**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft
**Band:** 26 (1933)
**Heft:** 1

**Artikel:** Geologie der Berge um Ronda (Andalusien)
**Autor:** Blumenthal, Moritz M.
**DOI:** https://doi.org/10.5169/seals-159256

**Nutzungsbedingungen**
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

**Conditions d'utilisation**
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

**Terms of use**
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

**Download PDF:** 09.07.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch**

# Geologie der Berge um Ronda (Andalusien).

Von Moritz M. Blumenthal.

Mit 2 Tafeln (III und IV) und 4 Textfiguren.

---

## Inhalt.

Vorbemerkung . . . . . 43
A. Orographisch-morphologische Übersicht . . . . . 44
B. Die penibetischen Formationen . . . . . 47
1. Die Triasunterlage . . . . . 48
2. Die Lias-Malmsedimente . . . . . 49
a) Die „Hidalgafazies" des Lias . . . . . 49
b) Die stratigraphische Einordnung der „Hidalgafazies" . . . . . 50
c) Beziehungen der „Hidalgafazies" zum übrigen Penibetikum . . 51
d) Die Lias-Malmgrenze . . . . . 53
e) Die Malm-Tithonkalke und ihre Beziehungen zur Kreide . . . . 53
3. Beschaffenheit und Verbreitung der Kreide . . . . . 57
4. Die Stellung des Flysch . . . . . 58
C. Das Miozän von Ronda . . . . . 63
D. Der geologische Bau der penibetischen Zone . . . . . 65
1. Die Berge östlich des Meridians von Ronda . . . . . 65
2. Die Berge westlich des Meridians von Ronda . . . . . 69
a) Die Kette von Jimera de Libar . . . . . 69
b) Die Berge von Montejaque-Benaojan . . . . . 70
E. Die Rondaïden und das betische Hinterland . . . . . 74
1. Der Überschiebungsrand der alpinen Trias . . . . . 75
2. Der Bau der Torrecilla und ihr Schichtbestand . . . . . 78
3. Die Lagerungsverhältnisse zum betischen Komplex . . . . . 82
4. Die Kontaktzone am Robledal und Rio Verde und die Beziehungen zur Peridotitintrusion . . . . . 84
F. Über die Stellung des Penibetikums zum Betikum . . . . . 88
Zusammenfassung . . . . . 90

## Vorbemerkung.

Die im Kartengebiet (Taf. III und IV) ausgeführten geologischen Aufnahmen gehen auf Exkursionen, verteilt über die Jahre 1927, 1930 und 1932 zurück und basieren auf der topographischen Grundlage der „Mapa nacional 1:50000" (Blätter Nr. 1050, 1051 und 1066). Das Gebiet schliesst an durch den Verfasser schon geologisch abgehandelte, gleichartig gebaute Strecken an. Im Osten ist es der Gebirgsabschnitt beiderseits des Rio Guadalhorce und angrenzende Ketten (Lit. 106 und 108), im Westen sind es die Bergketten nördlich des Campo de Gibraltar (109).

Der regionalen und lokalen Einfügung dienen dahingehende Kapitel genannter Arbeiten (z. B. 106, p. 44 uff. p. 218 uff.); eine weitergespannte Übersicht gibt P. FALLOT (112).

Ohne hier auf einen historischen Rückblick nochmals einzutreten, sei aus vorangehender Erforschung des Gebietes besonders die umfangreiche Monographie von D. DE ORUETA (31) hervorgehoben; der sedimentäre Anteil der Serrania de Ronda spielt darin zwar eher eine untergeordnete Rolle und seine Tektonik erscheint sehr wenig aufgeklärt, die Eruptivgebiete und kristallinen Schiefer finden darin jedoch eine grundlegende Darstellung. Neue Leitlinien entwarf der Verfasser in vorläufigen Mitteilungen (bes. Lit. 84 und 93).

Für erhaltene wissenschaftliche Unterstützung und Anregung bin ich besonders folgenden Fachgenossen zu besonderem Danke verpflichtet: Prof. P. FALLOT in Nancy, Prof. L. DONCIEUX und Prof. F. ROMAN in Lyon sowie Prof. A. JEANNET in Zürich.

Weitere Studien sind in angrenzenden Gebieten teils schon ausgeführt, teils harren sie der Ergänzung und soll darüber zu gegebener Zeit berichtet werden.

## A. Orographisch-morphologische Übersicht.

In weitausschauender Lage liegt am Abbruchsrande der hier in die inneren Cordilleren eindringenden Miozänmolasse in ca. 720 m Meereshöhe die Stadt Ronda im südwestlichen Andalusien. Der Rundblick erfasst ein Bergland, das fast all eitig in diese Miozänüberdeckung eintaucht und bei der Weite des Ausblicks dasselbe anscheinend nur wenig mehr überragt (1200—1400 m).

Kommt man aus dem Tiefland des Guadalquivir, also von NW, so bedeutet die Gegend von Ronda das erste geschlossene Sichzusammenfinden der Cordilleren-Kalkberge zu längeren Bergzügen, denn weiter im Aussenrand der betischen Cordilleren wiegt die fast regellose Auflösung des Gebirgslandes in einzelne klippenförmig verteilte Einzelgruppen vor; es ist dies die subbetische Zone.

An dieses äussere Cordillerenland schliesst sich bei Ronda geradezu unmittelbar schon die Kernzone der betischen Ketten an; sie wird in diesem Cordillerenabschnitt als die Serrania de Ronda zusammengefasst, deren Umgrenzung gegeben ist durch den Rio Guadalhorce (Hoya de Malaga) im E, das Mittelmeer im S und eine streichende Zone über Ronda-Rio Guadiaro nach dem Campo de Gibraltar auf der weiteren Landseite. Zwischen die äussere subbetische Zone und die „kristalline Zentralzone" schalten sich die Bergketten ein, die der Verfasser nach morphologischen und geologischen Gesichtspunkten als die penibetische Zone zusammengefasst hat (106, p. 51 und 105), und von welcher grösstenteils die hier zu behandelnde Bergumrahmung von Ronda einen Ausschnitt darstellt.

Das Miozänbecken von Ronda bedeutet einen markanten Unterbruch in den penibetischen Kettenzügen und anschliessenden subbetischen Berggruppen. Alle Linien des gefalteten Gebirgsbaues werden hier abgelöst durch die weit sich hinziehenden Kalksandsteinzüge resp. deren wellige Oberfläche; das morphologische Bild wird ein anderes. Immerhin erscheint der Eindeckungstypus wie auch der

Beckencharakter des Rondamiozäns weitgehend abgeschwächt durch die recht tiefe Durchtalung; darin gibt sich ein gewisser Gegensatz zu anderen Miozänbecken der Cordilleren zu kennen, ich denke an die weiten Räume der Becken von Granada und Baza, woselbst die tektonisch bedingte Bruchsenke trotz der schlechteren Aufschlussverhältnisse viel deutlicher in Erscheinung tritt als bei Ronda, dessen Miozäningression nicht wesentlich durch eine bruchbegrenzte Depression vorgezeichnet war; es handelt sich hier vielmehr um einen zwischen den Kalkketten im Grenzgebiet zwischen verschiedenen Erosionsbasen erhalten gebliebenen Erosionsrelikt, dessen Zusammenhang zum Becken von Granada ja auch heute erst lose unterbrochen — längs der Zone von Antequera — erscheint; statt Beckentypus haben wir eine aufgelöste Hochfläche vor uns.

Die südliche Bergumrahmung des Rondamiozäns, dabei nach S bis über den Hauptkamm der Serrania hinausgreifend, ist Gegenstand der folgenden Ausführungen. Ihre orographischen Teilstücke haben folgende Anordnung: Im E flankieren nordwärts vorgreifend die Berge zwischen Almargen und dem Rio Grande von Ronda die wellige Hochfläche; ihre südlichen Einheiten, die Sierra de la Hidalga (1487 m) und die Sierra de los Merinos (1306 m), die allein in unser Aufnahmsgebiet fallen, zeigen durch die sich zwischenschaltenden Kammlücken und dahin ansteigende kleine Täler die geltende ENE-Anordnung; sie wird durch den dem Flussgebiet des Guadalhorce zugeordneten Tallauf des Rio Guadateba besonders hervorgehoben; eine etwas mehr nordostwärts gerichtete Hauptrichtung nehmen die südöstlich anschliessenden Höhenzüge (Cuesta del Gazpacho etc.) ein, aus welchen die Quellbäche des Rio Turon ihren Ursprung nehmen.

Als eine Art morphologisches Gegenstück zum Talsystem des Rio Turon formt sich in entgegengesetzter Richtung der vielverästelte Tallauf des Rio Genal. Das Gebiet der Wasserscheide dieser Flussysteme, ein eintöniges Kalk- und Dolomithochland, bildet mit seinem äusseren, nordwestlichen Rand in den Sierras Almola und del Oreganal den unmittelbaren Südhorizont von Ronda, während es nach innen, also mediterranwärts, in den Hauptkamm der Serrania de Ronda überleitet; hier liegen in abgerundeten, hohen Bergrücken (Sierra de las Nieves, Torrecilla 1919 m) die höchsten Erhebungen des südwestlichen Spanien. Jenseits schneiden sich tiefe Täler nach dem Mittelmeer zu ein (Rio Verde, Rio Guadalmina etc.).

Gegenüber der angeführten Ost- und Südumrandung der Hochfläche von Ronda zeigt der Südwestrahmen eine etwas veränderte Gestaltung. Dies ist bedingt durch eine stärker prononcierte antiklinale Auffaltung und eine veränderte Streichrichtung und damit in Zusammenhang stehende stärkere Talbildung. Die Stadt Ronda bildet den Wendepunkt in dieser Streichrichtungsabkehr, indem nunmehr die Bergketten gegen SW zu abschwenken. Zwischen diesen

hebt der Rio Guadiaro diese Richtung auf lange Erstreckung deutlich hervor. Von den flankierenden Bergzügen ragen nur mehr ihre Nordostenden in unser Kartengebiet: rechtsseitig die Berge von Benaojan und Montejaque (Ventana 1284 m), linksseitig die Kette von Jimera de Libar (Conio 1262 m, Los Riscos etc.). In die gleiche Richtung ordnet sich auch der mittlere Lauf des Rio Genal ein, von welchem die untergeordnetere Talrichtung Arroyo Audaza-Arroyo de las Culebras die gleiche Streichrichtung gegen Ronda zu fortsetzt, woselbst der Rio Grande (= Rio Guadalevín) und seine Zuflüsse, mehr oder weniger in der Querrichtung verlaufend, die genannten beiden Streichrichtungen voneinander scheidet.

Bei der angedeuteten Übereinstimmung der vertikalen Gliederung mit dem Verlauf tektonischer Richtungen handelt es sich bei letzeren fast ausschliesslich um die durch penibetische Falten und Schuppen vorgezeichneten Linien. Die eindeckende Miozänmasse vermochte trotz ihrer bedeutenden Dicke — die höchsten Berge der Kalkmolasse, wohl tektonisch geringfügig beeinflusst, erreichen 1000 m Meereshöhe — den tektonischen Unterbau bei Anlage der jungtertiären Tiefenfurchen nicht auszuschalten. Die tektonisch vorgezeichnete Linie Guadalhorce (von Antequera)-Guadiaro macht sich immer wieder in der Talanlage geltend und geht die Erosion darauf aus, sie über die noch vorhandenen Wasserscheiden durchzusetzen. Diese Erosionswirkung ist in den sich entgegenstehenden Richtungen ungleich; sie ist gegen SW zufolge der näher gelegenen Erosionsbasis stärker, und dieser unterliegt auch die Ausräumung des Miozänbeckens von Ronda.

Eine eher auffällige Richtung ist die der Guadiarolinie parallele Furche, die durch die Verbindung Ronda—mittleres Genaltal (Ar. de la Culebras—Ar. Audaza) gegeben ist. Wenn die bisher angeführten Talrichtungen generell als subsequente, durch penibetische Strukturen bedingte Entwässerungslinien zu gelten haben, so trifft für die genannte Linie eine viel komplexere Beschaffenheit zu; sie setzt — zwar mit Wasserscheide — aus der penibetischen Zone hinüber in die paläozoisch-kristallinen Gesteine, wo im allgemeinen die penibetische Faltungsrichtung nicht mehr bestimmend ist; alte Faltung ist hier überprägt von alpiner, so dass gewöhnlich eine intensive Kleinfaltung mit unendlich vielen Zerreissungen Platz greift, dermassen, dass der Schichtorientierung wenig Einfluss auf die Art der Talbildung zukommt. Dass hier aber trotzdem in den alten Gesteinen eine Übereinstimmung mit der Guadiarorichtung sich herausbildete — für den Culebras-Abschnitt ist die Richtung natürlich penibetisch vorgezeichnet — hat darin seine Ursache, dass die betisch-paläozoischen Formationen im betreffenden Sektor eine sonst nicht geltende Kongruenz der Streichrichtung mit den penibetischen Formationen aufweisen und zugleich die Aufteilung in Kalk-Quarzit- und Schieferzonen leidlich erhalten ist, so dass dadurch die Talanlage beeinflusst wurde.

Jenseits der linksseitigen Wasserscheide des Genaltales (Sierra Bermeja), woselbst die längs des Genaltales geltenden Einflüsse nicht mehr wirksam waren, sondern mürbe, stark verwitterte kristalline Schiefer und massige Serpentine

vorwalten, ist die mediterrane Erosionsbasis bestimmend und bildeten sich mit mehr konsequentem Verlauf südwärts gerichtete Täler aus, die fast senkrecht auf der oben hervorgehobenen Richtung stehen.

In den uns hier beschäftigenden Bergzügen um Ronda sind, wo vorhanden, die massig gebankten Malmkalke formgebend für das orographische Relief. Die so bedeutend grössere Resistenz gegenüber den mildere Rücken formenden Kreide-Kalkschiefern, dann aber auch ihre nicht ebenmässige Einschaltung zwischen solchen und tieferer Kalk-Dolomitwechsellagerung, bedingt durch rasche Mächtigkeitszunahme, lässt oft die Jurakalke gewissermassen zusammenhanglos in ihrer Umgebung einsetzen und als scharfe Bergzacken aufragen (El Goterón in der Sierra de los Merinos, Sierra Almola, Kalkinseln in der Kette Conio-Los Riscos etc.). Dass die genannte lithologische Besonderheit für die Art der mechanischen Beanspruchung und die daraus sich ableitende Faltungsform bestimmend war, ist deutlich; lokale Bruchbildung und Abscherung sind in der Berührungszone zu den hangenden Kalk- und Kalkmergelschiefern der Kreide öftere Erscheinungen. Die zwischen dem unruhigen Relief älterer Formationen sich ausbreitende wellig-milde Flyschoberfläche weckt schon in dieser Gestaltung der Landschaft den Eindruck einer transgredierenden Formation.

Aus dem schon Gesagten erhellt, dass für das vorliegende Bergland bei dem gegebenen tektonischen Grundgerüst und nach teilweiser Eindeckung durch die Miozänsedimente die durch postmiozäne Hebung eingeleitete Erosion im wesentlichen allein gestaltungsgebend war. Eine sukzessive Einwirkung dieser Faktoren in der Herausbildung alter Oberflächensysteme ist nicht mehr erkennbar, ebensowenig die Auswirkungen der Glazialzeit; Aufschotterungen sind keine, oder höchst lokale Bildungen, vorhanden; ältere Breccienbildungen seien erwähnt; so liegt dem flachen Kammstück nördlich der Torrecilla in 1760 m eine Kalkbreccie auf; ihre Entstehung an dieser Stelle setzt andere klimatische Verhältnisse voraus; sie ist gewiss mit den an Talhängen oder in Taltiefen längs Kalkhängen sich einstellenden Breccien (s. 106 p. 166) ins Diluvium zu stellen.

## B. Die penibetischen Formationen.

Da bei der Darstellung der geologischen Verhältnisse angrenzender Gebietsteile die penibetische Schichtreihe jeweilen besprochen wurde, kann hier von einer systematischen Durchbehandlung der einzelnen Formationen abgesehen werden und soll nebst kurzer lithologischer Charakteristik das Unterschiedliche und Verbindende zu jenen Strecken besonders hervorgehoben sein. Wie ein Blick auf eine tektonische Übersichtsskizze zeigt (78, Taf. XVIII oder 108, pl. IV), fällt der ganze Raum um Ronda in eine Externzone des Penibetikums, die durch die Verlängerung der Triaszone von Antequera nach aussen abgegrenzt erscheint.

## 1. Die Triasunterlage.

Aus dem gesamten Kartengebiet ist als tiefstes Glied der penibetischen Schichtkolonne nur ein einziges Triasvorkommen zu erwähnen. Es liegt in unmittelbarer Nähe östlich der Stadt Ronda am Rio Grande und greift von dort über den niedrigen Hügelrücken hinüber in den Arroyo Linarejos. Dieser Triasaufbruch, wie beschränkt auch seine aufgeschlossene Oberfläche ist, zeigt das gleiche regellose Durch- und Nebeneinander von bunten Mergeln, Gipskalken und zelligen Dolomiten wie es in weiten Räumen der subbetischen Trias jedwede strukturelle Rekonstruktion unmöglich macht. In dieser Hinsicht ist also ein gewisser Unterschied festzustellen gegenüber den Triasaufbrüchen in gleicher Zone, im NE (Chorro) und SW (Algeciras). Das mehr geordnete und dolomitreichere Triasprofil der Falte der Sierra de Huma in der Chorroschlucht des Rio Guadalhorce (106, Fig. 6) ist schon beschrieben. Und in entgegengesetzter Richtung zu Ronda ist es die einer Flysch-Schichtfolge nicht unähnliche Trias, die als Basis einer penibetischen Tithonkalkschuppe am Rio Picaro (Puente Guijo) südwestlich Algeciras zum Vorschein kommt, die gleichfalls eine geordnete Aufeinanderfolge von bunten, sandigen Mergeln, Dolomiten mit kohligem Schiefer nebst mächtigeren weissen Sandsteinen zeigt.[1])

Ausser diesen weit voneinander entfernten Punkten dürften etwelche Dolomite, Rauhwacken und bunte Mergel, die in der Kernpartie der stark aufgefalteten Antiklinale der Sierra de los Pinos

---

[1]) Der Aufschluss des Rio Picaro (Puente Guijo bei Algeciras) hat schon verschiedene Deutung gefunden. Es handelt sich hier zweifelsfrei um eine kleine Schuppe penibetischer Zugehörigkeit, die wie der Peñon von Gibraltar den Zusammenhang mit dem nordamerikanischen Djebel Musa vermittelt. Die ersten Autoren, E. Dupuy de Lôme und J. Milans del Bosch, die diese kleine Zacke erwähnen (34), scheinen deren Basis für Flyschsedimente gehalten zu haben. Unter dem eigentlichen Flysch folgen sich hier wohlgeschichtete rotbraune und grüngraue sandige Mergel, die an ihrer Basis eine mächtigere Sandsteinlage (Steinbruch) führen, und welche leicht für Flyschsandstein gehalten werden kann; ihr Typus ist doch leichthin verschieden (feinschichtig mit Stich ins Lichtgrünliche); der sandigen Basis folgt eine Wechsellagerung von dolomitischem, dickbankigem, grauschwarzem Kalk mit untergeordnetem grünbraunem Mergel (zusammen ca. 7 m), dann folgen sich mehr dolomitische Lagen, in deren oberem Teil eine schwarze schiefrig-kohlige Schicht (1—2 m) auffällt; diese Schichtgruppe, die als ganzes ca. 10 m umfasst, wird im Hangenden abgeschlossen durch massige Kalkbreccie, die dann in die weissen Kalke überleitet, aus welchen tithonische Knollenschichten hervorgehen. M. Schmid, der erstmals ausführlich auf dieses Triasprofil hinweist (118) sieht darin den Buntsandstein und einen litoral werdenden Muschelkalk vertreten. P. Fallot (113, p. 17) hält das Profil eher für flyschzugehörig, wovon genannter Autor jedoch nunmehr auch absieht (frdl. briefl. Mitteilung).

Eine gleichartige Trias dürfte auch der Kernpartie der Halbfalte des Peñon de Gibraltar (109, p. 37) eigen sein, wie dies durch die unter der höheren Kalkserie beginnende Wechsellagerung von Dolomit und grüngrauen Mergeln in den tiefst ausstreichenden Schichten bei der Catalan Bai (Ostseite) angezeigt ist.

(auf der Höhe von Cortes de la Frontera, s. Taf. XVIII, Lit. 78 und Karte Lit. 115) zutage kommen, noch der Trias penibetischer Falten zuzurechnen sein; hier wie anderwärts fehlt aber für sichere Entscheide die Fossilführung.

Unter den genannten Aufschlüssen gemahnt jener von Ronda nach seinem Habitus am meisten an die subbetische Trias. Die Möglichkeit einer stratigraphisch einigermassen begründeten Einordnung dieser Trias bieten erst die Hangendsedimente und soll bei Durchgehen derselben darauf zurückgekommen werden.

## 2. Die Lias-Malmsedimente.

Mangelnde Fossilführung und fazielle Gleichartigkeit machen es unmöglich für das vorliegende Gebiet eine genauere stratigraphische Gliederung durchzuführen und hat man sich im Bestreben, gewisse Anhaltspunkte zu verwerten — wie faziellen Typus, Lage im Schichtprofil und streichende Zusammenhänge — oft mehr nur gefühlsmässig zu entscheiden. Lithologische Gesichtspunkte sind also weitgehend leitend in der durchgeführten Aufteilung.

### *a) Die „Hidalgafazies" des Lias.*

In dem Hügellande zwischen den Miozänkonglomeraten Rondas im Nordwesten und den Kalkkämmen der Sierra Almola und Hidalga im Südosten verrät schon die Bodengestaltung das flächenhafte Ausstreichen einer durch Wechsellagerung gekennzeichneten Schichtgruppe; das Gelände ist viel milder geformt, uneinheitlich gewellt und eigentlich ohne leitende Züge, was in den penibetischen Falten sonst nicht der Fall ist. Die kleinen Flussläufe des Rio Grande und des Arroyo Linarejos sowie die Strasse von Ronda nach San Pedro Alcántara erschliessen hier eine Plattenkalk-Dolomit- und Mergelfolge, die auch strukturell einen unübersichtlichen Wellengang ihrer Faltung aufweist, dermassen, dass bei dem ständigen Sichablösen von meist flachen Sätteln und Mulden ein zusammenhängendes Profil der Gesamtformation schwer erhältlich ist. Diese Plattenkalkfolge nimmt das Scheitelgebiet einer grösseren Falte ein und zieht von den Gehängen der Sierra de la Hidalga in die Gegend von Alpandeire, woselbst sie anderwärts schon als eine Neuerscheinung in den penibetischen Falten von S herkommend, erwähnt ist (109, p. 20); da ohnehin die stratigraphische Fassbarkeit dieser Schichten wenig scharf ist, sei hier zusammenfassend von einer „Hidalgafazies" die Rede.

Schon die nächsten Strasseneinschnitte bei Ronda zeigen den Gesteinscharakter wie er sich in seiner Variabilität auf mehrere 100 m Schichtmächtigkeit wiederholt, recht günstig. Unter dem transgredierenden Flysch erscheinen in Wechsellagerung Bänke

von bituminös riechendem, grauschwarzem Dolomit, von schwarzblauen oder auch lichter getönten Kalken, gern gelb-ockerig gefleckt und von feinsten sandigen Schlieren belegt; des öfteren ist die Oberfläche von Ausfüllungsspuren durchzogen und im allgemeinen unebenmässig wellig; die Bänke wechseln zwischen 10—60 cm, in eher höheren Lagen kommen auch schwarzblaue Kalkbänke von grösserer Dicke vor. Die Zwischenschaltungen sind gegeben durch gelbbraune, oft etwas sandige Mergel mit dünneren Kalkeinlagen, ihre Farbe ist auch oft rot und grün. Ebensosehr gehören zur „Hidalgafazies" auch cavernöse, da und dort spatige, gelbliche Kalke, zellig-wabig anwitternde dolomitische Kalke und ockergelbe Rauhwacken und drusige Zwischenschaltungen in den Mergeln. Die bunten und wackigen Schichtlagen dürften sich mehr an die Basis halten, doch finden sich umgekehrt auch in höheren Zonen (Hintergrund des Arroyo Linarejos) solche Gesteinssuiten, die stark an Trias erinnern; auch Sandstein gesellt sich dann gelegentlich bei.

Eine Mächtigkeitsschätzung der vornehmlich als Plattenkalkfolge sich ausnehmenden „Hidalgafazies" ist sehr unzuverlässig, besonders auch wegen der nach oben willkürlich vorzunehmenden Abgrenzung; legt man den Austrich im Steilgehänge des Jarastepar zugrunde, indem man die darüber allmählich sich einstellenden massigen Kalke als ihre Hangendformation ansieht, dann mag wohl eine Schichtfolge von weit über 500 m vorliegen.

### *b) Die stratigraphische Einordnung der „Hidalgafazies".*

Die Lage zwischen den höheren Jurakalken und der liegenden Keuperfazies lässt der Einordnung der „Hidalgafazies" einen weiten Spielraum offen. In den tieferen Kalkplatten sind Zweischalerquerschnitte nicht selten, doch für nähere Bestimmung nicht fassbar. In lichtblauen, in der Oberschicht rostig verfärbten Kalkbänken des Arroyo Negro (km 3 SE von Ronda) sind Myophorien auf der Schichtfläche gut kennbar, diese und andere Schichten (bei Cortijo Meleguetin) enthalten des weiteren kleine Gastropoden und Ostreen.

Die dürftige Fauna dieser Schichten wurde seinerzeit (106, p. 110) durch Prof. A. Jeannet geprüft. Die Myophorienart, die vorwiegend ist, steht der Gruppe von *Myophoria Goldfussi* am nächsten, lässt sich mit ihr aber nicht identifizieren (weniger zahlreiche, feinere und stärker hervortretende Rippen); daneben fanden sich: *Placunopsis* cf. *alpina*, Winkler, *Plicatula* cf. *hettangiensis*, Terq. und *Ostrea (Alectryonia)* cf. *Haidingeriana*, Emm. Die kleinen Ostreen der rostigen Kalkplatten bei Meleguetin liessen sich als *Ostrea (Alectryonia)* cf. *Palmetta*, Stoppani, bestimmen, weisen also auf Rhät hin.

Die angeführten Fossilkalke liegen nicht weit ab von den Aufbrüchen der gipsführenden Trias, von welcher die nächsten wohl kaum mehr als 40—50 m Schichtabstand aufweisen. Abgesehen von dieser

relativen Lage ist auch der Gesteinshabitus mit Rhätbildungen anderwärts zu vergleichen, was mit der vorhandenen Fauna am ehesten zulassen dürfte, hier Infralias vorauszusetzen. Für die Basis der „Hidalgafazies" wäre damit ein Anhaltspunkt gefunden. Ein folgender Abschnitt (*d*) erwägt die obere stratigraphische Abgrenzung.

c) *Beziehungen der „Hidalgafazies" zum übrigen Penibetikum.*

In ihrer Streichrichtung finden die Hidalgakalke der Umgebung von Ronda ihre Fortsetzung, die jedoch eher beschränkt ist. Gegen SW zu werden sie tektonisch überdeckt, gegen NE sinkt der Faltenbau allmählich ab, so dass dort die sich einstellenden Oberjurakalke vorherrschend werden. In den in dieser Fortsetzung liegenden und früher schon beschriebenen Bergen von Teba und Ortegicar (106, p. 260) ist ein solcher Lias nicht mehr aufgeschlossen.

Es ist auffällig, dass daraufhin in der ersten tief genug aufgebrochenen Antiklinale, also in der relativ benachbarten Chorroschlucht des Guadalhorce, nur mehr ein ganz dürftiger ($\pm$ 30 m) Lias auszuscheiden ist (106, p. 108 und Fig. 6); dabei ist freilich auch zu erwägen, ob die unter den Nerineen führenden Kalken ausstreichende Folge von bituminösen Keuperdolomiten nicht schon mit der basalen „Hidalgafazies" verglichen werden darf. Auch weiter ostwärts sind Plattenkalkserien vom Typus von Ronda in keiner Weise Hangendformation zu einer Keuperfazies der Trias; von der wurzellosen Kette der Sierra de Camaroles etc. sind die darüber folgenden Dolomite und weissen Kalke anderwärts schon erwähnt (108, p. 60); sie wurden dort in den Lias gestellt.

In entgegengesetzter Richtung, also gegen Gibraltar zu, bleibt innerhalb äusserer penibetischer Ketten ausser dem wenig bestimmbaren Aufbruch der Sierra de los Pinos allein die kleine Kalkschuppe von Algeciras als Vergleichsobjekt heranzuziehen. Daselbst folgen aber über einer ca. 17 m mächtigen Bankfolge von Muschelkalk und Keuper (s. Fussnote p. 48) schon Gesteinstypen, die dem oberen Jura zuzurechnen sind, von einer mächtigen „Hidalgafazies" ist dort also keine Spur vorhanden.

Legt man somit die Verhältnisse in der Längsrichtung zugrunde, welche Richtung doch am ehesten mit dem Verlauf isopischer Richtungen zusammenfällt, so sind daraus innerhalb des Penibetikums (extern und median) recht wechselnde Sedimentationszustände abzuleiten. Insbesondere der mittlere Teil, die weitere Umgebung von Ronda, dürfte anzeigen, dass hier eine stärkere Sedimentation stattfand, gekennzeichnet durch eine langandauernde Oszillation in einer Fazies, die zwischen einem lagunären Trias- und einem nerithischen Liastypus hin- und herschwankt. Von einer wohlausgeprägten Einbe-

ziehung in eine alpine Geosynklinale kann hier in der Liasbasis also kaum die Rede sein.

Sehen wir uns eben noch in der Querrichtung um, so stellen wir cordillereneinwärts — in der internen Strecke von Algatocin, also dem paläozoischen Untergrund aufliegend (109, p. 11) — über grobklastischer (Permo-)Trias massige Dolomite fest, denen nach oben schiefrig-mergeliges Rhät folgt, überlagert von hellen Liaskalken; eine „Hidalgafazies" schaltet sich hier also auch nicht ein, wenn auch in den genannten Rhätschichten ihr stratigraphisches Äquivalent zu suchen ist. Verschiedenartiger, aber eben nicht hinreichend tief aufgeschlossen, ist der Zustand in einer Zone, die nach ihrer Lage sich zwischen die externe und die dem Betikum aufliegende Schichtreihe stellt; sie weist wieder auf grössere Tiefe hin; es sind dies die Plattenkalke mit Sinémurien-Cephalopoden, die aus dem Flysch zwischen Gaucin und dem Rio Genal hervorragen (109, p. 12).

Von besonderem Belang für die Beziehungen der Externzone von Ronda ist der Umstand, dass ihre Lias-Triasgrenzschichten eine starke fazielle Verwandtschaft, ja Übereinstimmung, mit solchen der subbetischen Zone aufweisen. So finden sich bei Ubrique (subbetische Zone, Prov. Cadiz), wo die penibetischen Formationen normal der germanischen Trias aufliegen, in der letzteren Schichtprofile von bituminösen Dolomiten, cavernösen Kalken und bunten Mergeln (z. B. bei km 67 der Strasse nach Arcos, d. l. Front.), die ebensosehr am Rio Grande von Ronda zuhause sein könnten. Der Lias selbst gewinnt in der subbetischen Zone dann freilich eine andere Entwicklung als bei Ronda; dies zeigt die stratigraphische Aufteilung in den Bergen von Grazalema durch J. Gavala (33).

Der Umstand, dass wir in der Basis der „Hidalgafazies" den Infralias sehen, schneidet auch die Frage der stratigraphischen Stellung des schon erwähnten Triasaufbruches von Ronda an. In jüngster Zeit wurde durch Martin Schmid, dem als gewiegter Triasforscher grosse Erfahrung zusteht, auf Grund von Fossilführung dargelegt (118), dass die Keuperfazies in Ost- und Südspanien eine schon in der tieferen Trias (Werfenien) einsetzende Fazies darstellt, dass somit die Kalke, die als Muschelkalkäquivalente aufgefasst werden, zwischen zwei salinären Mergelkomplexen sich vorfinden. Diese gewiss für weite Räume des Subbetikums zutreffende Neuordnung wurde, stark verallgemeinernd, auch auf südandalusische Verhältnisse anzuwenden versucht. P. Fallot, der für die wesentlich dafür in Betracht fallenden Gebiete diese veränderte Stratigraphie als zutreffend annimmt, versuchte auch eine darauf abstellende Deutung des Triasprofiles des Chorro (113, p. 16), was besagt, dass in den tiefsten gipsreichen Schichten schon das Werfenien vorliegen würde. Das Gleiche könnte also auch auf die Trias von Ronda in Erwägung gezogen werden. Eine solche Tieferstellung der Keuperfazies erscheint mir aber sowohl im Chorro als auch am Rio Grande

recht künstlich und wenig begründet zu sein. Das Auftreten der Mergel-Gipsfazies im Liegenden von Schichten, die am ehesten infraliasisch sind, macht es doch naheliegend, dass eine erst anzutreffende Keuperfazies wirklich auch obertriasisch ist. Auf eine andere Bahn würde die Frage natürlich verschoben bei Voraussetzung des Muschelkalkäquivalentes noch innerhalb der „Hidalgafazies"; das vorhandene Fossilmaterial wie auch der gesamte lithologische Befund der Schichtgruppe sprechen aber nicht sehr in solchem Sinne.

### *d) Die Lias-Malmgrenze.*

Unter allmählicher Zunahme graublauer oder blauschwarzer Kalkbänke, denen auch dunkle Kieselknauern eingelagert sind, nebst lichtgrauen, innen dunklen Dolomiten, entwickelt sich aus der eigentlichen „Hidalgafazies" nach oben ein Gesteinskomplex, in welchem Lias und Dogger vorhanden sein müssen. Wabig-zellige Gesteine und Mergel fehlen hier, dafür aber werden Einschaltungen von hellen, bald massigen, bald mehr gebankten Kalken gewöhnlich; ausnahmsweise begegnet man plattig-knolligen Bänken, die an die „fausse brèche" erinnern (Cueva de Diego), aber auch wieder von dolomitischen Schichten gefolgt sind. Inwieweit hier etwa oberer Lias — das Toarcien enthält anderwärts die tiefsten „fausse-brèche"-Niveaux — vorhanden sein kann, ist aus Fossilmangel nicht zu entscheiden; gegenüber gleichartigen oberjurassischen Kalken glaubte ich, dass die tieferen eher ein grauweisses, etwas kristallines Aussehen zeigten, während im Malm gelblichweisse, pseudoolithische Kalke stärker vertreten sind; doch ist auf solche lithologische Nuancierungen in keiner Weise zu bauen, zumal sich auch die massige Kalkentwicklung lentikular zwischen gebankten Typen einschaltet. Diese Schwierigkeiten in acht nehmend, ist die durchgeführte Aufteilung mehr nur ein Kompromiss.

### *e) Die Malm-Tithonkalke und ihre Beziehungen zur Kreide.*

Für die Abgrenzung der oberen Jurakalke gibt die nirgends fehlende rot nuancierte Kreide einen wichtigen Anhaltspunkt. Darunter heben sich die bleichgrauen Kalkaufsätze über den mehr dunkelgetönten dolomitischen Hängen in den Bergen östlich und südlich Ronda gut ab; anderwärts sind es massige auf Flysch liegende Deckschollen (Sierra Almola, Tajo de los Enamorados) oder sie erscheinen als helle „Inseln" in der wellig gefalteten roten Kreide (Kette von Jimera de Libar) oder aber sie bauen in grösserer Mächtigkeit ganze Kalkketten auf (Montejaque etc.).

Gleichartig wie in benachbarten Gebieten (vgl. 106, p. 113) wechseln massige Kalkkomplexe mit plattigen Schichtstufen ab, aus welch letzteren die für peni- und subbetisch Andalusien typischen

grauen oder roten, auch grünlichgrauen Knollenkalke („fausse brèche") sich entwickeln; der sonst selten fehlende Cephalopodengehalt dieser Schichten hat im Kartengebiet leider keine brauchbaren Formen geliefert (öfters nicht bestimmbare Perisphincten und Phylloceren); systematische Sucharbeit dürfte aber doch nützlich sein und auch zur Abklärung der Stufengrenzen nach dem Liegenden beitragen; es seien deshalb einige Knollenkalkvorkommen namhaft gemacht: Gipfelstück des Goberón (P. 1306) in der Sierra de los Merinos, am Fusse der Sierra Almola (N und E), Los Castillejos am Rio Grande etc.

Eine auffällige Erscheinung ist die Unbeständigkeit der Oberjurakalke in ihrer Verbreitung und ihr Mächtigkeitsunterschied. Die Ursache davon ist faziell und mechanisch zugleich, wobei eben erstere die letztere bedingt; beide Fälle seien etwas näher besehen, was uns zu den Beziehungen zur Kreide überführt.

Einmal ist es gewiss ein primärer Mächtigkeitsunterschied, der die massig sich ausnehmenden Kalkkomplexe an- und abschwellen lässt. Die Sedimentprodukte wurden ungleichmässig gehäuft — so bedeutet wohl die feinklastisch-pseudoolithische Kalkbildung ein schnelleres Wachstum als die Ablagerung feinsten Kalkschlicks —; andererseits aber erfuhren diese Sedimente vor ihrer vollständigen Diagenese mannigfache submarine Umlagerung und wohl auch Auflösung, deren Produkt in der Bildung der Knollenkalke, der „fausse brèche", vorliegt, die oft in einer ganz flachen Diskordanz zu massigeren Kalken liegt; so resultierte als Endprodukt ein ungleich mächtiger Kalkkörper mit mehr oder weniger lentikulären Anschwellungen. An diese Unterlage passte sich in Form einer feinen Foraminiferen-Kalkschlickablagerung die Kreide an; ja es ist auch der Fall möglich, dass keine typische Oberjurafazies sich ausbildete und die Kreide direkt auf die als liasisch-mitteljurassisch anzusehenden kalkig-dolomitischen Lagen sich absetzte.

Des weiteren ist für die Erklärung des Mächtigkeitsunterschiedes in oberjurassischen Sedimenten auch direkt an einen, wenn auch leichten subaerischen Abtrag vor Auflagerung der Kreide zu denken. Immerhin für das Vorhandensein von Festlandsbildung mit tiefgreifender Erosion ist im Bildungsraum unserer penibetischen Sedimente kaum der Raum vorhanden; der Fall der Schichtkontinuität ist zu verbreitet; das Vorkommen ausgezeichneter Übergangsprofile, die auch paläontologisch belegt sind — die durch die Mission d'Andalousie bekannt gewordenen Profile von Cabra und Loja sind hieher zu zählen — spricht nicht in solchem Sinne, wenn auch dieselben nicht direkt in der Externzone von Ronda gelegen sind. Eine Änderung dieser Verhältnisse vollzog sich aber in der Richtung nach dem betischen Massiv zu, woselbst ja Lias und Jura aussetzen, und eine relativ bedeutende Tiefe anzeigende kalkig-mergelige Kreide unmittelbar auf dem betischen Rücken liegt (z. B. bei Casarabonela). Hier lagen also im Oberjura wohl weite Landräume und liegt es eigentlich nahe,

mit solchem Festlandsgebiet die im Penibetikum so typische Rotfärbung durch feinsten, eingeschwemmten Tonschlick in Zusammenhang zu bringen.

Trotz der geringen Wahrscheinlichkeit einer belangreicheren Emersion an der Jura-Kreidegrenze in der Zone von Ronda kommt man aber doch kaum über die Voraussetzung lokaler Emersionen hinweg. Wenn auch klastische Sedimente an der Kreidebasis eine Seltenheit sind, so fehlen sie gelegentlich doch nicht. Ein Beispiel dafür sei angeführt:

Steigt man von der Guadiaroseite zum Puerto Mures (Nordende der Kette von Montejaque) an, so ist an der Kreide-Tithongrenze folgende Schichtfolge zu erkennen:

1. Flyschmergel und Sandsteinbänke, dann
2. Rote Kreidekalkschiefer und an deren Basis
3. Konglomeratische Kalkplatten (ca. ½ m mächtig); diese bestehend aus (oberer Teil) einer Lage von Komponenten eines dichten, gelblichweissen Kalkes voller Foraminiferen (vorwiegend Globigerinen, dazwischen die grösseren Rosalinen); tithonwärts, also nach unten, entwickelt sich daraus eine gleiche Kalkkonglomeratschicht, die aber vorwiegend aus pseudoolothischen hellen Kalken (Tithontypus) zusammengesetzt ist.
4. Massige, weisslichgelbe Kalke (Tithon), teils in der klastischen Schicht ausspitzend;
5. Massige Tithonkalke, öfters pseudoolithisch formen den Südhügel des Transversalbruches, dem der Pto. Mures seine Entstehung verdankt.

Ähnliches Auftreten untergeordneter klastischer Schichten wurde auch am Nordwestfusse des Hacho von Montejaque beobachtet. Auch ist zu erwähnen, dass konkretionäre Einschlüsse (Markassitkügelchen) sich gerne in den basalen Kreideschichten einstellen.

Aus solchen Verhältnissen darf also gefolgert werden, dass in einzelnen Zonen unsres Penibetikums — Längsrichtung sich anhebender Antiklinalen? — sich Rücken formten, die in den Bereich des Abtrags reichten, teils aber auch nur ein Sedimentmanko bewirkten, während in den angrenzenden Räumen das normal-marine Regime anhalten blieb.

Die angeführten Verhältnisse vermögen so ziemlich die Unterschiede in der Mächtigkeit des oberen Jura und die Unregelmässigkeit seines Reliefs gegenüber der Kreide zu erklären; die tektonischen Kräfte, die sich an das gegebene Material hielten, haben dessen Eigenheiten dann noch verstärkt. Nach diesen allgemeinen Erwägungen seien einzelne Fälle in unseren Bergzügen durchgangen.

Der Tallinie des Arroyo de las Culebras SSW von Ronda ist schon Erwähnung getan; östlich derselben streicht im Steilhang des Jarastepar-Bergrückens die mächtige Schichtfolge von Dolomiten und Kalken mit ihren Mergelzwischen, die „Hidalgafazies", aus, nach oben gekrönt durch die helleren Tithonkalke des unwirtlichen Karstrückens (Cueva de Diego). Eine ganz andere Schichtfolge stellt sich auf der Westseite dieses Taleinschnittes ein (s. Prof. 8 u. 9). Hier dehnt sich ein ausgedehntes Kreidegebiet; im Liegenden der mergelig-kalkigen

Kreide finden sich erst nur dürftige Kalkserien, die dem gewöhnlichen Jura-(Tithon)-kalktypus entsprechen und den dem Lias zuzuordnenden dolomitreichen Schichten aufliegen. Eine Störung von grösserem Belang — wohl kleinere — ist nicht vorhanden; ein ganz bedeutender, schwierig zu erklärender Mächtigkeitsverlust in der „Hidalgaserie" von Ost und West der Tallinie resp. des hier durchlaufenden Antiklinalscheitels, sowie des weiteren eine starke Verkümmerung von Oberjurakalken, die sogar ganz aussetzen können (bei P. 1093 m), kennzeichnet somit dieses Querprofil.

Nur „ein Schritt" weiter, im Bergrücken des Conejillo-Los Riscos etc. zeigt in grösseren Aufbrüchen wieder das Vorhandensein eines normalen Malm-Tithonkalkes, eingefasst von roten Kreidekalken. Und jenseits des Rio Guadiaro treten die gleichen Kalkformationen zutage und formen in grosser Mächtigkeit die Berge von Montejaque; in der scharfen Felszacke des Hacho dürften wohl über 500 m helle Jurakalke (wohl ist darin vermutlich auch Dogger vorhanden!) ausstreichen. Der Gegensatz zu dem eben erwähnten, fast völligen Schwund gleicher Kalkbildungen ist höchst auffällig und muss derselbe wohl zum wesentlichen Teil auf primäre Sedimentationsunterschiede zurückgeführt werden, denn die überlagernde Kreide zeigt keine Beschaffenheit, die sich mit der Denudation solcher Schichtmächtigkeiten verträgt, und auch tektonische Einflüsse kommen auch nicht für solches Ausmass in Betracht.

Gleichartige starke Anschwellung des Jura ist auch in den Bergzügen östlich von Ronda, die als Fortsetzung der Kette von Montejaque zu gelten haben, zu erkennen. Hier fällt besonders der Bergzacken des Goteron in der Sierra de los Merinos auf. Über der schiefrigen roten Kreide des Puerto de Espino folgen hier an die 500 m helle, teils massige, teils bankige Kalke, die nach oben durch bankige, dolomitische Schichten abgeschlossen werden; die ganze Serie ist isoklinal und scheint normaler Mächtigkeit zu entsprechen, wenn auch der ganze Berg als schuppenförmiges Antiklinalgebilde aufzufassen ist (Prof. 1). Wie bei Montejaque, gelangt man auch von hier bei Zuschreiten auf das Ausstrichgebiet der „Hidalgafazies" in ein Schwundgebiet der hellen Malmkalke. Hier freilich müssen wir auch die Wirkung des Vorflyschabtrages in Betracht ziehen, denn östlich Ronda, längs des Rio Grande, liegt der eozäne Flysch auf den Plattenkalken der „Hidalgafazies", auf tiefstem Lias. Dass aber auch hier eine starke Malm-Tithonreduktion den ursprünglichen Verhältnissen entspricht, zeigt die kleine Kalkklippe oberhalb des Molino del Cojo, wo das normale Profil von plattigen, kieselreichen Tithonkalken und normal darüber folgender schiefriger Kreide erhalten geblieben ist; tektonische Reduktion kann hier freilich auch mit im Spiele sein.

Eine fast sprunghafte Verschiedenheit der Malmmächtigkeiten zeigt sich am gleichen Rio Grande ca. 3 km flussaufwärts. Dort ragt in der Felskuppe der Castillejos (P. 1042 m) eine mächtige Kalkfolge empor, während in unmittelbarer Nachbarschaft davon, gegen den Arroyo Linarejos zu, nur eine ganz verkümmerte analoge Serie ausstreicht (s. auch Fig. 2).

Auf regionale Verhältnisse bezogen, gilt im allgemeinen eine Abnahme der Jurakalkbildungen in der Richtung gegen das betische Massiv zu; dass diese Regel aber allerhand Schwankungen unterliegt, zeigt uns die Gegend von Ronda. In dem genannten Sinne ist die konstatierte Abnahme aus der Gegend von Montejaque—Los Merinos nach jener von Ronda zu werten. Die Abnahme bleibt aber nicht anhaltend, denn nochmals erscheint in tektonisch stark gestörter Lage mächtiger Malm weiter bergeinwärts, nämlich in den Kalkschollen der Sierra

Almola und des Tajo de los Enamorados. In weiter mediterranwärtigen Gegenden setzt dann aber der obere Jura vollständig aus.

### 3. Beschaffenheit und Verbreitung der Kreide.

Gegenüber der so schwierig aufteilbaren älteren Schichtfolge bedeutet die Kreide, als Ganzes genommen, eine gute Leitstufe, wenn auch bezüglich ihrer eigenen Gliederung sie sich nicht minder „widerspenstig" zeigt. In ihrem Habitus schliesst sich die Kreidestufe der weiteren Umgebung von Ronda unmittelbar an die Nachbargebiete an (s. 106, p. 127, p. 70 und 109, p. 13), weshalb hier nur einige wenige Bemerkungen angefügt sind.

Wenn bei einem ersten Versuch der Aufteilung die ausserhalb der paläozoisch-kristallinen „Kernzone" liegenden betischen Ketten betreffend eine Scheidung derselben in eine subbetische und penibetische Zone angestrebt wurde (78, p. 497), so konnte sich diese Gliederung besonders im Querprofil über Ronda auf eine recht verschiedene Ausbildung der Kreidesedimente stützen. Die penibetische Kreide zeigt hier eine recht kalkreiche Entwicklung, die bald mehr an kalkschiefrige Couches rouges, bald mehr an dichten Biancone erinnert; sie steht darin in starkem Gegensatz zur subbetischen Kreide, die wenig weiter nördlich bei Olvera und Pruna zutage tritt und auch ganz andere Geländegestaltung bewirkt; hier sind es cephalopodenführende grauweisse Mergel, in mildgeformten Hügelrücken anstehend, für deren Erscheinungsform die Lokalbezeichnung „Sierra Harina" (= Mehl) bezeichnend ist.

Die bestentwickelte Kalkfazies kommt bei Ronda den basalen, dem Tithon aufliegenden Schichten zu. An der Strasse über den Puerto del Espino (neue Strasse Ronda-Burgo) stehen ausnahmsweise bis ½ m dicke Kalkplatten an; es ist ein dichter Kalk, entweder mattgelbweiss oder rosa gefärbt, von zackigen Suturen durchsetzt und oft reich an Hornsteineinlagen; Globigerinen und Rosalinen sind mit der Lupe leicht kennbar. Auffällig ist, dass in der gleichen Region (z. B. bei Cortijo Caña alta) an der Basis der Kreide auch gebankte Dolomite mit mergeligen Zwischenschichten sich vorfinden. Die gleiche kalkreiche Couches rouges-Fazies eignet auch die Kreide beiderseits des Guadiarotales und ist die Lostrennung von rötlichem Tithon nur gefühlsmässig durchführbar. Die mergelig-schiefrigen Partien kennzeichnen mehr höhere Schichtglieder, doch ist diese Verbreitung keine absolute.

Da keine makroskopischen Fossilien vorliegen, ist eine weitere stratigraphische Aufteilung im Kartengebiet nicht möglich. Es liegt jedoch kein Grund vor in Erwägung der Kontinuität des Sedimentationstypus und der anderwärts angetroffenen, wenn auch äusserst spärlichen Fossilien nicht annehmen zu dürfen, dass die Gesamtkreide von Berrias bis ins Turon oder Senon vorliegt; die vorhandenen

Mikrofossilien lassen sich nur sehr ungewiss als Leitformen verwenden, da nur ganz eingehendes mikroskopisches Studium entscheiden kann, ob sie als Leit- oder nur als Faziesfossilien zu werten sind; für solche Forschung böte die Zone von Ronda günstige Profile.

Bei der Kreide ist mehr als bei jeder anderen Schichtstufe eine mechanische Häufung zu grosser Mächtigkeit oder Reduktion zu dünnem Schichtpaket gegeben. Wir befinden uns im Ostrand des Gebietes in jener Strecke, woselbst die grosse, früher schon namhaft gemachte Mächtigkeitsanschwellung des Turontales nach SW zu sich fortsetzt (106, p. 135). Tektonische Bedeckung entzieht diese mächtige Kreideserie bald der Beobachtung; in den dazu parallelen, nächst äusseren Strukturen (beiderseits des Guadiarotales) ist jedoch gleicherweise eine meist wohl über 200 m dicke Kreideserie vorhanden. Das Fehlen der Kreide in unmittelbarer Nähe südöstlich Ronda muss wohl mit den Wirkungen der Flyschtransgression in Zusammenhang gebracht werden.

## 4. Die Stellung des Flysch.

Von der Rolle der Flyschbildungen in den betischen Cordilleren war schon wiederholt die Rede; sie ist schwierig in ihren Einzelheiten zu klären, ihre allgemein richtige Einschätzung drängt sich aber schon bei Betrachtung des Landschaftsbildes auf.

In verschiedenen Abhandlungen ist aus Andalusien und aus dem gleiche paläogeographische Verhältnisse aufweisenden Nord-Marokko durch P. Fallot, A. Marin und den Verfasser für die Flyschbildungen der Charakter eines über sämtliche tieferen Formationen hinweggreifenden Schichtsystems dargetan worden (bes. 116, p. 678). Je weiter wir mediterranwärts vordringen, um so deutlicher ist dieser Zustand zu beobachten, sehen wir doch wie längs der Guadalhorcelinie die Flyschsedimente über die penibetische Kreide hinweg auf den paläozoisch-kristallinen Untergrund übergreifen (106, p. 196, 108, p. 81); dass es aber in penibetischen Falten auch hinreichend Stellen gibt, woselbst mergelige Kreide allmählich in nummulitenführendes mittleres Eozän weiterleitet (z. B. am Torcal-Westende, in der kleinen Sierra de Caracoles, südlich des Guadalhorce bei Gobantes etc.), ist in den gleichen Schriften angeführt. Die Lage der Berge von Ronda zu den angeführten Strecken lässt nun eo ipso gleiche allgemeine Bedingungen voraussetzen, was mit etwelchen Nuancierungen denn auch wieder erkannt wurde.

Die lithologische Zusammensetzung ist gleichartig der Nachbarschaft. Bröcklige blaue Tone, grüngraue oder rötliche Mergel, die durch Sandgehalt zu feinem schiefrigem Mergel werden, dünne tonige, braun anwitternde Sandsteinbänke, graue bis lichtgraubraune Sandkalke, meist gut gebankt und zu einzelnen Schichtpaketen anschwellend, die nicht weit aushalten und übergehen in feine Kalk-

breccien mit weissen Kalkkomponenten (daneben Glaukonit und Ton-Mergelschmitzen, Quarz etc.); diese brecciösen Gesteine beherbergen vorwiegend die vorhandene Foraminiferenfauna. Höhere Schichtpartien enthalten die massigeren weissen Quarzsandsteine, für welche sich die Lokalbezeichnung der Aljibesandsteine eingebürgert hat; sie machen Teil aus des durchgehenden Flyschprofiles — nicht eines diskordant überlagernden Schichtsystems, wie dies in spanischer Literatur angegeben wird — und können sich schon in recht basisnahen Schichtlagen einstellen (z. B. die Anhöhen nördlich des Pantano Gaduares).

Nach seiner stratigraphischen Einordnung dürfte der Flysch des Kartengebietes gleiche Verhältnisse aufweisen wie die Nachbargebiete, woselbst vornehmlich das mittlere Eozän älteren Formationen aufliegt. Immerhin ist im vorliegenden Gebiete von Ronda ein weites Gebiet zu unterscheiden, in welchem die aufgefundenen tiefsten Nummulitengesteine erst auf oberes Eozän hinweisen; das mittlere Eozän (Lutétien) ist in mehr südöstlicher Strecke die älteste Tertiärstufe. Das Oligozän ist allein in einem einzelnen Klemmstück in tektonisch stark gestörter Lage angetroffen worden.

Wenn auch die gesammelten Nummulitengesteine noch kein abschliessendes Urteil erlauben, so ist ihre Auskunft hinreichend, um die Schichtfolge der Kreide-Tertiärgrenze stratigraphisch einschätzen zu können. Ihre Prüfung verdanke ich der grossen Zuvorkommenheit und Kompetenz von Hrn. Prof. L. Doncieux (Lyon). Die verschiedenen Fundpunkte seien einzeln erwähnt.

Im Nordende der Bergkette von Benaojan-Montejaque treten beiderseits des Pantano Gaduares (bei der alten Brücke) Kalkbreccien und Sandkalke auf, deren tiefste Lagen in ca. 130 m über den roten Kreidekalkschiefern sich einfinden mögen; sie enthalten neben sehr kleinen Foraminiferen zahlreiche *Orthophragminen*, ferner *Nummulites Boucheri-Tournoueri*, *Nummulites incrassatus*, De la Harpe; gleichen Inhalt weisen die dünnen Sandkalkbänke (bes. *Orthophragminen)* in der Berglücke zwischen dem Hacho und dem Felssporn des Cerro Tavizna auf, sowie auch die etwas höheren feinen Kalkbreccien auf der Nordseite des Pantano, so dass die ganze Schichtgruppe als oberes Eozän angesehen werden darf.

Nach Vorkommen im Schichtprofil, Gesteinszusammensetzung und Alterszuweisung gleichartig sind die Nummulitengesteine im Nordende der Parallelkette (Kette von Jimera) zur eben genannten; sie enthalten (bei P. 71 m am Verbindungsweg Ronda-Benaojan): *Num. Boucheri*, de la Harpe, *Num. Tournoueri* de la Harpe, *Num. incrassatus*, de la Harpe, *Num.* cf. *helveticus*, Kaufm. Gleiche Auskunft gibt ein Sandkalk westlich der Strasse (km 3,5) von Ronda nach Alpandeire. Es lässt sich also ableiten, dass die Strukturen, die beiderseits des Rio Guadiaro verlaufen als tiefstes erkennbares Tertiärglied das obere Eozän enthalten.

Östlich der Stadt Ronda nehmen die Flyschgesteine ein weites Areal ein und liegen den verschiedensten Formationen auf. Der Rio Grande bedeutet bis zum Cortijo del Rasero deren ungefähre Südgrenze, über welche aber längs des Arroyo Negro eine Bucht südwärts greift. Eine Kalkbreccie im Südende der Bucht des Arroyo Negro weist wiederum das obere Eozän mit *Num. incrassatus*, DE LA HARPE, an; daneben enthält das Gestein *Orthophragminen*, *Heterosteginen*, *Amphisteginen*, zahlreiche *Rotaliden*, gekielte *Globigerinen* und *Lithothamnium*. Ein anderes Handstück aus der Randzone des Rio Grande zeigt etwas verschiedene Fazies und Fauneninhalt, dürfte aber gleichfalls noch Obereozän anzeigen; es enthält: *Num. incrassatus*, *Num. vascus*, JOLY et LEYM. nebst *Orthophragminen*.

Während in den bis anhin erwähnten Gesteinen keine Assilinen erkannt werden konnten, sind dieselben in Kalkbreccien des Flyschbandes anwesend, das den Südostrand der penibetischen Falten markiert; von hier (Puerto Quejigales) sind zu nennen: *Assilina* cf. *granulosa*, LEYM., *Num. globulus*, LEYM., *Num. Guettardi*, D'ARCH., *Num. granifer*, DOUV. nebst kleinen Nummuliten. Weitere Untersuchungen aus dieser Zone liegen keine vor, doch hat es den Anschein, dass dieselbe als altersgleich mit den basalen Flyschgesteinen der Umgebung von Ardales und Gobantes aufgefasst werden darf, mit welchen auch nahezu übereinstimmende tektonische Lage — zwar sind jene näher betikwärts — sie verbindet; dort wurde seinerzeit auf Auversien-Alter geschlossen (106, p. 156).

Wie in anderen Strecken der Cordilleren und des Rif, so beschränken sich nacheozäne Flyschgesteine auf nur sporadisch verstreute Vorkommnisse, die schwierig von den älteren Nummulitenschichten zu trennen sind. Aus dem Kartengebiet ist ein Lepidocyclinenkalk allein aus einem kleinen tektonischen Fenster innerhalb der Triasdolomite zu erwähnen (Sierra del Oreganal, s. p. 77); in Mergeln, die vielleicht als cretacisch zu gelten haben, steckte ein kleiner Kalkblock (Schürfling); Prof. DONCIEUX erkannte darin: *Nephrolepidena* cf. *simplex*, H. DOUVILLÉ, *Eulepidina formosoides*, H. DOUVILLÉ, daneben unbestimmbare kleine Nummuliten. Das Vorkommen von Oligozängestein an genannter Stelle lässt den Schluss zu, dass weiter betikwärts unter tektonischer Bedeckung sich jüngeres Tertiär einstellt und von dort nordwärts tektonisch verschleppt wurde. Sehr wohl möglich ist es auch, dass das Oligozän sich im äusseren Rande der Guadiaroketten vorfindet, nämlich in den Sandsteinen von Alijbetypus, wie sie weiter oben schon von der Nordseite des Pantano Gaduares als über Obereozän liegend erwähnt wurden.

Treten wir nunmehr den Beziehungen des Flysch zu seinen Liegendformationen etwas näher. Zu einer zeitlichen Festlegung der Transgressionslücke, die eine tertiäre Flyschformation von ihren Liegendformationen scheidet, ist natürlich das möglichst genaue stratigraphische Alter beider Stufen Vorbedingung.

Diese ist nach dem Gesagten wohl für das Tertiär, nicht aber für die oberste Kreidestufe und tiefere mesozoische Sedimente erfüllt. Allgemeine Erwägungen und Vergleiche müssen deshalb zur Beurteilung der Frage herangezogen werden. Gesellt man dazu die örtlichen Beobachtungen, das lokale Schichtprofil, so dürften sich trotz des engbegrenzten Raumes zwei verschiedene Fälle für die Sedimentationsbedingungen an der Kreide-Tertiärgrenze ergeben, nämlich erstens der Fall des prätertiären Abtrages, und zweitens der Fall fazieller Kontinuität; deren Erscheinungsform sei in einzelnen Strecken durchgangen.

Ad 1. Längs des schon erwähnten Rio Grande östlich Ronda und flussaufwärts bis zum Cortijo del Rasero liegen die stark gefalteten, hier obereozänen Flyschgesteine auf und teils zwischen den verschiedensten Liegendformationen: auf Trias, Infralias („Hidalgafazies") und Kreide. Das allgemeine Bild ist hier in typischer Weise jenes des Vorgreifens auf eine denudierte Unterlage, wie der Verfasser es schon aus dem Guadalhorceabschnitt beschrieben hat. Wenn auch die Beziehungen zur Trias nicht so leicht zu beurteilen sind — ihre „Eigenbewegung" — so ist dahingegen das flächenhafte Eingreifen der Mergel und Sandsteine des Flysch zwischen die Wellungen der „Hidalgafazies" unverkennbar; als eine schmale Kalkschieferrippe ragt südlich des Rio Grande (Cjo. de Lobitos) die Kreide aus der Flyschumhüllung, deren Gesteine nicht weit davon entfernt den Myophoria-Kalkplatten (Infralias) auflagern. Gleicherweise zeigt in der Richtung des Arroyo de la Culebras das Relief zwischen Flysch und den nur vereinzelt an dessen Saum aufragenden Kreidevorkommnissen den Abtrag der Liegendschichten an, die ja wenig weiter westlich in der Kette von Jimera in grosser Mächtigkeit erhalten sind. Ausser den meist feinen Breccien, in denen vornehmlich die Nummuliten zu Hause sind und welche nicht direktes Transgressionssediment darstellen, spielen klastische oder besser grobklastische Sedimente keine Rolle an der Flyschbasis; ausnahmsweise wurde ein grobes Kalkkonglomerat von Tithonkalktypus auf der Kreide angetroffen (bei P. 845 m zwischen Ao. d. l. Culebras und de la Sijuela). Auch im NE des Kartengebietes (Sierra de los Merinos) ist die übergreifende Lagerung des Flysch nicht zu verkennen.

Ad 2. Auf andere Beziehungen lassen einzelne Schichtprofile schliessen, indem sie ein fazielles Überleiten von einer Kreidemergelfazies in eine gleichartige tertiäre Flyschfazies vorführen. In solchen Fällen ist die Beurteilung des Fehlens oder Vorhandenseins einer grösseren Schichtlücke äusserst schwierig und glaubte ich dies in benachbarten Gebieten mit ähnlichen Einzelprofilen so erklären zu dürfen, dass die Transgressionslücke durch gleichartiges Sediment verschleiert ist (106, p. 141, 108, p. 81). Die weite Verbreitung dieser Verhältnisse scheint mir aber doch den Fall einer kontinuierlichen

Sedimentation ohne feststellbaren Abtrag näher zu legen. Sehen wir uns diesbetreffend im Kartengebiet um.

In dem kleinen Hügelrücken, der die Lagerschuppen der Unternehmung des Pantano Gaduares (Montejaque) trägt (linksseitig über der Staumauer), ist durch Weganlage der Übergang von Kreide- in Flyschbildungen gut aufgeschlossen. Ich notierte vom Flysch zur Kreide vorgehend:

1. ca. 30 m dickbankiger, weisser, gelbbraunanwitternder Quarzsandstein; Str. 256, F. 55° N;

2. Braunrote, grünlich geflammte Mergel; kann als Übergangslage von Flysch- zu eigentlichen Kreidesedimenten — bei gleichbleibender Schichtorientierung — angesehen werden.

3. ca. 2 m mergelige Kalkschiefer, rosa bis leicht weisslich-grün (ständige Übergänge); foraminiferenhaltig (Globigerinen, Rosalinen), Senon?

4. Schiefrige Mergel, lichtgrünlich bis hellrotbraun mit Einschaltungen von rosa getöntem Mergelkalk.

Einen weiteren guten Aufriss der obersten vorhandenen Kreide gewährt das Bahntracé bei der Station Jimera de Libar (SW Kartenecke). Über der obersten kalkigen Kreide folgen hier grüngraue Mergel, dann wieder blass rosa gefärbte, dichte Kreidekalke, wieder gefolgt von grünlichgrauen und braunroten Mergeln, welche Gesteine, weil Kontinuität nach dem Flyschareal mit Sandsteineinlagerungen vorherrscht, man geneigt ist in den normalen (tertiären?) Flysch einzureihen.

Noch deutlicher zeigt der künstliche Aufriss im Südrand des grossen Steinbruches der schon im Trias-Kapitel erwähnten penibetischen Schuppe von Algeciras den faziellen Übergang von Kreide- und Tertiärsedimenten. Von einer Wechsellagerung von dichten weissen, fast porzellanartigen Kalken (Suturen, vereinzelte, seltene Belemniten) mit rotbraunem Mergel und auflagernd einer sehr aptychenreichen unteren Kreide, gelangt man in zusammenhängendem Schichtprofil in eine gleichartige Mergel- bis Mergeltonserie mit Einlagerung dünnbankiger, grüngrauer, etwas schiefriger Sandsteinbänke, eine Schichtfolge, die man ohne weiteres in den (tertiären) Flysch stellen würde; Nummulitenbildungen, die eine stratigraphische Abgrenzung zulassen würden, sind hier nicht angetroffen worden.

Rückblickend auf diese Verhältnisse, die sich vornehmlich auf das Gebiet südwestlich von Ronda beziehen, ist man zufolge der faziellen Zusammengehörigkeit zur Annahme gedrängt, dass in dieser Strecke eine Transgressionslücke überhaupt nicht vorhanden ist, und eine vermergelte Oberkreide in tertiäre Sedimente weiterleitet. Solcher Zustand vorausgesetzt, wäre dann zu folgern, dass gewisse Strecken des Penibetikums von der alteozänen Emersion nicht betroffen wurden, dass daselbst die orogenetischen Veränderungen, die in mehr internen Strecken zu mächtigen Bewegungen auswuchsen, sich vielmehr in einer Einmuldung mit ständiger Meeres-

bedeckung geäussert haben können. Es ist zuzugeben, dass das räumliche Nebeneinander der verschiedenen Beobachtungspunkte sich als nicht zu verkennende Schwierigkeit dieser Erklärung entgegenstellt (relative Nachbarschaft, Fehlen grobklastischer Sedimente und ihrer Übergänge); eine Prüfung innerhalb weiterem Rahmen wird erst entscheiden. Als Wesenszug bleibt für die Flyschbildungen nichtsdestoweniger der Charakter einer über eine, tiefdenudierte Oberfläche hinweggreifende Flachseebildung erhalten.

## C. Das Miozän von Ronda.

Das Miozän als erste posttektonische Formation, die die penibetischen Falten eindeckte, passt sich in seinem Schichtvolumen dem Erosionsrelief derselben an und ist davon seine Mächtigkeit und Lagerungsweise abhängig. Die Ausräumung durch Erosion ist schon weit vorgeschritten; die höchsten, dem Gehänge älterer Schichten sich anlehnenden Schichtbänke liegen um 1050 m (Westrand Sierra Blanquilla); der Südrand erreicht kaum mehr 800 m; im grossen und ganzen liegt Horizontalität der Auflagerung auf das Liegende zugrunde, diese ist aber fast nie zu beobachten, da ausgeprägte Deltastruktur mit Neigungswinkeln von 10—30° vorherrscht.

Einen tiefen Erosionseinriss in diesen miozänen Gebirgsdetritus bedeutet der bekannte Tajo de Ronda, auf dessen malerischer Höhe das alte Ronda liegt. Er findet stets in landeskundlichen Abhandlungen besondere Beachtung (s. z. B. 31, p. 393 und 61, p. 120). Nach seiner Entstehung ist er nichts anderes als der Rückwitterungsrand gegenüber der seitlich und rückwärts wirksamen Erosion des Rio Grande (= Rio Guadalevín). Der an und für sich nicht bedeutende Flusslauf vermochte, einmal in einer ursprünglichen Furchungsrinne festgehalten, in relativ schneller Arbeit die Gesamtheit der miozänen Sedimente zu durchsägen und geriet dabei auf die leicht ausräumbare Flyschunterlage (zwischen der Ermita und Ronda); dadurch war seine erosive Arbeit, besonders auch in seitlicher Richtung stark begünstigt; in dem recht standfesten Material schuf er die tiefe Schlucht, die die heutige Stadt in zwei Teile scheidet, während im Flyschaufbruch seitliche Abkappung der Schichtköpfe wirksam blieb.

Die Wandhöhe des Tajo beträgt ca. 85 m, was, fügt man die im Hügelrücken der Stadt ausstreichenden Schichtbänke dazu, einer hier im Mesarande ausstreichenden Schichtdicke von ca. 150—200 m entsprechen mag; dies entspricht jedoch kaum der Schichtmächtigkeit des Miozäns als Ganzes, denn weiter nördlich (Gegend westlich Ariate) ist dieselbe sicherlich ansehnlich grösser. Von der Schichtmasse des Tajo ist die untere Abteilung ($^3/_4$—$^4/_5$) konglomeratisch, die obere repräsentiert die typische Kalkmolasse, d. i. ein Kalksandstein, der reichlich mittelgroben Quarz führt und oft reich an Schalentrümmern ist; die kalksandige Partie geht allmählich aus dem gröberen

Material ohne Bildung einer Schichtfuge hervor. Der konglomeratische Körper entspricht einer nach N und S sich ausdünnenden Linse, die gerade die Lage von Ronda einnimmt und für die Bildung der Erosionsformen bestimmend war (Massigkeit und Standfestigkeit mit blockförmiger Ablösung); er ist als ein grobschüttiges miozänes Delta aufzufassen, das sich in einer Konkavität des präexistenten Untergrundes formte, der eine mittlere Neigung von ca. 4° gegen NW aufwies (Höhendifferenz des Flyschausstriches zwischen Ronda-Ostrand und Rio Guadiaro). Die bis kopfgrossen Gerölle sind alle aus der nächsten Umgebung stammend; es wiegt der schwarzblaue Liaskalk vor, daneben viel Eozänsandstein usw. Diese Zusammensetzung zeigt an, dass also schon der miozäne Abtrag den Flysch weitgehend von den penibetischen Falten abräumte.

Der Fossilinhalt des Rondamiozäns ist nicht vorteilig erhalten. Pectiniden- und Ostreenschalen sind zahlreich, meist aber nicht für Bestimmung verwertbar; Echinidenstücke gesellen sich dazu und in gewissen kalkreichen Schichten sind Bryozoenreste sehr stark gehäuft. Bestimmbar waren einzig: *Chlamys* cf. *Suzannae* MAY. und *Aequipecten* cf. *praescabriusculus*, FONT., herstammend aus den Plattenbrüchen nächst der Station Ronda, also nach Schichthöhe über den Konglomeraten des Tajo liegend. Die Pectinidenformen und insbesondere auch die vollkommen gleiche Ausbildung dieser Sedimente mit solchen, die in besseren Exemplaren zahlreich die Praescabriusculusform enthalten, lassen mit ziemlicher Sicherheit schliessen, dass das Rondamiozän ins Burdigalien zu stellen ist, die Transgression also auf das schon tief erodierte Faltenland im unteren Miozän einsetzte; es zeigt sich darin somit für die inneren Ketten der westlichen Cordilleren vollkommene Übereinstimmung (s. Lit. 103). Nicht bestimmt ist es, ob auch das Helvetien an diesen Sedimenten teilnimmt, ein Fall, der natürlich nicht ausgeschlossen ist. Die Einordnung der Gesamtheit dieser Sedimente in das jüngere Miozän (D. DE ORUETA, J. GAVALA) ist aber nach dem Gesagten nicht gerechtfertigt.

Eine besonders noch erwähnenswerte Entwicklung zeigt das Miozän in den Gehängen östlich der Bahnlinie Ronda-Bobadilla (Cjo. de la Coca-Arro. de la Ventanilla). Daselbst beteiligt sich — je gebirgsnäher, um so reichlicher — derartig viel Jurakalk am Aufbau von bankigen Breccien, dass eine Verwechslung mit jurassischen Sedimenten naheliegen kann.

Andernorts ist schon hervorgehoben (103, p. 208), dass das Miozän der inneren Cordilleren keine neue Beanspruchung mehr durch jüngere Faltung erlitt, dass aber, je weiter nach dem Aussenrand zu gelegen, dessen Miteinbeziehung in jüngere Bewegung (bis zur Überschiebung, Lit. 100) sich anzeigt. Auf diese Verhältnisse bezogen, gehört das Rondamiozän zur ruhig gebliebenen inneren Zone, woselbst sich höchstens nurmehr ganz schwache, von seiner Ablagerungs-

schichtung kaum mehr zu trennende Verstellung seiner Schichtbänke einstellte.

## D. Der geologische Bau der penibetischen Zone.

Bevor zu den weiter einwärts gelegenen Hochteilen der Serrania de Ronda übergegangen sei, soll der Bau der äusseren Zone erörtert sein, deren bauliche Selbständigkeit gegenüber den inneren Gebirgszonen wohlausgeprägt ist, was in allgemeinen Zügen in vorangehenden Abhandlungen schon dargelegt wurde (84 und 106, p. 286).

### 1. Die Berge östlich des Meridians von Ronda.

Als orographische und tektonische Richtlinie kann in diesem Gebirgsabschnitt — er wird westwärts durch die schon erwähnte Tallinie des Arroyo de las Culebras abgegrenzt — der Faltenzug der Sierra Hidalga-Jarastepar gelten, der im Querprofil die Strecke zwischen Puerto de Lifa im NW und der Tallinie des oberen Rio Turon im SE einnimmt. Als SE-Flanke hebt sich deutlich die breite Kreidezone ab, die das Ursprungsgebiet der oberen Verzweigungen des Rio Turon (= Rio del Burgo) ausmacht. In sich ist freilich diese Zone keine monoklinale Schichtfolge, denn die leicht verbieg- und zusammenstaubaren Kreideschichten sind in eine grosse Anzahl von sekundären Gewölben und Mulden aufgeteilt. Dieser „Turon"-Kreide steht als nordwestliches Schenkelstück der Kreide (Synklinal)streifen, der nach dem Puerto del Espino hinanleitet, gegenüber (Prof. 1, 2 und 3). Die Miozänüberdeckung unterbricht oberflächlich nach SW zu diese Disposition. Schon in dem eben genannten, vollständiger übersehbaren, nordwestlichen Abschnitt kann in der Scheitelzone nicht von einem einzelnen Faltengewölbe die Rede sein; wie dieselbe gestaltet ist, zeigt, bei starker Verbreiterung das weite Gelände zwischen der Sierra de la Hidalga und Ronda.

In diesen Bergfusshügeln beiderseits des Rio Grande nimmt die Plattenkalkserie, die als Hidalgafazies bezeichnet wurde, breiten Raum ein und zeigt strukturell ein wenig übersichtliches Hin und Her der Schichtorientierung; eine Menge kleiner Faltenwellen lösen sich ab. Einzelne der vorhandenen Undulationen, die sich im allgemeinen — aber nicht strikte — der geltenden ENE-Richtung einfügen, sind auf 1—2 km festzuhalten; als ganzes liegt eben eine breite Scheitelzone vor, zu welcher aber im Querprofil von Ronda-Rio Grande ein deutlicher Nordwestschenkel nicht feststellbar ist (Prof. 5—7). Die Triasaufbrüche im Rio Grande sind damit in Übereinstimmung, scheinen aber doch nicht mit dem Hauptscheitel der Gesamtfalte übereinzukommen, denn das Vorhandensein weiterer kleiner Liaskalkausbisse innerhalb des Miozäns zwischen Ronda und dem Cortijo de la Cantinela deuten darauf hin, dass, wenn ein Ab-

biegen in einem NW-Schenkel vorhanden ist, dieser erst längs dieser Linie vorauszusetzen ist (hypothet. in Prof. 7—5 angedeutet).

Der nunmehr bis zur Stadt Ronda verfolgte Abschnitt des Faltenzuges, der Hidalgasektor desselben, zeigt, besonders durch die Pto. Lifarrichtung stark betont, ein Gesamtstreichen von ENE nach WSW; von Ronda ab dagegen lassen gleiche Gesteinszonen ein merkbares Abbiegen nach SSW erkennen. Dieser Jarastepar-sektor zeigt nunmehr in diesem Bergrücken (Cueva de Diego-Jarastepar) eine starke Verschmälerung des Ausstriches der Plattenkalkserie, ohne dass eine mehr prononcierte Steilstellung oder Bruchbildung sich einstellen würde; zudem treten hier die Kreidekalkschiefer des verkümmerten Westschenkels bis nächst an die in tieferen Liaskalken angedeutete Scheitelpartie heran. Bei Erörterung der Verhältnisse an der Kreide-Tithongrenze ist dieser Beziehungen schon Erwähnung getan (p. 55) und wurde auf die Wahrscheinlichkeit starker Mächtigkeitsunterschiede in West- und Ostschenkel hingewiesen; zudem ist aber hier die Voraussetzung eines kurzen und steilen Abbiegens des Westschenkels nicht gut zu umgehen, da, wie gesagt, Bruchbildung von Bedeutung in der Linie des Ar. de las Culebras nicht zu erkennen ist (vgl. Prof. 8 und 9).

Zwischen den Jarastepar- und den Hidalgasektor schaltet sich eine transversale, flache Einmuldung; sie ist in den tieferen Liasfalten kenntlich und kann mit ihr auch das hier vorhandene, später zu erwähnende Vorgreifen höherer Einheiten (überschobene Trias der Sierra del Oreganal) in Zusammenhang gebracht werden.

In entgegengesetzter Erstreckung sinkt der Jarastepar-Sektor gleichfalls stark ab, denn noch bevor die Tithonkalke von dem betisch-rondaïden Komplex bei Alpandeire überdeckt würden, schaltet sich das hangende, dort sehr schmale Flyschband dazwischen, unter welches die Kernpartie trotz der anscheinenden Überhöhung, abtaucht; es ist das Südende der anderwärts (109, p. 20) schon als Castillejos-Antiklinale erwähnten Faltenform.

Von der verhältnismässig einheitlich gestalteten Ostflanke der Hidalga-Antiklinale im weiten Sinne war schon die Rede. Näheres Zusehen enthüllt hier aber Komplikationen, die überhaupt noch nicht möglich waren in ihren Einzelheiten vollständig aufzuklären. Als Ausgangspunkt zur Deutung der für die Erfassung penibetischer Falten belangreichen Verhältnisse diene der nordöstlichste Abschnitt. Die Dolomite und Mergel des Puerto de Lifa (zwischen Sierra Hidalga und Sierra Blanquilla) dürften als die steiler gestellten Kernschichten der Gesamtstruktur zu gelten haben. Beim Cortijo und Castillo de Lifa nehmen dieselben aber ein Ende und die mächtige Kreide der oberen Rio-Turon-Verzweigungen steht den Liaskalken der Sierra Blanquilla fremdartig gegenüber; Tithonkalke sind nur mehr in einzelnen, bald auch aussetzenden Kalkklötzen (Castillo de Lifa) vorhanden. Steigt man bis zum Rio del Burgo (= oberer

Rio Turon) hinab, so findet man schön aufgeschlossen die Aufschiebung der generell SE fallenden roten Kreidekalkschiefer auf die tieferen Jurakalke der Hidalga-Antiklinale; wir haben also hier die, wenn auch wohl nur lokale Überschiebung der Schichten der Ostflanke auf die Kernpartie der Falte vor uns (Prof. 1 und 2).

Die Aufnahmen in dieser Gegend reichen nicht aus, um auszusagen, welche Längserstreckung dieser auffallenden Störung zukommt. Die Hinterseite (SE) der Sierra Hidalga lässt sie nicht mehr mit Sicherheit erkennen. Das auch in seinen Oberflächenformen komplexe SE-Ende der Sierra Hidalga zeigt aber wieder Lagerungsverhältnisse, die mit der Störung von Lifa in Zusammenhang gebracht werden können.

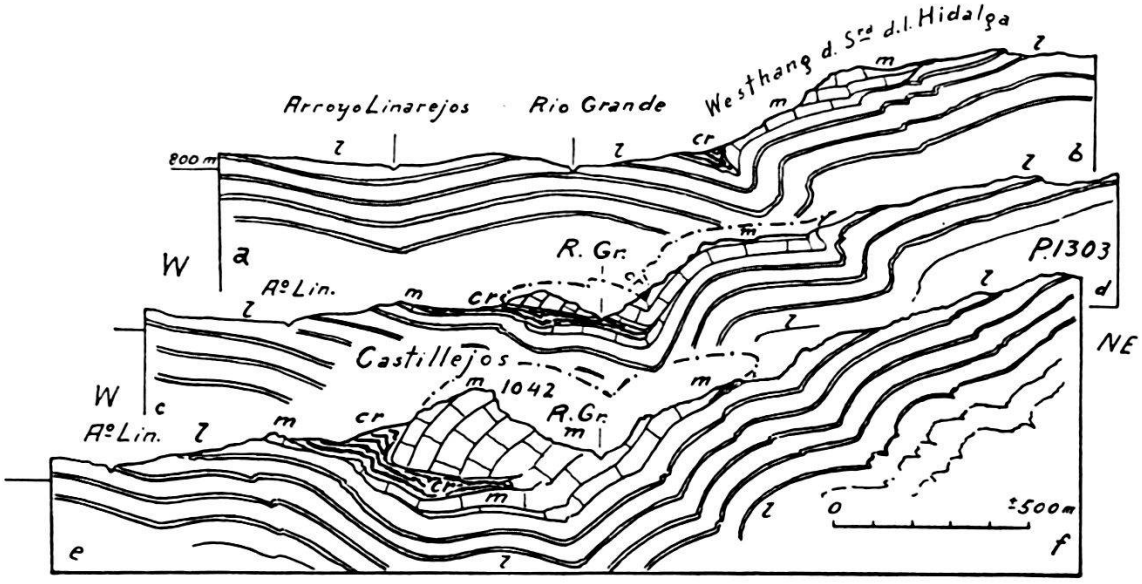



Fig. 1. Längsprofile im Ostende der Sierra de la Hidalga.

cr = Kreide; m = Malm-Tithon; l = Lias-Dogger („Hidalgafazies").

Die Hidalgakette fällt in felsigen Absätzen gegen den Rio Grande ab, der ihr SE-Ende in kurzer Schlucht durchsetzt und linksseitig noch einen auffällig isolierten Kalkklotz, die „Castillejos" (= P. 1042 m) abtrennt. Der absteigende Hidalgarücken enthält quergerichtetes Schichtstreichen, das Axialgefälle gegen genannten Flussdurchbruch anzeigt, wonach sich also daselbst höhere Kalkniveaux einzustellen haben (Fig. 1). Dementsprechend haben die hellen Gesteinsbänke des Castillejos als Tithon bis Malm zu gelten; sie enthalten denn auch an ihrer Basis ammonitenführende Knollenschichten und dicht daneben dolomitische Niveaux. Strukturell entspricht die Bergform der Castillejos einer Art Halbdom, dessen äussere Kalotte durch die umrandenden Kreideschiefer gut hervorgehoben ist. An ihrem Nordsaum ist deutlich zu beobachten, wie die WNW einfallende Tithonserie die Kreideschiefer überschiebt (Prof. 6). Das rechtsseitige

Äquivalent der Kalke der Castillejos zieht sich als eine schon von der Brücke von Ronda aus auffällige helle Kalkschulter im Abhang der Sierra Hidalga nordwärts und hat hier ganz den Anschein normal in die Schichtfolge der umrandenden Gesteinsserie zu gehören; ein Kreidesaum begleitet diese Malmkalkzone auf der Westseite, was darauf hinweist, dass dort die gleichen gestörten Verhältnisse gelten wie im Durchbruch des Rio Grande, also örtliche Überschiebung. Die beistehenden Profilskizzen (Fig. 1, a—c) mögen in teils hypothetischer Form über die Lagerungsbeziehungen dieser in der zuvor schon erwähnten transversalen Einmuldung des Rio Grande liegenden Oberjurakalke und ihren raschen Mächtigkeitsverlust nach W zu orientieren.

Als Ganzes besehen, sieht es aus, als ob hier eine massig-bankige Kalkanschwellung sich von der liegenden übrigen Schichtserie abgetrennt hat und nach NW zu auf dieselbe sich überschiebt. Möglicherweise ist hier das südwestliche Ende der Schuppe von Lifa zu suchen, die dermassen in einer Querdislokation am Rio Grande ihr Ende findet. Dies würde gestützt durch den rückwärtigen Zusammenhang der Formationen, indem der Tithon-Kreidesaum über P. 1065 nach dem Tajo de Golera zieht und so weiter nach dem Castillo de Lifa. Bei stark reduzierter Schichtmächtigkeit erscheint unter dieser Serie in der sanften Talweitung des Cortijo de Cobatillas eine Folge von bunten Mergeln mit rauhwackigen Dolomiten, so dass man eher glaubt in triasischen Schichten zu sein als im Liegenden der Kreide; Oberjura erscheint daselbst stellenweise ausgeschaltet.

Die Lagerungsverhältnisse in der Südostflanke der Hidalga-Jarasteparzone werden uns fernerhin bei Besprechung der weiter bergwärts liegenden Überschiebungskontakte beschäftigen (p. 75); zuvor erübrigt das Gebiet in der nordöstlichen und westlichen Kartenfläche als penibetische Elemente einer Besprechung seines Bautypus.

Nördlich des Lifa-Passes liegt die Sierra Blanquilla (Viento 1429 m); sie entspricht im wesentlichen der ausdruckslosen Nordflanke der Kernzone der Hidalgafalte. Diese als Ganzes setzt sich nordostwärts in die Bergkette fort, die bei Ortegicar ihr Ende findet, welches schon in der „Guadalhorce-Arbeit" (106) nach Bau und Inhalt beschrieben wurde (p. 260). Der daran nach aussen (NW) anschliessende Synklinalzug, der ausserhalb unseres Kartengebietes durch breite Flyschflächen eingenommen wird, tritt in dasselbe eingeengt über und enthält so nurmehr die wellig gefaltete rote Kreide; diese Zone bedingt den Passeinschnitt des Puerto de Espino und die davon abgehenden, im Hauptstreichen liegenden Talrichtungen. Nördlich davon liegt das Südende der Sierra de los Merinos. Von einem regelmässigen Muldenbau zwischen diesen zwei Berggruppen kann kaum die Rede sein. Aber auch in den anschliessenden Muldenflanken ist kein eigentlicher Anhub zu einem regelrechten Falten- resp. Gewölbebau vorhanden. Im Nordrand der Kreidezone erhebt sich

als asymmetrische Felspyramide der „Goterón" (P. 1305); dieser Berg wie auch der westlich anschliessende Bergrücken (P. 1113—1024) enthalten gewissermassen nur Ansätze zu Antiklinalbau; es sind im wesentlichen nur isoklinale Schichtserien (Faltenschuppen), für deren Entstehung aus Faltung aber doch Teilstücke von Schenkelschichten sprechen. Ihre tektonische Rekonstruktion ist in den Querprofilen versucht (Prof. 1—3).

Ohne dass hier die transversale Einmuldung des Rio Grande zu erkennen wäre, tauchen diese Bergformen unter das überdeckende Miozän von Ariate ab; ihrer Fortsetzung begegnen wir erst wieder jenseits Ronda.

## 2. Die Berge westlich des Meridians von Ronda.

Das früher schon hervorgehobene Abbiegen der Streichrichtung ist westlich Ronda durch die Richtung der Tallinie des Rio Guadiaro prägnant hervorgehoben. Sie trennt zwei wohlausgeprägte Bergketten, die zwar unter keinem Sammelnamen bekannt sind, hier aber für den linksseitigen Zug als die Kette von Jimera de Libar, für den rechtsseitigen als die Kette von Montejaque unterschieden werden. In unser Kartengebiet sind nur die nordwestlichen Endstücke dieser Bergketten hineinragend, von welchen schon anderwärts Teilstücke beschrieben wurden (109, p. 20).

Der schöne Ausblick vom Tajo de Ronda lässt den Grundschlag des Aufbaues dieser Ketten schon beim ersten Überblick erkennen und ist derselbe in älteren Karten und Beschreibungen im allgemeinen schon richtig hervorgehoben. Aus Flysch- und Kreideumrandung erheben sich teils scharfgeschnittene Malmgrate (Montejaque), oder breitgespannte Kreidekalkrücken enthalten landschaftlich auffallende, enger begrenzte Aufbrüche des Malmkernes (Jimera).

### *a) Die Kette von Jimera de Libar.*

Die Skizzierung des Baues des südlichen Teiles dieses Bergzuges wurde mit dem Parallel über die Anhöhe des Conio abgeschlossen (109, Taf. II); der gleiche Bautypus gilt für den nächst nördlichen Abschnitt. Der komplexe Charakter des Scheitelgebietes der zugrunde liegenden Falte tritt innerhalb der roten Kreidegesteine durch die oft scharfkantig-zackig hervorragenden, bleichgrauen Malm-Tithonkalke deutlich in Erscheinung. Sie liegen mit oft auffällig disharmonischem Kontakt in ihrer mehr schiefrigen Umgebung und dürfen nur auf kurze, schuppenförmige Malmkernausspitzungen bezogen werden; ihre Kartierung in unserer Kartenskizze ist teilweise (Conio) eher schematisch gehalten. Wenn auch nicht von anhaltenden Axiallinien gesprochen werden kann, so lassen sich doch zwei zueinander parallele Richtungen erkennen, im Westen jene, die vom Conio zu

den „Riscos“ leitet, im Osten jene über die „Conejillos“ und den Cro. del Fraile (Prof. 9). Die gleich wie die Hidalgastruktur sehr breite Faltungsform grenzt mit undeutlich ausgebildeter Synklinalzone an den Jarasteparsektor derselben, ist aber gegen W zu durch die gutausgeprägte Synklinale, die der Talrichtung des Rio Guadiaro folgt, deutlich abgegrenzt. Ob diese Synklinale des Guadiaro sich tiefer einspitzt oder nur als seichte Mulde die beidseitigen Faltenzüge trennt, ist nicht ausgemacht; Vorwalten asymmetrischer Bauanlage kann für ein tieferes Eingreifen angeführt werden. Gegen Ronda zu taucht der ganze Faltenzug zur Tiefe, was die breite, den Kreideplatten aufliegende Flyschzone sehr deutlich hervorhebt (Prof. 8—7).

### *b) Die Berge von Montejaque-Benaojan.*

Anders gestaltet ist die jenseitige Flanke der Synklinale des Guadiaro. Hier tritt der Malmkern zusammenhängend und strukturell reich gegliedert, was sich auch landschaftlich in den scharfgeschnittenen Kalkketten anzeigt, zutage.

Zwischen dem Dorfe Benaojan und seiner Bahnstation setzt die steilgestellte Malmkalkserie ein (s. Fig. 2); eine analoge Schuppe dickplattiger, weisser Tithonkalke durchsticht gewissermassen etwas weiter südlich die rote Kreide, die sich ihnen diskordant anschmiegt (Tajo de la Dehesa).

Diesem äusseren Kalkkamm steht eine nächst westlichere Kalkfolge gleichfalls mit E-Fall seiner Schichtbänke gegenüber. Treten wir bei Benaojan in den schmalen „Kanal“, der diese Kalkkämme trennt und weiter nordwärts bis zum Rio Gaduares leitet, ein, so überrascht die tiefe Lage, die Kreide und Flysch gegenüber den hochaufragenden Kalkkämmen einnehmen. Dieses Überragen der Jurakalke über ihre Hangendschichten ist sehr gewöhnlich von kleineren Brüchen begleitet, meistens sind dieselben aber nicht das bestimmende Moment dieser Kontakte, sondern es handelt sich sehr gewöhnlich auch um einen primär unregelmässigen Kalkkörper (s. die angedeuteten horstförmigen Überragungen der Jurakalke in Fig. 2). Im Korridor von Benaojan ist das Baubild jedoch tektonisch bedingt: Ost- und Westflügel, obwohl ein und derselben weitgespannten Antiklinalform zugehörig, haben nicht die gleiche tektonische Bedeutung. Die Westflanke leitet über in das unwirtliche Kalkmassiv der Ventana, in welchem ein breiter, wenig deutlich ausgeprägter Antiklinalbau vorliegt; der Ostflügel behält den Charakter einer monoklinalen Kalkschuppe nordwärts für 5 km bei, wird dann aber am Puerto Mures durch einen senkrecht gestellten Querbruch abgeschnitten; kleinere Abspaltungen und isoliert aufragende Malmzüge sind als leichtere Schuppungen oder Wellungen im Ostflügel Benaojan-Pto. Mures aufzufassen (Prof. 9 a, 8 und 8a).

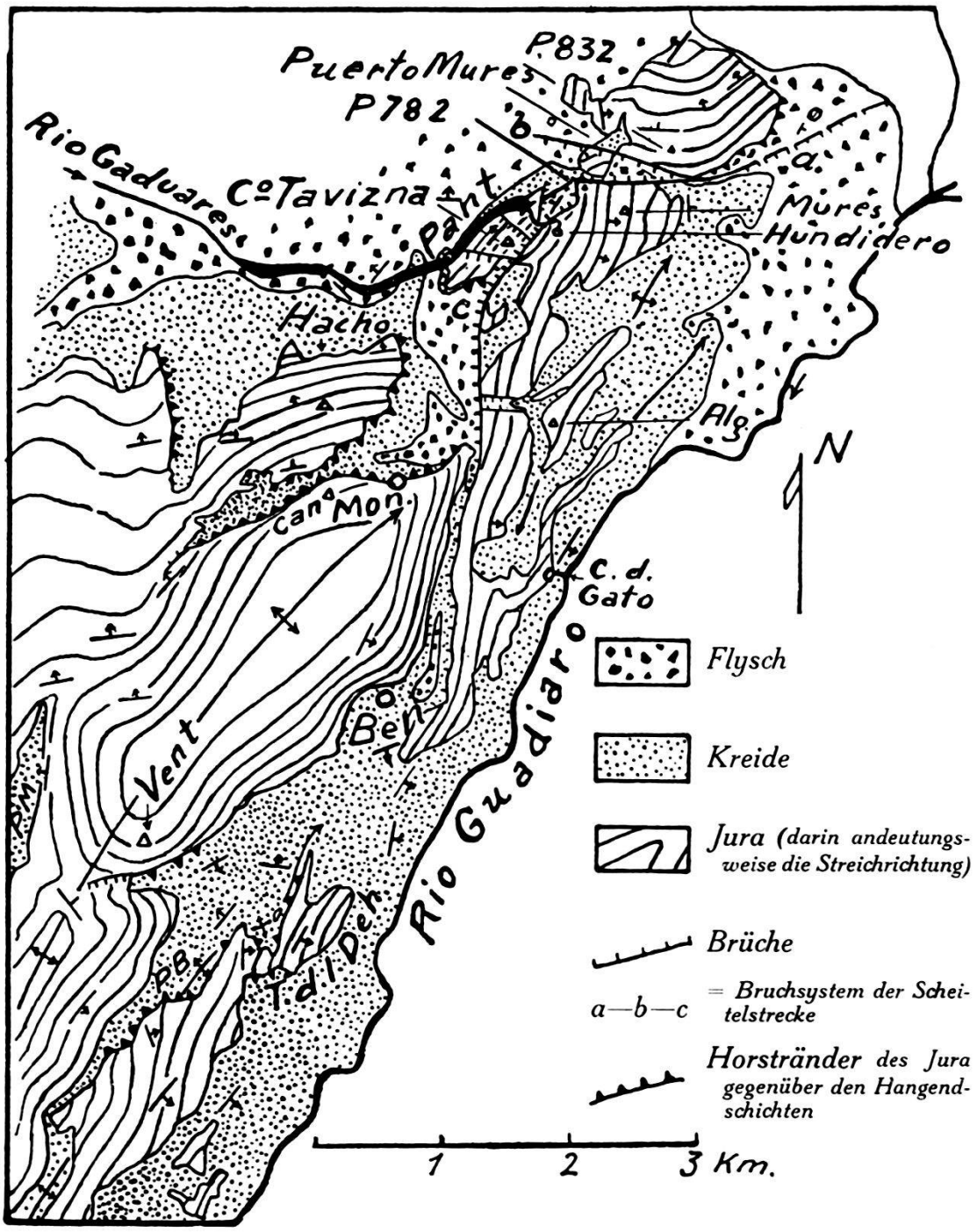



Fig. 2. Das Nordende der Kette von Montejaque.

Abkürzungen: Pant = Pantano Gaduares; C. d. Gato = Cueva del Gato; Mon = Montejaque; Ben = Benaojan; Alg = Algodonales; Can = Canchuelo.

Aufschlussreich für die Erkennung und Bedeutung der bis anhin erwähnten Bauteile des recht verwickelt gebauten Bergzuges wird das Querprofil des eben genannten Querbruches am Pto. Mures. Scharf trennt die Querstörung, in die Flysch und Kreide hineingezogen erscheinen, den Nordflügel mit dem massigen Felsklotz von P. 834 m

von dem Südflügel des Kalkzuges Mures-Benaojan. Hier stehen sich Ost- und Westflanke der Hauptantiklinale gegenüber, wie dies sich aus der Überdeckung beider Teile durch die höheren Schichten, Kreide und Flysch, also die äusseren Schenkelschichten, ableitet. Die Störung des Pto. Mures dürfte jedoch zusammengesetzter Natur sein. Während eine eher untergeordnete, mehr quergerichtete Störung westwärts ausklingt (a—b), ist der Hauptbruch mit Richtungsänderung nach SSW zu verfolgen (a—c); er zieht um P. 782 m herum in den Ostflügel des Korridors von Benaojan und aus der Querverschiebung wird ein Scheitelbruch mit schwacher Überschiebungstendenz des Ost- auf den Westflügel (Prof. 8a); die Einklemmung von Kreide- und Flyschschiefern, teils in der Scheitelpartie, wird dadurch erklärlich. Nächst dieses Bruches liegt im Ostflügel die tiefe Doline, die „Cueva del Hundidero" (= Versickerungshöhle), in welcher der Rio Gaduares vor seiner Aufstauung sich verlor.

Treten wir nunmehr in den Westflügel über, dem der scharfe Felszacken des Cerro Tavizna angehört, längs dessen Fuss das bekannte Staubecken von Montejaque angelegt wurde (Textfig. 3, Prof. 8). Die steilgestellte, von kleineren Querbrüchen durchsetzte Felsmauer des Tavizna findet nach SW alsbald ein plötzliches Ende und wird durch Nummulitenkalke und Kreideschiefer von der scharfen Doppelzacke des Hacho de Montejaque geschieden. Die morphologischen Formen scheinen hier auf Querbruchbildung zu weisen; demgegenüber glaube ich aber, dass es sich vielmehr um eine ungemein rasche schuppenförmige Ablösung zweier Schichtpakete ein und derselben scheitelnahen Westschenkelschichten handelt; die Art wie die normalen Kreideschichten des Hacho den Rio Gaduares queren und im Flysch hinter der Schuppe des Tavizna ausgehen, gibt dieser Erklärung eine Stütze (angedeutet in Prof. 8).

Als ein sehr mächtiges, isoklinales Kalkmassiv überragt der Hacho die „Korridorweitung" von Montejaque; ein Seitenast zu derselben greift buchtförmig zwischen Hacho und Canucho südwestwärts und trennt die Schenkellagen des Hacho von der Scheitelregion der Ventana (Prof. 9a), die aber hier nicht mehr die Breite vom Querprofil von Benaojan aufweist und in Flysch-Kreideschichten bei Montejaque nordwärts, oberflächlich wenigstens, ausgeht.

Überblicken wir nun das in Kürze durchgangene Strukturbild der Berge von Montejaque, so lässt sich dasselbe am ehesten auf den folgenden inneren Zusammenhang bringen. Ein ursprünglich breit angelegtes Antiklinalgewölbe gliedert sich in eine Anzahl streichender Schuppen auf; die wesentlichste Störungslinie folgt dem Antiklinalstreichen, biegt dann aber nordwärts im absinkenden Faltenteil in eine transversale Bruchlinie um; schmale Klemmzonen bleiben zwischen

den Längszügen als Kreide-Flyschkorridore erhalten; kleinere Querbrüche durchsetzen des weiteren den spröden Kalkkörper[1]).

Diese recht komplizierte Bauweise lässt die Frage nach der ursächlichen Bedeutung derselben aufkommen. Sie liegt m. E. hauptsächlich in dem vorhandenen Gesteinsmaterial begründet. Hier ist uns, wie zuvor schon hervorgehoben, eine grosse Mächtigkeitszunahme der oberjurassischen Kalke begegnet; in der Folge der Aufbäumung zu der zugrunde liegenden grossen Antiklinale teilte sich das Scheitelgebiet, insbesondere aber der Ostschenkel, in Teilelemente auf, die

---

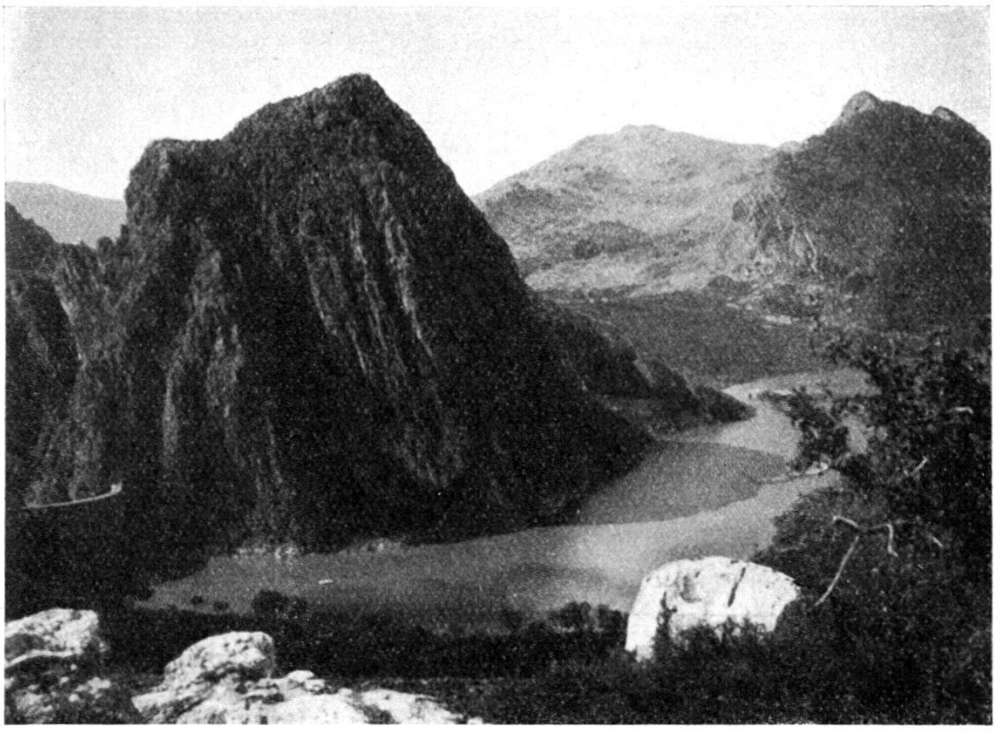
[1]) Anhangsweise mögen hier einige Mitteilungen über die geologische Lage — und damit in Zusammenhang stehende Fragen — des bekannt gewordenen **Pantano Gaduares**, des *Stauwehrs von Montejaque*, angefügt sein. Technische Fragen werden dabei nicht erörtert.

Der kleine Rio Gaduares, der aus dem Flyschgelände zwischen den Bergen von Grazalema und jenen unserer rechtsseitigen Guadiarokette abfliesst, findet kurz nach Eintritt in die Kalkberge von Montejaque in der tiefen Doline des „Hundidero" (die topograph. Karte gibt 593 m, umrandende Höhen: 780—900 m) sein oberirdisches Ende (s. Fig. 2). Sein Wasser tritt vornehmlich in der torförmigen Höhle der Cueva del Gato im tieferliegenden Tale des Rio Guadiaro wieder zutage (ca. 440 m; Textfigur: Lit. 61, p. 62), welchen Austritt auch die topographische Karte mit „desemboccadero del Rio Gaduares" belegt.

Tal- und Flusslinie des Gaduares erscheinen dermassen durch das Nordende der Berge von Montejaque (Cerro Tavizna) prächtig auf natürliche Weise abgeriegelt; ein ca. 240 m betragendes Nutzgefälle wurde denn auch für elektrische Energieerzeugung auszuwerten versucht. In den Jahren 1922—24 wurde zwischen Cerro Tavizna und dem nordöstlich davon aufragenden, säulenförmigen Felszacken das schmale und schluchtförmige Flussquerprofil mit einem 72 m hohen Gewölbe-Stauwehr versehen (Compañia Sevillana de Electricidad, s. Textfig. 3, linker Bildrand). Das zu schaffende Staubecken kam somit in seinem unteren Abschnitt über die isoklinalen, steilstehenden (bis 70°) Tithonkalkplatten des Cerro Tavizna zu liegen, von denselben geschieden durch eine dürftig entwickelte Kreideserie (Prof. 8); nur der obere Teil des Staubeckens sowie sein linker Rand kamen auf gut abdichtende Flyschgesteine zu liegen. Das Vorhandensein der kluftreichen und sicherlich auch von zahlreichen Karstwasserrinnen durchsetzten Kalkkomplexes im Liegenden des projektierten Staubeckens machte dieses Unternehmen schon zum voraus als eine höchst riskante Sache; es ist denn auch der Erfolg trotz der jahrelangen Abdichtungsarbeiten ausgeblieben (vergl. auch: M. Lugeon, Barrages et Géologie, Lausanne, 1932, p. 24).

Dies führt uns über zur Art des Karstlaufes des Rio Gaduares. Nach erstmaliger Anfüllung des Staubeckens öffneten sich denn auch alle Wege, die sämtliche mehr oder weniger nach der schon erwähnten Stromquelle der Cueva del Gato im Guadiarotal tendierten; aber auch schon unterhalb des Stauwehrs liegende kleine Bruchspalten führten das gestaute Wasser dem Dolinenabfluss zu. Genauere Beobachtungen über Wasserverlust und Ertrag des Ausflusses sowie Zeitdauer innerhalb des Karstlaufes stehen mir nicht zur Verfügung; auch ist, soviel mir bekannt, der Verlauf der Cueva de Gato nicht weiter erforscht. Der Zusammenhang dürfte jedoch ein recht unmittelbarer sein, worauf auch schon das Wiedererscheinen der feinen Schlammtrübung (Flyschmergel der Gaduaresstrecke) hinweist. Es liegt nahe zu vermuten, dass der Scheitelbruch a—c erst richtungsbestimmend für den Verlauf des Karstwassers gewesen sein kann; freilich kommt dabei mehr nur die Streichrichtung in Betracht, was in der starken seitlichen Verstellung des Quellaustritts mit bezug auf das vorhandene Schichtfallen einen Ausdruck findet; auch ist nach Art kommunizierender Röhren an einen aufsteigenden Quellast zu denken.

bei Fortdauer der tangentialen Bewegung teils zu Einklemmung, teils zu schwachen Überschiebungen führten. Ein starker und andauernder Südostdruck ist dazu Voraussetzung und ist es deshalb möglich, dass das ganze Faltengebilde einer stark nach NW zu gekehrten Form angehört (Prof. 9), was durch Beobachtung aber nicht feststellbar ist. Gleiche Erwägungen leiteten auch für die Erfassung der sonst viel ruhiger gestalteten Faltenzone von Jimera, nähern wir uns doch in dieser Richtung nach Osten zu der Zone der deutlich feststellbaren Überschiebung der mehr einwärts gelegenen Serrania de Ronda.



Phot. M. Blumenthal.

Fig. 3. *Das Gelände des Stauwehrs (Pantano) Gaduares bei Montejaque.* (Ges. von P. 810 m; Blick nach SW)

Im Vordergrund vereinzelte, isoliert aus Flyschuntergrund aufragende Malmkalkblöcke. In der Bildmitte (links) die oberjurassische Kalkzacke des Cerro Tavizna; davor mit dürftiger Anfüllung (trotz niederschlagsreicher Jahreszeit) der Stausee, abgeschlossen durch die im linken Bildrand sichtbare Staumauer. Im Hintergrund (rechts) der Hacho und in der Ferne (Mitte) der verkarstete Kalkrücken der Ventana. Man beachte die isoklinalen Malm-Tithonkalkserien des Tavizna und des Hacho, beide getrennt durch die von Flysch- und Kreideschichten eingenommene Lücke, ihrerseits bewirkt durch die kulissenförmige Ablösung beider Kalkserien (vgl. Prof. 8 und Fig. 2).

## E. Die Rondaïden und das betische Hinterland.

Das Querprofil auf der Höhe von Ronda durch die Gesamtheit der inneren Cordilleren ist eines der meist überzeugenden, um die Anwesenheit bedeutender deckenförmiger Überlagerung zu er-

kennen. Es bildete denn auch für den Verfasser den Ausgangspunkt, um in früheren Abhandlungen auf dieselbe hinzuweisen (75, 84, 106). Ich unterschied im S die betische Masse von Malaga, das Betikum kurzweg, dem in gewissen Randstrecken ein Teil des Penibetikums direkt anhaftet oder aufsitzt; darunter liegt die Einheit der alpinen Trias, die, zur Gegenüberstellung zu homologen tektonischen Einheiten und Formationen, den Alpujarriden, welche die Sierra Nevadakuppel umranden, als jene der Rondaïden bezeichnet wurde; ihrerseits überlagern diese letzteren Einheiten die extern penibetische Zone von Ronda, die im Vorangehenden nach Inhalt und Bau durchgangen wurde.

## 1. Der Überschiebungsrand der alpinen Trias.

Südostwärts der Kreidekalkrücken der oberen Verzweigungen des Rio Turontales hebt sich das Gebirge zu rundlichen, höheren Bergformen an, die fast durchwegs einen schlecht geschichteten grauen Dolomit enthalten. Diese Kontaktlinie der höheren Dolomite zu den penibetischen Formationen hält sich im Gebiet des Rio Turon ausgesprochen an das allgemeine Gebirgsstreichen; sie springt dann aber im Meridian des mittleren Rio Grande nordwestwärts vor und bleibt weiterhin auf dieser Höhe wieder dem Gebirgsstreichen folgend; hinter (S) der Sierra Almola springt diese Linie wieder zurück und nimmt dann vor Cartajima an fast EW-Richtung ein. Während diese Gesteinszone im NE das Vorland auch topographisch bedeutend überragt (Sierra de las Nieves ± 1800 m), erniedrigt sich das Relief gegen SW und spitzt sich der ganze Komplex in einem orographisch ganz unbedeutenden Felszug ab Alpandeire vollkommen aus.

Diese orographisch und auch lithologisch auffallende Kontaktzone enthält den Ausstrich einer Überschiebungsfläche, deren Art und Bedeutung sich allüberall zweifelsfrei aus Alter und Lagerung der beteiligten Formationen ergibt. Der gewöhnliche Fall ist der, dass über der oberen Kreide ein schmales Flyschband folgt; es zieht sich vom Peñon de Ronda im NE am Fusse der Sierra de las Nieves entlang (s. Abb. 2, lit. 109), setzt im Meridian des Rio Grande aus, erscheint dann aber wieder bei Cartajima als ein schmales, besonders dem Anbau günstiges Gesteinsband (Lage von Alpandeire und Atajate), deutlich betische und penibetische Glieder voneinander scheidend (s. 109, p. 21). Über dem eozänen Flysch, oder wo dieser aussetzt, über roten oder auch weisslichgrünlichen Kreidekalkmergeln liegen die grauen Dolomite, über deren Triasalter schon an anderer Stelle berichtet wurde (84, p. 360). Die Aufschlussverhältnisse sind meistens nicht derart, dass die direkte Überlagerung in einem breiten Aufriss zutage läge; immerhin sind die dem Überschiebungsrande vorgelagerten kleinen Dolomitklippen deutliche Zeugen für die Lagerungsweise, z. B. im NE: der Cerro de la Yedra,

der Pto. de los Quejigales; im SW: das Köpfchen (P. 1180) des Cerro Majacé.

Für die Erfassung des Überschiebungsbaues bietet das Gebirgsstück unmittelbar südlich Ronda den besten Einblick. Hier überragen die Bergrücken der Sierra Almola und del Oreganal die teils auf ein schmales Band eingeengte, penibetische Kreide, und quert die Strasse von Ronda nach San Pedro Alcántara (im Bau) in günstigem Querprofil die Überschiebungszone. Ausschaltung einzelner Formationen, Fensterbildung und Kalkschürflinge verschiedenster Dimensionen kennzeichnen diese belangreiche Randzone.

Die dolomitische Oberschicht hat in den Bergrücken beiderseits genannter Fahrstrasse nur geringwertige Dicke; wir befinden uns wohl nahe dem Aussenrande der rondaïden Überlagerung; so gelang es denn der Erosion in den Überschiebungsrand eine reiche Gliederung zu bringen. Dies geschah besonders längs der Erosionsfurche des oberen Rio Grande (hier Arroyo de las Carboneras resp. de la Fuenfria); sie legte unter der überlagernden Trias die rote penibetische Kreide auf über 1 km² frei, sodass ein eigentliches grosses, randnahes Deckenfenster, das Fenster des Cjo. Ballesteros, das wohl als solches bezeichnet werden darf, da die Verbindung mit dem äusseren Kreidestreifen äusserst schmal ist (Prof. 6 und 7). Ein anderes, inmitten der Dolomite liegendes kleines Fensterchen roter Kreide liegt weiter westlich (E von km 10 der Strasse). Und blickt man von der hier die Anhöhen querenden Strasse hinab in das enge Bett des kleinen Arroyo Linarejos, so erkennt man dort die steilgestellte, arg gequälte Kreide, über welche die Dolomite und Kalke der Sierra del Oreganal (E-Seite) flach hinwegsetzen. Flysch fehlt in den Randkonturen der überlagernden Gesteine der Sierra del Oreganal meist ganz; er ist wohl weggeschürft. Dafür gesellt sich aber zum Dolomit ein anderes Formationsglied, dessen wirkliche Stellung und Bedeutung zu erkennen, zu den heikelsten Fragen der örtlichen Aufklärung gehörte; es sind dies die Schürflinge von Malmkalk.

Diese Kalkschürflinge seien in 2 Typen gegliedert: in bergformende Kalkschuppen und in kleinere, gewissermassen in die Trias eingeschlossene Kalkfetzen. Erstere als prinzipiell wichtigere und aufklärende Erscheinungsform sind in der Strecke, in der wir uns eben umgesehen haben, durch den hohen Felskamm der Sierra Almola vertreten, der sich weiter ostwärts über die „La Ladera“ (P. 1108) bis zur Strasse nach San Pedro Alcantara erstreckt (Prof. 7 und 8). Die Folge weisser, bald plattiger, bald massiger und dann pseudoolithischer Kalke zeigt Übergänge in „fausse-brèche“-Lagen, weist also bestimmt auf Malm-Tithon; das Liegende formt die normale penibetische Kreide, das Hangende ist durch einige ganz spärliche Kreidefetzen angedeutet. Es liegt also eine deckschollenförmige Zwischenschaltung zwischen die wohl entwickelten penibetischen Elemente und die Dolomite der überlagernden Trias vor. Der Berüh-

rungssaum der oberjurassischen Kalke zum Dolomit ist aber gewöhnlich dermassen innig und wenig Störungskontakt anzeigend, dass man eher an ein normales Schichtprofil denken möchte. Der Kontakt beider Gesteine z. B. an der Strasse nach San Pedro (ca. 280 m südl. km 9) ist so gestaltet; allein auf einen örtlichen Aufschluss bauend, wird man versucht sein, die hellen Kalke zur überlagernden Dolomitserie zu schlagen. Regionaler Überblick, räumliche Beziehungen und habitueller Charakter der Kalke entscheiden aber für den tektonischen Kontakt.

Gehen wir nunmehr zu den „Kleinschürflingen" über, so bietet gerade der Rücken der Sierra del Oreganal eigenartigste Verhältnisse. Die graue, mehr gestrüppbestandene Oberfläche des Dolomites erscheint hier von den hellen „Kalkflecken" mannigfach durchsetzt, wobei die grösseren sich freilich eher an der Basis vorfinden. Da und dort lassen sich an den Kalken Harnische feststellen und sie sind innerlich zertrümmert; ihre Einfügung in die Dolomitumgebung ist aber doch eine recht innige. Um so grösseren Wert für die Deutung dieser Vorkommen hat der Fall, woselbst (im Ostende der Sierra del Oreganal) um den hellen Kalk eine Aureole mergeliger Schiefer gefunden wurde, aus der die Calcitschüppchen auswittern, wie sie gewöhnlich in mergeliger Kreide vorhanden sind; des weiteren konnte aus derselben auch ein kleiner Nummulitenkalkblock (mit Lepidocyclinen) herausgelöst werden. Zur Seltenheit wurde auch — zwar eben lose aufliegend — im Kontakte Kalk/Dolomit ein Stück Flyschsandstein aufgefunden. Nach dem Gesagten dürfen also sicherlich auch die kleineren hellen Kalkareale in der Dolomitumgebung — wohl zu unterscheiden von den dünnergebankten, schwarzblauen Kalken der Trias — als von penibetischen Serien abgelöste und durch die Überschiebung verfrachtete und teils in Dolomit eingeschlossene Schürflinge angesehen werden.

Analoge Vorkommnisse grösseren und kleineren Stils sind in der Längserstreckung der oben erwähnten Kontaktzone keine Seltenheit. Solche wurden schon aus den nächst östlicheren Gebirgsteilen früher namhaft gemacht, wobei freilich bezüglich einer möglichen Zuzählung zur rondaïden Schichtserie Einschränkungen gemacht wurden (dies gilt insbesondere für den grossen Kalkkomplex des Tajo del Cabrillo, 106, p. 254). In unserem Kartengebiet liegen im NE die hohe Felsmauer des Tajo de los Enamorados (NW des P.1783m), woselbst die tithonischen Knollenkalklagen erkannt wurden (Prof. 3); ferner gehören dazu die unter dem Dolomit hervorschauende Felsnase des Peñon de Ronda (Prof. 2), sowie Teile des Tajo de Pompeya. Weiter gegen SW, gegen das Tal des Rio Genal, in welcher Richtung auch eine allgemeine Volumreduktion der überlagernden Triasmasse sich einstellt, setzen diese Jurakalkschürflinge aus.

Rückblickend auf die gemachten Beobachtungen in der Kontaktzone zwischen normal gelagerten penibetischen Formationen und

der darüber folgenden Dolomitserie sind also die folgenden Feststellungen hervorzuheben:

1. Anomale Kontakte (Triasdolomite auf Flysch und Kreide), Fensterbildung, Ausschaltung, teils Auswalzung gewisser Formationen, Jurakalkschürflinge (écailles de charriage) verschiedensten Ausmasses und lokale dislokationsmetamorphe Umwandlung beteiligter Gesteinsserien sind alle insgesamt sichere Zeugen für das Vorhandensein eines regional gültigen Überschiebungsrandes; er ist denn auch von Alpandeire bis Andrade (106, Taf. VII) auf ca. 45 km Längserstreckung verfolgt.
2. Mitbeteiligung von Flysch, dessen jüngste Schichten hier nicht älter sind als Lutétien, lassen diese Bewegungen als jünger als mitteleozän erscheinen, dies wenigstens in den letzten Ausmassen der Bewegung; der Übergang des Flysch nach oben in eine lepidocyclinenführende Oligozänserie (ausserhalb vorliegender Kontaktzone) begrenzt das Alter nach oben.
3. Der Grad dislokationsmetamorpher Einwirkung ist relativ gering; dies kann teils dem Vorhandensein der mergelreichen Flyschformation als Träger der überschiebenden Massen zugeschrieben werden, teils mag sie aber auch ein Hinweis darauf sein, dass es sich nicht um eine sehr tiefgreifende Bewegungsphase, nicht um eine Bewegung unter hoher Belastung handelt.
4. Die Schmächtigkeit der am weitesten vorgeschobenen Positionen der dolomitischen Trias lässt darauf schliessen, dass der ursprüngliche Aussenrand der überschobenen Einheit nicht mehr weitab gelegen war.

Vom Aussenrand der aufliegenden Deckenmasse wenden wir uns ihrem mehr südwärtigen Verbreitungsgebiet zu, insbesondere dem

## 2. Bau der Torrecilla und ihr(em) Schichtbestand.

Die wasserscheidende Hauptkammlinie der Serrania de Ronda zwischen dem Cascajares (P. 1415 m), dem Cerro Alcojona und der Torrecilla (1919 m) liegt 4—6 km rückwärts der durchgangenen Überschiebungszone. Das zwischenliegende Gebiet sagt wenig über den inneren Bau seiner Formationen, die ein einförmiges, hügeliges Hochland aufbauen und in sich recht stark gefaltet sind, insbesondere da, wo sich über den tieferen Dolomiten eine höhere Kalkgruppe mit Schieferzwischenlagen einstellt.

Südwärts fortschreitend macht sich aber auch stets mehr und mehr der Einfluss einer zunehmenden Metamorphose bemerkbar; im grossen und ganzen stellt sie sich allmählich in einer Zone von 2—3 km, vom Aussenrand ab gerechnet, ein; mergelige Schieferzwischenlagen setzen aus und phyllitische Zwischenschichten sind

stark gefaltet; daneben fallen untergeordnet auch glimmerreiche, ganz mürbe mergelig-gelbe Einlagen auf; statt der blauschwarzen, wohlgebankten Kalkserien, wie sie noch auf der Breite von Parauta gewöhnlich sind, stellen sich kristalline Kalktypen (teils auch dolomitisch) ein, die zu hellblauen oder reinweissen Marmoren oder wenigstens blaugestreiften und geflammten kristallinen Kalken werden können; sehr grobkristalline, reinweisse Marmore stehen in dem Bergzug des Cascajares an. Es ist bekannt, dass im Süden an diese Formationen der mächtige Peridotitstock der zentralen Serrania angrenzt, und liegt es deshalb auf der Hand, die erwähnte Gesteinsumwandlung als Kontaktwirkung der genannten Intrusivmasse anzusehen, worauf wir in einem anderen Abschnitt nochmals zurückkommen werden. Bemerkt sei hier nur, dass in diesem Zwischengebiet die Art der Umwandlung, trotz der generell allmählichen Zunahme, etwas Sprunghaftes an sich hat, indem zwischen hochmetamorphen Gesteinen sich wieder kaum kristalline blauschwarze Kalke einfinden. Kontaktmineralien konnten in diesen Gesteinsserien keine erkannt werden, und somit scheint die Beeinflussung wesentlich nur eine thermische gewesen zu sein.

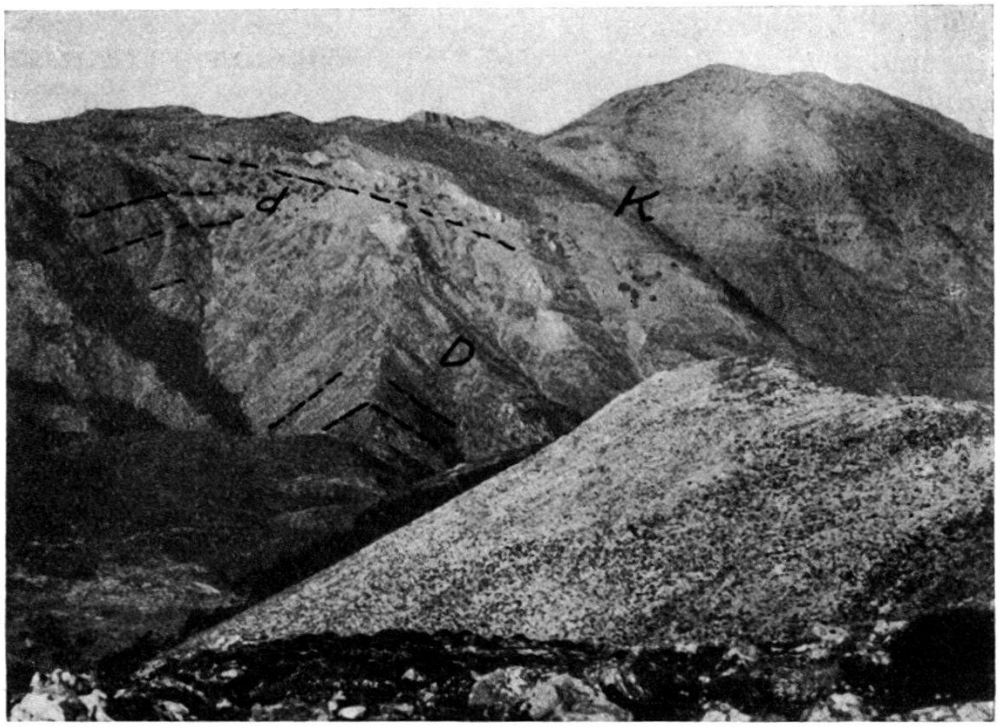
In grössere Linien gefasst erscheint Bau und Inhalt dieser Formationen in der hochaufragenden Berggruppe der Torrecilla; in ihrer Westflanke haben die Sammelrunsen des mediterranwärts abfliessenden Rio Verde einen tiefen natürlichen Aufriss geschaffen, der uns als weiterer Ausgangspunkt diene (Textfig. 4).

Hier stehen sich in den Steilrunsen unter der Alcazaba (1712 m) nordwest- und südostfallende gutgebankte Dolomitlagen gegenüber; sie formen also ein Gewölbe, das die tiefsten Formationen der Gesamtschichtfolge umfasst. Über den Dolomit legt sich im Südostschenkel die schon erwähnte höhere Kalkgruppe, die aber in auffälliger Diskordanz über die Schichtköpfe des Dolomits nordwärts hinweggreift (Prof. 5). Die gleiche wohlausgeprägte Diskordanz durchsteigt man im Anstieg über die Turquillas, woselbst, wenn auch ziemlich flach gelagert, Kalke und Dolomite ganz verschieden einfallen (s. Karte); im Südwestende des Höhenrückens der Sierra de las Nieves entwickelt sich dann wieder die mehr schiefrige Kalkgruppe ganz allmählich unter Dolomitzwischenschaltung aus der tieferen Dolomitgruppe.

Die hangende Kalkgruppe wurde früher schon als die Serie der Torrecilla bezeichnet, als darauf hingewiesen wurde, dass D. de Orueta gerade diese Schichtserie als den Typus der „kambrischen" Calizas alabeadas annahm (106, p. 99)[1]. In vielen flachen

[1]) Die Schichtgruppe — oder besser der Faziestypus — der Calizas alabeadas nach der Umschreibung des Verfassers (106, p. 67) ist jedoch ganz anderer stratigraphischer Zugehörigkeit; sie gehört dem oberen Silur an und kennzeichnet die höheren Schichten des betisch-rifschen Massivs und ist bis anhin aus der Gegend von Lorca (110) bis in die östlichsten Rifketten, die Bokoya bei Villa Sanjurjo, verfolgt.

Verbiegungen lagert sie über der tieferen Abteilung und biegt flexurförmig über dem Dolomitgewölbe zur Tiefe des Rio Verde ab. Dieses Abbiegen zeichnen aber wiederum nur die tieferen Schichten; die höheren Lagen schwingen vielfach gewellt in die Südabhänge der Torrecilla hinaus und zeigen hier grossen Mächtigkeitswechsel, was im allgemeinen in dieser Formation eine sehr typische Erscheinung ist; massige Kalkbänke schalten sich zwischen dünnschichtige Kalk-




Phot. M. Blumenthal.

Fig. 4. *Die Westseite der Torrecilla (1919 m).*
(Ges. vom Cerro Alcojona)

Im Vordergrund die dolomitischen, metamorphen Triaskalke; in der Bildmitte (Tiefe) die Wasserscheide zwischen dem Rio Verde und dem linksseitigen Dolomithochland (darauf links, eben ausserhalb des Bildes, eine kleine Deckscholle kristalliner Schiefer); im Hintergrund (rechts) der Gipfelkamm der Torrecilla, deren schiefrig-plattige Kalkserie (Torr. Serie, K) sich dunkler abhebt; innerhalb derselben (z. B. in der Alczaba — Bildmitte — massigere Kalkanschwellungen; in den Runsen unter der Alcazaba die Dolomitgruppe der Trias, darin ist die Diskordanz (d) zwischen der höheren Kalkabteilung (K) und der tieferen Dolomitabteilung (D) kenntlich.

serien, linsenförmige Körper bildend, ein. In solcher Art streicht der Hauptteil der Kalkgruppe mit seinen Schichtköpfen im Südgehänge der Torrecilla aus, findet aber jenseits des Rio Verde keinen Gegenflügel, denn dort liegt in Überschiebung die plumpe Masse des betischen Komplexes von Malaga, weitgehend ersetzt durch Intrusiva (Prof. 2—4).

Der in der Torrecilla erkannte Gewölbebau — auch DE ORUETA gab einen solchen in recht unzutreffender Art weder (31, Prof. 4 der

Profiltafel) — hat keinen weiten, wenigstens kennbaren Bestand. Wie schon erwähnt, ist er ja schon in den überdeckenden Kalkschiefern als solcher wenig mehr ausgeprägt; weiter gegen W gibt sich im allgemeinen nur mehr ein breitgespanntes Abdachen der Scheitelregion zu erkennen, das im Mittel in tieferen Lagen um 30° sein mag. Gleichartig dürfte auch gegen W der dolomitische Bau der Torrecilla sehr rasch ausgehen, denn die gegenüberliegende Bergmasse des Cerro Alcojona enthält nur mehr die höheren, hier metamorphen Kalke.

Seinerzeit hat die schiefrige Kalkserie der Torrecilla die paläontologische Unterlage geliefert zur stratigraphischen Einordnung der gesamten mächtigen Einheit, die als die der Rondaïden zusammengefasst wird. Es bezieht sich dieselbe auf die Rhynchonellenfunde der Sierra de las Nieves (Co. Alto), die brauchbare Anhaltspunkte gaben, dass es sich um obere Trias handelt (s. 106, p. 100). Neuere, verwendbare Fossilfunde wurden leider keine mehr gemacht. Dagegen hebt sich in der Torrecilla und in dem anschliessenden Bergland die Scheidung in eine tiefere Dolomit- und eine höhere Kalkgruppe gut ab; man kann geneigt sein, in der Dolomitgruppe, sich an jenen stratigraphischen Anhaltspunkt haltend, mittlere Trias (Anisien-Ladinien) zu sehen, in der Kalkgruppe obere Trias (vgl. 113, p. 13). Für eine genaue stratigraphische Aufnahme kann die Torrecilla ein guter Ausgangspunkt sein, freilich sollte dann aber eine bessere Kartenunterlage vorliegen, als dies die im Bergland so schematisch gehaltenen 1:50 000-Blätter sind. Die erwähnte Diskordanz darf kaum, wie deutlich sie sich auch auf der Westseite der Alcazaba zu kennen gibt, als eine Faltungsdiskordanz von Bedeutung innerhalb der doch einheitlichen Sedimentationscharakter zeigenden Dolomit-Kalkserie bewertet werden; sie ist vielmehr als eine lithogenetisch bedingte anzusehen, verursacht durch das Relief, das sich zwischen der Sedimentation der tieferen und höheren Sedimentfolge ausbildete; dass schwächere Bewegungen sich hier eingeschaltet haben können, ist ja nicht ausgeschlossen.

Eine andere Erwägung verdient hier jedoch noch hervorgehoben zu werden. Bis anhin wurde von der Kalkdolomitserie stets als von alpiner Trias, oder wie es wohl besser wäre, von mariner Trias — im Gegensatz zur lagunären germanotypen Trias — gesprochen. Ein Übergang zwischen den beiden Faziestypen muss natürlich irgendwo vorhanden sein; er liegt eingeschlossen und verborgen in dem tektonischen Hiat, der penibetische und rondaïde Elemente voneinander scheidet; die marin-kalkige Entwicklung, die der neuaufkommenden, nächst südlichere Fazieszone eignet, stellt diese in einen gewissen Gegensatz zu den nächst nördlichen, mehr germanotypen Gebieten. Nun aber doch in triasischen Bildungen ein Zusammenhang vorauszusetzen ist, frägt es sich, ob derselbe nicht auch für höhere Formationen festzulegen ist. Mit anderen Worten, sind nicht auch höhere

Formationen in den Rondaïden enthalten? Die stark ausgeprägte Dolomitisierung des Lias im Antiklinalzug der Hidalga legt sogar den Vergleich der Gesamtheit rondaïder Schichtfolge mit Lias nahe. Dem steht aber die Fossilführung in der höheren Kalkgruppe gegenüber, welche mehr für höhere Trias (*Rhynchonella arpadica*, BITTN. der Raiblerschichten) spricht. Es enthalten aber die staubiggelben, mergeligen Kalke der Fossilfundstelle des Cerro Alto, die faziell ganz mit den als infraliasisch angesehenen Bänken der tieferen „Hidalgafazies" (p. 49) übereinkommen, auch *Dimyodon* cf. *intustriata*, EMM., eine Form, die eher auf infraliasisches (Rhät-Hettangien) Niveau hinweist. In Anbetracht dessen, dass der Erhaltungszustand der Fossilien nicht dermassen ist, um allzu fest auf deren Bestimmung zu bauen, bleibt der subjektiven Entscheidung ein gewisser Spielraum offen; diese entschied für Triaszugehörigkeit. Erwägen wir daselbst aber die Anwesenheit von Lias, so wäre doch ohnehin eine kontinuierliche marine Serie von vielen hundert Meter vorhanden, die dann in die dolomitische, tiefere Serie überführt. An der tektonischen und regionalfaziellen Interpretation ändert die vorgebrachte Möglichkeit nichts; die Gegenüberstellung zu den Alpujarriden bleibt bestehen und kann wohl erst ein glücklicher, noch besserer Fossilfund in dieser so sterilen Formation die Zweifel beheben.

### 3. Die Lagerungsverhältnisse zum betischen Komplex.

Gleichwie die externe Begrenzung der Rondaïden der allgemeinen Streichrichtung des Gebirges folgt, so tut dies der innere Rand. Hier wie dort sind es tektonische Kontakte; der habituelle Charakter dieser Säume ist aber grundverschiedenartig. Hier im S sind es die alten Formationen der betischen Masse von Malaga, meist kristalline Schiefer oder aber — und dies trifft im Kartengebiet vorwiegend zu — die basischen Eruptiva, die hier einen gewaltigen Raum einnehmen und einen der grössten Intrusivkörper des alpidischen Europa darstellen, die in Berührung mit ihrer nächst tieferen und nördlichen Einheit, unseren Rondaïden, treten. Zudem ist es hier keine flache Überschiebungslage, die die Erkennung eines Deckenbaues erleichtert, sondern meist sind Steilkontakte vorhanden, Schuppungen etc. und alles ist dazu von einer starken Metamorphose überprägt, die sowohl jungkontaktlich als auch altregional (die kristallinen Schiefer des Betikums) ist.

Überblicken wir auch hier erst diese Kontaktzone, jedoch ohne Anspruch zu machen, deren Probleme vollständig zu würdigen noch vollständig abklären zu können.

Erkennung und Art des tektonischen Kontaktes sind insbesondere für das nordöstlich anschliessende Gebirge schon ausführlich dargelegt worden (106, p. 190). Unser mehr südwestliches Gebiet führt

zu gleichartiger Auswertung der Beobachtungen. Jener Nordostteil der Serrania tritt westlich Tolox in unser Gebiet über. Gerade dieses Grenzgebiet, das die transversale Depression von Yunquera enthält, zeigt die Überlagerung der kristallinen Gesteine des Betikums auf die metamorphe Trias deutlichst (ibid. p. 195). Der Anstieg zur domförmigen grossen Aufwölbung der Torrecilla schafft an deren Südrand etwas veränderte Verhältnisse, jenseits aber, weiter gegen SW, entsteht durch das Absinken der Strukturelemente der Rondaïden in viel grösserem Ausmass das Gegenstück zur Einmuldung von Yunquera, die betisch-rondaïde Depression des oberen Genaltales; von hier aus sei erst wieder der Zusammenhang mit dem Osten gesucht.

Das weitverzweigte Erosionssystem des oberen Rio Genal setzt wirksam erst da ein, wo die Kalke der Trias aussetzen und die kristallinen Schiefer in breiter Zone anstehen. Dieser Landstrich gehört zu jenen Strecken, die in überzeugender und grosszügiger Weise das Vorhandensein des Deckenbaues dartun und sei diesbezüglich auf die verschiedenartige Interpretation und stratigraphische Identifizierung gegenüber der Darstellung spanischer Autoren (31, p. 115), deren früh-informatorische und ausdauernde Arbeit hier keineswegs missachtet wird, aufmerksam gemacht.

In nahezu meridian ausgerichteter Linie stossen zwischen Parauta und Igualeja die schwarzblauen, teils rostig-sandig gefleckten Kalkbänke der Trias an den betischen Glimmerschiefern und Phylliten ab; dann wendet sich bei Parauta der Kontaktsaum westwärts und folgt der schon mehrfach erwähnten E-W-Linie gegen Alpandeire. Es sind hier zwei Teilstrecken, die besonders eindrucksvoll die Überlagerung der kristallinen Schiefer auf die Kalkserie der Rondaïden übersehen lassen: einmal die nordwärts vorgreifende Zunge betischer Gesteine, auf der das Dörfchen Parauta liegt, dann der Bergrücken, der bei Igualeja gegen den Rio Seco sich abdacht.

Der kastanienbestandene Hügelrücken von Parauta, der sich schon kulturgeographisch prächtig in dem öden Kalkland abhebt (Abb. 2 in Lit. 109), ist allein rück- d. i. südwärts mit betischem Hinterland in Verbindung, sonst stösst er allseitig gegen generell E-W streichende Kalke ab, denen seine mürben kristallinen Schiefer diskordant aufliegen. Eine gleiche Lage hat sich die Siedlung von Cartajima ausgesucht; hier verschmälert sich die Zone der Dolomite und Kalke, die 2 km westlich noch eine Breite von ca. 7 km aufwies, auf wenige Meter, ein Fall, der sich nur durch tektonische Überdeckung, dazu die örtlichen Lagerungsbeziehungen berücksichtigend, erklären lässt (Prof. 9). Hervorzuheben ist auch, dass in dieser Strecke tiefere Schiefer der betischen Serie längs der Berührungszone mit den sich allmählich westwärts ausdünnenden rondaïden Gesteinen sich vorfinden und erst weiter westlich (Arroyo Audaza) höhere Schichtglieder sich einstellen.

Der Sporn von Igualeja ist das südwestliche Endstück rondaïder Formationen und erscheint durch eine ihm aufliegende, verhältnismässig geringmächtige kristalline Einbuchtung (Arroyo Zancon) zweigeteilt. Das Wegsinken dieser Formationen nach Süden unter die kristallinen Formationen des Guaitara ist allerdeutlichst; Serpentin begleitet streckenweise den Kontakt, gehört aber ganz den betischen Schiefern an und ist mechanisch stark beansprucht. In sich zeigen die metamorphen Kalke und Dolomite ihre eigene Struktur (Prof. 8, schematische Wiedergabe), die von dem überlagernden Betikum abgeschnitten wird; es bieten sich hier keine Anhaltspunkte um zu entscheiden, inwieweit diese „Köpfung" des rondaïden Baues auf Abtrag oder Abscherung der Hangendschichten zurückzuführen ist.

Die Heraushebung der liegenden Kalk-Dolomitformation vollzieht sich gegen NE sehr rasch, sodass die betischen Formationen darüber fast ganz aussetzen. Immerhin sind kleine Exklaven, die als belangreiche Stütze zur theoretischen Auffassung zu gelten haben, vorhanden. So durchquert die Strasse nach San Pedro Alcantara bei km 10 in einem auch durch seine Vegetationskappe sich fremdartig ausnehmenden kleinen Hügel inmitten der rondaïden Dolomite einen Deckschollenrest betischer Gesteine (Prof. 7); es sind schwarze bis violettschwarze Phyllite, reichlich durchsetzt von Quarzlagen und -augen; ein gleichartiger benachbarter Hügel enthält zudem zwischen den Schiefern die Bänke der Calizas alabeadas und, um die Ansammlung tektonischer Fragmente hier zu vervollständigen, sticht dazu noch heller Malmkalk dazwischen hervor. Während hier bei km 10 mehr höhere betische Schichten erhalten geblieben sind, zeigt eine andere kleinere Deckscholle tiefere kristalline Schiefer und Quarzite; sie liegt beim Cortijo de la Nava, nächst der Wasserscheide zum Rio Verde, vermittelt also schon mehr den Zusammenhang mit der einheitlichen betischen Masse (Prof. 6). Die grössere Scholle paläozoischer Gesteine, die beim Exconvento de las Nieves der Kreide des Turontales aufsitzt, ist schon früher beschrieben worden (106, p. 256).

### 4. Die Kontaktzone am Robledal und Rio Verde und die Beziehungen zur Peridotitintrusion.

Während die durchgangenen Strecken deutlich dartun konnten, dass die betischen Formationen als eine höhere Einheit die Karbonatgesteine überlagern, sind die Verhältnisse in der Südostbegrenzung unseres Kartengebietes weniger eindeutig, aber eben durch die gewonnene Erkenntnis auch auf die gleiche Bauformel zu bringen. Wie schon bei Besprechung des Baues der Torrecilla angeführt, stehen sich hier die zum höchsten Grat der Serrania ansteigenden triasischen Ge-

steine und der mächtige Intrusivstock ophiolithischer Gesteine gegenüber, der hier die gewaltige Breite von nahezu 14 km aufweist. Betreffend seiner Zusammensetzung (Harzburgit-Noritreihe) sei auf die petrographische Monographie von DOMINGO DE ORUETA verwiesen (31, p. 163) und die daran geknüpften Bemerkungen (106, p. 92). Im Gegensatz zu anderen schon beschriebenen Gegenden haben hier die Ophiolithika die kristallinen Schiefer vollständig verdrängt und kommen, wo der Kontakt aufgeschlossen ist, metamorphe Kalke bzw. Dolomite und Serpentin meist in Berührung. Von einem tief in die Rondaïden eindringenden Kristallinerwerden der Triaskalke war in einem vorangehenden Abschnitt schon die Rede; DE ORUETA sah darin überall die Wirkungen der Ophiolithintrusion, auf die er auch eine zunehmende Mg-Anreicherung nach dem Eruptivkontakte zurückführt (31, p. 257). Wenn es auch am nächsten liegt, die Metamorphose der anschliessenden Sedimente auf die Wirkung des mächtigen Intrusivkörpers zu setzen, so ist doch nicht ausser acht zu lassen, dass die südlichen Teile der Rondaïden den tektonisch wirksamen Kräften am meisten ausgesetzt waren, haben wir uns doch vorzustellen, dass der mächtige betische Komplex das Kalkgebirge einst weitgehend überdeckte; eine Gesteinsumwandlung kann daselbst also unabhängig von der Intrusion der Ophiolithika sich vollzogen haben.

Mit solchen Erwägungen, die zu einer Einschränkung der eher überschätzten Wirkungen des Intrusivgesteins führen, stehen auch die Beobachtungen über stark gestörte Beschaffenheit des Kontaktes, Breccienbildung und Harnischformung sowohl in Kalk- als auch in Serpentingesteinen in Übereinstimmung. Aus ihnen kann man schliessen, dass die Intrusiva als wesentlicher Teil der betischen Masse mit derselben gewandert sind.

Von Tolox bis zum Rio Verde ist zu erkennen, dass der tektonische Kontakt von Rondaïden und Betikum stark nach S einfällt, ja gelegentlich fast saiger ist. Ein Eindringen des Intrusivgesteins in die Kalke bzw. Dolomite wurde auch hier nirgends beobachtet. Die Linie längs des Rio Verde zeigt viel eher dislokationsmetamorphe Berührung. So zeigt ein Aufschluss bei den Cuevas del Moro den 80° S fallenden kristallinen Kalk in seiner obersten Schicht in eine lockere, dicht von tonigen Häuten durchzogene Breccie umgewandelt und den darüberliegenden Serpentin gleichfalls mylonitisch verändert. Daraus etwa zu ziehende Schlussfolgerungen auf das Alter der Intrusion — wie bekannt galten die Peridotite der Serrania de Ronda stets als „alt", als paläozoisch — dürfen aber nicht verallgemeinert werden. Dass die basischen Gesteine nicht etwa als rein passiv verfrachtetes „älteres Inventar" der betischen Masse zu gelten haben, tun die Kontaktverhältnisse am Robledal dar, die schon früher erwähnt wurden (84, p. 362), hier aber nochmals in den Zusammenhang ihrer Umgebung zu stellen sind.

Der Puerto Robledal verbindet als eine ca. 1275 m hohe Gratlücke auf kürzestem Wege Ronda mit der Mittelmeerseite des Gebirges. Beiderseits der Passlücke stehen Serpentine an, aus welchen härtere, mehr massige und saurere Gesteine, wohl noritische Partien, hervorragen. Der Kontakt zu den kontrastvoll aufragenden hellen Kalkbergen liegt mehr nordwestlich unterhalb dem Cortijo de la Fuenfria; dieselben fallen mit ca. 50° unter die Serpentinmasse ein.

Innerhalb des Serpentins ragen jedoch noch einzelne Köpfchen des hochmetamorphen Karbonatgesteins hervor; der Serpentin selbst, in ihrem Liegenden, ist in ein hochgradig verwittertes Grus umgewandelt — es stellt sich hier kein Gneiss mehr ein, wie dies früher (84) angeführt wurde. Diese unter sich nicht zusammenhängenden, aber doch in einer streichenden Zone gelegenen Marmore sind, besonders am Weg gegen den Cascajares, durchsetzt von Erzputzen (Magnetit); das Gestein wird zu einem erzdurchsetzten Ophicalcitmarmor, wobei sich der Erzgehalt gegen den Serpentin zu stark anreichert; auch letzterer ist reichlich erzdurchsetzt, einzelne Vorkommnisse sind reine Erzlinsen. Die Art des Vorkommens zeigt deutlich, dass die basischen Intrusiva die Erzbringer waren, ihre Einwirkung machte sich im wesentlichen nur auf die im Eruptivgestein eingeschlossenen Marmorlinsen geltend, denn der zusammenhängende Marmorzug des Cascajares ist nicht mehr erzführend. Ob man die vorhandene Magnetitanreicherung als magmatische Abspaltung in dem basischen Gestein anspricht oder mehr als einen pneumatolytischen Vorgang, hängt eigentlich mehr nur davon ab, ob der Erzgehalt im Serpentin oder die Kontaktwirkung an den Marmoren in Betracht gezogen wird; für hydrothermale Umsetzung sprechen die Beobachtungen entschieden nicht (s. 61, p. 131).

Bezüglich des Erzvorrates sind mir keine Daten bekannt; die versuchte Ausbeute beschränkt sich auf kleinere Schürfungen; nach Lage und Vorrat macht das Magnetitvorkommen des Robledal nicht den Eindruck von Wirtschaftlichkeit.

Die unmittelbare Nähe (30—100 m) der erzführenden Marmorlinsen zu den Triasmarmoren des Cascajares etc. lässt keinen Zweifel bestehen, dass es sich um die gleiche Formation handelt. Wir haben in den der Beeinflussung des basischen Magmas stärker ausgesetzten Gesteinen abgetrennte Splitter der Hauptmasse zu sehen, die in demselben verfrachtet aber nicht resorbiert wurden.

In gleichem Sinne und auch als Ergänzung zu der Art der kontaktlichen Einwirkung sprechen auch die folgenden Beobachtungen. Die reinweissen oder auch lichtbläulichweissen hochkristallinen Gesteine geben auf Anschlagen oft einen bituminös-schwefligen Geruch; um eigentlichen Bitumengehalt kann es sich aber bei diesen Gesteinen nicht handeln. und auch sulfidische Mineralien sind darin nicht hinreichend vertreten. Zudem ist beobachtet, dass dieser Geruch im unmittelbaren Kontakt und in den höchstkristallinen

Gesteinen am auffälligsten ist; es ist dann ein typischer Geruch nach Schwefelwasserstoffgas, das dem Gestein entweicht. Dies trifft besonders für die Marmore am Cascajares zu und solche, die in einem kleinen Fenster nordöstlich des Cjo. de la Fuenfria unter dem Serpentin zum Vorschein kommen. Es liegt nun gewiss nahe, hier eine Kontaktwirkung zu sehen und dies so zu deuten, dass die $H_2S$-Gase den grossen Rhomboederindividuen gasförmig eingeschlossen sind. Eine gleiche Beobachtung wurde in stärkerem Masse an den Marmoren der Sierra de Mijas an der Mittelmeerküste gemacht, wo selbst die Zugehörigkeit zu rondaïder Trias gleichfalls naheliegt, jedoch nicht erwiesen ist.

Die Tatsachen der Beobachtungen in der Umgebung des Robledal tun somit dar, dass Gesteine, die in unverkennbarem, lückenlosem Zusammenhang stehen mit der Kalk-Dolomitformation, der wir nach ihrem Fossilgehalt Triasalter zuerkennen, von der peridotitischen Intrusion kontaktlich beeinflusst sind; die Intrusion ist also zweifelsfrei posttriasisch und nicht paläozoisch, wie dies noch gerne angenommen wird; ferner durchsetzt sie tektonische Linien. Diese letztere Feststellung steht anscheinend in Gegensatz zu verschiedenen andern Aufschlüssen, woselbst die tektonische Überlagerung des Serpentin auf die Gesteine der Rondaïden vorliegen dürfte, wo also die basische Intrusivmasse mehr oder weniger passiv mit betischen Gesteinen verfrachtet wurde. Eine Erklärung für diese Befunde ist anhand des vorhandenen Beobachtungsmaterials nicht leicht zu geben. Ich möchte sie, wie ich dies schon zuvor tat, in folgender Weise skizzieren: eine mit tektonischen Bewegungen in grosser Tiefe vor sich gehende Intrusionsphase bringt die Hauptmasse basischen Magmas in den betischen Körper, dieser im Verlaufe der weiter vor sich gehenden Orogenese überwältigt die Falten der Rondaïden; von Ort zu Ort verschieden, dringt das basische Magma weiter vor und bewirkt weitwirkende Kontakterscheinungen in den liegenden Einheiten; mit anderen Worten, die Intrusivphase ist synchron mit der orogenetischen Phase.

Für eine genauere Präzision des Vorganges der Intrusion ist man natürlich geneigt, das Alter des Flysch auf den die Einheit der Rondaïden an ihrem Nordwestrand aufgeschoben erscheint, heranzuziehen. Dies aber kann nur in sehr bedingter Weise für die jüngsten Bewegungen geschehen, denn der gleiche Flysch greift in der zentralen Provinz Malaga über ein schon vorhandenes tektonisches Gebäude hinweg: Rondaïden und Betikum waren schon miteinander verfaltet, wie die Flyschtransgression über das durch beide Einheiten gebildete Erosionsrelief hinweggriff (z. B. Flyschbucht von Ardales-Carratraca, 106, p. 196). Dies zwingt zur Annahme einer Aufteilung in Phasen. Gibt man einer älteren Phase Präflyschalter (vormitteleozän), so kommt einer jüngeren Bewegung, der die mechanischen Serpentin-

kontakte, sowie die Steilstellung der Kontaktzone zugeschrieben werden können, am ehesten post- oder spätoligozänes Alter zu.

## F. Über die Stellung des Penibetikums zum Betikum.

Aus vorangehenden Ausführungen ist ersichtlich, dass die penibetische Aussenzone und die betische Kernzone in der zentralen Serrania de Ronda nicht in unmittelbare Beziehung kommen, sofern man sich nicht auf den über alle zu unterscheidenden Einheiten hinweggreifenden Flysch bezieht. Sie sind überall durch den sich zwischenschaltenden Kalk-Dolomitkomplex der Rondaïden geschieden. Der tektonische Zusammenhang beider, der aus weiter östlichen Gebieten gefolgert wurde, ist hier also nicht gegeben. Diese Nichtangliederung der Externzone von Ronda hebt sich besonders im westlichen Abschnitt des vorliegenden Gebietes deutlich ab. Ein Blick auf die Kartenskizze orientiert darüber. Unverkennbar hebt sie die bestehende tektonische Diskordanz hervor. Die mehr einwärts gelegenen Faltenzüge, die bei Ronda südsüdwestwärts abbiegen, stossen diskordant an dem E-W-Saum des betischen Komplexes ab; gleiche Disposition lässt sich noch bis an den Rio Grande erkennen, indem die Kreidezone des oberen Turongebietes und einzelne der im Hidalgalias erkennbaren Linien an der betisch-rondaïden Grenze absetzen, von den höheren Massen also überlagert werden; weiter nach dem Guadalhorce (NE) zu bahnt sich dahingegen Parallelität der Richtungen an. Ähnliches vollzieht sich durch das südwärtige Rückbiegen des betischen Randes über Gaucin nach dem Mittelmeer zu, indem auch die penibetischen Strukturen bis zur Strasse von Gibraltar hinab Nord-Südrichtung einschlagen. Aber auch hier und im gegenüberliegenden Rif (Djebel Musa, 111, 116) ist ein direkter Zusammenhang mit einem deckenförmig dislozierten betischen Unterbau nicht zu erkennen.

Anders gestaltet sich die Beurteilung der Beziehungen von penibetischer Zone zum Betikum in entgegengesetzter Richtung, insbesondere, wenn man das Hauptgewicht auf die Profile am Rio Guadalhorce verlegt, welche Gegend der Ausgangspunkt der Studien des Verfassers bildete. Ohne hier auf schon beschriebene Strecken zurückzukommen (106, p. 218), müssen hier einige Hinweise genügen.

Ausserhalb der östlichen Ketten unseres Kartengebietes werden die externen Falten des Penibetikums durch mediane und interne Strukturen abgelöst, von ihnen einzig geschieden durch Flyschmulden, die mit ihnen anscheinend eine untrennbare Einheit formen. Der betisch-paläozoische Komplex und nördlich vorgelagerte penibetische Schuppen und Falten nähern sich zusehends, so dass in dem schönen Durchbruchsprofil des Rio Guadalhorce dieselben den südlich angrenzenden betischen Komplex teils unterteufen, teils ihm angelagert sind oder ihm aufsitzen; die Gleichheit der Fazies (Kreide-

Jura) unterstreicht die Zusammengehörigkeit dieser Formationen (s. Prof. 15—13, Taf. VIII, Lit. 106). Stellen, die in gleichem Sinne für die Angliederung der penibetischen Serie an den betischen Rumpf sprechen, wurden auch noch weiter östlich erkannt (108, p. 71 und 79). Lag es also hier nicht auf der Hand, die penibetische Zone insgesamt als mesozoische Frontleiste an den betischen Unterbau zu ketten und die Strecken, die unter denselben hinabweisen als eingewickelte Partien zu betrachten? Bei solcher Auffassung des Zusammenhanges wäre also der Aussenrand der Zone von Ronda auch Aussenrand der betischen Decke von Malaga; die „citrabetische" Trias (Zone von Antequera etc.) formt dazu das sozusagen davor und darunter hervorquellende Vorland, in welchem sich die subbetischen Schuppen und mehr beschränkten Deckengebilde einstellen. Dies ist die in bisherigen Veröffentlichungen (seit 1928) dargelegte Auffassung — ein Interpretationsschema enthält z. B. Taf. XXX, Lit. 84, wobei freilich nur die relative Lage, nicht die Grössenordnung gegeben sein wollte —, und ich vermag ihr heute keine entschieden bessere gegenüberzustellen, denn sie gründet sich auf im allgemeinen gut aufgeschlossene Profile.

Nun legt es aber die tektonische Selbständigkeit der Externzone von Ronda gegenüber dem betischen Komplex und ihre Fortsetzung bis nach Nordmarokko doch nahe, die Loslösung dieser Zone vom betischen Unterbau von Malaga in Erwägung zu ziehen und entscheidende Profile zu überprüfen. Die fazielle Verwandtschaft von Jura und Kreide der Externzone zu den nächst auswärts liegenden entsprechenden Formationen, die dort grössere Meerestiefe anzeigen — die scheidenden Merkmale zwischen Sub- und Penibetikum bleiben dessenungeachtet bestehen —, ferner die Übereinstimmung der germanischen Trias, fügen sie am ehesten in den Raum zwischen Subbetikum und Rondaïden, machen sie also dann zu einem citrabetischen (nördlich des Betikums beheimateten) Glied der Cordilleren. Neuere Studien, zwar nur stichprobenweise ausgeführt, im Grenzgebiet von peni- und subbetischer Zone in der Provinz Cadiz drängen gleichfalls zu solcher Einordnung; wohl sind die beiden Zonen auf längere Erstreckung durch bedeutende Überschiebungen voneinander geschieden, weiter im Südwesten aber gehen diese allmählich aus (bei Alcalá de los Gazules) und penibetische und subbetische Formationen — oder besser eigentlich nur mehr Relikte derselben — scheinen ineinander überzuleiten. Die äussere penibetische Zone hat also im SW der Cordilleren viel mehr „Affinitäten" zum benachbarten Subbetikum als zum betischen Komplex, von welchem sie auf über 45 km Längserstreckung die Dolomitserie der zentralen Serrania scheidet.

Bei Voraussetzung der Zonenfolge Subbetikum-externes Penibetikum-Rondaïden-Betikum, dieses letztere versehen mit einem Reste des internen Penibetikums, befremdet die Position der Rondaïden, die

mit ihrer mächtigen Triasentwicklung in mariner Ausbildung Gebiete dieser Formation scheidet, die germanotype Fazies aufweisen (citrabetische Trias und die Fazies von Malaga). In dieser räumlichen Anordnung nimmt sich das rondaïde Glied also aus wie eine Zone der Eintiefung, deren Regime möglicherweise durch die ganze Trias hindurch anhält und eventuell noch den Lias in sich begreift. Wie dann die weiteren Bindungen zur Nachbarschaft sich gestalteten, bleibt eine ungelöste Frage: ob Jura und Kreide, die sowohl in den Rondaïden, als auch in den ihnen gewiss homologen Alpujarriden nicht zu erkennen sind, stratigraphisch oder tektonisch fehlen, sei hier nicht weiter nachgegangen, da der Entscheid nicht von einem engeren Gebiete abhängt; es sei nur erwähnt, dass Ansichten für beide Möglichkeiten geäussert wurden; während neuerdings mit triftigen Gründen P. Fallot an ein Abscheren (décollement) durch eine höhere Deckeneinheit (Betikum von Malaga) denkt (113), glauben die holländischen Geologen, insbesondere R. W. van Bemmelen, dass es sich um tektonische Überdeckung (76), also im Grunde genommen um ein primärstratigraphisches Manko handelt. Aus der relativen Position der Rondaïden erhellt wenigstens soviel, dass sie als ein faziell umgeformtes und teils stark metamorph verändertes innerstes Glied des Penibetikums aufzufassen sind und, da in demselben sämtliche Formationen vertreten sind, ist der Fall einer Abscherung oder Abdrängung wohl der näherliegendere.

So sehen wir denn im Berglande von Ronda einen kleinen Ausschnitt aus einem tektonisch und stratigraphisch recht vielgestaltigen Teilstück der betischen Cordilleren. Nach Möglichkeit ist versucht worden, seinen Bau und Inhalt nach neueren Gesichtspunkten hier zu entwerfen; wenn noch gar manche Frage ungelöst bleibt, so dürfen wir deren Klärung im Rahmen der Gesamterkenntnis doch bald erhoffen.

## Zusammenfassung.

In Anlehnung an schon früher gegebene Darstellung mehr östlich und westlich gelegener Gebiete ist hier Formationsfolge und geologischer Bau des Berglandes um Ronda erörtert, gelegen zwischen dem Rio Guadiaro und dem Hauptkamm der Serrania de Ronda. Nach strukturellen und faziellen Gesichtspunkten teilt sich dasselbe von aussen (NW) nach innen (S) auf in:

I. die penibetische Externzone,

II. die Kalkdolomitserie alpin entwickelter Trias, die Rondaïden, und

III. als Südbegrenzung den betischen Komplex von Malaga (hier vornehmlich Peridotit).

*Ad I.* Als stratigraphische Daten aus der penibetischen Zone sind die folgenden Punkte hervorzuheben:

1. Die Trias, nur in einem kleinen Aufbruche (Rio Grande bei Ronda) vorhanden, zeigt die dem Subbetikum eigene germanotype Ausbildung (Keuperfazies).

2. Die Deckschichten zur Trias werden als Infralias aufgefasst (Fossilkalke mit *Myophoria*, *Alectryonia*, *Plicatula* etc.).

3. Vom Infralias (inclus.) ab stellt sich auf mehrere 100 m Mächtigkeit eine Wechsellagerung ein, in der sich bankige Dolomite (teils zellig-kalkige Gesteine), blauschwarze Kalkplatten und Mergelzwischenlagen folgen; sie wird als Einheit zur „Hidalgafazies" zusammengefasst und enthält wohl den gesamten Lias und auch den Dogger.

4. Der Malm enthält die gleichen, mehr massigen hellen Kalkbänke anderer penibetischer Strecken, in welchen sich eher selten die Fazies der Knollenschichten einstellt. Starke Mächtigkeitsschwankungen sind vorhanden; die Gegend von Ronda führt Strecken vor, wo Kreide und Flysch unmittelbar über der „Hidalgafazies" folgen; starken Mächtigkeitszuwachs kennzeichnet die rechtsseitige Kette des Guadiarotales.

5. Die Kreide ist typisch „penibetisch" entwickelt: vorwiegend rote, schiefrige Kalke, nach oben mergeliger werdend, nach unten Kalktypen von Bianconehabitus aufweisend.

6. Der Flysch erweist sich durch seine Nummulitenführung teils als obereozän (Ronda und südwestliche Gebiete), teils als mitteleozän (näher betikwärts). Sein Transgressionscharakter ist meist ausgesprochen; immerhin gibt es weite Strecken (Gebiet des R. Guadiaro), woselbst Übergänge zur oberen Kreide auf Kontinuität der Ablagerung schliessen lassen.

7. Das burdigalische Miozän deckt sämtliche älteren Formationen ein (Kalkmolasse).

Die Bauelemente der penibetischen Zone von Ronda lassen sich im wesentlichen auf 3 in sich komplexe Antiklinalzüge beziehen; wir unterscheiden:

1. Die Hidalga-Jarastepar Strukturen,
2. Die Falte der Kette von Jimera de Libar und
3. Die Falten und Schuppen der Kette von Montejaque und der Sierra de los Merinos.

Während östlich von Ronda diese Strukturen sich an eine ENE-Richtung halten, prägt sich westlich davon ein Abschwenken nach SSW aus. Besonders weitgespannt erscheint die Hidalga-Antiklinale, in deren Rücken sich eine weitere Kreideschuppe (Lifa) abhebt. Einen durch in der Scheitelregion sich einstellende Bruchbildung komplizierten Bau weist der Antiklinalzug von Montejaque auf, der wie jener von Jimera nach NNE zu absinkt, dermassen, dass in die Gegend von Ronda für alle Strukturen eine leichte Einmuldung zu liegen kommt.

*Ad II.* Die SE-Begrenzung der penibetischen Strukturen ist gegeben durch eine regionale Überschiebung, über welcher als nächst höheres Stockwerk die Rondaïden liegen. Auflagernd auf Flysch oder Kreide folgen Dolomite, die an ihrer Basis des öfteren Schürflinge (Malmkalk) penibetischer Herkunft führen (Sierra Almola etc.). Die deckenförmige Überlagerung ist des weiteren verdeutlicht durch ein grösseres Kreidefenster (Ballesteros) und kleinere Dolomitzeugen auf dem Flysch. Über der tieferen Dolomitgruppe hebt sich in rückwärtigen Teilen eine Kalkgruppe ab, die durch ihre spärlichen Fossilien sich als obere Trias stratigraphisch einordnen liess. Beide Schichtgruppen stehen in dem grossen Gewölbe der Torrecilla in lokaler Diskordanz zueinander und gehen nach S in metamorphe Bildungen (hochkristalline Marmore und Dolomitmarmore) über.

*Ad III.* Der betische Komplex (Betikum von Malaga) überlagert die Kalke und Dolomite der Rondaïden in weitreichender Überschiebung; ihr Vorhandensein ergibt sich sowohl im absinkenden Teile der Rondaïden (Genaltal),

woselbst die kristallinen Schiefer über die triasischen Formationen in weiten Flächen vorgreifen, wie auch besonders durch kleinere, betische Zeugenrelikte auf der zusammenhängenden Triasunterlage.

Der Kontakt zwischen Betikum und Rondaïden ist auf längere Erstreckung stark südfallend und allein durch den die Hauptmasse des Betikum einnehmenden Peridotitkörper (Serpentin) gegeben. Wenn auch manche Kontakte die mechanische Überlagerung des Eruptivgesteins anzeigen, so ergibt sich aber doch anderwärts mit aller Deutlichkeit die kontaktliche Beeinflussung (Vererzung eingeschlossener Triasschuppen); daraus ist das zum mindesten posttriasische Alter der Peridotitintrusion gesichert.

Die Stellung des Penibetikums zum Betikum ist in den Bergen von Ronda eine weitgehend unabhängige und ist deshalb die nördliche Beheimatung dieser Zone in Erwägung zu ziehen.

## *Ergänzende Bibliographie.*

Dieses Literaturverzeichnis schliesst an dasselbe von Lit. 106 an und enthält im wesentlichen nur Schriften nach Beginn 1930.

106. BLUMENTHAL, MOR. M. Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce. Eclogae geol. Helv., Vol. 23, 1930.

107. BLUMENTHAL, M. M. L'extension transversale de la masse bétique charriée dans la « Hoya de Malaga ». C. r. d. l'Ac. d. Sciences, t. 191, p. 1354, Paris, 1930.

108. BLUMENTHAL, M. Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes. Bull. Soc. géol. France, 5e s. t. Ier, 1931.

109. BLUMENTHAL, M. M. Das Westende des Betikums nördlich dem Campo de Gibraltar. Géologie d. l. Méditerr. occident. Vol. IV, Nr. 2, 1931.

110. BLUMENTHAL, M. M. Das Paläozoikum von Malaga als tektonische Leitzone im alpidischen Andalusien. Geol. Rundschau, Bd. XXXIII, 1933.

111. BLUMENTHAL, M., FALLOT, P. et MARIN, A. Observations géologiques sur la chaîne calcair du Rif espagnol du Djebel Musa à Xauen. C. r. d. l'Ac. d. Sc. Paris. t. 191, p. 382, 1930.

112. FALLOT, P. Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétiques et subbétiques. Livre jubilaire d. l. Soc. géol. d. France, 1930.

113. FALLOT, P. Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. Géol. d. l. Méditerran. occident. Vol. IV, N°. 1, 1931.

114. FALLOT, P. Sur les connections de la série à faciès alpins identifiée entre la Sra. Sagra et Alicante. C. r. d. l'Ac. d. Sc. t. 194, p. 1364, 1932.

115. GAVALA, J. Mapa geologico de la provincia de Cadiz. Inst. geol. d. Esp. (Druckdatum 1924, jedoch noch nicht im Buchhandel).

116. MARIN, A., BLUMENTHAL, M. et FALLOT, P. Comparaison stratigraphique entre l'extremité occidentale des zones bétique et pénibétique d'Andalousie et le Nord de l'arc rifain. C. r. d. l'Ac. d. Sc. t, 191, 1930.

117. MARIN, A., BLUMENTHAL, M. et FALLOT, P. Observations géologiques sur le Nord-Ouest du Rif Marocain. Bull. Soc. géol. d. France, 4e s. t. XXX, 1930.

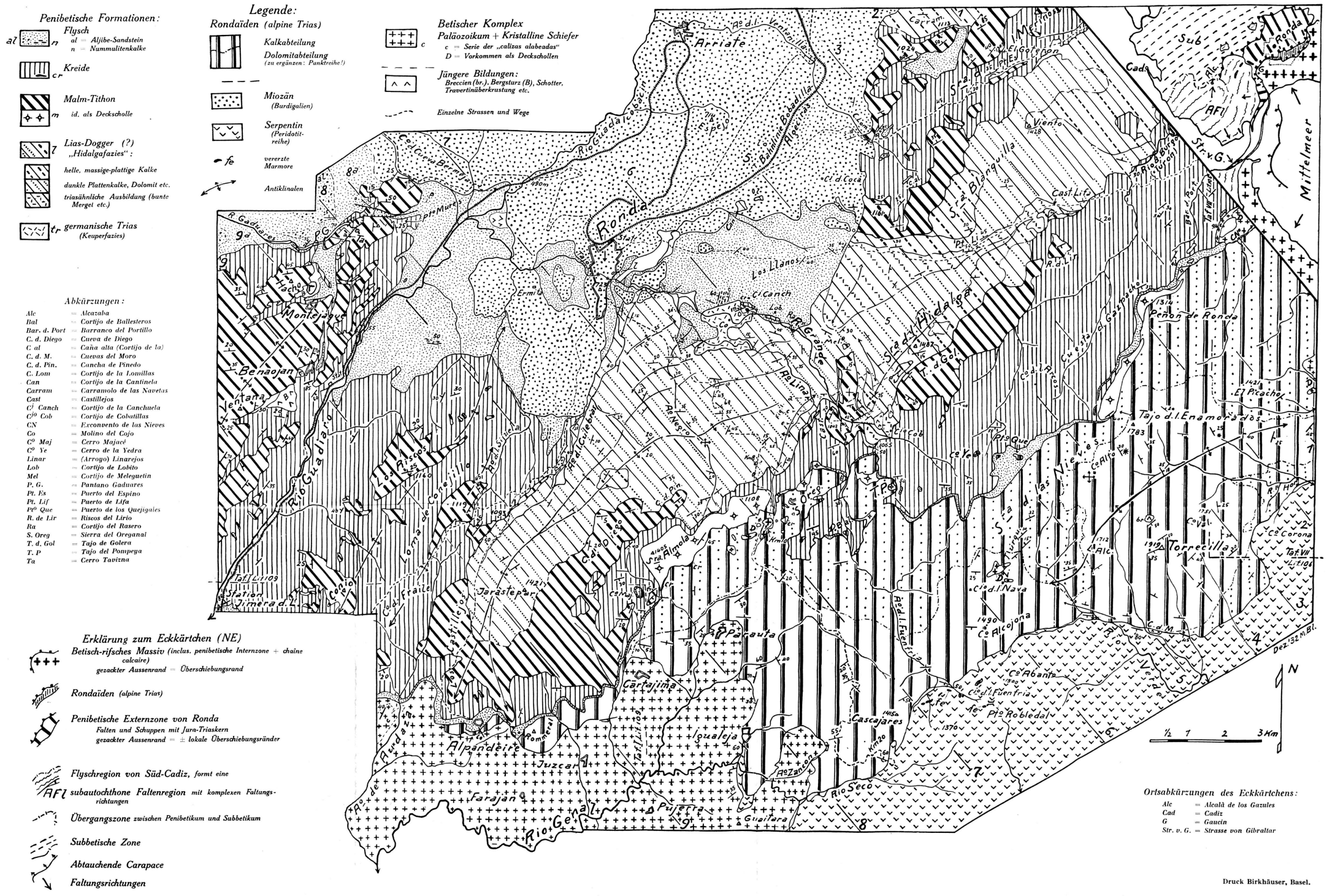
118. SCHMIDT, M. Weitere Studien in der iberisch-balearischen Trias. Sitzungsber. d. preuss. Akad. d. Wissensch. Phys. Mathem. Kl. XXVI, 1930.

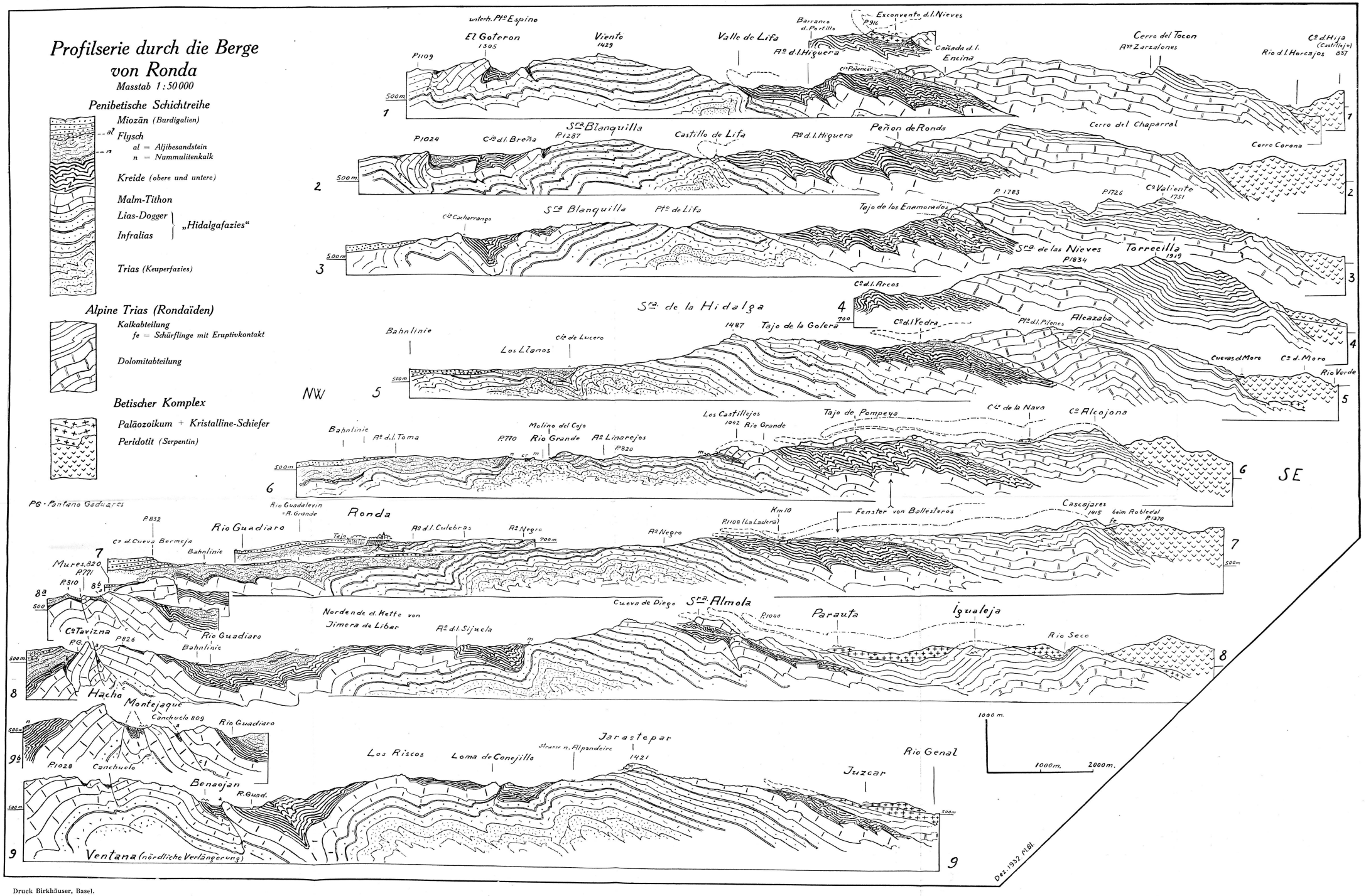
Manuskript eingegangen am 13. Januar 1933.

# Geologische Kartenskizze der Berge um Ronda

Masstab 1 : 75000

Eclogae geol. Helv., Vol. 26, Taf. III.


Penibetische Formationen:
Flysch
al = Aljibe-Sandstein
n = Nummulitenkalke
Kreide
Malm-Tithon
id. als Deckscholle
Lias-Dogger (?)
„Hidalgafazies":
helle, massige-plattige Kalke
dunkle Plattenkalke, Dolomit etc.
triasähnliche Ausbildung (bunte Mergel etc.)
germanische Trias
(Keuperfazies)
Legende:
Rondaïden (alpine Trias)
Kalkabteilung
Dolomitabteilung
(zu ergänzen: Punktreihe!)
Miozän
(Burdigalien)
Serpentin
(Peridotitreihe)
vererzte Marmore
Antiklinalen
Betischer Komplex
Paläozoikum + Kristalline Schiefer
c = Serie der „calizas alabeadas"
D = Vorkommen als Deckschollen
Jüngere Bildungen:
Breccien (br.), Bergsturz (B), Schotter, Travertinüberkrustung etc.
Einzelne Strassen und Wege
Abkürzungen:
Alc = Alcazaba
Bal = Cortijo de Ballesteros
Bar. d. Port = Barranco del Portillo
C. d. Diego = Cueva de Diego
C al = Caña alta (Cortijo de la)
C. d. M. = Cuevas del Moro
C. d. Pin. = Cancha de Pinedo
C. Lom = Cortijo de la Lomillas
Can = Cortijo de la Cantinela
Carram = Carramolo de las Navetas
Cast = Castillejos
C^j Canch = Cortijo de la Canchuela
C^jo Cob = Cortijo de Cobatillas
CN = Exconvento de las Nieves
Co = Molino del Cojo
C^o Maj = Cerro Majacé
C^o Ye = Cerro de la Yedra
Linar = (Arroyo) Linarejos
Lob = Cortijo de Lobito
Mel = Cortijo de Melegnetin
P. G. = Pantano Gaduares
Pt. Es = Puerto del Espino
Pt. Lif = Puerto de Lifa
Pt^o Que = Puerto de los Quejigales
R. de Lir = Riscos del Lirio
Ra = Cortijo del Rasero
S. Oreg = Sierra del Oreganal
T. d. Gol = Tajo de Golera
T. P = Tajo del Pompeya
Ta = Cerro Tavizna
Erklärung zum Eckkärtchen (NE)
Betisch-rifsches Massiv (inclus. penibetische Internzone + chaîne calcaire)
gezackter Aussenrand = Überschiebungsrand
Rondaïden (alpine Trias)
Penibetische Externzone von Ronda
Falten und Schuppen mit Jura-Triaskern
gezackter Aussenrand = ± lokale Überschiebungsränder
Flyschregion von Süd-Cadiz, formt eine
AFl subautochthone Faltenregion mit komplexen Faltungsrichtungen
Übergangszone zwischen Penibetikum und Subbetikum
Subbetische Zone
Abtauchende Carapace
Faltungsrichtungen
Ortsabkürzungen des Eckkärtchens:
Alc = Alcalà de los Gazules
Cad = Cadiz
G = Gaucin
Str. v. G. = Strasse von Gibraltar
Ronda
Arriate
Mittelmeer
Str. v. G.
Cadiz
Sierra Blanquilla
Sierra Hidalga
Sierra de las Nieves
Tajo d. l. Enamorados
Peñon de Ronda
Torrecilla
Cartajima
Alpandeire
Juzcar
Pujerra
Gualtara
Farajan
Benaojan
Montejaque
Jimera d. l.
Parauta
Cascajares
Rio Guadiaro
Rio Genal
Rio Seco
Rio Guadalcobacin
Los Llanos
Ermita
Los Riscos
Lomas de Conejilla
Jarastepar
Cortijo del Fraile
Sierra Almola
Cortijo Cobatillas
Cortijo Lobito
Cortijo Linarejos
Cortijo Melegnetin
Cortijo Cancha
Cortijo Lomillas
Cortijo Canchuela
Cortijo Cojo
Cortijo Rasero
Cortijo Carramolo
Cortijo Cantinela




Druck Birkhäuser, Basel.