermehrte Kenntnis abgeändert oder gar ersetzt werden können.

Aus der Auflagerung penibetischer Sedimente auf die betische Unterlage wird die tektonische Zusammengehörigkeit beider abgeleitet; des weiteren, da zwischen den einzelnen Zonen des Penibetikums weder eine tiefergreifende tektonische noch stratigraphische Scheidung nachzuweisen ist, ist es gegeben, das gesamte Penibetikum als die frontale Sedimenthaube der betischen Masse anzusehen und durch die sich fremdartig ihr nach aussen anfügende Triaszone von Antequera zu begrenzen. Aber nicht überall sind die Linien für die äussere Begrenzung so

deutlich wie zwischen Antequera und Teba; da daraufhin ausgehende genauere Untersuchungen noch nicht vorliegen, ist die äussere Abgrenzung des Penibetikums, also das Breitenausmass der grossen betischen Überschiebung, noch recht vage. In meinem ersten „Versuch einer tektonischen Gliederung“ neigte ich zur Auffassung, dass Penibetikum und Subbetikum, die sich hauptsächlich durch die Entwicklung ihrer Kreide auseinanderhalten lassen, einer gemeinsamen grossen Deckenplatte angehören und die citrabetische Trias von Antequera sich durch eine Art Aufquellung und Rückfaltung innerhalb die grössere Einheit eingezwängt hätte. Die letztere Vorstellung dürfte wohl zu Recht bestehen, doch die unmittelbare Kontinuität von Penibetikum zu Subbetikum ist aber keine Forderung, im Gegenteil, die seither erkannte Einfügung einer Deckeneinheit alpiner Trias an die Basis des Betikums schaltet diese nächstliegende Verbindung geradezu aus, vorausgesetzt, dass nicht aussergewöhnliche tektonische Vorgänge (Verschleppung!) angenommen werden; trotz ihrer Faziesverwandtschaft brauchen also penibetische und subbetische Zone nicht in unmittelbare Beziehung gebracht zu werden; ihr Faziestypus ist ubiquist; ein tektonischer Hiat trennt vielmehr beide Zonen, in diesen fügt sich die Einheit der Rondaïden und Alpujarriden. Das Erklärungsschema, das ich für diese Verhältnisse, ausgehend von einem Querprofil durch die zentrale Serrania de Ronda 1928 gab, klärt darüber auf (Taf. XXX, 84): Betikum und Penibetikum formen eine Einheit, deren Teilstücke durch spätere Bewegungen, die besonders in der Ronda-Kulmination wirksam waren, zusammengedrängt (Querprofil des Chorro) oder übereinandergeschoben (Querprofil Sierra de las Nieves etc.) wurden. Gewissermassen als Fremdkörper zwischen diesen betischen Teilen erscheint die teils mächtige Triasplatte der Rondaïden, sei es als selbständig vordringendes basales Gebirge, sei es als ein durch die betische Deckenmasse passiv verfrachteter Körper; das Subbetikum dahingegen, in ausgedehnten Teilstücken zum mindesten, hat eine citrabetische Heimat, seine Überschiebungen haben nicht die Reichweite, die dasselbe an einen Ursprungsort in ultrabetischer Lage knüpfen, sondern ein mehr lokales Ausmass dürfte denselben eigen sein. Es bleibt zukünftigen Forschungen vorbehalten, diesen hypothetischen Folgerungen stützende Ergänzung beizufügen oder aber besser begründete Auffassungen entgegenzustellen.

Die Dimensionen der betischen Deckenmasse von Málaga machen es zur zwingenden Forderung, dass derselben eine *regionale Bedeutung erster Ordnung zukommt*, dass ihre Homologa sowohl atlantikwärts als auch gegen das östliche Cordillerenland zu erkannt werden müssen; sie ist die Einheit, welcher die Rolle jener „carapace“ zukommt, die P. TERMIER in der Strasse von Gibraltar westwärts absinken lässt (26) und welche R. STAUB, zwar in Verkennung des innigen Zusammenhangs mit Nord-Marokko, als riesige Deckenplatte über die Meerenge

hinaus in den Atlantik hinausstreichen lässt. Jene Probleme sollen uns hier nicht weiter beschäftigen; es sei allein auf die seit zwei Jahren so reich vermehrte Kenntnis, wie sie durch die Arbeiten von F. DAGUIN (77), J. BOURCART (82) und P. RUSSO (90) geliefert ist, hingewiesen. Wenn BOURCART und RUSSO dartun, dass die Flyschgesteine von Tanger in deckenförmiger Lagerung über einer tieferen Ton-Mergelformation sich vorfinden, so liegt es nahe, in diesem Flysch homologe Bauelemente, die einem penibetischen Flysch zu vergleichen wären, zu sehen; die innerhalb der neogenen Tonmergelserie zum Vorschein kommenden Oberkreidegesteine entsprächen dann den subbetischen Strukturen.

Wenden wir uns nunmehr in entgegengesetzter Richtung einem entfernteren Osten zu und lassen die näherliegenden Strecken zwischen Málaga und Granada vorerst ausser Betracht, da erst vermehrte tektonische Kenntnis dort klarer sehen lassen muss. Von der Rolle eines „traît d'union“, die der Zone von Cogollos Vega zukommt, war schon die Rede; sie weist des bestimmtesten nach einer streichenden Fortsetzung der malagensischen Einheit in die östlichen Cordilleren. Hier gewinnt die in weitblickender Kombination geäußerte Auffassung von RUD. STAUB (63, p. 218) in neuerer Zeit eine stets bestimmtere und in mancher Hinsicht bestätigende Unterlage. Wir verdanken dieselbe den so bedeutsamen, zwar erst in Umrissen niedergelegten Untersuchungen von P. FALLOT in der *Provinz Murcia* und angrenzenden Gebieten. Schon in anderem Zusammenhange ist erwähnt, dass die dem Penibetikum in Bau und Schichtfolge verwandten Züge in den Gebirgen zwischen Granada und Murcia (Becken von Baza-Chirivel-Velez Rubio) wiederkehren. Der kristallinpaläozoische Untergrund ist wieder zu erkennen in dem langen Gebirgsrücken der Sierra de las Estancias, er trägt eine gleichartige, sicherlich der malagensischen Fazies vergleichbare Permo-Trias; für die Nordflanke dieses betischen Rückens haben P. FALLOT und R. BATALLER angedeutet (95), dass ein der internen Zone Málagas ähnliches, zwar von verschiedenen Komplikationen begleitetes, rasches und nach aussen (NW) gerichtetes Abfallen des paläozoischen Untergrundes unter Kreidesedimente vorhanden ist, und dass eine Steigerung des Nordschubes bis zur Bildung einer überliegenden Kreidezone, teils mit Einwicklungserscheinungen, sich einstellt (Chirivel); im untertauchenden Nordostende, in der Sierra Espuña, leiten nach FALLOT die mesozoisch-tertiären Hangendformationen über die Triasschuppen dieser Berggruppe hinweg in das zusammenhängende Deckfaltenland, das, weit nordwärts vorgreifend, bis in eine Zone Nerpio-Caravaca, ein kräftiges Vorstossen penibetischer Bauelemente gegen N anzeigen dürfte; der wesentlichste Teil der subbetischen Zone wäre hier somit an ein penibetisch-betisches Hinterland angefügt, ein Umstand, der diese Strecke mit jener von Ronda in eine gewisse Parallele bringt, da auch dort penibetische Strukturen weit nach aussen vorgreifen.

Ein weiterer grosser Schritt in der Ausschau nach homologen Elementen sei noch gewagt mit einem *Exkurs nach den Balearen*, deren tektonische Kenntnis dank der hervorragenden Untersuchungen von P. FALLOT und B. DARDER PERICAS so sehr und frühzeitiger gegenüber jener des Festlandes gefördert erscheint. Überspringen wir die besser bekannte, aber einer mehr äusseren Zone zugehörige Insel Mallorca und wenden uns der Insel *Menorca* zu. Ihre tektonische Stellung, die schon so verschiedenartig gedeutet wurde, scheint mir die Unterlage für eine Überlegung werden zu können, die sie in Beziehung setzt mit betischen Regionen. STAUB (63, p. 223), SEIDLITZ (70) und STILLE (79) haben ihre Position verschieden gewertet; P. FALLOT spricht von einem „problème de l'île de Minorque“ und erwägt alle die Möglichkeiten der tektonischen Beziehungen zu Mallorca und der subbetischen Zone des Festlandes (47, p. 43). Allermeist wird die paläozoische Basis dieser Insel als Teil der corso-sardischen Masse mit dem katalonischen Küstengebirge in Beziehung gebracht und als Vorland für die Deckschuppenstruktur von Mallorca beschaut (W. v. SEIDLITZ). R. STAUB fügt die Insel eher zwangsmässig in den alpinen Bogen der Balearen resp. Mallorcas (63). Einen anderen Fall, der sich mir schon während mallorquinscher Exkursionszeit (1927) aufdrängte und in dem Unterbau von Menorca nicht Vorland, sondern Rückland sieht, wurde neuerdings — freilich von anderen Voraussetzungen ausgehend — auch durch H. STILLE befürwortet, während seinerzeit P. FALLOT einer Auffassung als Rückland keinen besonderen Vorrang gegenüber anderen Möglichkeiten einräumt.

Das Paläozoikum der Insel Menorca enthält eine Schichtreihe, die nicht unähnlich ist derjenigen des Betikums von Málaga, dies insbesondere, wenn man sich vorstellt, dass der Abtrag in präpermischer Zeit ein geringerer war (Erhaltung einer kalkreichen Devonstufe); fast analog ist die Ausbildung der tieferen Permo-Trias — (wobei auf Menorca die Trias einigermaßen gliederbar ist) — und fazielle Verwandtschaftsbeziehungen kann man in der schwächtigen Entwicklung von Jura (dolomitischer Lias) und Kreide (marno-calcaires à faune barrémienne und marnes à fossiles pyriteux) erkennen; gleichartig mit den Verhältnissen des Betikums von Málaga ist ferner die postorogenetische Überdeckung mit einer mächtigen Kalkmolasse, die hier wie dort zur Hauptsache ins Burdigalien zu stellen ist; in diese Reihe der Analogien möchte ich des weiteren die Art der starken, ein wirres Faltungsbild abgebenden präpermischen (herzynischen) Faltung und fernerhin auch die bedeutsamen Bewegungen stellen, die nach P. FALLOT auf Menorca Devon über rote Sandsteine des Werfenien hinwegschoben¹⁾; letztere Bewegungen

¹⁾ Die Altersbestimmung dieser nachtriasischen Faltung auf Menorca ist recht unbestimmt; P. FALLOT und M. GIGNOUX (68, p. 512) denken daran, dass sie mit der voroligozänen (antéstampien) Phase, die B. DARDER aus Zentral-Mallorca folgert, in Beziehung zu bringen ist; SEIDLITZ (70) hält sie bestimmt für „nachapt“; aber gerade das Fehlen der Kreide in den Überschiebungen scheint mir auf älteres Datum zu weisen.

haben in Málaga ihr Analogon in der intensiven Verkeilung, die vornehmlich längs des betischen Aussenrandes sich vorfindet und silurisch-devonische Schiefer und Grauwacken mit den, den menorquinschen Gesteinen vollkommen gleichartigen roten Sandsteinen der Permo-Trias in saigere, änscheinend konkordante Lagerung bringt. Eine Reihe von geologischen Grundzügen, die für sich allein noch keinen Beweis für tektonische Homologie enthalten, spricht also immerhin für eine gewisse Gleichartigkeit in der geologischen Geschichte der beiden weit auseinander liegenden Regionen.

Solche Erwägungen berücksichtigend, kann die relative tektonische Position und das relative Alter alpiner Hauptfaltung, auf den gesamten Gebirgsquerschnitt bezug nehmend, einen weiteren Stützpunkt abgeben, um Betikum und Menorca miteinander in Beziehung zu bringen. Hier wie dort liegt in einer mehr internen Position eine in einer älteren Bewegungsphase (präburdigalisch) zu einer gewissen Ruhe gekommene Kernmasse vor; an beiden Orten liegt im Gebirgsquerprofil auf der Aussenseite ein Falten- resp. Überschiebungsland, dessen letzte starke Bewegungsphase jünger ist als jene des zur Ruhe gekommenen Rücklandes; das Gesetz des zeitlichen Wanderns der Faltungsintensität vom Innenraum des orogenetischen Raumes nach dessen Aussenrand findet sich hier in klarer Weise wieder; den jüngeren Bewegungen im Aussenrand der betischen Cordilleren Andalusiens (Jaén: posthelvetisch nach DOUVILLÉ, Caravaca: postburdigalisch nach FALLLOT) entspricht die gegenüber Menorca jüngere maximale Faltungsintensität der Sierra principal von Mallorca, die nach FALLLOT postburdigalisch und prävindobon ist. Ein weiteres Analogon zwischen Menorca und Betikum bietet sich also in der räumlichen Gegenüberstellung der Faltungsphasen, und es entbehrt somit die Hypothese in der balearischen, paläozoischen Masse ein gleichartiges Rückland zu sehen, wie ein solches in Málagas Kernmasse vorliegt, nicht der Begründung. Der weitere Schritt des Vergleiches ist nun der, in dem menorquinschen Unterbau auch ein tektonisches Homologon zu Málaga's Betikum vorauszusetzen, nämlich eine gegen subbetische Zone vordringende Überschiebungsmasse. Ob aber wirklich eine solche im balearischen Sektor vorliegt, ob nur ein leicht vorgeschobenes Massiv oder garein autochthones Hinterland, ist mehr nur ein gradueller Unterschied und im Vergleiche nicht von prinzipieller Bedeutung. In jedem dieser Fälle kommt man aber nicht darüber hinweg, zwischen Mallorca und Menorca Störungen vorauszusetzen¹⁾, auf deren Rechnung

¹⁾ Zu im Grunde genommen wesensgleichen Störungen, die heutige Lage Menorcas zu Mallorca betreffend, kommt E. ARGAND in seiner genialen Exposition des Werdens des „bâti méditerranéen“, wenn er sagt (51, p. 307): „Le tronçon corso-sarde, sortant de son alvéole (gemeint seine ursprüngliche Lage längs des katalonischen Massivs) a bousculé l'extrémité du tronçon baléar en la retroussant au sud-est dans les parages de Minorque“.

die nördlich vorgeschobene Lage des menorquinschen Hinterlandes gegenüber den Faltenzügen Mallorcas zu setzen ist; die abweichende Streichrichtung (Nord-Süd auf Menorca) braucht uns dahingegen nicht zu verwundern, da diese tektonische Diskordanz zu Mallorca ja zwei einander fremde Einheiten betrifft.

Die Voraussetzung, in Menorcas Paläozoikum ein Homologon zu Málagas Betikum aus dem riesigen Einbruchsgebiet des westlichen Mittelmeeres auftauchen zu sehen, lässt sich mit den für das Mittelmeer gegebenen Hypothesen über den ehemaligen Zusammenhang der orogenetischen Zonen sehr wohl vereinigen; sei es, dass man mit FALLOT und STAUB den ruhigen Verlauf der alpinen Geosyncline und der aus ihr hervorgehenden Gebirge über den Bogen Cordilleren-Balearen-Sizilien annimmt, oder aber den „distensions“ im Sinne ARGAND's, die ursprünglichen Faltungszonen auseinander-rissen, die heutige Artverteilung der Gebirge des Mittelmeeres zuschreibt, in beiden Fällen bleibt eine Einheit Málaga-Menorca das mächtige Hinterland, die südliche Randpartie einer alpiden Geosyncline formend.

Der Exkurs in die Balearen hat uns nunmehr zur Erörterung der *Stellung der betischen Einheit von Málaga im Gesamtgebäude alpiner Gebirge* geführt. In Südwest-Andalusien erkennen wir, dass die betischen-penibetische Einheit als höchstes und südlichstes Glied des Cordillerenbaues denselben gegen das Mittelmeer zu abschliesst. Von Estepona bis Nerja fallen seine paläozoisch-kristallinen Lagen bald steiler (60—70°, Sierra de Mijas), bald flacher (Málaga-Velez-Málaga) gegen das Mittelmeer zu ein. Eine insubrische Steilstellung dieser höchsten Bauteile des Gesamtgebirges nach alpinem Muster gibt es nicht; eine Wurzelzone mit Zusammendrängung einzelner Zonen, ein Abbiegen in eine südliche Randzone ist nicht nachzuweisen, Verhältnisse, die aufzuklären, das Einbruchsgebiet des Mittelmeeres zu einem wesentlichsten Teile der Beobachtung enthebt. Ebenso wenig ist die geringste Andeutung einer Überlagerung durch ein höheres Stockwerk des Gesamtgebirgsbaues vorhanden. Die malagensische Einheit ist das Dach des gewaltigen Gebäudes. Das Fehlen einer eigentlichen Wurzelzone, einer „zone des racines“ um mit TERMIER zu sprechen, fragt nichtsdestoweniger nach der Lage des „pays d'origine“. Liegt dasselbe im Mittelmeerraum von Alboran? Oder aber leitet eine relativ ungestörte Carapace hinüber in die Unterlage nordmarokkanischer Gebirge, deren Analogie des stratigraphischen Materials schon an anderer Stelle hervorgehoben wurde? Eine scharfe Präzision in der Beantwortung solcher Fragen ist vielleicht überhaupt nie möglich. Begnügen wir uns hier, in Ermangelung genauerer Daten, mit einer vielleicht etwas gefühlsmässigen Beantwortung, so mag dieselbe dahingehen, dass, erwägend die engen Beziehungen, die ein vermutliches Betikum und Penibetikum Nord und Süd der Strasse von Gibraltar verbinden, es wahrscheinlich ist, dass auch in

weitgehendem Sinne eine tektonische Einheit vorliegt, dass eine verbindende Carapace sich zwischen den beiden Kontinenten spannt; ihre Individualisation liegt allein in der Ungleichheit der jüngsten geologischen Geschichte, die aussagt, dass die orogenetischen Bewegungen auf der Südseite länger anhielten (jungmiozäne bis pliozäne Deckenbewegungen im R'arb der afrikanischen Seite).

Die gemachten Überlegungen führen uns also dazu, in der betischen Masse einen Teil des dinarischen Sockels zu sehen, der nordwärts gegen seine alpine Vortiefe andrängt, gegen die darin aufgestauten Faltenzüge anbrandet. Die stratigraphische Verwandtschaft, auf die schon in vorangehendem Abschnitt hingewiesen ist, stützt solche tektonische Korrelation. *Im westlichsten Alpiden-Querschnitt nimmt sich also das betische Land in deckenstratigraphischer Beziehung aus wie der austroalpine Deckenkomplex im Querschnitt der Alpen.* Verschieden von der dortigen Ordnung sehen wir im Südwesten des Alpidenstammes nicht diejenige Einheit in welcher die alpine Trias das Hauptvolumen der bewegten mesozoischen Hülle ausmacht, obenauf liegen, sondern eine mehr südliche, dinarische Masse hat ihre Rolle übernommen; die Strukturelemente alpiner Trias folgen erst an zweiter, tieferer Stelle; die Einheiten der Rondaïden und Alpujarriden entsprechen dieser Lage und tektonischen Korrelation; dass die nächst tieferen Elemente, die durch das Fenster der Sierra Nevada blossgelegt sind, den penninischen Bauelementen der Alpen entsprechen müssen, wie dies TERMIER, BROUWER und STAUB stets betonten, ist einleuchtend; in den Aussenzonen der subbetischen und präbetischen Falten müssen, solcher Ordnung entsprechend, die jüngsten und externen Teile des Alpenbaues, also die helvetischen Zonen ihre Analogon haben. Diese Korrelation der Grosseinheiten ergäbe also die folgende schematische Gegenüberstellung:

Prä- und subbetische Strukturen	Helvetische Zone;
Penninikum der Sierra Nevada	Penninikum der Alpen;
Alpujarriden und Rondaïden.	Austroalpine Zone der Alpen (Grisoniden u. Tiroliden);
Betische Einheit der Cordilleren (inkl. Penibetikum und ev. gewisse Teile des Subbetikums)	Insubrisch-dinarische Zone der Alpen.

Vergleicht man also in diesem Sinne die deckenstratigraphische Ordnung der angeführten Grosselemente des Alpidenstammes in einem Querschnitt durch die Ostalpen mit einem solchen durch das südwestliche Andalusien, so wäre zu folgern, dass eine Art Rollenvertauschung in der tektonischen Rangordnung sich

eingestellt hat; der dinarisch insubrische Teil erhält im Südwesten die Rolle des „traineau écraseur“, das austroalpine Gegenstück fügt sich dagegen in die Rolle des Überwältigten; Hand in Hand mit dieser relativen Umstellung in der Grössenordnung geht sicherlich auch eine absolute Reduktion der Dimensionen, wie auch eine faziell-stratigraphische Änderung sich geltend macht, die anzeigt, dass in den Cordilleren eine allgemeine Reduktion der faziellen Variabilität der Formationsreihe der Alpen in Erscheinung tritt.

2. *Über die Phasen der Gebirgsbildung und die Gesteinsmetamorphose.*

Früher als es der Grad der Kenntnis eines Gebirges zulässt wird oft zur Zusammenfassung der Einzelbeobachtungen eine chronologische Analyse der Vorgänge, die den Gesamtbau geschaffen haben, angestrebt; die diesbezüglichen Versuche, die für die betischen Cordilleren unternommen wurden (76, 78, 94) krankten noch durchwegs an der Unbestimmtheit der stratigraphischen Kenntnis der Schichtreihe, der unvollständigen Abklärung der regionalen Zusammenhänge und der Beschränkung der Beobachtungen auf zu engen Raum. Auch das Material, das die Studien in unserem Gebirgsabschnitt zur Klärung der Orogenese in den betischen Cordilleren in ihren verschiedenen Phasen beizutragen vermag, entspricht nur ganz unvollkommenen Ergänzungen und kann das in obigem Titel umschriebene Thema nur skizzenhaft behandelt sein, dies umsomehr, als eine Erledigung der Tertiärstratigraphie noch nicht als wichtige Grundlage dienen kann.

Durchgehen wir, teils in Zusammenfassung von schon in früheren Abschnitten Vorgebrachtem, die Anweisungen, welche sich im malagensischen Cordillerensegment zur Charakterisierung gebirgsbildender Vorgänge zusammentragen lassen, so können dieselben in die folgenden Perioden der Gebirgsbildung geordnet werden:

1. Präherzynische Bewegungen;
2. Herzynische Bewegungen;
3. Alpine Bewegungen, welche sich wieder aufteilen lassen in:
 - a) Ältere Vorphasen;
 - b) paroxysmale, tertiäre Phase und
 - c) Nachphasen.

a) Ältere, präherzynische Bewegungen.

Der Formationskomplex, der die Spuren ältester Bewegung und Metamorphose, sei es vorherzynischer oder herzynischer Zugehörigkeit trägt, kann sich in unserem Kartengebiet nur auf das Betikum beziehen, da die paläozoische Unterlage der Rondaïden nicht zum Vorschein kommt. Die wesentlichste, zwar indirekte Anweisung für die ältesten Bewegungen kann am ehesten aus dem Grade der

Gesteinsmetamorphose abgeleitet werden, da das Mittel der Feststellung verfolgbarer Diskordanzen in der einheitlichen Folge kristalliner Schiefer im Stiche lässt. Noch fehlt eine moderne, genetisch-petrographische Bearbeitung der kristallinen Gesteine des Betikums, denn die Behandlung der metamorphen Schichtreihe der Serrania de Ronda durch DOMINGO DE ORUETA rückt hauptsächlich nur den beschreibenden Gesichtspunkt in den Vordergrund, wie überhaupt bei genanntem Autor die Frage, was regionalmetamorph und was dynamometamorph nicht weiter aufgeworfen wird.

Dementsprechend stehen wir natürlich vor einer offenen Frage, wenn ein Urteil abgegeben werden sollte, welche zeitliche Verteilung einer Regional-, welche einer Dynamometamorphose zukommt, welches der Einfluss einer vorherzynischen Umwandlung der Formationsreihe und welches der Grad der herzynischen Beeinflussung ist. Nur ganz vereinzelt sind die, für sich zwar auch wieder nicht eindeutigen Beobachtungen, wo aus einem gewissen Hiat in der Metamorphose in der paläozoisch-kristallinen Schichtreihe auf ältere und jüngere Phase der Umwandlung, auf ältere, vorangehende, Bewegungen geschlossen werden kann. Hierher wären die Stellen zu zählen, wo ein fast sprunghafter Übergang von den Gesteinen der tieferen kristallinen Schiefergruppe zu jenen, die schon ausgesprochen höherpaläozoischen Habitus zeigen, sich einstellt. Das zuvor angeführte Profil am Castillo von Casarabonela (p. 64) wäre ein Beispiel dafür, das jedoch nicht auf das Gesamtgebiet klar anwendbar ist. Das Auseinandergrenzen von hochmetamorphen Schiefen (Glimmerschiefer) und Phylliten mit Kalken, denen obersilurischer Habitus (calizas alabeadas) zukommt, legt den Schluss nahe, dass hier eine ältere Faltung, eine frühere Metamorphose, versteckt liegt, obwohl das konkordante Schichtprofil darüber keine sichere Auskunft gibt.

Nach dem Grade der Umwandlung und Mineralvergesellschaftung bekunden die tieferen Gesteinsserien der Serrania de Ronda (besonders zentral-südliche Teile) eine Regionalmetamorphose, die ihre Bildungstiefe in eine tiefere Meso- oder auch Katazone stellt; Cordierit-Sillimanit-Andalusit-Granatgesteine mit Vorherrschen von Biotit in den Gneisen weisen darauf hin; ob aber diese Metamorphose schon aus älteren Bewegungsphasen übernommen ist, welcher Anteil präherzynisch, welcher herzynisch oder gar alpin ist, bleibt eine unabgeklärte Frage; das Vorkommen kristallinschiefriger Gesteine innerhalb der alpinen Trias, sowie der hohe Grad der Kristallinität der Karbonatgesteine dieser Formation sagt aus, dass die letzte metamorphe Phase relativ jungen Ursprungs ist, zum mindesten in eine Vorphase (Geosynklinalphase) alpiner Gebirgsbildung zu stellen ist.

Bessere Hinweise, als die tiefste Schichtserie, auf ältere Bewegung liefert erst der höhere Teil der paläozoischen Schichtreihe, aus welcher aus obersilurischer Zeit, eventl. schon devonischer, die klastischen

Gesteine des Gebietes angeführt wurden (gesprenkelte Konglomerate, polygene Konglomerate, p. 72). Sie können mit kaledonischen Bewegungen, die aber nicht unbedingt gebirgsbildend gewesen zu sein brauchen, in Beziehung gebracht werden. Obwohl zufolge der bis auf das Silur und tiefer hinabgreifenden Abrasionsphase, die der Permo-Trias voranging, kein sicherer Schluss zulässig ist, kann das Fehlen der Ablagerungen des Karbon, zum mindesten eines höheren Karbons, mit dieser „kaledonischen Unruhe“, die die paläozoische Schichtfolge über Meeresbedeckung brachte, in ursächlichen Zusammenhang gebracht werden.

b) Herzynische Bewegungen.

Je nach dem Alter der transgredierenden Formation über eine orogenetisch gestörte Schichtfolge ist die herzynische (variszische) Faltungsperiode in ihre Einzelphasen zu gliedern; sie umfasst den langen Zeitraum vom Ober-Devon bis ins Rotliegende. In seiner „Vergleichenden Tektonik“ teilt H. STILLE die herzynische Faltung in eine Vierzahl von Hauptphasen auf, die mit dem Unter-Karbon als Hangendformation (bretonische Phase) einleiten und mit dem Rotliegenden (Zechstein) als jüngstes ungestörtes Glied (= salische Phase) abschliessen, dabei freilich in einzelnen Gegenden noch von jüngeren Bewegungen gefolgt. Zur Einreihung in eine dieser herzynischen Perioden bietet das Faltungsbild des Betikums von Málaga die denkbar ungünstigsten Verhältnisse. Stellen wir die Faltung und Metamorphose, wie sie sich in ihrer charakteristischen Prägung heute zeigt, zum wesentlichsten Teil auf Rechnung herzynischer Bewegung und Umwandlung, so bleibt zu deren zeitlicher Fixierung der lange Zeitraum von Ober-Silur-Devon bis zur Permo-Trias, d. i. der ersten, allgemein diskordant aufliegenden Formation, dazu offen. Eine Phasenzugehörigkeit ist also nicht abzuleiten, da die Gesamtzahl der herzynischen Phasen innerhalb dieser Zeitspanne liegt; wir können also nicht anders als von einer Einheit herzynischer Faltung reden und lassen es dahingestellt mit welcher Bewegung der weiteren Umgebung (Nord-Marokko, Sierra Morena) — wo bis anhin genauere Präzision auch aussteht — die betisch-herzynische Faltung in Parallele gebracht werden soll.

Auf Rechnung herzynischer Faltung ist bestimmt der wesentlichste Anteil des Bewegungsbildes zu stellen, das durch die wirrkomplizierte Faltung der gesamten paläozoischen Schichtreihe gegeben ist. Es ist einleuchtend, dass diese Umwälzung, gleich wie in andern herzynischen Gebirgen, von einer ihr zukommenden vulkanischen Injektion begleitet war. Die Durchsetzung mit dioritischem Magma, wie dies einzelne Strecken des Betikums vorzeigen, gehört hierher; nach der Art der Durchbruchform der dioritischen Gänge, die alle Kleinfaltung und Durchquarzung durchsetzen, möchte ich für die

Zeitfixierung dieses vulkanischen Vorganges am ehesten eine spätherzynische Phase annehmen.

Die Einwirkungen der herzynischen Umwälzungen äussern sich in der betischen Schichtfolge sowohl in regionalmetamorpher Umprägung, als auch in dynamometamorpher Umgestaltung des Schichtinhaltes und Schichtverbandes. Soweit nicht schon von älterer Provenienz hat die regionalmetamorphe Beeinflussung den tieferen Zonen der heute noch 2000—3000 m mächtigen Schichtreihe, die vor dem präpermischen Abtrag noch bedeutend grösser gewesen sein kann, ihren Stempel aufgeprägt. Je höher wir in die Schichtreihe durch die phyllitreichen Schichtstufen gelangen, um so geringer wird die metamorphe Beeinflussung der Sedimente, so dass man für die höheren Teile überhaupt nicht mehr von kristallinen Schiefern sprechen kann, sondern deren strukturellen Habitus eher als eine halbmetamorphe Fazies bezeichnen muss (Grauwacken und Olivenschiefer); dass die Schaffung dieses halbmetamorphen und ganzmetamorphen Paläozoikums aber schon älter als alpinen Ursprungs ist, wird angezeigt durch das, wenn auch untergeordnete Vorkommen solcher Schiefergesteine in den klastischen Bildungen der Permo-Trias. Viel hervortretender als eine mineralische Umwandlung des Schichtinhaltes ist in einer höheren Zone die Wirkung einer intensiven Dislokationsmetamorphose; die vollständige Zertrümmerung und Zerstückelung des Schichtverbandes wurde bei Erwähnung des allgemeinen Faltungsbildes des Betikums hervorgehoben (p. 182).

Mit der Aufprägung herzynischer Faltung und Metamorphose wurde aber dem betischen Rumpf noch keine bis zur alpinen Bewegung dauernde Ruhe zuteil. In einem früheren Abschnitt (p. 185) wurde schon angeführt, dass paläozoische Schichten und die roten Gesteine der Permo-Trias eine teils starke Verfaltung anzeigen, die vermutlich als älter als die später nachfolgende alpine Bewegung anzusprechen ist; den Rückhalt für diese Folgerung liefert einesteils der Abtrag permotriasischer Schichten mit Auflagerung der mesozoischen Schichtserie auf die paläozoische Unterlage, sowie das Fehlen der letzteren in der eben genannten Verkeilung. Nicht ganz abzuweisen ist auch eine Voraussetzung, dass innerhalb der Permo-Trias sich noch Bewegungen vollzogen; gewisse Lagerungsverhältnisse der höheren Dolomite können in diesem Sinne gedeutet werden.

Fassen wir die Bewegungen, welche eine Verfaltung paläozoisch-permo-triatischer Schichten unter Ausschluss höherer Stufen in sich begreifen, als Ganzes zusammen, so läge es am nächsten, sie als altkimerische Störungen zu taxieren. Anders würde die Sachlage, wenn entsprechend der Auffassung spanischer Stratigraphen die hier schon ins Perm gestellten Gesteine schon mit ihrer klastischen Basis als Repräsentanten der unteren Trias angesehen würden; die angedeuteten Bewegungen nähmen sich dann noch mehr als ein Nachklang zu herzynischer Faltung (Pfälzische Phase, mit diskordanter Unter-

Trias, nach STILLE) aus. Dass solche Bewegungen in den tektonischen Hochteilen eines Cordillerenquerschnittes im weitesten Sinne keine alleinstehende Erscheinung sind, kann auch aus den Verhältnissen auf Menorca abgeleitet werden, woselbst die Überschiebungsfolge Devon-Werfenien-Devon ohne mesozoisches Zwischenglied sich einstellt (s. Fussnote p. 268).

Die Faltungsrichtung, welche eine herzynische Bewegung dem Betikum aufprägte, ist in einem südlichen Teil der Provinz Málaga (Mijas-Marbella und Ostküste von Málaga) eine mehr oder weniger armorikanisch ausgerichtete; sie hält sich bei aller Variabilität an eine West-Ost-richtung mit Abweichung nach ESE (vergl. Fig. 1, Lit. 78); mehr gegen den zentral-nördlichen Teil finden sich nord-südliche Richtungen, welche jedoch durch Störungen, bewirkt durch die Einfügung rundaider Elemente (also alpiner Bewegungen), beeinflusst sein dürften (Ostseite der Sierra de Alcaparain). Im ganzen Nordrand des Betikums (Ardales-Rio Genal) nähern sich die alten Linien stark den penibetisch-alpinen Richtungen und lässt erst die Übersicht über eine grössere Strecke die Diskordanz beider deutlicher in Erscheinung treten, alles dies natürlich nur auf die grossen Sammellinien, nicht die engere kleine Faltung bezogen. Das Kartenbild zeigt deutlich, dass auch die Permo-Triasstreifen sich gleichartig wie die älteren Schichten verhalten. Die im Verlauf der Schieferzonen des Rio Genal-Tales zum Ausdruck kommende NE—SW-Richtung im westlichen Betikum hebt ein allmähliches Umschwenken der in zentral-südlichen Teilen geltenden armorikanischen Richtung in eine mehr variszische hervor, welche letztere auch in der nordmarokkanischen Basis zum Ausdruck kommt, gleichfalls auch dort von der permotriasischen Einfaltung gefolgt. Bezieht man diese andalusische Orientierung auf die nordmarokkanische, so erkennt man darin den Verlauf eines alten Bogens; dass derselbe eine auffällige Kongruenz zu den jungen alpinen Linien tektonischer Zonen (Penibetikum) aufweist, ist höchst bemerkenswert.

c) Alpine Bewegungen.

Wie es sich aus der grossen Menge eingehendster Untersuchungen und anschliessender Synthesen in den letzten zwei Jahrzehnten mit zunehmender Sicherheit gezeigt hat, dass dem Werden der Alpen kein relativ kurzfristiger tertiärer Paroxysmus zugrunde liegt, so liegt es nahe, für das genetisch jenem Hauptstamm so enge verwandte Gebirge der Cordilleren eine gleichartige langdauernde Phasenfolge vorauszusetzen. Andeutungen dafür sind vorhanden, eine schärfere Präzision und Beweisführung ist jedoch noch nicht möglich; uns leiten hier vorwiegend die aus engerem Gebirgsabschnitt abzuleitenden Schlussfolgerungen.

1. Vorphasen.

Sei es rein epirogenetisch, sei es als erstes Wehen alpiner Bewegung, zeigt der betische Untergrund schon im tieferen Jura die Tendenz „Hochland“ zu werden. Die jurassischen Formationen erreichen den betischen Rücken nur mit reduzierter Stärke ihrer Ablagerungen; und ob eine südliche Zone, die heute im Mittelmeer verborgen liegt, überhaupt von denselben eingedeckt war, entzieht sich einer sicheren Beurteilung; das Sichherausheben eines betischen Rückens scheint dahingegen in der Kreide bis zu einem bestimmten Grade wieder kompensiert zu werden, denn in einer Fazies, die doch eine tiefere und ruhige See voraussetzt, greift das Neokom südwärts über das Paläozoikum vor. Eine Diskordanz oder kennbare grössere Schichtlücke ist in der jurassisch-cretazischen Schichtreihe nicht angedeutet, und wo Spuren von Abtrag vorhanden sind, lassen sich solche auch mit untergeordneter Schwellenbildung erklären (Tithon-Kreide). Faltungsvorgänge von Bedeutung bleiben im Rücken des Betikums für diese Zeit also ausgeschlossen. Die Verhältnisse ändern jedoch einigermassen gegen Ende der Kreide; in reduziertem Masse können sie schon in der untern Kreide längs eines betischen „Hanges“ sich bemerkbar gemacht haben; klastische Sedimente stellen sich ein (Espildorazone); eine Erhebung über Meeresniveau dürfte dadurch aber noch nicht angezeigt sein. Es ist verleitend in dieser Unruhe während der sonst ruhigen cretazischen Sedimentationsperiode einen schwachen Anklang an austrische Gebirgsbildung sehen zu wollen; zu einer bestimmten Feststellung derselben fehlen aber die Voraussetzungen, denn einmal ist die stratigraphische Gliederung zu unscharf, des weiteren ist aber auch keine Diskordanz vorhanden.

Im älteren Tertiär ändert dieses Regime der Ruhe; Abtrag der Kreidesedimente in einer mediterranen Zone stellt sich ein, also wieder in einer, wie im Mesozoikum, mehr südwärtigen Axiallage, in welcher der stets geltende Nordtrieb aus dem Süden zum Ausdruck kommt. Untiefe See verratende Riffkalkbildungen (Alveolenkalk) greifen über die reduzierte mesozoische Sedimenthülle des Betikums hinweg; setzen wir voraus, wie dies vorläufig angenommen wird, die stratigraphische Parallelisation der Turonkalke mit dem Unter-eozän von Málaga bestehe zu Recht, so ergibt sich daraus ein auf die ganze Breite des bekannten Betikum geltendes Übergreifen litoraler Kalk- und Dolomitbildungen; sie enthalten reichlich Breccien und lassen den Schluss auf eine bedeutende Schichtlücke zwischen der oberen Kreide und den Tertiärbildungen zu; Bedingungen, die als eine Anweisung für stattgehabte Bewegungen zu gelten haben, sind also gegeben; die Lage in der werdenden Gebirgszone lässt es zu, sie als orogenetisch zu bezeichnen; ob nun aber diese Bewegung an der Basis des Tertiärs tiefer in die penibetische Zone hineingegriffen hat, ist fraglich; die angeführten Fälle, wo ein Übergang von Kreide

zu Flyschbildungen vorhanden ist, lassen es möglich erscheinen, dass beschränkte, wohl axial verlaufende Zonen unter Meeresbedeckung blieben; eine gewisse Verwandtschaft zu dinarischen Verhältnissen kann darin gesehen werden.

Versuchen wir die gefolgerten Bewegungen einer bekannten Bewegungsphase einzureihen, so käme dafür die Iaramische in Frage (*mouvements antélutetiens* nach HAUG), deren Spuren im Strukturbild der Alpen so vielfach vertreten sind; es folgt darauf die eine ungleichmässige, wechselnde Sedimentation anzeigende Periode der Flyschbildung.

Damit sind wir an der Schwelle der grossen alpinen Bewegung angelangt, die in den Alpen als eopenninische Phase die Hauptumwälzung schuf, den gewaltigen grisoniden und penninischen Decken-haufen übereinander schichtete. Bevor die Geschehnisse, die in den Cordilleren mit diesen Bewegungen korrespondieren, näher zu definieren versucht sei, erübrigt noch eine Umschau nach tektonisch tieferen Elementen des Gebirgsbaues. Wie stellen sich zeitlich die Vorgänge, welche die tektonisch tieferen Glieder schufen? Sind dieselben gleichzeitig der alpinen Hauptphase entstanden oder ist eine ältere Phase vorauszusetzen? Eine solche in grosser Rindentiefe und zu einer Zeit, da die betische Masse als inerter Kontinentalblock, als weit südwärtsiges Rückland daran sich noch nicht als Ganzes beteiligte? Die noch ungelöste und nur auf ganz hypothetischer Grundlage umrissene Frage der Entstehung der tieferen Deckeneinheiten der Rondaïden und Alpujarriden und ihres Verhältnisses zu betischem Penninikum ist damit angeschnitten, ein Fragenkomplex, der sich im wesentlichen an die östlicheren Gebirge knüpft und in den Arbeiten der Delfter-Schule eingehender erwogen wird.

Wir haben gesehen, dass in der Schichtreihe der alpinen Trias der Serrania de Ronda keine Sedimente erkennbar sind, die als Jura oder gar Kreide anzusprechen wären, und dass die Tertiärbildungen stets in mechanischem Kontakt mit deren Kalken sich vorfinden. Die gleiche Feststellung des Fehlens des Mesozoikums hat erstmals R. W. VAN BEMMELEN (76, p. 130) für die Alpujarriden hervorgehoben, wobei noch ins Gewicht fällt, dass dort auch keine Tertiärsedimente sich syn-tektonisch zu den älteren Ablagerungen verhalten. Das Fehlen jedweder jüngerer Ablagerung als Trias hat VAN BEMMELEN, in Anlehnung an die Vorstellung H. JENNY's im penninischen Raume der Alpen, zu der Vorstellung einer „tektonischen Transgression“ gebracht, wobei schon nach Abschluss der Trias das Aussetzen jüngerer Formationen durch tektonische Bedeckung sich erklären lassen sollte; für die mehr östlichen Alpujarriden pflichtet J. WESTERVELD (94, p. 102) dieser kühnen, in ihrem Mechanismus aber noch keineswegs klargelegten Vorstellung bei.

Unser Gebirgsabschnitt liefert für diese Hypothese keine Bestätigung, stellt ihr aber, soweit der komplizierte Vorgang bei der

heutigen Übersicht über regionale Vorgänge zu übersehen ist, auch keine bestimmte Absage entgegen; freilich eine nicht unwesentliche Einschränkung bleibt Voraussetzung: der betische Komplex kann bei einer solchen frühen Übereinanderschichtung nicht beteiligt gewesen sein. Wenn auch eine frühzeitige Vermengung und Verschuppung von rondaïdem und betischem Material mit Durchwirkung basischen Magmas auch zu unseren Voraussetzungen gehört, so kann doch eine vollständige Überdeckung der Einheiten alpiner Fazies durch eine betische Masse während des Mesozoikums nicht möglich sein, wissen wir ja doch, dass die ganze mesozoische Sedimentserie, inklusive die mächtige Flyschbildung, tektonisch an den Bewegungen der betischen Masse mitbeteiligt ist und auch die darunter liegende Trias darin einbezogen wird; die Bewegung, welcher die Schaffung der heutigen Übereinanderlagerung in der frontalen Partie zukommt, gehört der jüngeren alpinen Phase an, dem postoligozänen Paroxysmus oder gar jüngeren Nachphasen. Nichtsdestoweniger kann man sich vorstellen, dass voraussichtlich in grosser Rindentiefe (Grad der Metamorphose der alpinen Trias!) eine gewisse Segmentation und Übereinanderschichtung alpujarridisch-rondaïdem Materiales vor sich ging und dieses dann bei dem jüngeren Vorrücken einer betischen Masse passiv nach Norden verschoben wurde, allmählich überdeckt und vielleicht streckenweise von seinem Rückland abgetrennt wurde. Die Möglichkeit, dass bei der Übereinanderschichtung der Alpujarriden resp. Rondaïden eine Sedimentserie höherer Formationen der ihrer entbehrenden Einheiten abgeschürft oder aber auch bei vorangehender Landphase abgetragen sein kann — besonders die höchste Einheit betreffend —, gehört auch in den Rahmen dieser so theoretischen Spekulationen.

In die ältere Phase der Gebirgsbildung hätte folgerichtig auch die Aufstauung der penninischen Strukturen zu fallen; die ausgesprochene Kuppelform dahingegen, die die Gesamtheit der Sierra Nevada über die Umgebung herausgehoben erscheinen lässt, sollte, nach Auffassung von VAN BEMMELN, einer späteren, postoligozänen Pressung, die das penninische Material zwischen südlich und nördlichen stauenden Massen erlitt, ihre Entstehung verdanken (76, p. 132).

2. Paroxysmale, tertiäre Phase.

Wenden wir uns wieder dem Werdegang der Entwicklung in der betisch-malagensischen Einheit zu. Auf eine präeozäne Bewegung ist geschlossen worden. Die Festlegung ihrer Bedeutung und Grösse hängt von weiteren Untersuchungen ab. Die Bedeutung, die ich ihr früher (78, p. 515) zuschrieb, kommt ihr nicht zu; keine Deckenbildung hat sich innerhalb penibetischer Formationen zu dieser Zeit vollzogen; der frühere Fehlschluss liegt teils darin begründet, dass in Anlehnung an die Mission d'Andalousie, die tertiäre Serie insgesamt für Eozän

gehalten wurde, im wesentlichen aber geht er darauf zurück, dass die klippenförmigen Reste auf dem Rücken der paläozoischen Serie als tektonisch gehalten wurden, während nunmehr ihr Zusammenhang mit der normalen Sedimenthülle erkannt werden konnte. Das frühere, vorläufige Schema der Genese verliert somit diesbezüglich seine Bedeutung¹⁾.

Betrachten wir die Flyschbildungen als postlutetien (Auversien-mittleres Oligozän), so dürfte aus dem Fehlen der auf weite Erstreckung tiefaren, im Süden Alveolinen führenden Kalkformation Emersion und nicht unbelangreicher Abtrag zu folgern sein; die Erosionsbuchten, längs welchen die Flyschsedimente vom Penibetikum her in die paläozoischen Schiefer eingreifen, und die Aufbereitung der letzteren sind Indikatoren dafür; die Einbettung grober Kalkkonglomerate in die Flyschmergel zeigt, dass die eozänen Ablagerungen, wahrscheinlich auch die jurassischen, dem Abtrag anheimfielen; die fazielle Beschaffenheit der Serie des Aguila mit ihrem raschen Wechsel, der plötzlichen Substitution durch grobe und gröbste Klastika, weist auf ein orogenes Sediment; es erinnert in mancher Hinsicht an den Wildflysch der Alpen. Da gerade dieser Zone die bis anhin determinierten *Lepidocyclinen* vom Ostende des Torcals angehören und dieselben auf Stampien hindeuten können, wäre die Bewegung, die diese Sedimente erzeugte, also unter- bis mitteloligozän, sagen wir früholigozän. Auch hier ist kaum anzunehmen, dass hochaufragende Strukturen geschaffen wurden, sondern sich allein über See austretende Antiklinalen, die Vorläufer der heutigen sich einstellten. Auf Bewegungen, die der eben genannten Fazies entsprechen, hat auch R. v. KLEBELSBERG gewiesen (89, p. 547); er glaubt diesen Bewegungen aber Vorgosau-Alter geben zu dürfen, da er die „wilde“ Fazies bei Venta de los Moriscos nördlich Colmenar als „flysch-artige Bildungen“ in die Oberkreide stellen zu dürfen glaubt. Eine Bereinigung der Tertiärstratigraphie muss hier noch entscheiden.

Für die Einreihung dieser Bewegungen in eine bekannte orogene Phase liegt die Bezugnahme auf die pyrenäische Phase am nächsten. Es ist einleuchtend, ja geradezu eine Forderung, dass die Contre-

¹⁾ Hier klafft noch ein tektonischer und stratigraphischer Widerspruch zwischen den Voraussetzungen der Delfter-Geologen und den Tatbeständen, die die betische Masse vermittelt. Wenn J. WESTERVELD gleich unseren Voraussetzungen annimmt, dass das Kristallin von Málaga die Einheiten der Alpujarriden (er nennt die höchste derselben „Gador-Dekblad“) überlagerte (94, p. 100), über das Erosionsrelief des ganzen Deckengebäudes aber paläogene Formationen als autochthone Formation hinweggreifen, so ist dies mit den Verhältnissen der Provinz Málaga nicht vereinbar, wo ja noch der oligozäne Flysch sich im Rücken der malagensischen Einheit, also am Deckenbau sich beteiligend, vorfindet. Entweder sind jene autochthonen Sedimente der Alpujarriden (konglomeratische Kalke von Lucainena mit *Nummulites* sp. indet.) nicht alttertiär, oder ihre Nummuliten nicht auf primärer Lagerstätte, oder aber die tektonische Analyse macht irgendwo einen Trugschluss.

coups einer Faltung, die sowohl gebirgsbildend war am Südrand des betisch-rifschen-algerischen Massivs (Deckenbildung im Ende des Eozäns bis Oligozänbeginn im „Atlas tellien“), als auch die Pyrenäen im nördlichen Kontinentalblock schuf, auch in einem zwischenliegenden Gebiete sich fühlbar machen mussten.

Pyrenäische Gebirgsbildung in der betischen und subbetischen Zone ist gewiss verbreiteter als aus bisheriger tektonischer Analyse abzuleiten möglich war. P. FALLOT hat darauf schon vor längerer Zeit hingewiesen (1906), wenn er der Ansicht ist, dass „un premier paroxysme antéoligocène ou oligocène a précédé le paroxysme“ (56); den gleichen Bewegungen glaubt der eben genannte Balearenforscher auch die „accidents antésanoisiens“ zuweisen zu können, die im südöstlichen Teil Mallorcas durch DARDER PERICAS namhaft gemacht wurden. Das transgredierende Oligozän, das verschiedenenorts in der Nordkette Mallorcas (Andraitx, bei Lluch usw.) in ausgeprägter Diskordanz und in grobklastischer Fazies auf tieferem Mesozoikum liegt, ist zweifellos auch mit solchen pyrenäischen Bewegungen im weitesten Sinne in Beziehung zu bringen, wenn auch die NW—SE-Richtung, die durch FALLOT geltend gemacht wird, eher auffällig ist. Der subbetischen Zone des Festlandes sich zuwendend registrieren wir mit GIGNOUX und FALLOT (68) die Spuren einer der alpinen Bewegung s. str. vorangehenden Faltung längs der Küste zwischen Cabo de la Nao und Alicante (Peñon de Hotla), eine Strecke, in der nach genannten Autoren zwischen eozäner und oligozäner Transgression eine stattgehabte Faltung abzuleiten ist.

Mit mehr oder weniger grosser Unbeständigkeit der Sedimentationsbedingungen vollzog sich in betischer Region von Málaga nach (teils während) der pyrenäischen Phase die Ablagerung der Flyschbildungen. Nach Ablagerung derselben stellen sich die Hauptfaltung und deckenförmige Überschiebungen ein. Noch fehlt uns die stratigraphische Stütze, die erlauben würde, über das Alter der höchsten Lagen der sich daran beteiligenden Schichtserie eine sichere Meinung abzugeben. Es ist allein die Bezugnahme auf die älteste Formation, die an der orogenen Umwälzung nicht mehr teilnahm, möglich, um zur Altersbestimmung der Vorgänge, die der paroxysmalen Phase der Decken- und Gebirgsbildung entsprach, zu gelangen. Wir wissen, dass eine dergleiche stratigraphische Position der Kalkmolasse des Burdigalien zukommt (p. 156); diese ist es, die unbekümmert der Struktur des Liegenden vom Betikum nach dem Subbetikum hinüberspannt, dabei des öfteren noch in horizontaler Lagerung befindlich, anzeigend, dass sie auch nachfolgenden Krustenbewegungen da und dort entwichen ist. Da die Flyschbildungen an allen Störungen in der Frontalpartie der betischen Masse, inklusive der Rondaïden, was deren nördliche Zone betrifft, teilnehmen und von hier weiterleiten in den Rücken derselben und auch dort unter den horizontalen neogenen

Deckschichten liegen, ist das relative Alter des orogenetischen betischen Paroxysmus der Einheit festgelegt: **eine vorburdigalische Phase hat den Deckenbau in seinen Hauptauswirkungen geschaffen.** Noch muss die genauere Alterszugehörigkeit, insbesondere der oberen Flyschschichten, in der Schwebe gelassen werden, nämlich die Frage, ob das Aquitanien auf der Seite des bewegten Betikums oder auf jener der transgressiven Sedimente liegt. Der Umstand, dass die bathyal entwickelten Mergel des Aquitanien im Nordsaum der subbetischen Zone, wie aus der Bearbeitung von ROBERT DOUVILLÉ bekannt ist, mit der transgredierenden Molasse des Burdigalien tektonisch zusammengehen und diese letzteren nach dem Gebirgsinneren transgredieren und mit unseren gleichaltrigen Ablagerungen zusammenhängen, ist eine andere Lösung als die Festlegung der paroxysmalen Bewegungen in voraquitane Zeit kaum möglich.

Die Grösse der vorburdigalischen Phase macht es zur Forderung, dass dieselbe regionalen Charakter aufweist, also die ganzen Cordilleren beherrscht. Sie korrespondiert denn auch mit einer paroxysmalen Phase der Alpen, die durch ALBERT HEIM (Geol. d. Schweiz, p. 882) als der I. Paroxysmus, die frühpenninische Phase, durch R. STAUB als grisonid-eopenninische Phase bezeichnet wird und durch ARGAND als Bernhardphase charakterisiert worden war; sie wird nach STAUB an Grösse noch überragt von den nachfolgenden Phasen (insbesondere der Tiroliden-Phase), für deren Auseinanderhaltung wir aber in den Cordilleren noch kein Mittel zur Hand haben. Die durch diese paroxysmale Phase bewirkte Faltenhäufung muss den Kernteil des Cordillerenbaues beherrschen, und es ist vielleicht kein Zufall, dass gerade da, wo die grösste Häufung der tektonischen Einheiten sich vorfindet, also im Gebirgsstreifen, in dem Granada liegt, nach F. KOSSMAT (44) eine negative Schwereanomalie, ein Massendefizit vorliegt (Südküste: Pluswerte, Granada: -115). Mit dieser Feststellung von der burdigalischen Häufung der Faltung befinde ich mich in der so wertvollen Übereinstimmung mit P. FALLOT, wenn dieser gewiegte Erforscher der Cordilleren sagt: « Ainsi selon la transversale considérée (in der Provinz Murcia) le dernier paroxysme orogénique est antéburdigalien dans la zone bétique et, sans doute, dans une partie de la zone subbétique. Les preuves de charriages postburdigaliens sont limitées à une étroite bande frontale, très réduite par rapport à l'ensemble de la chaîne » (99, p. 717). Die gleiche Bewegung hat auch R. W. VAN BEMMELEN aus den Verhältnissen zwischen den Becken von Granada und Guadix gefolgert und sie als die II. betische Phase der durch ihn so sehr hervorgehobenen, auf die Bildung der Alpujarriden sich beziehenden I. betischen Phase gegenübergestellt. Nach der Terminologie von H. STILLE stehen wir in der „savischen Phase“, obwohl gerade dieser Autor derselben, im Gegensatz zur pyrenäischen, in den Cordilleren Andalusiens weniger Bedeutung zuerkennt.

Wie in den Alpen sich der erste Paroxysmus in einzelne Bewegungsepochen aufteilen lässt, in welchen die Einwicklungserscheinungen der übereinandergelagerten Einheiten nachfolgten (Monterosa-Phase), so dürfte auch im malagensischen Segment der betischen Grosseinheit eine analoge zeitliche Gliederung voraussetzen sein. Die gefolgerte mächtige Einwicklung der penibetischen Sedimenthülle unter die eingewordene Masse der rondaïden Trias und des betischen Paläozoikums, das Bild des Chorro-Querprofiles mit den vor der paläozoischen Front zusammengeschachtelten Falten fügt sich ganz einer Vorstellung, die eine Spätbewegung der Deckenbildung voraussetzt, die es zur teils vollzogenen, teils nur zu einer sich anbahnenden Einwicklung brachte; eine Loslösung des Kernstückes von seiner mesozoischen Front war vorangegangen; eine Neubelebung des Nordstosses, aus grosser Tiefe wirkend, mag davon die Ursache gewesen sein und z. T. das eigenartige Hervordrängen der ostalpinen Trias bewirkt haben. Es liegt natürlich auf der Hand, dass alle diese Bewegungen dem Paroxysmus, der die Decken herabrachte, unmittelbar nachfolgten und nicht erst im Miozän sich vollzogen; denn die transgredierenden Sedimente wurden dadurch nicht im mindesten mehr beeinflusst.

Trotz aller Grösse der stattgehabten Bewegungen blieb der Grad der Metamorphose im Gesamtbereich der bewegten Massen äusserst gering. Dieser scheinbare Widerspruch erklärt sich aber leicht dadurch, dass alle Erscheinungen, die der Beobachtung zugänglich sind, den Deckschichten der bewegten Massen angehören. Nirgends hat der Abtrag — davon die mediterranen Fenster und die Südseite des rondaïden Rückens ausgenommen — eine Tiefenstufe der alpinen Metamorphose blosszulegen vermocht. Wir befinden uns durchwegs im Dache der bewegten Einheit; die hochgradigen Metamorphosen der Trias müssen, sofern dabei eben nicht die mächtige Ophiolithintrusion eine Rolle spielt, in einer vorangehenden Tiefenphase sich vollzogen haben. Penibetikum und betischer Flysch zeigen zufolge ihrer Lage im Deckengebäude nur die Erscheinungen einer nicht weitgehenden Dislokationsmetamorphose, die sich auf die gewöhnlichen kataklastischen Veränderungen bezieht (Dislokationsbreccien nächst Dislokationslinien in den spröderen Kalken, Verruschelung mit schwacher Mylonitisierung in gewissen Flyschmergeln, Harnischbildung und Zertrümmerung in Sandsteinen usw.); die relativ stärkste Metamorphose findet sich, die jüngeren Formationen betreffend, in den Kontaktstrichen vom Flysch und darüberschobener alpiner Trias, während demgegenüber die Jura-kalke, die sich als losgelöste Schuppen zwischen Rondaïden und penibetischem Flysch vorfinden, ausser einer ihnen schon als Sediment zukommenden feinen Kristallinität sozusagen unbeeinflusst geblieben sind. Diese Verhältnisse könnten die Annahme stützen, dass die hier erfolgten Bewegungen einer relativ „sachte“ sich vollziehenden jüngeren Einwicklung ihre Entstehung verdanken.

3. Nachphasen.

Wie wenig andere Strecken, zeigt das Betikum in seinem malagensischen Kompartiment nach der Hauptorogenese eine ausgeprägte ruhige Folgezeit. Miozän- und Pliozänsedimente bleiben horizontal, erleiden dahingegen eine in die Hunderte von Metern gehende vertikale Verstellung, die man als rein epirogenetische Bewegung zu betrachten hätte, befände man sich in dem vorliegenden Gebiete nicht in einer, wenn auch zu einer gewissen Ruhe gekommenen orogenetischen Region. Die Verhältnisse der Hoya de Málaga tun dar, dass auf die miozäne (burdigalische) Transgression eine präpliozäne (posthelvetische?) Emersion folgte, diese ihrerseits aber wieder gefolgt wird von einer unterpliozänen (Plaisancien) Immersion, welcher sich dann vom Astien an eine durch verschiedene Wechselfälle unterbrochene (Geschichte der Strasse von Gibraltar!) Hebungsphase folgt, in welcher die Jetztzeit liegt.

Andere Indikatoren für die postparoxysmale Geschichte liefert der Nordrand des Betikums, darin einbegriffen das Becken von Granada. Hier hat nochmals und, wie die ganze Schichtreihe mit ihren mehr oder weniger lokalen Diskordanzen und Transgressionen anzeigt, in sukzessiver Weise wirkend, eine recht kräftige postburdigalische Faltung die miozänen Sedimente ergriffen. Da diese Bewegungen in der Umrandung der Sierra Nevada und anschliessender alpujarrider Gebirgsteile sich besonders akzentuieren, mag man sich fragen, ob nicht gerade die Heraushebung des „Domes“ der Sierra Nevada, sowie die Antiklinalform in den übereinanderliegenden Einheiten der Alpujarriden mit dieser miozänen Spätphase zusammenhängen mag. Mit postpontischen Bewegungen (*ondulations à grand rayon de courbure*) bringt P. FALLOT (99) auch die weitgespannte Aufwölbung im Nordosten des betischen Landes (Sierra Carrascosy, Sierra de las Estancias usw.) in Zusammenhang.

Von dieser nachparoxysmalen Bewegungsgeschichte einiger Massen abweichend ist jene der subbetischen Zone, insbesondere in deren Nordrand (Präbetikum). Hier steigerte sich die Faltungsintensität bis zur Überschiebung. Die Auflagerung von Jura und Kreide in der Klippenzone von Jaén auf Aquitanien, dem Burdigalien eingelagert ist, ist seit den klassischen Untersuchungen von R. DOUVILLÉ (23) bekannt. L. GENTIL erkannte dergleiche junge Bewegungen und Überschiebungen erstmals in der Provinz Cadix (so z. B. die Überschiebung der Trias auf Helvetientone im Tale des Rio Guadalete (36); verkehrt ist dagegen dessen Anwendung des gleichen Alters auf die gesamte Deckenbildung der Cordilleren, die genannter Marokkoforscher in Anlehnung an marokkanische Verhältnisse irrtümlicherweise zwischen Helvetien und Tortonien stellte (38).

In entgegengesetzter Richtung, längs des Cordillerenrandes im weitesten Sinne, im Flussgebiet des Segura (Provinz Murcia), zeigte

P. FALLOT (100) die Gültigkeit der jungen Bewegungen am Nordrand des Gebirges, indem die distalen Partien einer im Burdigalien schon deckenförmig überschobenen Zone, z. B. im Buitre bei Moratalla, auf Burdigalien, wenn auch auf beschränkte Breite, aufgeschoben erscheinen. Der weitere Osten cordillerisch-balearischer Gebirge dürfte sich dem gleichen Grundzug fügen; die postburdigalische Hauptfaltung der Sierra del Norte auf Mallorca (P. FALLOT's Monographie, 45) passt in das gleiche Schema. In diesen Verhältnissen, rückblickend bis zu den Alpujarriden, zeigt sich somit eine schöne Bestätigung der im Alpidenstamm allgemein gültigen Regel, nämlich jener vom Wachsen der Gebirge nach der Aussenseite zu bei stets abnehmendem Alter der diese erzeugenden Faltungsperioden.

Besondere Verhältnisse lassen sich in einem den Cordilleren bzw. dem Subbetikum analogen Aussenrand auf der afrikanischen Seite der Strasse von Gibraltar erkennen. Aus den neuesten Untersuchungen französischer Forscher im nördlichen R'arb und in der Zone von Tanger geht hervor, dass eine bis zur Deckenbildung — und diese gegen Westen gerichtet — sich steigernde späte orogenetische Epoche bis ins Pliozän anhält. Eine Spätphase alpiner Gebirgsbildung, die einer insubrischen Phase der Alpen vergleichbar ist, kommt darin zum Ausdruck. Mit den Spätbewegungen innerhalb der betischen Zone und im Nordrand des Subbetikums mag diese rifsche Bewegung dermassen zusammenhängen, dass die angeführten betischen und subbetischen Bewegungen allein mehr als die abgedämpften Reperkussionen der am Alpidenstamm anbrandenden Stösse der letzten Andrift afrikanischer, nordwärts gerichteter Massenbewegung aufgefasst werden.

Noch bleibt künftiger Forschung ein überreiches Fragenmaterial zur Aufklärung übrig. Wenn hier, ausgehend von Ergebnissen der geologischen Aufnahme in einem engeren Gebirgsabschnitt, zu deren regionalen Einordnung und genetischen Deutung die Lücken des Zusammenhanges und die Probleme der Gesamtgestaltung so oft durch Mutmassungen ersetzt werden mussten — *est quadam tenere tenus si non datur ultra!* —, so mag dies ein weiterer Antrieb sein für ein vereintes Ziel, die Weiterarbeit.

Ergänzung.

Zur Entscheidung der Frage der tektonischen und stratigraphischen Selbstständigkeit der kristallinen Dolomite und Kalke der Serrania de Ronda, welche in der nördlichen Kette die erwähnten Triasfossilien (p. 101) lieferte, geben die südlicheren Bergketten von *Cártama* und *Mijas* belangreichen Aufschluss. Aus den früher begonnenen und im Frühjahr 1930 abgeschlossenen Aufnahmen seien noch folgende Punkte hervorgehoben.

Die unter höheren, serpentindurchsetzten Gneissen usw. zutage kommenden, hier teils nur sehr wenig mächtigen kristallinen Dolomite von *Cártama* bringen im Kern der durch sie geformten Antiklinale ihr Liegendes zum Austrich (dünne