Tektonik : regionale Einzelbeschreibungen

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

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

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

PDF erstellt am: **02.05.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

seien die zu unterscheidenden Einheiten der westandalusischen Cordilleren hier vorangestellt (vergl. Profilschema Tafel XXX, 84). Fortschreitend von einer südlichen, mediterranen Region gegen den iberischen Mesetarand können unterschieden werden:

I. Das **Betikum von Málaga** (mit seiner Tertiärbedeckung und Kreide-Relikten) ;
II. Das **Penibetikum,** aufteilbar in:
   a) *interne Zone,*
   b) *mediane Zone,* und
   c) *externe Zone,*
   sämtliche mit gemeinsamer Tertiärbedeckung mit I;
III. **Citrabetische Triaszone** (Decke) **von Antequera;**
IV. **Subbetikum** (Schuppen und Deckfalten, teils in ursprünglichem Verband, teils in Überschiebung auf citrabetischer Trias);
V. **Präbetikum** (Schuppen-Randzone von Jaén-Cazorla usw.).

Während Sub- und Präbetikum teils weit ausserhalb unseres Kartengebietes liegen, formen Betikum und das ihm anliegende Penibetikum den integrierenden Bestandteil des zu behandelnden Cordillerenabschnittes. Deren einzelne Teile werden nach verschiedenen Landschafts-Abschnitten gegliedert besprochen.

A. Regionale Einzelbeschreibung.

I. Über den Bau des Betikums von Málaga.

1. Allgemeiner Faltungscharakter.

Die stratigraphische Beschreibung veranlasste, verschiedentlich auf den Faltungscharakter der betischen Schichtserie hinzuweisen. Die mächtige Schiefermasse mit ihren eingelagerten Grauwacke- und Quarzitbänken verhielt sich gegenüber der Gebirgsstauung als ein Medium, das sich nicht in Strukturen von grossem Krümmungsradius falten liess; sie gab vielmehr derselben durch Formung einer Unmenge kleiner Runzeln und Stauungen nach, und, da die Faltung von alpiner Intensität war, kam es alsbald zu Zerreissungen, inneren Verschiebungen und vielleicht auch zu beschränkten Überfaltungen. So sehen wir denn in jedem grösseren Anriss eine wirre Kleinfaltung, in welcher es oft sehr schwer hält, oft überhaupt unmöglich ist, den Hauptgrundzug zu erkennen und zu bestimmen, welcher Art der etwas mehr regionalen Orientierung sich das konfuse Einzelbild einordnen lässt; dementsprechend müssen natürlich auch gemessene, teils in der Karte eingetragene Schichtorientierungen bewertet werden.

Eine typische Erscheinung im Gesamt-Betikum ist die Durchsetzung der Schiefermasse mit einer grossen Anzahl von kleinen Verwerfungen, die aber kaum von regionalem Ausmass sind; es sind lauter auf engen Bezirk beschränkte Verschiebungen, ge-

kennzeichnet durch glatte Harnische, Schleppungen und Zertrümmerungen von Schiefern und Grauwacken; die gestörten Schichtpakete dürften meist nur um geringe Beträge verstellt sein, denn es ist dabei oft zu beobachten, dass beiderseits der Störung die allgemein geltende Schichtorientierung bestehen bleibt. Solche Störungen verlaufen in allen Richtungen und mit verschiedensten Einfallswinkeln; steilgestellte sind gegenüber flacher verlaufenden eher in der Minderzahl. Da vorauszusetzen ist, dass sowohl alpine als auch herzynische Gebirgsbildung ihre Wirkung auf die Schiefermassen aufprägte, so ist wohl vorstellbar, dass es insbesondere die alpine Stauung war, auf deren Rechnung die genannten Zerreissungen und Verschiebungen zu stellen sind, da diese spätere Bewegung schon eine gefaltete, bewegungsträge Masse vorfand.

Mechanische Zertrümmerung einzelner Lagen ist in solchem Gebirge natürlich gewöhnlich. Manche grünlich-braune, brecciöse Grauwacke dürfte überhaupt als mylonitisches Gestein aufzufassen sein. In dünnschichtigen „Olivenschiefern" ist beobachtet worden, wie aus der lagenförmigen Beschaffenheit direkt eine Schieferbreccie durch Zertrümmerung hervorgeht. Die Quarze der Grauwacken zeigen im mikroskopischen Bilde kataklastische Struktur; daneben gibt es aber auch Grauwacken, denen die mechanische Bearbeitung nicht viel antat (höhere Schichten bei Málaga). Im ganzen Schichtsystem, besonders aber in phyllitischen Lagen des unteren Paläozoikums, findet sich sehr viel weisser Quarz, der mehr oder weniger lagenweise, mehr untergeordnet gangförmig, sich in das Schichtganze fügt und alle Verbiegungen mitmacht; auch an den älteren Dioritgängen setzt der weisse Quarz ab; die Verquarzung ist also älter als alpine, vielleicht auch als die hercynische Faltung.

Es ist erklärlich, dass bei den angeführten Komplikationen die Erfassung der inneren Hauptstrukturlinien recht schwierig ist und die Details des Baues überhaupt nicht aufzuklären sind; erschwerend fällt dazu noch in Betracht, dass weite Flächen von Tertiär bedeckt sind. Eine Möglichkeit, den alpinen und den herzynischen Anteil auseinanderzuhalten, wurde nicht gefunden. Dermassen kann es nicht verwundern, dass frühere Darstellung des geologischen Baues (Macpherson und auch noch D. de Orueta) sich mit sehr schematischen Linien begnügte. Und auch in der neuen Darstellung kann weitgehendes Schematisieren nicht vermieden werden. Bei Innehalten einer generellen Hauptorientierung ist in den begleitenden Profilen eine Art Sammelfältelung angedeutet worden.

2. *Der Nordrand zwischen Ardales und Valle de Abdalagis.*

Beiderseits des Rio Guadalhorce verläuft der Nordrand des Betikums (in seinem paläozoischen Anteil) auf eine Erstreckung von ca. 15 km E–W (mit 15° Abweichung nach SW), um dann von

Ardales ab auf weitere verfolgbare 5 km gegen SW abzubiegen. Der Nordrand zwischen Ardales und den Konglomeratbergen der Mesa de Villaverde ist gegeben durch ein schmales Band mesozoischer Formationen (vorwiegend Kreide), sowie östlich des Guadalhorce durch die klippenförmig aufragende Kalkzone von Veredon. Auf dieser ganzen Strecke, und bis weit einwärts in die paläozoisch-kristalline Masse, findet sich, bei aller Abweichung im einzelnen, doch eine gewisse Übereinstimmung in der Streichrichtung mit der vor- resp. aufgelagerten, jünger gefalteten mesozoischen Randzone, dem internen Penibetikum. Eine tektonische Diskordanz zwischen Betikum und Penibetikum, wie sie weiter westlich deutlicher wird, ist hier also einigermassen verdeckt.

Die relative Einfachheit in diesem Sektor des Betikums ermöglichte auch, von hier aus beim Versuch einer stratigraphischen Aufteilung auszugehen (Arroyo Zahurda, p. 58). Auf eine Breite von 2 bis 3 km bleibt das allgemeine N bis NE gerichtete Fallen in den paläozoischen Schiefern unverkennbar; es ist steil, stellenweise stellt sich sogar überliegende Schichtstellung ein (Prof. 17); in den Höhen der Berge stimmt dieselbe oft nicht mehr mit jener der Tiefe überein (Azulejo); es zeigt sich dort Neigung zu geringerem allgemeinen Einfallen. Von der tief ins Paläozoikum eindringenden Flyschbucht von Ardales (Fig. 11) verfolgen wir so die Serie der „calizas alabeadas" und der liegenden Phyllite bis zu den Abstürzen der transgressiv auflagernden miozänen Konglomerate.

In der tieferen Abteilung der kristallinen Schiefer ist in den Hauptlinien, wenn bei der so unübersichtlichen Kleinfaltung überhaupt von solchen die Rede sein kann, in der Gegend des Arroyo Zahurda eine allgemeine Übereinstimmung mit dem höheren Paläozoikum vorhanden; sie bleibt bestehen bis in die Nachbarschaft des grossen Serpentin-Stockes der Sierra de Agua; nur im Osten hebt sich ein Abbiegen gegen SE hervor, wo streckenweise ein gewisses Parallelgehen zwischen Schiefern und Serpentinrand vorhanden ist. Gleichfalls eine Konkordanz zum Liegenden zeigen die kristallinen Schiefer im Ostrand der kristallinen Dolomite der Sierrezuela de Carratraca, welchem Gebiet wir uns erst nach Besprechung der Dolomitgebirge zuwenden wollen (p. 205).

Aus der skizzierten Lagerungsweise dürfte sich somit ergeben, dass das Betikum zwischen Ardales und Guadalhorce eine weitgeschwungene, fast domförmige Struktur formt, in deren Tiefstem der Aguas-Batholith sich einlogiert hat. (Von einer E–W verlaufenden „Kambrium"-Antiklinale mit „Estratocristallino"-Kern, wie dies ORUETA's Karte [31] enthält, kann hier nicht die Rede sein, das Schichtstreichen steht dazu stellenweise gerade lotrecht.)

Jenseits, östlich, des Guadalhorce verschmälert sich an der Oberfläche der Anteil des paläozoischen Betikums am Aufbau; es verschwindet dieses noch vor Valle de Abdalagis unter seiner Tertiär-

bedeckung (vergl. p. 224). Zwischen den Schiefern beiderseits des Guadalhorce herrscht ununterbrochener Zusammenhang. Wenn auch im Schichtfallen ein Gegensatz besteht, so liefert derselbe noch keine Unterlage zur Stütze einer grösseren Querstörung, die hier nach Annahme älterer Autoren das Gebirge durchsetzen sollte (siehe p. 233). Die Schichtserien sind beiderseits El Chorro dieselben, und das vorwaltende Südfallen auf der Ostseite, gegen Valle de Abdalagis zu, kann mit einer nächst nördlich anschliessenden paläozoischen Faltung in Zusammenhang gebracht werden (Prof. 13—17).

Wie ein Fremdgebilde in den älteren Schichten nimmt sich inmitten der Hügelketten am Arroyo Zahurda die weisse Kalkklippe der Sierra Blanquilla aus, die als Tithon erkannt werden konnte (p. 124). Die weissen Kalke sitzen diskordant auf den nordfallenden Schiefern des Azulejo auf, eine Lagerungsdiskordanz, die wahrscheinlich durch alpine Faltung noch verstärkt wurde.

Besondere Beachtung gebührt in der durchgangenen Strecke auch den Beziehungen zwischen der roten Permo-Trias, den älteren betischen Schiefern und dem jüngeren Mesozoikum. Von der Tertiärbucht von Ardales bis zum Chorro, sowie auch turonaufwärts, finden sich die roten Konglomerate und Sandsteine bald in langgezogenen Bändern in steiler Schichtlage zwischen den höheren paläozoischen Schiefern, bald aber liegen sie in kleineren Relikten auf den Schiefern; ein bedeutsames Vorkommen schliesst das „betische Gewölbe" in seinem Ostende bei Valle de Abdalagis (p. 224) Die kleineren Vorkommnisse zeigen das Verhältnis zum Liegenden, die Diskordanz, meist viel deutlicher als die längeren Zonen; diese letzteren nehmen sich oft aus wie konkordant den Schiefern eingelagerte Serien. Die Übersicht über das ganze Gebiet macht aber die diskordante Auflagerung evident; es handelt sich sicherlich um tiefe, keilförmige Einfaltungen in die präpermischen Schiefer (vertikale Schichtlage kommt verschiedentlich vor). Welche Faltung diese Verfaltung bewirkte, ist nicht sicher zu entscheiden. Da nirgends mesozoische oder tertiäre Schichten sich daran beteiligen — was bei der „Tiefe" der Einfaltung eigentlich zu erwarten wäre —, so kann der Schluss gezogen werden, dass es sich um eine frühe Faltung handeln kann, die freilich noch nicht den Grad der „Wechsellagerung" roter Gesteine und älterer Schiefer, wie sie heute vorliegt, bewirkt zu haben braucht.

Einen anderen Rückschluss auf ältere Bewegungen und Abtrag erlauben auch die Beziehungen von Permo-Trias zu dem Saume jüngerer Formationen am Nordrand des Betikums. An verschiedenen Stellen kommt die Kreide in Berührung mit der Permo-Trias (vergl. Karte Fig. 11, z. B. bei km 2 der Strasse nach Andrade, am Arroyo Secco, ferner in Fig. 16). An andern Orten liegt aber Kreide bezw. Tithon auf betischer Unterlage ohne Zwischenschaltung der im allgemeinen doch recht mächtigen Permo-Trias. Mit andern Worten ist also zu

sagen, dass die betische Unterlage schon vor Ablagerung der mesozoischen Sedimente, aber nach Ablagerung der Permo-Trias, eine recht weitgehende Erosion erlitten hat; diese setzt tektonische Bewegungen voraus. Ob dieselben orogenetischer oder epirogenetischer Natur waren, lässt sich nicht bestimmen. Solche Überlegung, wie auch die vorangestellte des Fehlens jüngerer Einfaltungen in den Verkeilungen der Permo-Trias, können somit den Schluss auf alte, präjurassische (altkimerische?) tektonische Inanspruchnahme des betischen Massivs zulassen.

Bevor wir uns dem Hauptkomplex der betischen Masse unseres Gebietes zuwenden, fragt die Gegend der Südostecke noch einige kurze Betrachtungen.

3. *Die Umgebung von Almogia (Montes de Málaga).*

Schon die älteren geologischen Karten — zwar mit grosser Übertreibung — enthalten bei Almogia einen grösseren Relikt der das tiefere Betikum bedeckenden Trias. Bei näherem Zusehen löst sich derselbe auf in ein buntes Nebeneinander von Dolomitklötzen und roten Sandsteinkuppen, ein Formationsganzes, das stark an den Landschaftscharakter germanischer Triasgebiete erinnert. Im Gegensatz aber zu den vorerwähnten Vorkommen analoger Gesteine (Rio Turon-Ardales) finden sie sich in den Montes de Málaga von Alogia ganz bedeutend schwächer mit dem paläozoischen Untergrund verfaltet; Neigungen von 20° bis höchstens 40° kommen vor. Die Diskordanz ist im allgemeinen ausgesprochen, sie betrifft an einigen Stellen sogar die sonst höheren Dolomite in ihrer Lage zu den alten Schiefern. Ein einheitliches Faltungsbild lässt sich aus den zerstreuten Triasbergkuppen nicht rekonstruieren.

Nach ihrer Lage zu den weiter südlichen Permo-Trias-Hügeln von Campanillas (westlich Málaga) formen die Vorkommnisse von Almogia mit denselben eine N–S verlaufende, ca. 3—4 km breite Zone, die hauptsächlich den westlichen Anhöhen des Rio Campanillas folgt (siehe Karte lit. 18). Einzelne rote Sandsteinkomplexe dieser Zone nehmen eine auffällige Tiefenlage in der Talrinne des genannten Flusslaufes ein, was zur Annahme führen könnte, die Erhaltung des Nord-Süd-Streifens der Permo-Triasbildungen sei durch eine meridional verlaufende Bruchzone bedingt. Kleinere Brüche, die die Umgrenzung einzelner Sandsteinflächen ausmachen, sind wohl vorhanden (z. B. nw Málaga); als Ganzes haben wir aber nichts, das einer grabenartigen Bruchzone gleicht, vor uns; die tiefe Lage verschiedener Vorkommnisse ist bedingt durch das Relief der alten Oberfläche und, zum geringeren Teile, die spätere Faltung mit den paläozoischen Schiefern.

Für sich allein betrachtet gibt eine wenige Quadratkilometer grosse Oberfläche der betischen Schiefer selten deutliche Auskunft

über die wesentlichen Baulinien; so auch die Bergzüge von Almogia. Fassen wir aber das ganze Gebiet der Ostseite des Guadalhorcetales zusammen, so ist eine auch in der Topographie des Landes, besonders westlich Málaga, zum Ausdruck kommende Hauptstreichrichtung zu erkennen. Diese weist einen NNE- bis NS-Verlauf auf mit stetigem Schichtfallen gegen W, wodurch eine gewaltige Mächtigkeit silurischer Schiefer zum Ausstrich kommt. Gesteinsserien vom Typus der „calizas alabeadas" schalten sich wiederholt ein, ohne dass von einer tektonischen Wiederholung dieser Schichtstufe gesprochen werden könnte. Aus der ganzen Anlage der in sich zwar vielfach gewundenen Schichtorientierung ist ein Abtauchen der paläozoischen Schichten gegen W und NW und somit einer durch sie geformten oder umrandeten Struktur höherer Ordnung zu erkennen; es ist ein die gesamte Aufwölbung der Montes de Málaga beherrschendes westliches Axialgefälle. Die westlich anschliessende tektonische Depression, die daraus folgern muss, wird durch die starke Entfaltung der Flyschsedimente westlich des Guadalhorce deutlich gemacht.

Zufolge des breiten Tertiär-Korridors, der sich zwischen die Montes de Málaga und die nördliche betische Randregion (Ardales usw.) zwischenschaltet, sind die unmittelbaren Beziehungen der Strukturen beider Gebiete nicht zu erkennen. Beiderseits sind aber, geht man von dem untertauchenden „Gewölbe" bei Valle Abdalagis aus, stratigraphisch ziemlich gleichwertige Schichtserien am Aufbau der Oberfläche beteiligt. Ein südöstliches Abschwenken der alten betischen Faltung bei Valle de Abdalagis gegen die Montes de Málaga zu scheint mir nicht ausgeschlossen; vielleicht dass in der derartig verlaufenden Richtung der Flyschsandsteine (Alhaja Prieta) daran eine Anpasung vorhanden ist.

4. *Die Hoya de Málaga (nördlicher Abschnitt: Álora–Pizarra–Casarabonela–Tolox).*

Die fruchtbare Talweitung des unteren Guadalhorce und seiner rechtsseitigen Zuflüsse, die als die Hoya de Málaga bekannt ist, wird hier in einem etwas weiteren Sinne gefasst, indem das ganze Gebiet bis an den Fuss der zentralen Bergkämme darin eingeschlossen wird. Von diesem zwischen der Sierra de Alcaparain-Prieta im Norden und den Gebirgszügen von Mijas und Coin im Süden gelegenen Hügelgebiet beschäftigt uns hier nur dessen nördlicher Teil. Im Vorangehenden ist schon erwähnt, dass die weite Ausbreitung, die hier jüngere Schichten gewinnen, mit tektonischer Tiefe zusammenhängt, welcher vermutlich schon die Sedimentation des Tertiärmeeres, zum mindesten des jüngeren, nachfolgte. Wenden wir uns erst den paläozoisch-kristallinen Formationen längs dem nördlichen Rande zu.

Die Anhöhe, welche das malerische Städtchen Álora trägt, formt eine zusammenhängende Schichtserie 30—50° N fallender

„calizas alabeadas" und liegender Schiefer. Ihr Auftreten hier weist darauf hin, dass wir uns schon jenseits des Komplexes tieferer Schichten befinden, der ungefähr mit dem erweiterten Raume des Serpentinstockes der Sierra de Aguas zusammenfällt. Das Nordfallen der Schichten von Álora, die unter die braunen Flyschmergel und die miozänen Konglomerate des Hacho einfallen, kann mit einer der vielen Undulationen in Zusammenhang gebracht werden, die den betischen Rücken beherrschen; sie ordnet sich der Nordbegrenzung der grossen, komplexen Aufwölbung ein, welche für die Montes de Málaga geltend gemacht wurde. Eine gleichartige tektonische Einordnung, wie dem Sporn von Álora, kommt der NE und NW einfallenden Schichtserie der inselförmig aus dem Tertiärland aufragenden Sierra Gibargalla zu.

Die tieferen kristallinen Schiefer finden sich in der Nachbarschaft des Serpentinstockes der Sierra de Aguas, in kleinen Flecken sogar noch dem Serpentin aufliegend (km 8); grössere Ausbisse liegen im Durchbruch des Rio de las Cañas und seiner tief eingeschnittenen Nebenbäche. Die Serpentinmasse der La Robla dürfte eher innerhalb etwas höheren Schichtlagen liegen als diejenige des östlichen Nachbarberges.

Etwas besser lassen sich die Hauptbaulinien der alten Formationen in der zwar recht schmalen Zone zwischen Tertiärland und dem höheren Kalkgebirge erkennen. Aus der Gegend von Carratraca zieht ein vorwiegend recht steilgestelltes, einigemal zwar unterbrochenes Band von Schiefergneisen und Phylliten in die Gegend von Casarabonela (Prof. 19, 21). Eine Schichtfolge, die auffälligerweise von den „calizas alabeadas" in die Gneise überleitet, zeigt im Dorfe Casarabonela mit 50—60° SE gerichtetem Einfallen die Hauptorientierung in jener Gegend an. Die bis Casarabonela geltende generelle N–S-Streichrichtung schwenkt von hier mehr gegen SW zu ab und ist zwischen Yunquera und Alozaina mit NE–SW-Richtung und 40—50° SE Fall sehr wohl ausgeprägt. Dieser Allgemeinverlauf in den betischen Schichtlagen, der weitgehend mit den „tieferen" Kalken und Dolomiten der überragenden Sierras übereinkommt, kann hier also sehr wohl, wie dies stets getan wurde, bei Ausserachtlassen der genaueren Kontaktverhältnisse und regionalen Gesichtspunkte dazu führen, Kalk und kristalline Schiefer in ein und dasselbe Schichtsystem unterzubringen.

Zwischen Alozaina und dem oberen Rio Grande bei Tolox verflacht sich die Schichtlage paläozoischer Schiefer zusehends und macht sich eine synklinalartige Lagerung geltend, wobei der wellig gefaltete, im ganzen aber doch fast horizontal liegende Alabeadas-Kalkkomplex zwischen Rio Grande und Rio Horcajos die Muldenlage einnimmt (Prof. 24, resp. südöstlich davon). Nach Norden zu, in der Richtung auf Yunquera, löst sich der betische Komplex in eine Anzahl Exklaven auf, deren tektonische Bedeutung uns im nächsten

Kapitel beschäftigen wird. Das Verhalten des auflagernden Flysches verlangt zuvor ein kurzes Eingehen.

Wie ein buchtenreiches Meer schalten sich die mildgeformten Landflächen mit Flyschgesteinen zwischen die umgebenden und höher aufragenden Härtlinge (Serpentin, betische Kalke und Schiefer, kristalline Kalke und Dolomite) ein. Die Art der Bebauung hebt diese Verteilung ausgezeichnet hervor. Die Ursachen dieser Verteilung liegen, wenn auch in erster Linie in der Mergelvormacht der Tertiärsedimente begründet, auch im Relief des prätertiären, teils tieferodierten betischen Untergrundes, dessen Unebenheiten sich durch die tertiären Deckschichten hindurch geltend machen (Sierra Gibargalla, Cerro Cantareros usw.; vergl. p. 196).

Über den inneren Aufbau des meist aufschlussarmen Flyschgebietes sind fast nur dessen härtere Schichten (Quarzsandsteine und die graubraunen Kalksandsteine) einige Auskunft gebend. Da dieselben aber gewöhnlich nur linsenförmig im Flysch verteilt sind, lassen sie auch alsbald im Stiche; die Anzahl der betraubaren Aufschlüsse reicht nicht hin, um sich über das Faltungsbild genauer zu orientieren. Viel unregelmässige Kleinfaltung beansprucht die Mergel. Dermassen können nicht mehr als einige Leitlinien hervorgehoben werden.

In dem nördlichsten Tertiärraum, der uns hier beschäftigt, sind Hinweise auf E–W streichende Falten vorhanden, die keine stärkere Steilstellung der Schichtlagen erkennen lassen (südlich Sierra de Aguas und zwischen Álora und Rio de las Cañas, Prof. 18). Etwas steiler gestellt, zwar auch nur partienweise, und mehr NE–SW-Richtung einnehmend, sind die Sandsteinausbisse südöstlich des Rio Casarabonela. Auffällig ist es hier, dass auf eine grössere Ausstrichbreite nur bergab gewandte (d. i. SE) Schichtlage zu beobachten ist, was bei geschlossener isoklinaler Schichtlage eine unwahrscheinlich grosse Mächtigkeit der Sedimente abgäbe; es ist deshalb wohl anzunehmen, dass kürzere, NW gerichtete Faltenschenkel der Beobachtung entgehen, so dass wohl eine Anzahl auch in der Längsrichtung kaum lange anhaltende Faltenzüge hintereinander liegen. Als Ganzes kann dem Bau der westlichen Hoya de Málaga eine von Faltenzügen durchsetzte Mulde zugrunde gelegt werden; deren zentraler, zwar auch dort nicht sehr ausgeprägter Teil ist im Querprofil Alozaina-Rio Grande einigermassen hervorgehoben durch die Sandkalke von Alozaina im Norden und die Nummulitenkalke des Ardite im Süden (Prof. 24). Von hier streicht diese Mittelzone in der Richtung gegen den Gibargallo (an demselben anscheinend abstossend!), um von dort durch die Gegend der Mündung des Rio Casarabonela nordwärts abzuschwenken und gegen die Zone von Colmenar zu tendieren; dort ist sie nicht mehr vorhanden; die Zusammenstauung ist stärker.

Die Frage nach der Art der Zusammenfaltung von Flyschgesteinen und betisch-paläozoischem Untergrund lässt sich schwierig genauer definieren, da grössere aufschlussgebende Einschnitte nicht blossgelegt sind. An einigen wenigen Stellen, die wegen ihrer stratigraphischen Bedeutung schon hervorgehoben sind, finden sich mesozoische Sedimente unter der Tertiärbedeckung. Das wichtigste Vorkommnis ist jenes unterhalb Casarabonela (Prof. 21). Mit dem Flysch scheinen jene Kreideschichten konkordant gefaltet zu sein, zu den paläozoischen Schiefern ist natürlich ausgeprägte Faltungsdiskordanz vorhanden; auf die ca. 2 km Längserstreckung dieses Kreiderestes fallen dessen Schichten gegen die paläozoischen Schiefer ein (Str. 200, ca. 35° W).

Die Tertiärausfüllung der Hoya de Málaga enthält, wie bekannt, auch jüngere Sedimente, Miozän und Pliozän, die an der alpinen Faltung nicht mehr teilgenommen haben. Die Zeugenberge des Hacho de Álora und jenes von Pizarra (Cruz) wurden schon im stratigraphischen Teil erwähnt (p. 156). Hier bleibt nochmals hervorzuheben, dass ihr „nichttektonischer" Charakter ausgesprochen ist und auch eine Kippung, hervorgerufen durch ungleichmässige Hebung, nicht feststellbar ist; die vorhandenen schwachen Neigungen lassen sich sehr wohl mit Ablagerungs- und Diskordanzschichtung erklären. Es war also eine sehr gleichmässige, en bloc vor sich gehende Hebung, welche das Betikum in diesem, seinem zentralen Teilstück im jüngsten Tertiär erfahren hat.

Ein Gleiches gilt selbstverständlich auch bei Erwähnen der Pliozän-Ablagerungen der Hoya, die mit dem neu festgestellten Verbreitungsgebiet bei Alozaina und längs dem Rio Casarabonela recht weit und in belangreiche Höhe in das ältere Tertiärgebiet hineinreichen. Der stratigraphische Teil enthält die gemachten Beobachtungen. Von der jüngsten Ausfüllung resp. Überdeckung des Betikums wenden wir uns wieder zu den tiefsten Lagen, die längs dem Südrand des Hauptkammes entlang ziehen.

5. *Tektonische Beziehungen des Betikums zum Kalk- und Dolomitgebirge der Sierras Alcaparain-Prieta (Mediterranseite).*

Der für alle gefalteten, landeinwärts der Hoya gelegenen Zonen mehr oder weniger geltende Isoklinalcharakter im Grundzug ihres Aufbaues trifft ganz besonders auch für die Dolomit- und Kalkserie zu, welche als hoher Bergkamm die Hügel der Hoya west- und nordwestwärts abschliesst. Es erhebt sich derselbe unvermittelt rasch bei Ardales, steigt in den „Capellanes" (Punkte 1050, 1140 und 1160 m) zum Hochplateau der Sierra de Alcaparain an (1290 m) und zieht sich über die Sierra Prieta (1505 m) mit veränderter SW-Richtung in die zentrale Serrania de Ronda weiter. Um diesen Hauptkamm schmiegt sich auf der ganzen mediterranwärtigen Seite das Betikum,

umgibt das spitz auslaufende Nordende bei Ardales und besäumt den Nordwestabsturz der Sierra de Alcaparain bis zur Störungslinie von Andrade; die paläozoisch-kristallinen Formationen, die bis hierhin den Kontakt mit der Kalkformation formten, setzen hier unvermittelt ab, so dass im wesentlichen von hier ab Flyschmergel den Nordwestfuss des hochaufragenden Hauptkammes begleiten.

Im stratigraphischen Abschnitt ist schon die für die Gesamtgeologie der Cordilleren belangreiche Auffassung der Zugehörigkeit der dieses Gebirge aufbauenden Kalke und Dolomite zur Trias in ostalpiner Fazies zu begründen versucht worden; es bleiben hier nun davon unabhängig vorerst die tektonischen Beziehungen zum Betikum zu erwägen, und zwar hauptsächlich allein auf der Mediterranseite, da der Bau der landeinwärts gekehrten Nordwestfront dermassen mit dem Penibetikum verknüpft erscheint, dass deren Besprechung besser mit dieser Zone geschieht (p. 248).

Auch der innere Aufbau dieses sich uns vorerst als geschlossene Einheit darstellenden Gebirgszuges sei in anderm Zusammenhang erörtert (p. 201).

Der ost- und südostwärts gekehrte Abfall der Sierra Prieta zeigt auf lange Strecken die auf grosse Schichtmächtigkeit isoklinal verlaufenden kristallinen Kalkbänke unter die betischen Schichten von Casarabonela und Alozaina einfallen; das Gleiche gilt für die steiler aufgerichteten Dolomite der Ostseite der Sierra de Alcaparain; nur die Umgebung von Yunquera zeigt kompliziertere Verhältnisse, dennoch aber stets die gleichen Beziehungen von Liegendschichten (Kalke und Dolomite) zu Hangendschichten (Gneise). Diese Lagerungsweise erweckt natürlich ohne weiteres den Eindruck, dass es sich in den meist auch stark kristallinen Carbonatgesteinen um eine in die betische, also altpaläozoische bis „archäische" Schichtfolge einzuordnende Kalk-Dolomitserie handelt. Dieser Auffassung waren alle Vorgänger, die sich mit der Serrania de Ronda abgaben (Macpherson, Michel-Lévy-Bergeron und D. de Orueta) zugetan. Ich selbst betonte erstmals, zwar auf anderer Voraussetzung als heute, in meiner ersten Mitteilung über diese Gebirge (75, p. 41) die Wahrscheinlichkeit der Nichtzugehörigkeit der Kalke zum betischen Komplex, indem ich dieselben als eine höhere, mit den kristallinen Schiefern verfaltete Überschiebungsmasse („suprabetische" Alcaparainkalke) auffasste.

Ausgehend von der Mediterranseite des Gebirges, woselbst der Saum zwischen altem Betikum und „tieferen" Carbonatgesteinen auf ca. 40 km Länge innerhalb unser Kartengebiet fällt, kommen die folgenden Beobachtungen und Feststellungen zur tektonischen Charakterisierung der beiden so verschiedenen Gesteinsserien in Betracht.

a) Die anscheinend durchgehends vorhandene tektonische Konkordanz zwischen betischem Kristallin und

den Kalken und Dolomiten ist nur eine scheinbar örtliche; sie wechselt ebenso oft in eine ausgeprägte Diskordanz.

Der Weg von Casarabonela nach dem Puerto Martinez schneidet längs dem Berghang, nachdem er die betischen Schiefer und Serpentine verlassen hat, die weissen und teils blau gebänderten kristallinen Kalke in prächtig aufgeschlossenem schiefem Längsschnitt an. Obwohl die Streichrichtung der Kalkbänke des öfteren um 10—20° wechselt, so ist trotzdem deutlich zu erkennen, dass diese meist spitzwinklig zum Kontaktsaum Schiefer/Kalk ausstreichen. Es folgert daraus eine ausgesprochene Diskordanz zwischen betischen Linien und dem Verlauf der Schichtbänke des Kalkes; in der Karte der Fig. 13, welche in schematischer Weise die Ausstrichlinien einzelner Bänke im Kalkgebiet angeben soll, kommt dies insbesondere nördlich Casarabonela zum Ausdruck, wo die horizontale Winkeldiskordanz bis zu 40° beträgt. Eine gleiche tektonische Diskordanz ist auch nördlich des Puerto Martinez zu folgern, wenn man die gewaltige Schichtmächtigkeit, die in der Nordhälfte der Sierra de Alcaparain zum Ausstrich kommt, mit der geringen Schichtdicke beim Puerto Martinez in Beziehung bringt; die tektonischen Hilfslinien in Fig. 13 bringen dies zum Ausdruck, vernachlässigen aber eine gewiss auch vorhandene ursprüngliche Schichtreduktion in den Dolomiten und Kalken.

Noch bedeutend auffälliger, wegen der sehr undeutlichen Schichtlage in den dortigen Dolomiten nicht so leicht erkennbar, ist die tektonische Diskordanz der Alcaparainformation mit dem Betikum auf der entgegengesetzten Bergseite, gegen den Rio Turon zu. Hier setzen die steilgestellten, E–W verlaufenden Schichten der Capellanes an einer N–S-Linie gegenüber den betischen Formationen plötzlich ab (Fig. 13). Ein gewöhnlicher Bruchkontakt mit Vertikalbewegung liegt nicht vor; ein solcher aber dürfte auf unbestimmbare Erstrekkung die NW–SE gerichtete Begrenzung der Sierra de Alcaparain bewirkt haben. Ähnliche Diskordanzen, wie die auf der Ostseite erwähnten, kennzeichnen bei näherem Zusehen an vielen Stellen den Saum zwischen betischen Schiefern und den scheinbar stratigraphisch tieferliegenden Kalken der Sierra.

b) Harnische und lokale Mylonitisierung der Gesteine kennzeichnen den Saum zwischen Kalken und kristallinen Schiefern.

Die Stellen sind zahlreich, wo die direkte Auflagerung von kristallinen Schiefern auf glattgeschliffene Kalkflächen beobachtet werden kann. Die letzteren sind dann gewöhnlich belegt mit einer Haut oder dünnen, polierten Schicht von Fe-Mineralien, die eisenhydroxydisch sind. Auf diesen Erzharnischen sind Rutschstreifen und -kehlen recht gewöhnlich; sie zeigen, soweit mir erinnerlich,

nur eine vertikale Komponente stattgehabter Bewegung. Die gleiche mechanische Bearbeitung zeigen natürlich neben der Hauptkalkmasse auch solche Kalkpartien, die von derselben abgetrennt sind und bald dem Gneis, gelegentlich auch dem Serpentin des Betikums angepresst erscheinen. Für das Gesagte finden sich Beispiele im Anstieg zum Puerto Martinez und dort selbst oder auch zwischen Burgo und Yunquera (am Weg) oder auch westlich Carratraca. Solche Gesteine zeigen nicht nur die gewöhnliche Kristallinität, sondern sind innerlich stark zertrümmert, zu einer kompakten feinkörnigen Breccie verwandelt, die an der Oberfläche eine weissgelbliche Farbe annimmt.

c) Kalke und Dolomite begleiten in kleineren Schuppen den Saum der Hauptmasse, oder aber letztere greift keilförmig in die betischen Schiefer hinein.

Insbesondere in der Gegend, wo die Beziehungen von Betikum und Kalkgebirge einer ungestörten Isoklinallagerung zu entsprechen scheinen, erweist sich bei näherem Zusehen eine solche wohl als vorhanden, sie wird aber durch teils schwierig zu erklärende Komplikationen bereichert. Gneisschiefer, die der allgemeinen Streichrichtung parallel gehen, trennen von der Hauptmasse eine mit derselben sonst gleich orientierte Kalkplatte ab; dabei können die kristallinen Schichten zu dünnen Lagen, die leicht übersehen werden, reduziert sein. Das westliche Berggehänge ob dem Dorfe Casarabonela liefert dafür ein Beispiel (Fig. 13). Ein ähnliches losgetrenntes kristallines Kalkpaket „schwimmt" innerhalb dem betischen Serpentin nordwestlich oberhalb Alozaina (Los Lajares bei P. 636); diese sicherlich durch komplizierte Bewegungen von der Hauptkalkmasse abgetrennte Kalkklippe zeigt aber nicht den gewöhnlichen SE-Fall, sondern ist in sich muldenförmig verbogen. Andere als losgetrennte Stücke zu betrachtende kleinere Kalkpakete liegen zwischen Casarabonela und dem Puerto Martinez, an diesem selbst und in der Richtung gegen Carratraca.

Auf die Art der Entstehung dieser isolierten Kalkpakete mögen jene Kalk- und Dolomitkeile einen Hinweis geben, die, im Gegensatz zu den eben erwähnten, mit dem Hauptkalkmassiv noch in Verbindung sind und nur einseitig in die betische Masse hineinstossen; sie erwecken stark den Eindruck, faziell bedingt zu sein. Mögen solche Kalkkeile — auch die Sierra de Mijas enthält deren typische — vielleicht bei genauem Verfolgen sich etwa noch als abgetrennte Schuppen erweisen (Arroyo Hedionda südlich Casarabonela?), so kann solches nicht zutreffen für die Verhältnisse bei Yunquera. Schon im Aufstieg nach dieser Ortschaft von Alozaina aus konstatiert man den öfteren Wechsel von Glimmerschiefer, Gneis und Dolomiten, die in recht wechselnden Kontaktverhältnissen zueinander stehen; im wesentlichen bleibt aber doch die Auflagerung

der kristallinen Schiefer auf die Dolomite bestehen. Obwohl junge Kalksinterüberkrustungen den Zusammenhang etwas verdecken, ergibt sich aus den komplizierten Verbandsverhältnissen bei Yunquera, dass die stets S–SE fallende Kalkserie durch die kristallinen Schiefer gewissermassen lobenartig zerschlitzt wird. Dass es sich bei diesen Schieferapophysen nicht allein um der Kalkserie normal eingelagerte Schieferserien handelt — wie solche auch vorkommen —, zeigt ihr Zusammenhang gegen W mit der Hauptmasse der betischen Schiefer (Fig. 13). Wir stehen hier vor intensiven Bewegungen, die das hangende Paläozoikum und die Kalke miteinander verschuppt und im einzelnen wohl weiter wieder miteinander verfaltet haben (Prof. 24 und 24a).

Die Durchdringung beider Einheiten, wie sie die Umgebung von Yunquera zeigt, mag wohl auch abhängig gewesen sein von der Art der Oberfläche und der Störungen, welche die liegende Kalkmasse vor einer Überlagerung resp. Überschiebung durch die betische Masse betroffen hatten; solche wiesen derselben ihre Bahn und können auch das nordwestliche Vordringen betischer Masse bei Yunquera einigermassen erklären.

Den eben genannten Kalkkeilen auf der Nordostseite der in nordwestlicher Richtung vordringenden betischen Bucht von Yunquera stehen andere, aber verschieden gebaute auf der Südwestseite derselben gegenüber. Einen der markantesten Kalkkeile beobachtet man südlich unter Yunquera (nächst der verlassenen Fabrica de Paños am Rio Grande): eine mit dem übrigen Kalkkomplex zapfenförmig zusammenhängende weisse Kalkmasse endigt gegen E mit schön geschwungener Kalotte mitten in dem grünschwarzen Serpentin.

Kleinere Buchten der Gneiszone in die steilgestellten Dolomite bedingen auch in der Ostseite der Sierra de Alcaparain einzelne auch morphologisch sich anzeigende Nischen. In einem der Quellarme des Arroyo de los Pinos (Casa Fernandez, südwestlich gegenüber Carratraca) greifen die N–S orientierten schiefrigen Gneise unvermittelt buchtförmig in die steilgestellten, gleichfalls mehr oder weniger N–S verlaufenden Dolomite ein; die mechanische Diskordanz beider Gesteine im Einzelaufschlusse ist ausgesprochen. Andere Gneisbuchten stellen sich in dem sonst geradlinigen Verlauf des Kontaktes westlich bei Carratraca beim Eintritt der Arroyos Regajo in den Gebirgsstock ein. Ein eigenartiger Fall des Gneis-Dolomitkontaktes zeigt sich beim Puerto Acebuche (südwestlich P. 719), woselbst die kristallinen Kalke über die steilgestellten Gneisschiefer zu liegen kommen und diese diskordant abschneiden.

Von der zentralen Partie der Mediterranseite der Kalkkette ausgehend und gegen SW und NE weitersuchend, haben wir uns nunmehr sicherlich von den Spuren stattgehabter intensiver Bewegungen zwischen Kalk-Dolomit und kristallinen Schiefern überzeugen können.

Gewiss kann zugegeben werden, dass auch bei einer stratigraphischen Zusammengehörigkeit beider separate Bewegungen der bewegungsmechanisch verschieden sich verhaltenden Komplexe sich vollzogen haben müssten. Die gefundenen Verhältnisse weisen aber auf einen solchen Grad differentieller Bewegung, dass schlechthin nicht von einer in sich geschlossenen tektonischen Einheit, die betische Schiefer und Kalkserie umfasst, gesprochen werden kann. Schon hieraus ergibt sich der Schluss auf das Vorhandensein zweier tektonisch und stratigraphisch fremder Massen, die durch mächtige Bewegungen in ihre heutige Lage gekommen sind; abgesehen von der schon anderwärts erbrachten Triaszugehörigkeit der Kalke und Dolomite sind es aber auch noch die folgenden Feststellungen, welche auf Überschiebungslage des Betikums hinweisen, denn:

d) Grössere Überschiebungsrelikte kristalliner Schiefer auf dem Kalkgebirge formen den Beweis für die tektonische Auflagerung des Betikums.

Der nordöstliche Abschnitt der Kalk-Dolomit-Sierra bietet zufolge seines hohen Aufragens über die Umgebung wenig Möglichkeit für Erhaltung von Resten einer überschobenen betischen Masse. Dort aber, wo das Gebirge und auch seine tektonische Achse gegen SW zu merkbar abfällt, konnten sich dieselben erhalten. Schon zwischen Alozaina und Yunquera liegt auf den Kalken ein kleiner Relikt von Serpentin und begleitenden kristallinen Gesteinen. Es folgt weiter die schon angeführte Bucht betischer Gesteine, die bei Yunquera weit gegen NW vordringt; sie ist der in eine wohl schon präexistente Vertiefung hineingezwängte Teil einer betischen Überschiebungsmasse, deren auf den darunterliegenden Dolomiten liegenden nördlichen Ableger wir jenseits der Wasserscheide in den kristallin-paläozoischen Hügeln, südsüdwestlich Burgo (beiderseits der Cañada Breñuela) wiederfinden. Es ist eine regelrechte Überschiebungsscholle, die mit glattem Überschiebungskontakt dem tieferen Gebirge aufliegt und sämtliche Abteilungen der betischen Schichtfolge enthält (siehe Prof. 23 und p. 256).

Der Nordsaum der betischen „Bucht von Yunquera" zeigt dahingegen eine Lagerungsform, die anscheinend der deckenförmigen Auflagerung betischer Gesteine widerspricht. Auf längere Erstreckung fallen Gneisschiefer und Quarzitgneise nordwärts unter den gleichfalls nordfallenden Kalk ein (Prof. 24a). Die Erklärung dafür dürfte die sein, dass es sich um eine Art Unterschiebung, wahrscheinlich mit Bruchbildung, handelt.

Die weitere Verfolgung des Kontaktes zwischen betischer Masse und tieferem Kalk- und Dolomit-Gebirge nach SW liegt ausserhalb dem Rahmen dieser Arbeit. Es sei allein betont, dass es gerade das Südwestende der dolomitischen Einheit ist, welches am klarsten an-

zeigt (z. B. bei Igualeja, vergl. Tafel XXX, 84), wie der betische, von gewaltigen Serpentinmassen durchsetzte Komplex die allmählich untertauchende und nach N sich ausdünnende Dolomitserie überlagert.

Die Durchsicht der Beziehungen zwischen Kalk- und Dolomitgebirge ist, wenn auch in knapper Weise, erledigt. Die Einzelerscheinungen wie auch der Gesamtbau, und in vorderster Linie natürlich auch die schon früher dargelegten stratigraphisch-paläontologischen Befunde (p. 100) tun somit eindringlich dar: **die paläozoisch-kristalline Schichtreihe und die Dolomit-Kalkserie formen keine durchlaufende Schichtreihe: es sind zwei einander tektonisch fremde Komplexe; das Betikum von Málaga in höherer und südlicherer Lage, die triasische Einheit der Rondaïden in tieferer Lage. — Die betische Einheit ist über die rondaïde hinübergeschoben — oder,** was vielleicht zutreffender ist, **die tiefere hat sich in die höhere hineingeschoben; — ein kristallin-paläozoisches Massiv überdeckt ein triasisches Kalk- und Dolomitgebirge;** ein Deckenbaustil charakterisiert diesen Abschnitt der Cordilleren.

6. Das Betikum des Sektors Ardales-Rio Turon.

Bevor zum inneren Bau der Rondaïden und zur penibetischen Zone übergegangen sei, erübrigt noch ein letzter Abschnitt des Betikums der Besprechung; er formt mit Ausnahme der schon erwähnten Deckscholle von Breñuela den einzigen auf der Nord- resp. Nordwestseite der Hauptkalkkette liegenden Abschnitt der betischen Masse. Dieses Gebiet umfasst das Hügelland südwestlich Ardales, das zugleich den weitest nach NW vorspringenden Teil des in sich zusammenhängenden Betikums formt.

Zusammensetzung und Schichtstreichen in diesem Abschnitt passt sich in allgemeinen Zügen an die schon besprochenen Verhältnisse der Strecke Ardales—Guadalhorce an. Das vorwiegende Streichen, das hauptsächlich durch die steilgestellten Permo-Trias-Zonen markiert ist, biegt aber von Ardales gegen SW ab; der direkte Zusammenhang der paläozoischen Serien bleibt aber durch die bis Carratraca hineingreifende Flyschbucht unterbrochen. Diese Flyschbucht von Ardales zeigt, wie schon angeführt, das fjordartige Eindringen dieser Formation längs einem vorgebildeten Relief in den betischen Rumpf in bester Weise. Eine gegenüber der Flyschbucht noch weiter südwärts liegende Tertiärexklave findet sich südlich Carratraca, von ersterer geschieden durch einen Querriegel der Phyllitformation und umgeben von überragenden paläozoischen Hügelzügen; auf der Ostseite überragt diese Flyschexklave der Serpentin der Sierra de Aguas dermassen, dass man hier aus den morphologischen Beziehungen (die für sich isolierte Schichtorientierung in den

Tertiärgesteinen dabei in Anmerkung genommen) den Schluss auf ein gegenüber dem Flysch jüngeres Alter der Peridotitintrusion ziehen könnte; eine Kontaktwirkung an den Tertiärgesteinen fehlt aber.

Der Bau des Betikums beiderseits der Flyschbucht — in welcher übrigens nur einige unzusammenhängende Beobachtungen über das Tertiär möglich sind — dürfte auch von einigen „Unregelmässigkeiten" gekennzeichnet sein; vielleicht war durch solche die Anlage der Bucht überhaupt vorbedingt (vergl. die ganz hypothetischen Strukturlinien in Fig. 13); auch kleinere Brüche dürften hier vorhanden sein.

Eine tektonisch sehr reizvolle Lage nimmt der Ort Ardales ein, weshalb dessen geologische Verhältnisse auch in einer Detailkarte (Fig. 11) zusammengestellt wurden. Wenn auch durch vielerlei Windungen und Verbiegungen verdeckt, so bleibt aus dem Verlaufe der Kalke und Schiefer (Alabeadas-Serie) doch zu erkennen, dass bei Ardales ein nordwärts gerichtetes Abfallen die höhere betische Schichtserie beherrscht; diese macht sich bis in die tiefsten Partien geltend; die tieferen Schiefergneise scheinen um die abtauchenden, von einem wohl nur lokalen Längsbruch begrenzten Kalke und Dolomite der Sierra de Alcaparain nicht weiter auf deren Westseite einzuschwenken. Die aus solcher Anordnung sich ergebende Kongruenz betischer und rondaïder Struktur ist sehr bemerkenswert, wenn auch zu betonen ist, dass sie zufolge der vielen sekundären Faltung nicht scharf nachweisbar ist; eine Fortsetzung einer Störung über die Nordspitze der Formation der Sierra de Alcaparain hinaus konnte nicht festgestellt werden.

Eine bunte Musterkarte von Formationen oder Formationsrelikten bietet die unmittelbare Umrandung des Dorfes Ardales. Der überragende Kalkklotz des Castillo (Orthocerenkalk) und seine Beziehung zu den „calizas alabeadas" wurde schon besprochen (p. 68). Wenn auch die Verteilung der Orthoceren- und der mit ihnen verbundenen Tentaculitenkalke in der Landschaft und ihr Aufsitzen auf den Schiefern erst etwa Zweifel an deren tektonischer und stratigraphischer Einordnung in die umgebenden paläozoischen Schichten aufkommen lassen kann, so weist der erwähnte Verband mit den Alabeadas-Schichten (Arroyo de las Viñas, p. 70), sowie die Gesamtanordnung, die sich dem Hauptstreichen einfügt, sicherlich auf die Beheimatung innerhalb der benachbarten Schichtreihe, die durch den Fossilgehalt dieser Gesteine als Ober-Silur bestimmt werden konnte.

Gleicherweise klippenartig verteilt wie die eben genannten Gesteine enthält die Umgebung von Ardales des weiteren auch kleinere Relikte von Nummulitenkalk und kleine Kreidefetzen, beide nicht an die gleichen Vorkommnisse gebunden, sondern jeweilen absonderlich vorkommend und teils in steiler Lage in den silurischen Untergrund eingefaltet (siehe Karte Fig. 11). Unklar blieb mir die

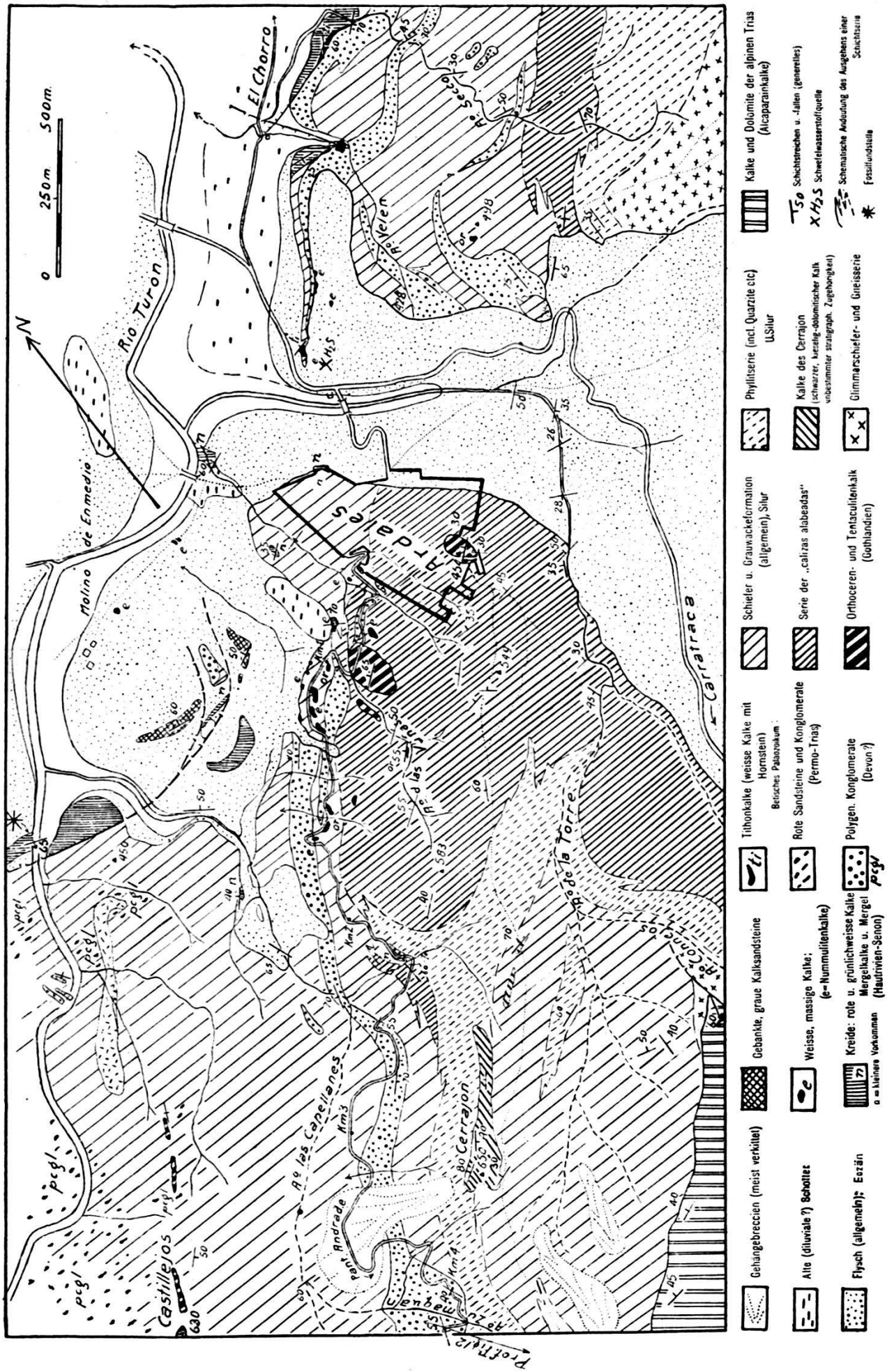

Fig. 11. Geologische Kartenskizze der Umgebung von Ardales.

Zugehörigkeit eines anscheinend synklinal liegenden mächtigen Kalkriffes (dolomitischer, etwas kieseliger Kalk), das den scharfen Bergsporn des Cerrejon (P. 650) südwestlich Ardales formt. Am ehesten könnte es sich um Triasdolomit betischer Zugehörigkeit handeln.

Aus der Gegend von Ardales leiten die teils steilgestellten Zonen von roten Permo-Triasgesteinen, gewissermassen als Ordner in der wirren Faltung, turonaufwärts. Rechtsseitig (SE) des Tales überragen die Kalke der Sierra de Alcaparain die betische Schichtfolge, die im Profil der Fig. 12 wiedergegeben ist. Erst kennzeichnet beide Komplexe eine „verdächtige" Konkordanz, die, für sich allein betrachtet, wieder stark für die Zusammengehörigkeit der paläozoischen Schiefer und der triasischen Kalke ins Feld geführt werden könnte, dies zumal, da die betische Schichtreihe Kalk enthält (5, Fig. 12) und die triasische Schichtreihe Gesteine, die vollkommen betisch aussehen (10, Fig. 12). Weiter gegen SW wird dagegen der Gegensatz der Schichtlage wieder auffälliger, wenn auch die Dolomite wegen ihrer Massigkeit nicht viel Auskunft geben. Auf ansehnliche Breite fallen die betischen Gesteine gegen den triasischen Komplex zu ein, dessen Schichtlage in höheren Teilen der Berge dazu lotrecht steht (vergl. Fig. 13 und Prof. 19). Auf eine erste Permo-Triaszone (1, Fig. 12), die sich gegen SW zu schwierig abgrenzen lässt (sich verbreiternd und verschiedenste Gesteine enthaltend), folgt gegen den Rio Turon eine zweite Permo-Triaszone mit steiler Schichtlage; ob zwischen den beiden, denen sicherlich Muldenform zukommt, in den betischen Lagen Gewölbebau vorkommt, kann zufolge der recht wirren Faltung nicht mit Sicherheit erkannt werden. Zur Erhöhung der Komplikationen findet sich hier eine Anzahl isolierter, teils hochaufragender (Tajo Bermejo), teils in der Tiefe der Flussrinne (Tajo de los Aviones) liegender Klippenberge eines weissen dichten oder nur feinst kristallinen Kalkes, der ganz den Eindruck von Tithonkalk macht; sie liegen den betischen Schiefern direkt auf und sind in sie hineingefaltet; nach ihrer stratigraphischen und tektonischen Zugehörigkeit sind sie sicher identisch dem Turonkalkzug.

Als Turonkalkzug ist schon im stratigraphischen Teile der Gebirgsrücken bezeichnet worden, der linksseitig des Rio Turon das Paläozoikum begrenzt, also den Saum gegenüber der Kreide und dem Tertiär des nach aussen zu anschliessenden Penibetikums ausmacht (Castillo Turon–Cerro Romero–Tajo de Laja). Die weissen Kalke und Dolomitbreccien, die nicht dem Tithon, wie ich früher annahm, zugehören, sondern die Basis des Tertiär ausmachen, stehen natürlich zum Betikum in ausgesprochener Diskordanz, weisen aber für sich eine Eigentektonik auf, welche aber nicht von weiterem Belang ist.

Noch viel schärfer gezogen als die nordwestliche Begrenzung des Betikums durch den Turonkalkzug sind die seitlichen Ränder des über den Turon vorspringenden Kompartiments; beiderseits sind es steil stehende Brüche, die Paläozoikum von Kreide und Tertiär

scheiden. Der westliche Bruchrand bei Andrade ist besonders auch von landschaftlicher Gestaltung, da mit ihm die weiter westliche Ausbreitung der paläozoischen Basis überhaupt aussetzt und nur mehr die tertiäre Überlagerung westlich der Störung anschliesst. Immerhin scheint diese Störung hauptsächlich nur betischen Charakter zu haben, denn die gegen aussen zu anschliessenden penibetischen Strukturen (die Kreide der Romerales) zeigen nicht die geringste Beeinflussung.

Fragen wir uns nunmehr nach den Beziehungen des Betikums im durchgangenen Sektor Ardales-Turon zum Hauptkomplex der Einheit und jenem der Rondaïden. Der Zusammenhang der betischen

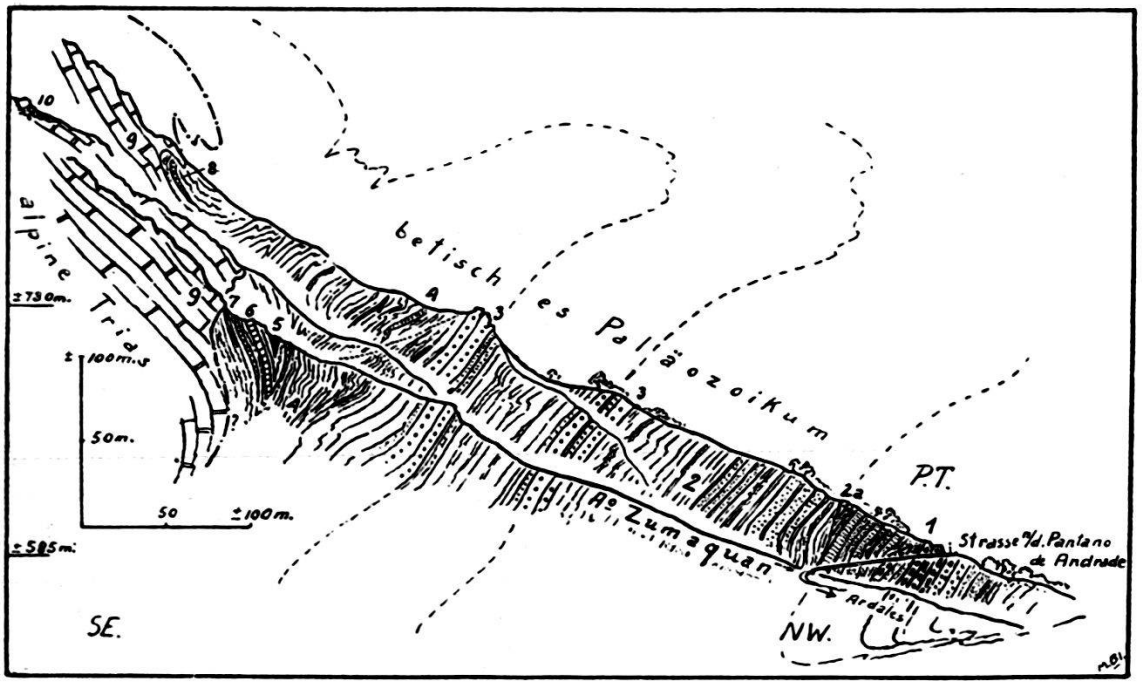

Fig. 12. Profil längs dem NW-Abhang der „Capellanes". (Lage s. Fig. 11.)

Permo-Trias.

1. Glimmerführende, weinrote Sandsteine und Konglomerate (Komp. vorw. weisse oder rosa Quarze, schwarze Quarzite, weniger grünliche Sericitschiefer); Konglomerate, teils unregelmässig begrenzte Linsen bildend, sandige Schieferzwischenlagen; oberer Teil sandige Letten; Gesamtaufschluss längs Strasse ca. 55 m Str. 30°/55—60° ESE.

2.—8. *Betisches Paläozoikum.*

2. Grünbraune Grauwacken und Schiefer in mannigfacher Wechsellagerung, gefaltet und zerknittert; Übergänge in konglomeratische Grauwacke.
2a. Kontakt wenig gut aufgeschlossen, meist benachbarte Schiefer N fallend.
3. Weisse, gebankte Quarzite, begleitet von Sericitquarziten und Phylliten; Str. 360° 55° E.
4. Serie schwarzgrüner Phyllite mit dünnen Quarzitbänken; verworren gefaltet.
5. Rostig angewitterte schiefrige Phyllite und Schiefer (höchste Lagen der ganzen Serie?).
6. Stengelig brechender, dünnschichtiger, gelblich anwitternder Kalk; innerhalb Phylliten einsetzend und auskeilend.
7. Feinblättrige, arg zerknitterte, rostige Sericitschiefer (ca. 1½ m).
8. Quarzit und serizitischer Quarzitschiefer; eigenartig auftretend unter einem keilförmig von der Hauptmasse des Kalkes aus abgehenden Kalksporn.

9.—10. *Alpine Trias.*

9. Plattiger, blauschwarzer, lineargestreckter Kalk (Alcaparainkalk).
10. (Aus grösserer Höhe am Abhang in das Profil hinab versetzt.) Aufeinanderfolge von phyllitischen Schiefern (dem Kalk aufliegend), weisser Quarzitbank und blaugrauem, plattigem Alcaparainkalk (ohne jegliche mechanische Kontakte! Serie innerhalb Trias!).

Teile um das Nordende des Kalkrückens der Sierra de Alcaparain ist ein durchgehender; der Deckencharakter, der für das Betikum auf der Mediterranseite gefolgert wurde, muss also auch für den nordwestlichen Vorposten Geltung haben. Der Turonsektor nimmt nun aber gegenüber der in Form eines gewaltigen Fensters unter dem übrigen Betikum hervortretenden triasischen Einheit nicht allein die Lage der nordwärtigen paläozoischen Flanke ein, sondern erscheint gegenüber der Triasmasse auch in eine tiefere Lage versetzt (Prof. 19). Da zwischen beiden kein vertikaler Längsbruch vorhanden ist, ergibt sich aus dieser Lagerung, dass die Triaseinheit sich über die vorgelagerte betische Masse weiter überschoben hat; eine Spätphase der Bewegung mag die Rondaïden über die ihnen sonst auflagernden betischen Serien hinweg bewegt haben. Diese recht komplizierten Vorgänge, zu deren Annahme die bis anhin festgelegten Zusammenhänge leiten, finden in den Lagerungsbeziehungen des Penibetikums, das weiter im SW in die gleiche Lage gerät wie das Betikum des Turonsektors, eine bestätigende Stütze. Bevor wir uns aber dem Penibetikum zuwenden, sei versucht, den inneren Bau des bis anhin als geschlossene Einheit behandelten Triasmassivs zu deuten.

II. Der geologische Bau der Bergkette alpiner Trias (Rondaïden).

Es ist auffällig, dass die prominente Bergkette, die in diesem Abschnitt der Cordilleren die Hauptkammlinie darstellt, noch so wenig tektonische Aufklärung erhalten hat. In den ältesten Darstellungen galten ihre Formationen als Teil ausmachend der Gewölbe der kristallinen Formationen (Macpherson); den Autoren, die ihre Sedimente, zwar ohne weitere Begründung, für mesozoisch hielten (Orueta-Aguirre, siehe Übersicht p. 96), mussten sie wohl als normale Auflagerung auf dem Kristallin vorkommen. Mehr Aufmerksamkeit schenkte diesen Bergzügen D. de Orueta, kommt dabei aber in seiner sonst so verdienstvollen Bearbeitung der Serrania de Ronda zu einer Darstellung ihrer Bauweise, die nicht gegensätzlicher zu der unsrigen sein könnte (nach S überliegende Gewölbe!).

Im allgemeinen ist die Bauweise des Kalk- und Dolomitgebirges nicht so leicht entzifferbar; sie hat etwas „Zerhacktes", Unzusammenhängendes an sich. Auf Strecken leichter Übersichtlichkeit folgen Strecken, die wieder gar keinen Aufschluss geben, teils wegen der Schichtungslosigkeit dolomitischer Partien, teils wegen verworrener Schichtlage in stärker gefalteten Kalk- oder Schieferserien. Diaklase durchsetzt die Kalke oft, so dass die Schichtlage kaum erkennbar ist. Clivage ist nicht besonders hervortretend und betrifft etwa die plattigen Kalke. Der Dolomit zeigt mehr eine splittrige Zertrümmerung und dort, wo er sehr kristallin-grobkörnig ist, ein Zerfallen in einen sandig-körnigen Grus.

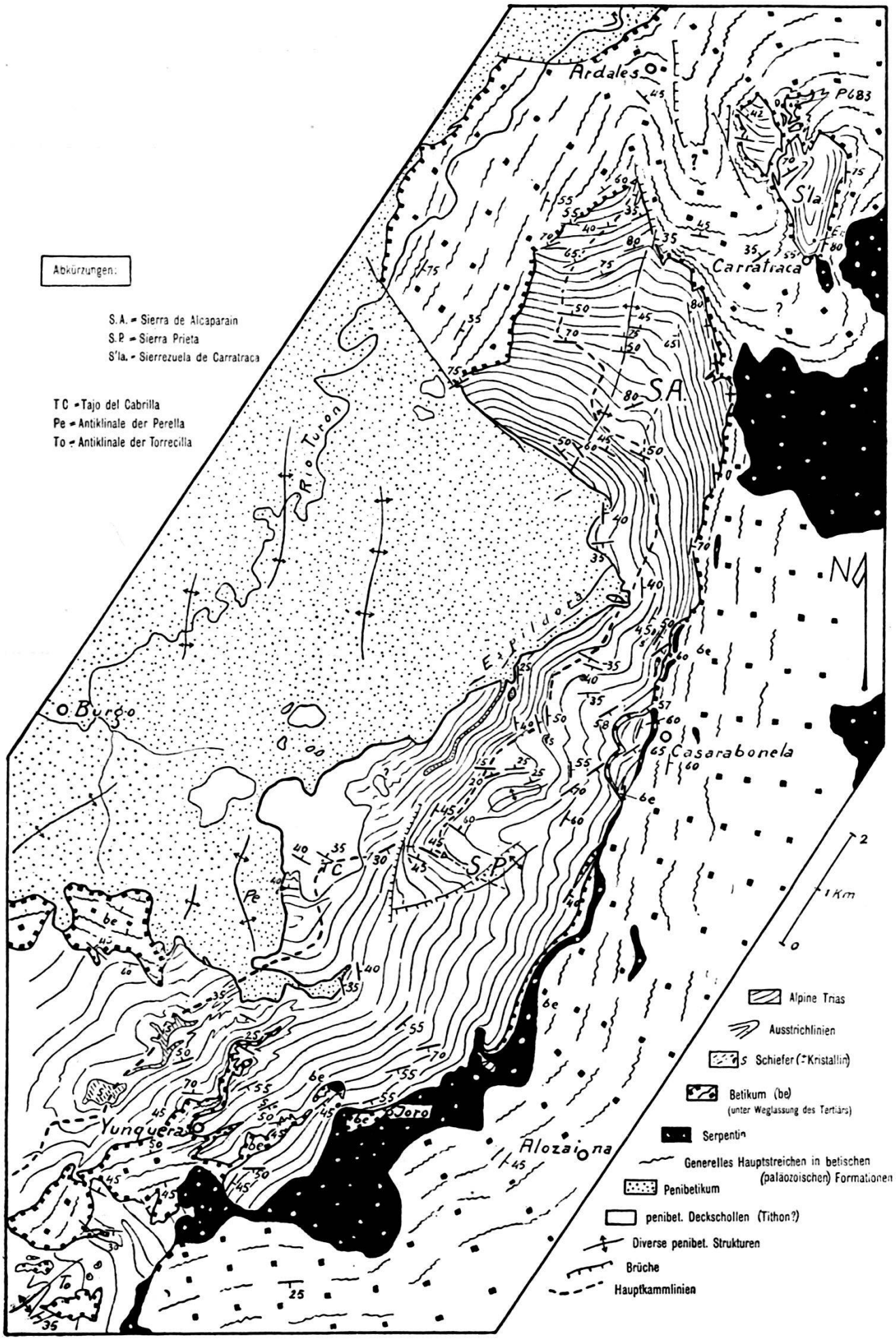

Fig. 13. Entwurf einer tektonischen Karte der Sierras Prieta und Alcaparain (Rondaïden).

Der regelmässig gebaute Teil des Gebirges verleitete dazu, in einer Kartenskizze den Bau durch tektonische Hilfslinien zu veranschaulichen (Fig. 13); in vielen andern Teilen konnte dies aber nur mit sehr viel Hypothese durchgeführt werden. Eine jede Linie soll in ganz schematischer Weise den Ausstrich einer Schichtbank angeben, also ihre Intersektion mit der Oberfläche.

1. Die Sierra de Alcaparain.

Mit schroffen, pinienbesetzten Felspartien erhebt sich dieser Bergstock westlich Carratraca und gibt durch das Vorwiegen der Dolomite wenig sicheren Aufschluss. Insbesondere die höheren Partien zeigen aber, dass steile Schichtlage vorherrscht, die auf grosse Breite quer (W–E) durch das ganze nördliche Gebirgsdreieck durchsetzt (siehe Fig. 13). Eine Strukturform, der diese gewaltig mächtige Schichtserie angehören könnte, ergibt sich in diesem Bergabschnitt nicht. Westlich des Kulminationspunktes, dem Tajo del Grajo, bricht die Bergmasse mit hohem Abbruch gegen das tieferliegende Flyschgebiet ab. Dieser Abbruch bringt stets noch tiefere Schichten zum Ausstrich, die sich der oben genannten Orientierung mit NW–SE-Streichen und Bergeinwärtsfallen anpassen. Anders aber ist die Orientierung in den kristallinen Dolomiten, die den äusseren Ostrand der steil aufragenden Sierra formen; hier herrscht, wo Beobachtung möglich, die meridionale Streichrichtung, die gegen den Puerto Martinez zu die ganze Ausstrichbreite der Triasserie in sich einschliesst. Diese Anordnung der Schichten lässt auf ein die ganze Berggruppe umfassendes, konvex nordostwärts gerichtetes Umbiegen, ein weitgeschwungenes Antiklinal-Segment schliessen. Der nach SW gerichtete Abbruch der Sierra enthält dazu die innersten Schichten; die tiefsten Bänke repräsentieren das weitgeschwungene, bergeinwärts, also NE fallende Gewölbe einer solchen, nur in einem Teilstück entwickelten „Falte" der Sierra de Alcaparain (Prof. 20a).

Diesen Verhältnissen entsprechend sollte auf der Nordostseite der Bergmasse die antiklinale „Rundung", das periklinale Abfallen einer Falte erkennbar sein. Die ungeschichteten Dolomite und kleinere Störungen vereiteln eine einwandfreie Feststellung. Dahingegen ist da, wo der sich gegen Ardales wendende Arroyo Connejos das Dolomitgebirge verlässt (westlich Carratraca), im Aussenrand desselben eine Orientierung der Schichtlagen vorhanden, die mit dem Nordostabfall der Triasantiklinale in Zusammenhang gebracht werden kann (siehe die Streichmarken in Fig. 13).

Aus dem Gesagten kann sich somit ergeben: die Trias der Sierra de Alcaparain formt einen grossen nordostwärts absinkenden Antiklinaltorso, der fast durchgehend zu seiner betischen Umrandung in ausgesprochener tektonischer Diskordanz steht. Seine Umgrenzung ist als ein Überschiebungskontakt mit nachheriger

Verfaltung zu werten; reine Bruchbegrenzung ist immerhin auch vorhanden (Fortsetzung des Andrade-Bruches), doch nicht so sehr bestimmend, wie es das isolierte Aufragen des Kalk- und Dolomitberges erwarten lässt. Die Beziehungen zum vorgelagerten Penibetikum werden im Zusammenhang mit dieser Zone besprochen (p. 248).

Die Ursache der Ablenkung der allgemeinen Streichrichtung des Gebirges durch den N–S-Verlauf der Sierra de Alcaparain ist schwierig zu erklären und dürfte auch komplexer Natur sein; unmittelbar daran beteiligt ist die Orientierung der Ostflanke der Triasstruktur des Gebirges; allgemein gesprochen mag eine gewisse tektonische Prädisposition vorhanden gewesen sein, indem die Orientierung im Bau der rondaïden Gebirgsteile hier eine andere war als die der betisch-penibetischen.

2. *Die Sierra Prieta.*

Mit dem Abschnitt der halsartigen Verengerung, die das Triasgebirge beim Puerto Martinez erleidet, hängt der Kammabschnitt P. 803–Sierra Prieta–Puerto Chaparralejos mit der eben geschilderten Bergmasse zusammen. Die Bauweise ist hier bedeutend übersichtlicher. Von genanntem Passe (= Puerto!) bis in die Gegend von Yunquera ist im grossen und ganzen isoklinales ESE- bis SE-Fallen herrschend, oft ausgeprägten „slop dip" formend und die ganze Schichtmächtigkeit bis an den nordwestlichen Bergfuss umfassend. Nur flachere Verbiegungen und kleinere Faltungen erschweren besonders in der Nähe des Kammes etwas die Übersichtlichkeit (flache Aufwölbung südsüdwestlich des Puerto Jácara). Eine Bruchbildung am Puerto Martinez, wie sehr man sie dort erwarten könnte, ist nicht vorhanden. Südlich des Gipfels der Sierra Prieta wird auf eine flache kuppelförmige Aufwölbung geschlossen (Prof. 22), die durch eine Bruchlinie, welche durch den Puerto Mogajores läuft, begrenzt wird. Weiter südwestwärts verunmöglichen die Dolomite des Tajo del Cabrilla die Erkennung der Baulinien, und eine unregelmässige Faltung mit teils steiler Schichtlage beherrscht die Kalke bei Yunquera (Arroyo del Sauce). Bei Besprechung der penibetischen Schuppen ist erwähnt (p. 254), dass die hellen Kalke des Gipfelplateaus und der NW-Abstürze des Tajo del Cabrilla, die dem triasischen Dolomit auflagern, als Tithon aufgefasst werden könnten. Unter diesen Kalken des Gipfelplateaus, die aber gerade hier sich wie eine durchlaufende, also triasische Dolomit-Kalk-Aufeinanderfolge ausnehmen, zeigt der weisse Kalk im Westabhang genannten Bergstockes eine deutliche Abbiegung nach Art eines Gewölbekopfes, der auf den Flysch der Zone Perella-Posilo überschoben ist (vergl. p. 202 und Prof. 21).

Als Gesamtheit formt der Abschnitt der Triaskette der Sierra Prieta eine durch Undulationen und etwelche Brüche beeinflusste südostwärts geneigte Kalkplatte. Umso mehr setzt es in Staunen,

wenn D. DE ORUETA die Sierra Blanquilla (d. i. der Gebirgsabschnitt mit dem Tajo del Cabrilla) als ein gutes Beispiel anführt für das Vorkommen der südwärts (d. i. gegen den Serpentinstock zu) überliegenden Antiklinalen (31, p. 487); sie wird als ein kambrisches, bruchbegrenztes Gewölbe mit kristallinem Kern dargestellt (Prof. 4).

3. *Die Sierra de las Nieves.*

Die tektonische Lage von Yunquera, wo sich der Gebirgskamm stark erniedrigt (Puerto Abejos, Puerto Chaparralejos), ist schon hervorgehoben (p. 195). Sie entspricht nicht nur einer orographischen Depression, sondern auch einer tektonischen. Darüber gibt weniger der innere Aufbau des Triasgebirges Aufschluss als die Lage der Überschiebung, mit welcher die Trias dem nördlich vorgelagerten Flysch aufliegt. Während diese Auflagerung am Fusse des Tajo del Cabrilla (beim Ursprung des Arroyo Perella) in ca. 1125 m liegt, ist sie in 1 km streichender Verlängerung, über dem Puerto Chaparralejos, noch in ca. 940 m, auf der Nordseite des Bergrückens sogar nur mehr in ca. 760 m zu beobachten; dabei liegt letztere Höhe freilich nicht mehr in der allgemeinen Streichrichtung. Aber auch aus der Breite, welche bei Yunquera das Dolomitgebirge gewinnt, ist der Rückschluss auf das südwestliche Gefälle der Gesamtmasse zu ziehen.

Das Gebiet, das südwestlich Yunquera sich in vielen Bergzügen nach dem Zentralpunkte der ganzen Serrania zu hinzieht, wurde keiner weiteren Aufnahme mehr unterzogen, und es beruht der Überblick nur auf kursorischer Exkursion. In den oberen Verzweigungen des Rio Horcajos und in den anschliessenden Kämmen der Sierra de las Nieves ist in der hier vorwiegend aus Plattenkalken sich zusammensetzenden Trias eine breitgespannte Antiklinale zu erkennen, die gegen E zu abfällt, nach W zu im Südflügel die schiefrigen Kalke der Torrecilla trägt und nordwärts, anscheinend etwas abbiegend, den penibetischen Tithonkalkschuppen des „Enamorados" (P. 1783 m) und des Peñon de Ronda aufliegt (siehe Fig. 5). Der Überschiebungscharakter ist hier ausgesprochen; die Überschiebungslinie und mit ihr die auf ihr liegenden Strukturen sind hier wieder in einen merklichen westlichen Anstieg übergegangen (grösste Höhe der nordwärts ausstreichenden Überschiebungslinie der Trias ca. 1370 m).

4. *Die Sierrezuela von Carratraca.*

Abgetrennt von der Hauptkette der Rondaïden findet sich östlich deren Nordostende bei Carratraca ein kleines Dolomit- und Kalkmassiv, dessen Gesteine lithologisch vollkommen mit jenen der Hauptkette übereinstimmen. Es ist aber kein geschlossener Kalk- oder Dolomitstock, wie dies bei flüchtiger Übersicht erscheint, oder wie man nach früherer Kartierung als Kambrium (ORUETA) vermuten

könnte, sondern es setzt sich aus einem Hauptkamm, der eigentlichen fast N–S verlaufenden, dolomitischen Sierrezuela, und einer Reihe von Exklaven, die durch schmale Korridore schiefrig-kristalliner und quarzitischer Gesteine davon abgetrennt werden, zusammen (siehe Fig. 14).

Es ist dies eine kleine Berggruppe, deren tektonische Erklärung zu den schwierigsten Fragstücken des Cordillerenbaues gehört; sie ist auch durch mich jeweilen anders beurteilt worden, je nachdem ihre Gesteine in die betische Schichtfolge gestellt oder auf die benachbarte alpine Trias bezogen wurden; als endgültige Auffassung muss denn auch eine recht hypothetische Annahme gegeben werden. Dies sind teils die Gründe, weshalb in vorangehender tektonischer Beschreibung die Klärung des Baues dieses innerhalb tieferer kristalliner Schiefer auftauchenden kleinen Gebirgsstückes stets nicht einbezogen wurde; die Bekanntschaft mit dem Triasgebiet der Rondaïden setzt nun die Beurteilung der klippenförmig auftretenden, aber mit den kristallinen Schiefern eng verbundenen Gesteine in ein anderes Licht.

Der Hauptkomplex, bestehend aus vorwiegend weissen, grobkristallinen Dolomiten (auch Dolomitbreccien und blaugraue dolomitische Kalke), erhebt sich am Nordrand des Badeortes Carratraca aus der betischen Masse. Auf West- und Ostseite ist die steilgestellte Auf- resp. Anlagerung der betischen Gesteine (Ostseite: Harnische mit oxydischer Vererzung am Dolomit im Liegenden von Gneisen) feststellbar; nächst dem Bade-Etablissement erscheinen betische Schiefer mit Serpentin nischenförmig in Unebenheiten der Dolomit-Oberfläche hineingezwängt; westlich davon (Cimenterio) kommen Gesteine der Phyllit- und Alabeadas-Serie auf die 40—50° W fallenden Dolomitbreccien zu liegen. Um den massigen Dolomitstock des Bergrückens der Ermita (P. 669—686) legen sich im NE gutgebankte kalkige Dolomite (P. 704), welche einen steilen NW-Fall angeben (Fig. 14); ob nun der Hauptrücken der Ermita eine Antiklinalstruktur enthält, kann nicht sicher ausgemacht werden; nehmen wir solches an, so kann dieser Abschnitt der Sierrezuela als eine, wie die Hauptmasse der Rondaïden, von unten in den betischen Komplex hineingeschobene, mit ihr verschuppte Masse aufgefasst werden. Die Verhältnisse der nordwestlich anschliessenden Bergköpfe (P. 725, P. 695, P. 683 und P. 672) komplizieren aber diese Vorstellung in schwierig zu erklärender Weise. Das begleitende Teilkärtchen der Sierrezuela (Fig. 14) gibt eine Vorstellung von der vorhandenen und verwirrenden Durchdringung von Dolomiten und Kalken mit kristallinen Schiefern.

Folgende Hauptpunkte müssen daraus hervorgehoben werden. Zwischen den südöstlichen Dolomitkomplex der Ermita und einen nordwestlichen Kalkkomplex von Calinoria (P. 672, P. 658, P. 651) schaltet sich eine Art Mischungszone, die vom Arroyo Zahurda bis zur Landstrasse Carratraca—Ardales (bei km 16) durch die Sierrezuela zieht. Die Bezeichnung als Mischungszone ist nur ein Notbehelf

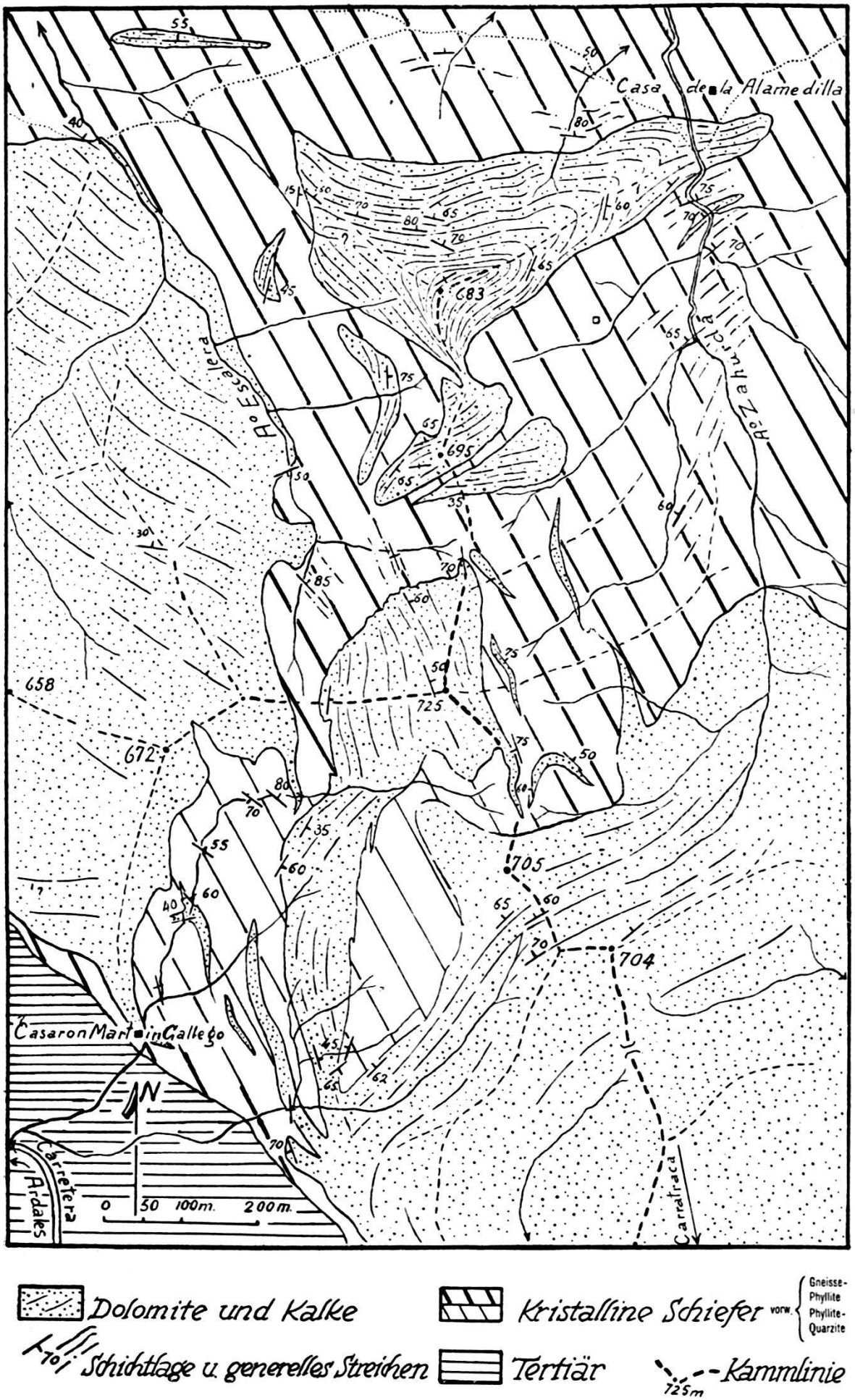

Fig. 14. Verteilung der Kalke und Dolomite im nordwestlichen Teil der Sierrezuela de Carratraca.

und will andeuten, dass hier Gesteine von rondaïdem Triastypus und solche von betischem in schwer aufklärbarer Weise miteinander abwechseln. Auf der Seite von Carratraca (Runse bei Caserón de M. Gallego) schalten sich zwischen die grösseren Kalk-Dolomit-Serien Bänke von Quarziten, sericitischen Schiefern usw., welchen einzelne dünnere blaugraue Kalkbänke zwischenlagern; für einzelne Kalkzonen ist der Zusammenhang mit der Hauptmasse direkt verfolgbar. Auf der Seite der Arroyos Escalera und Zahurda fallen die vorwiegend auf den Gratrücken liegenden Kalk- und Dolomitvorkommnisse auf; einige derselben machen ganz den Eindruck kleiner Überschiebungsklippen, um so mehr, wenn wir sehen, wie z. B. nördlich unter P. 725 die steilgestellten Gneisschiefer in auffälliger Diskordanz zu den höheren Kalken des Bergrückens stehen. Der Bergkopf von P. 685 zeigt Strukturlinien, die an eine steil emporgefaltete Faltenumbiegung erinnern. Während somit die Lagerungsweise der Kalke und Dolomite und ihr unvermitteltes Einsetzen sehr an fremde Herkunft gemahnt, sind die Kontaktverhältnisse zu den umgebenden Schiefern nicht so, dass dies gefolgert werden kann. Die eben erwähnte kristalline Dolomitserie von P. 685 zieht z. B. nordostwärts gegen den Arroyo Zahurda und fügt sich dort in das Profil der tieferen kristallinen Schiefer, als ob sie ein Teil dieser Schichtserie ausmacht (Serie IV des stratigraphischen Prof. p. 60). Andere Kontakte von Carbonatgestein und Schieferserie zeigen weisse stengelig brechende Quarzite, Schichten, die mit Phylliten und Sericitschiefern anderwärts (z. B. bei Yunquera) auch in der alpinen Trias zu Hause sind. Daraus ergäbe sich wohl die Schlussfolgerung, die Gesamtheit der Gesteine der Sierrezuela inklusive die kristallinen Schieferzüge als rondaïde Trias zu erklären; dies stösst aber auf die undurchführbare Abgrenzung gegenüber den betischen Schichten im NE der Sierrezuela. Und gegen eine Einfügung sämtlicher Kalkvorkommnisse in die betische Serie — welcher Auffassung ich längere Zeit zugetan war —, spricht die komplette Analogie der grösseren Kalk-Dolomit-Komplexe zu den benachbarten Triasgesteinen der Sierra de Alcaparain. Höchstens einige isolierte Kalkvorkommnisse mögen in der betischen Serie zu Hause sein.

Nach dem Gesagten kommen wir also zu der wenig befriedigenden, weil nicht beweisbaren Auffassung, dass es sich in dem kleinen Kalk- und Dolomitgebirge von Carratraca um eine ganz intensive Verschuppung und Durchdringung von rondaïden, von der Hauptmasse vielleicht abgetrennten Gliedern, mit betischen Serien handeln dürfte; dabei ist natürlich vorauszusetzen, dass solche Bewegungen sich in grosser Tiefe vollzogen haben müssen (metamorpher Habitus der Gesteine). Nicht zum mindesten lässt sich aber auch der Charakter der Mineralquelle von Carratraca (Analyse in 31, p. 565; sehr geringer Sulfatgehalt, aber 10.35 cm^3 H_2S), die im Kontakte von Dolomit und betischen Schiefern zutage kommt, besser mit einem Bezug

ihrer Stoffe aus der alpinen Trias, oder eventuell auch aus betischer Permo-Trias, in Zusammenhang bringen als mit einem solchen aus den tieferen Partien der kristallinen Schiefergruppe.

5. *Über die Beziehungen zu tektonisch analogen Einheiten.*

Das Vorkommen mächtiger alpiner Trias in der Umrandung der Sierra Nevada ist seit altersher bekannt. In den letzten Jahren hat dieselbe durch die Geologen der Delfter Schule (BROUWER, VAN BEMMELEN, ZERMATTEN, WESTERVELD u. a.) eine gründliche Bearbeitung und tektonische Gliederung erfahren. Die „alte" Nevadatrias lässt sich nach den hervorragenden Forschungen dieser Fachgenossen in eine Dreizahl weitausholender Decken aufteilen, deren Trennung jeweilen durch eine kristalline Basis ermöglicht wird; es sind dies die Alpujarriden von R. W. VAN BEMMELEN.

Durch Exkursionen in jenen Strecken konnte ich mich von der vollkommenen lithologischen Analogie der Trias jener Einheiten, welche in einzelnen Gebietsteilen zuvor dort auch dem „Archäikum" eingeordnet worden war (Sierra Almijara und Sierra Tejeda), mit der Entwicklung der gleichen Formation in unserem Cordilleren-Abschnitt überzeugen. Teils gestützt auf die Arbeiten obgenannter Autoren, teils auf die Erkenntnis, dass die betische Masse in schmaler Zone sich auch über dem Deckenkomplex der Alpujarriden wieder zurückfindet (Zone von Cogollos Vega, 91, 92), versuchte ich schon früher eine kursorische Korrelation der Einheiten im Osten und Westen der Provinz Málaga zu entwerfen (93). Einen leitenden Ausgangspunkt findet eine solche in der tektonischen Analogie, welche die grösste Decke der Alpujarriden, die Lanjaron-Decke VAN BEMMELEN's, mit den nördlichen, eben durchgangenen Triasgebieten der Serrania de Ronda aufweist. In ihren nordwärtigen Teilen vorwiegend durch Kalke und Dolomite, der alpinen Triasfazies, aufgebaut, überlagert diese Lanjaron-Decke in ihrer wurzelnäheren Region mit einer ihr zugehörigen kristallinen Basis eine gleichartige tiefere Einheit (Lujar-Decke), wird aber ihrerseits von einer höheren, der Guajar-Decke, wieder überlagert, von der es meines Erachtens noch nicht ausgemacht ist, ob ihr grosse Selbständigkeit zukommt. Von diesen alpujarriden Einheiten setzt sich anscheinend allein ihre oberste, die Lanjaron-Decke, kräftig nach W fort; im Ostrand der Provinz Málaga, in dem steilen Abfall der Sierra Tejeda, tauchen mit starkem westlichen Axialgefälle die alpujarriden Strukturen unter die betische Masse (bei Alcaucin). Liegt es bei solcher Sachlage nicht auf der Hand, die aufs neue fensterförmig innerhalb dem Betikum zutage kommenden Triasstrukturen als das Homologon der Einheiten der Provinz Granada anzusehen? Ich glaube, die Frage unter diesen regionalen Gesichtspunkt gestellt, heisst sie schon in bejahendem Sinne beantwortet zu haben.

Herwärts, auf der Westseite einer zentral-malagensischen Depression, entspricht solcher Anordnung das unvermittelt rasche Aussetzen der Triasstruktur der Sierra de Alcaparain, deren Tendenz zum Abtauchen oben schon dargetan wurde; es kann als ein Faltenabfallen, das in einen flexurförmigen, plötzlichen Abbruch übergeht, gedeutet werden; um denselben legt sich mit gleicher steiler Schichtlage die betische Masse; in die grosse Depression zwischen Alpujarriden und Rondaïden lagert sich die Hauptmasse des Betikums.

Da die Lanjarondecke als die oberste Platte des alpujarriden Zusammenschubes auch am weitesten nach N reicht und sich über Strukturen tiefer liegender Einheit hinweglegt (Subbetikum?), ist es gegeben, die rondaïde Struktur zwischen Ardales und Yunquera — sie lässt sich übrigens südwestwärts ins Tal des Rio Genal bis Atajate weiter verfolgen (Fig. 1) —, die in ähnlicher Weise penibetisches Vorland überschiebt, mit der höchsten Alpujarride zu vergleichen. Ein wesentlicher Unterschied beider ist jedoch der, dass sich am Aufbau der Lanjaron-Decke Quarzite und bunte Schiefer, die nach VAN BEMMELEN der Basis der Trias angehören, beteiligen, während in den durchgangenen Rondaïden allein eine Kalk-Dolomit-Fazies alles aufbauend ist. Gerade die rein detritogene Trias hat es VAN BEMMELEN erlaubt, die Lanjaron-Decke in zwei grosse Teilschuppen zu zerlegen (sein „grijze en roode dekblad"); in den Rondaïden unseres Gebietes dagegen ist eine weitausholende Schuppung, trotz der grossen Mächtigkeit, nirgends erkannt worden. Ähnlich in beiden Triaskomplexen ist die Art der Innentektonik; hier wie dort weitgespannte Strukturen, dann wieder Strecken unübersichtlicher Regellosigkeit; das Fehlen eines kristallinen Untergrundes haben die Rondaïden gemein mit dem nördlichen Ausbreitungsgebiet der obersten Alpujarride, und es darf vielleicht daraus geschlossen werden, dass die kristalline Basis sich wie dort alsbald in der Richtung gegen S zu einstellt (siehe „Ergänzung", p. 285).

Die mächtigste Decke der Alpujarriden besitzt im Ostrand der Sierra Nevada eine Spannweite von über 70 km; ihre grösste Überschiebungsbreite erreichte also zum mindesten diesen Betrag; in ihrer wurzelnahen Partie taucht die Trias der Lanjaron-Decke gegen das Mittelmeer zu ab, zuvor jedoch mit den übrigen Einheiten nochmals zu einem mächtigen WNW streichenden Gewölbe, der Lujar-Antiklinale VAN BEMMELEN's, sich aufbäumend.

Fragen wir nach analogen Bauverhältnissen im Querprofil der Serrania de Ronda, so drängt sich die Gegenüberstellung der Kalk-Dolomit-Kette der Sierra de Mijas–Sierra Blanca unbedingt auf (siehe Fig. 1). Die teils hochkristalline Kalk- und Dolomit-Antiklinale des genannten Bergzuges nimmt im Gesamtbild eine gleichartige Stellung ein wie das Gewölbe der Sierra Tejeda-Almijara, das die absinkenden Bauelemente der Alpujarriden enthält. Dürfen wir,

wie in einer nördlichen Zone, also auch hier von homologen Bauteilen reden?

Nachdem ich im Jahre 1927 die grossen Schwierigkeiten einer Herauslösung der mit dem kristallinen Gebirge mancherorts so innig verbundenen kristallinen Kalk- und Dolomitserie nicht überwinden zu können glaubte (78, p. 95), stellte ich 1928 die Verallgemeinerung der Triasnatur aller mächtigeren Kalkmassen innerhalb des Betikums als eine notwendige Schlussfolgerung hin (84, p. 361). Und in der Tat ist die tektonische und lithologische Analogie der Carbonatgesteine im N und S der Serrania de Ronda so frappant, dass man füglich von einer nördlichen und südlichen Zone der Rondaïden sprechen darf. Ein Einfügen der Gesteinsserien beider Ketten in eine verschiedene Formationseinheit, wie das durch die Zuteilung der Gesteine der Sierra de Mijas-Blanca in das Kristallin und jener der nördlichen Ketten ins „Kambrium" durch MICHEL-LÉVY-BERGERON und D. DE ORUETA zum Ausdruck kommt, erscheint nicht gerechtfertigt. Der Unterschied der Formationen ist nur ein gradueller, indem im Süden der Grad der Metamorphose ein höherer ist. Auch ist hier die Durchwirkung mit Eruptivmaterial ausgesprochen, während sie im N sozusagen fehlt; eine Ausnahme bildet allein die andernorts schon erwähnte Schuppe des Robledal (84, p. 363). Des weiteren zeigt der Süden stellenweise Durchsetzung mit Amphiboliten eruptiver Herkunft, die die schönsten Kontaktwirkungen erzeugt haben; sie fehlen den nördlichen Rondaïden und repräsentieren vielleicht eine ältere Tiefenfazies der ophiolithischen Intrusion. Von diesen Amphiboliten müssen aber wahrscheinlich solche abgetrennt werden, die sich als dünne Lagen in den kristallinen Schiefern, die die Trias begleiten, finden; sie machen einen Teil der Trias aus und finden sich auch reichlich eingeschaltet in kristallinen Schiefern, die der Lanjaron-Decke angehören (Sierra Tejeda). (Siehe auch Kap. „Ergänzung".)

Eine Verbindung zwischen nördlichen und mediterranen Teilen der Rondaïden, wie dies bei den Alpujarriden durch die holländischen Geologen (VAN BEMMELEN, ZERMATTEN) Schritt für Schritt verfolgt ist, kann leider als Stütze der Zusammengehörigkeit nicht ausgeführt werden, da das überlagernde Betikum den Unterbruch vollständig macht. Wir können uns, vorläufig wenigstens, nur an die angeführten Gesichtspunkte des Vergleiches halten, die, wenn auch in Form der Hypothese, sehr für den tektonischen und stratigraphischen Zusammenhang nördlicher und südlicher, aber ebenso sehr östlicher und westlicher Dolomit- und Kalkgebirge der Provinz Málaga sprechen.

III. Über die tektonische Position der ophiolithischen Intrusiva und das Alter der Intrusion.

Von dem ausgedehnten Areal der basischen Intrusivmassen (siehe p. 92 ff.), die den zentralen und westlichen Teil der Serrania de Ronda resp. das Betikum durchsetzen, fällt nur ein geringer Teil innerhalb unseren Gebirgsabschnitt; dementsprechend soll deren tektonische Position hauptsächlich auch nur unter Bezugnahme auf die Serpentinzone Sierra de Aguas–La Robla–Joro erörtert werden und dabei die Beziehungen zu den einzelnen Formationen, zu alpiner Trias, zu den betischen Schiefern und zu Tertiärsedimenten, für sich einzeln betrachtet sein. Nur insofern für die Lösung mancher noch nicht aufgeklärter Fragen ausserhalb des Gebietes Beobachtungen gesammelt wurden, sollen dieselben berührt werden.

1. Beziehungen der Ophiolithica zur alpinen Trias und den betischen Schiefern.

Kennzeichnend für den nordöstlichen Teil der Serrania de Ronda ist die Tatsache, dass die basischen Intrusiva ohne Ausnahme innerhalb des Betikums liegen und nirgends, von Yunquera bis Carratraca, eine Spur derselben die Gesteine der alpinen Trias durchsetzt, obwohl viele Gesteine derselben durch ihre starke Klüftung der Durchsetzung mit Eruptivmaterial einen offenen Weg geboten hätten. Die zum Teil wenig mächtigen Serpentinstöcke längs der Sierra Prieta näheren sich oft den Carbonatgesteinen bis auf Handbreite, wobei meistens im Saum beider noch ein schmales Band stark verwitterter kristalliner Schiefer sich zwischenschaltet.

Nur vereinzelt sind die Fälle, wo ein direkter Kontakt von Trias und Serpentin wahrgenommen werden kann. Die Umgebung von Yunquera bietet dafür die besten Beobachtungspunkte; der schon genannte Kalkkeil am Rio Grande bei der verlassenen Fabrica de los Paños, sowie die Aufschlüsse am Puerto Las Bañas sind von Belang. An beiden Orten liegt ein grobkristallines Gestein vor, am ersteren mehr kalkig, am letzteren mehr dolomitisch. Weder an der einen noch an der anderen Stelle ist der Schluss, dass ein primärer Eruptivkontakt vorliegt, eindeutig, denn Kontaktminerale konnten nicht erkannt werden und die Kristallinität der Gesteine kann ja auch auf dynamometamorphe Umwandlung zurückgeführt werden. An beiden Orten finden sich, abgesprengt von der Hauptmasse der Kalke resp. Dolomite, einige seltene Gesteinsstücke mitten im Serpentin (ca. 10—20 cm vom Kontakte); aber auch diese zeigten keine Kontaktwirkung, insofern als Neuminerale darin vorhanden wären; nur eine gut ausgebildete Kristallinität kann auf eine rein thermische Einwirkung schliessen lassen; dass aber eine solche

auf die ganze Schichtdicke, die sich kristallin vorfindet, sich ausgewirkt haben sollte, kommt mir nicht sehr plausibel vor.

Stützen wir uns somit auf die Verhältnisse allein in unserem Kartengebiet, so könnte gefolgert werden, dass die Ophiolithe allein ein dem Betikum zugehöriges Glied sind und mit demselben durchwegs passiv überschoben worden sind. Der für gewöhnlich stark kataklastische Habitus des Serpentins ist mit solcher Vorstellung im Einklang. Abgesehen von der nicht eindeutigen Kristallinität der triaszugehörigen Gesteine gibt es also in der östlichen Serrania de Ronda Beobachtungen, die anzeigen können, dass die Peridotitintrusion überhaupt keine ursprünglichen Beziehungen zu den Rondaïden besitzt.

Eine derartige, bestimmt formulierte Einstellung zur Frage wird aber durch die Beobachtungen ausserhalb des Kartengebietes zunichte gemacht. Ohne hier des weiteren auf jene Verhältnisse näher einzutreten, sei deren Tatbestand dahin festgelegt, dass eine Intrusion der Ophiolithica in Gesteine, welche als von rondaïder (triasischer) Zugehörigkeit zu erachten sind, unzweifelhaft ist. In einer Mitteilung über den Deckenbau der zentralen Serrania de Ronda erwähnte ich 1928 (84) die Lagerungsbeziehungen von Serpentin und metamorphen Triasgesteinen nächst dem Puerto Robledal, allwo die weissen, kristallin-dolomitischen Kalke eine Umwandlung in Ophicalcit erlitten haben und dieser eine intensive Vererzung aufweist, die bei starker Zunahme des Erzgehaltes (Magnetit) in den einheitlichen Serpentinstock überleitet. Ophicalcite, die ihre Entstehung der Einwanderung des basischen Magmas in die Kalk- resp. Dolomitgrundmasse zu verdanken haben, fand ich auch in der Sierra de Cártama; und in die gleiche Reihe der Erscheinungen gehört auch die Kontaktwirkung im Verband mit amphibolithischen Gesteinen, an den metamorphen Kalken und Dolomiten der Sierra de Mijas und Sierra Blanca in der Südkette, wenn auch von letzteren Strecken anzunehmen sein dürfte, dass die die Umwandlung bewirkende Intrusion eine ältere Tiefenfazies darstellt. Insbesondere D. DE ORUETA's eingehende Untersuchungen über die beobachteten Gesteinsmetamorphosen der Sierra Blanca sind von erstem Belang (31, p. 440); metamorphe Dolomite, die nach lithologischer Analogie mit den triasischen unseres Gebietes zusammenzubringen sind, enthalten mehr als ein Dutzend Kontaktminerale und zeigen dabei eine zusammenhängende Reihe von normalem Gestein bis zu vollkommen vergreistem Kontaktmarmor; nicht ausser acht zu lassen ist aber der Umstand, dass für diese hochgradige Metamorphose der Serpentin resp. sein ursprüngliches Magma nirgends aufgeschlossen ist; auch ist der Frage was rein regional metamorphe event. ältere Umwandlung ist, nicht näher nachgegangen worden.

Mögen die Verhältnisse der Südküste auch nicht ohne weiteres auf unsere nördliche Kette übertragbar sein, so ist es besonders

doch die Beobachtung am Puerto Robledal, welche die zuvor angedeutete Möglichkeit rein mechanischen Kontaktes zwischen Serpentin und alpiner Trias der nördlichen Rondaïden anders zu beurteilen zwingt. Basische Intrusionen müssen sich vollzogen haben nach der Herausbildung stark gestörter mechanischer Kontakte zwischen betischen kristallinen Schiefern und der Trias; man darf sich vielleicht vorstellen, dass in südlicheren, tieferen Zonen, die Intrusion basischen Magmas sich schon vollzogen hatte, diese Teile dann aber später passiv noch weiter nach Norden wanderten, so dass wir im Süden Primärkontakt, im Norden mehr nur mechanischen Kontakt zwischen Eruptivgestein und rondaïden Sedimenten vor uns haben.

Unbestimmt möchte ich noch die Frage lassen, ob die starke Kristallinität, die für ein mehr mediterran gekehrten Teil der Rondaïden angeführt wurde, wirklich auf Rechnung thermischer Wirkung, ausgehend von den Ophiolithen, oder aber auf zuvor von Einfluss gewesene dynamometamorphe Umwandlung zu setzen ist. Die regionale Verteilung kann einigermassen für den ersteren Fall sprechen, denn der Übergang von kristalliner Trias in weniger und nicht kristalline Gesteine vollzieht sich mehr oder weniger parallel zur Erstreckung des Eruptivstockes und die kristallinen Partien sind im allgemeinen diesem zugekehrt; nicht aber ist die Kristallinität dort am grössten, wo die Eruptivstöcke am bedeutendsten sind; dies kann aber mit Verteilung von Dolomit und Calcit in Zusammenhang stehen; übrigens gibt es aber auch hochkristalline Dolomite auf der dem Eruptiva haltigen Betikum abgewandten Bergseite der Hauptkette (Turontal).

Einfacher ist die Beurteilung der tektonischen Position der Ophiolithica gegenüber den betischen Schiefern, die ja allüberall die Hüllgesteine derselben ausmachen. Dass dieselben, besonders mehr im Nordosten ihres Verbreitungsgebietes vorzüglich in tieferen Serien des Betikums sich einlogiert haben, ist schon erwähnt worden; gegen die Hauptmasse des Batholithen zu ist wahrzunehmen, dass die Eruptiva in höhere Gesteine hinaufgreifen (bei Tolox bis zu den Kalken der Alabeadas-Serie), von welchen sie zwar auch bei Carratraca und Casarabonela nicht weit entfernt sind. Aus der zentralen Serrania beschreibt Orueta (31, p. 429) eingehend ausgeprägte Kontakthöfe in den kristallinen Schiefern, wobei aber die Frage des regionalmetamorphen Zustandes jener Schiefer vor der Intrusion nicht hinreichend berücksichtigt worden zu sein scheint.

2. *Beziehungen der Ophiolithica zur Flyschformation.*

Solche können nach der allgemeinen gegenseitigen Lage und aus dem unmittelbaren Kontakte beurteilt werden. Obwohl einzelne Serpentinmassen anscheinend aus dem Flyschgelände hochaufragend hervortreten, sind Aufschluss gebende Anrisse recht spärlich. Im

südlichen Steilabfall der Sierra de Aguas ist feststellbar, dass Tone, Mergel und Sandsteine der unmittelbar flankierenden Flyschzone gegen den Serpentinstock zu einfallen, teils unter denselben hineinfallen, also anscheinend von demselben abgeschnitten werden (Prof. 18). Nächst der Strasse von Álora nach Carratraca (bei km 7, km 9 und oberhalb km 11 am Arroyo Savinal) können diese Aufschlüsse wahrgenommen werden, wobei zwar nicht bei jedem der direkte Kontakt blossgelegt ist. Der beste dieser prinzipiell belangreichen Kontakte nächst dem kleinen Rancho Savinal sei hier wiedergegeben. Vom steilaufragenden Berggehänge (N) ausgehend, konstatiert man:

schwarzgrüner, integrer Serpentin, schön gebankt, NE fallend;
dünner Saum (wenige cm) mylonitisierten Serpentins, stark schiefrig und voller glänzender Harnische;
krümeliger, grünbrauner Tongrus (5—10 cm), gleichfalls voller Ruschelflächen und von Serpentinstaub durchsetzt; übergehend in grauen, harten Mergelton, splittrig brechend; darin linsenförmig eingeschaltet ein dunkler harter Sandstein mit oxydischer Anwitterungsoberfläche; die sedimentären Gesteine fallen unter den Serpentin ein.

Eine kontaktliche Beeinflussung konnte weder in Gesteinen des Profiles von Savinal noch anderwärts unter dem Mikroskop erkannt werden. Die dafür erst verdächtigen harten Mergeltone können kaum als gefrittete Gesteine angesehen werden, denn diese geringe Veränderung stände in keinem Verhältnis zu dem nach ORUETA in betischen Schiefern erzeugten, granatführenden Kontakthof. Der Aufschluss ist vielmehr so zu erklären, dass eine schichtförmige Auflagerung des Flysch vorhanden ist, dieser und das Eruptivgestein aber durch spätere Faltung miteinander verfaltet wurden. Da diese Deutung auch mit anderwärts gewonnenen Ergebnissen — die übrigens auch der Auffassung ORUETA's entsprechen — übereinkommen, kann das Alter der Intrusion als älter als die angrenzenden Flyschsedimente gelten.

Dermassen tut sich nun aber die Frage auf, ob die Flyschsedimente wirklich die über den Eruptivstock hinweggreifende Ablagerung darstellen. Im zutreffenden Falle sollte doch zum mindesten eine Einstreuung von Serpentinmaterial in die transgredierenden Sedimente feststellbar sein, wie solches auch reichlich in die klastischen Miozän- und Pliozänsedimente aufgenommen wurde. Aber weder makroskopisch noch mikroskopisch konnte in den unmittelbar benachbarten Gesteinen (Sandsteine und tonige Schichten) auch nur das geringste Anzeichen von aufgearbeitetem Serpentin erkannt werden; winzige opake Masse und spärlicher Glauconit waren höchstens fassbar. Man kommt also zum Schlusse, dass der Serpentin entweder äusserst wenig Detritus lieferte (?), oder dieser nach einer anderen Seite zu sedimentiert wurde, oder aber, dass das transgredierende Sediment

überhaupt nicht mehr im Aufschlusse vorliegt — der dann wohl rein mechanisch wäre —, sondern dem voreozänen Abtrag zum Opfer fiel; bemerkt sei, dass aber auch in den kleinen Kreideresten des Betikums kein Serpentinmaterial aufgefunden wurde.

Auf Rechnung des mechanischen Kontaktes zwischen Flysch und Serpentin müssen wir auch die für sich recht auffälligen Lagerungsbeziehungen beider setzen, wie sie sich verschiedenenorts bei Überblick ergeben. So sehen wir die im Flysch erkennbare kleine Falte, die südlich der Fahrstrasse längs der Sierra de Aguas E-W zieht, in ihrer Verlängerung über den Arroyo Mortija hinweg an der südwärtigen Ausbuchtung des Aguas-Serpentin absetzen. Hier wie auch bei der an anderer Stelle schon erwähnten Flyschexklave am Arroyo de los Pinos (s. p. 196) muss starke Faltung herbeigezogen werden (hinreichende Aufschlüsse fehlen), um dieses Nebeneinander zu erklären.

3. Zur Frage der Altersbestimmung der peridotitischen Intrusion.

Betrachten wir die Gesamtheit der basischen Intrusiva als eine geschlossene Einheit, lassen also eine eventuelle phasenförmige Gliederung des Intrusionsvorganges ausser Betracht, so ist durch die voran angeführten Feststellungen das Alter der Intrusion innerhalb sehr weiten Grenzen festgelegt. Die untere Grenze ist gegeben durch die kontaktliche Beeinflussung der alpinen Trias, wie dies bei Auffassung der mediterranen Kalkketten als alpine Trias sich ableitet; für unser Gebiet im besonderen bleibt die Schuppe des Robledal von ausschlaggebender Bedeutung und könnte das posttriasische Alter allein in Abrede gestellt werden, wenn jene in den kristallinen Schiefern des Betikums liegende Kalkdolomitlamelle nicht zur unmittelbar benachbarten alpinen Trias des Cascajares gerechnet würde (s. Taf. XXX, 84); solche Annahme wäre aber viel mehr erzwungen, als die vorauszusetzende Zusammengehörigkeit der auf wenige Meter benachbarten Carbonatgesteine und darf deshalb das nachtriasische Alter der grossen Intrusion als gesichert gelten. Eine Bezugnahme auf permo-triasische Sedimente des Betikums kann nicht stattfinden, da ein Zusammenvorkommen nirgends angetroffen wurde.

Das Fehlen eines Kontaktes am Tertiär und die Auflagerung resp. Anlagerung der Flyschmergel auf und an den Serpentin setzt die obere Grenze der Intrusion in eine voreozäne Periode, dies natürlich sich stützend auf die noch nicht vollkommen abgeklärte Stratigraphie der Tertiärsedimente. Genauere Bezugnahme auf die Kreide oder den Jura ist aus Kontaktverhältnissen ebenfalls nicht abzuleiten, da keine Berührung mit diesen Formationen vorhanden ist; keine derselben zeigt auch irgendwo die geringsten Reste klastisch beigemengten Serpentinmaterials.

Eine anders eingestellte Überlegung, von tektonischen Erwägungen ausgehend, könnte das vortertiäre Alter in Frage stellen. Zu beachten ist nämlich, dass die Triasschuppe des Robledal sowie die Opicalcitbildung in südlicheren Triasvorkommen anzeigen, dass das Eruptivmaterial den tektonischen Kontakt durchsetzt, der sonst zwei übereinanderliegende Einheiten trennt. Da nun die Flyschgesteine im Nordrand an den tektonischen Störungen beteiligt sind (die Rondaïden überschieben ja den penibetischen Flysch), wäre zu schliessen, dass die Intrusion jünger ist als die Entstehung der Überschiebungen am Nordrand. Die Schlussfolgerung ist aber nicht stichhaltig, denn die Störungen im Süden, und in grosser Tiefe, können älter sein als die Aufschiebung der Rondaïden auf den penibetischen Flysch, welcher Vorgang einer Nachphase der paroxysmalen alpinen Deckenbildung angehören dürfte (Einwicklungsphase).

Aus den in verschiedener Richtung weisenden Indikationen für Festlegung des Alters der grossen Peridotitintrusion ist somit nur eine recht hypothetische Ableitung über den Gesamtvorgang möglich; am ehesten mit denselben im Einklang steht eine Vorstellung, die annimmt, dass der Beginn der Intrusion in das Ende des Mesozoikums fällt, und zwar in einer grossen Tiefe und noch in mehr südwärtiger Lage, dass dieselbe vielleicht später nochmals reaktivierte (alpin paroxysmale Phase) und deren Material dann im Betikum weiter nordwärts getragen wurde.

Die ophiolithischen Gesteine der Alpiden werden gewohnhin in alte und junge Intrusiva geschieden. Bis anhin galten die basischen Gesteine der Serrania de Ronda als zur älteren Gruppe gehörig. G. Steinmann stellt neuerdings (69, p. 38) die Rondagesteine zu den vorpermischen Intrusionen und glaubt, dass sie mit den jüngeren Ophioliten der Alpen und des Apennin nicht zu vergleichen sind, die auch weniger oft so gewaltige Batholite formen — die Dimensionen des Malencoserpentins formen zwar ein Analogon! — wie jene des Rondagebirges. Diese Zuteilung zu vorpermischen Intrusionen geht auf deren Klassifikation durch D. de Orueta zurück, dessen Argumentation (31, p. 150) hier noch besondere Erwähnung finden muss. Genannter Forscher hält die Intrusion für vortriasisch, und zwar am ehesten für herzynisch oder gar älter, da er die Minerale der basischen Eruptiva wie Olivin, Pyroxen und Spinell in der Grundmasse der triasischen Klastika (unsere Permo-Triassandsteine und Konglomerate) festgestellt hatte (Rio Verde, Rio Guadaiza). Vergeblich bemühte ich mich auf meinen Wanderungen ausserhalb des Kartengebietes in wirklichen Permo-Triasgesteinen eine Spur von Serpentin zu entdecken[1]). Es liegt mir natürlich ferne am Tatbestand

[1]) Auch eine Durchsicht von Orueta's reicher Gesteinssammlung im Instituto geologico in Madrid führte zu keinem bestimmten Ergebnis, da dessen Handstücke dort nicht mehr vollständig anwesend waren. Ein „conglomerado

der genannten Mineralbeimengung irgendwelche Zweifel zu hegen; wie die anderen Ergebnisse sich aber darbieten, muss die Herkunft dieser Minerale aber anders gedeutet werden, was, da vor der permischen Überdeckung ein tiefgreifender Abtrag stattfand, während welchem die Aufbereitung solcher Minerale vor sich gehen konnte, nicht allzuschwer erklärlich ist (amphibolitische Intrusiva des Betikums!). Wenn ich also dazu gelange ORUETA's „Komponentenfrage" skeptisch aufzunehmen und das darnach gefolgerte hohe Alter der Peridotitintrusion abzulehnen, so zwingt dazu gerade auch die Aussage genannten Forschers, wenn er sagt, dass die Kalkserie der Torecilla die kontaktliche Beeinflussung durch ihre Dolomitisation dartut (p. 257), also gerade eine Schichtgruppe, die durch ihre neuen *Rhynchonellenfunde* ihr Triasalter bezeugt. Noch sind die Fragen, die sich an die betischen Ophiolithica knüpfen, wenn auch durch das Hinzukommen der neuen tektonischen Gesichtspunkte bereichert, noch lange nicht abgeklärt; wenn ORUETA zu seiner Auffassung die Bemerkung fügt: „es de esperar que otros vengan despues de copiar datos que permitten resolverla (la cuestión) mejor", so gilt dies auch von den neuen Ableitungen.

IV. Der Bau des Penibetikums.

Wir haben die geschlossene Masse des Betikums durchgangen und festgestellt, dass ausser dem transgredierenden Tertiär nur wenige Reste mesozoischer Formation dieselbe bedecken, und dass diesen Relikten keine tektonische Selbständigkeit zukommt. Dies ändert im Nordsaum des paläozoischen Rumpfes, woselbst in zusammenhängender Zone sich die mesozoischen Formationen einstellen und von hier ab, soweit feststellbar, den ausschliesslichen Bauteil der Gebirge ausmachen. Diese Hüllsedimente des Betikums und die von ihm gebildeten Bauformen, die einen ihnen eigenen Stil aufweisen, nennen wir das *Penibetikum*.

---

evidentemente posterior a la erupcion" (Sammlungsnotiz) vom Rio Verde, also der Gegend, woher die Ophiolithica führenden Triasgesteine herstammen sollten, wird als zweifelhafte Trias oder eventuell Tertiär angesehen; ich zögerte keinen Augenblick, diese reichlich Serpentinkomponenten enthaltende Breccie als pliozän oder besser altdiluvial anzusehen. Da dieses Gestein sehr gewöhnlich auch den kristallinen (alpin-triasischen) Dolomit enthält, gleich wie solches ORUETA auch für Trias (Permo-Trias) von Torre Blanca erwähnt (p. 354), was ich jedoch nicht feststellen konnte, so liegt der Schluss nahe, dass etwa eine Verwechslung mit jüngeren Bildungen vorliegen könnte und teils solche in die permo-triasische Serie gestellt wurden. Übrigens erwähnt ORUETA bei Beschreibung seiner Triasgesteine Serpentin als Komponente („cantos rodados de serpentina empotrado en el cemento" [p. 354; Rio Verde]), während auffälligerweise bei Ableitung des Alters hauptsächlich nur auf die Feststellung der schon genannten Minerale (p. 156) Gewicht gelegt wird.

Dessen Dreigliederung wurde schon angeführt. Eine interne Zone baut sich auf entweder 1. aus einem unmittelbar den paläozoischen Formationen auflagernden Sedimentband, oder 2. aus einer Serie stark gestörter schuppenförmiger Strukturen, die dem Betikum resp. den Rondaïden entweder direkt vorgelagert sind oder dieselben unterteufen. Eine mediane Zone umfasst die Faltenschar, die im Querprofil des Guadalhorce sich erhebt und ostwärts gegen das Becken von Granada zieht. Eine dritte, externe Zone ist das Analogon zur vorangenannten und umfasst die Falten, die südwestwärts gegen Ronda zu zur Entfaltung gelangen.

Um die Lagebeziehung einzelner Einheiten kurz ausdrücken zu können, habe ich schon früher einige Ausdrücke (citrabetisch, infrabetisch etc.) vorgeschlagen (78, p. 499); sie beziehen sich auf die Lage gegenüber dem Hauptrumpfe, dem Betikum; das Schema der Fig. 15 erläutert ihre Bedeutung und Verwendung.

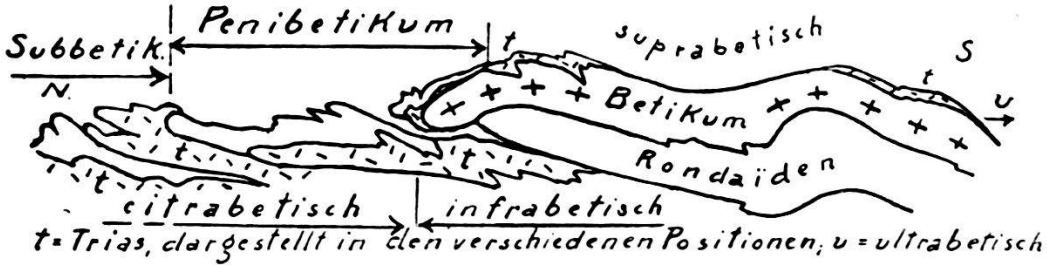

Fig. 15. Schema für die Terminologie.

Die Besprechung des Baues des Penibetikums wird so angeordnet, dass das beste Querprofil der ganzen Zone, der Durchbruch des Rio Guadalhorce durch die Bergkette den Ausgangspunkt bildet und von dort dann, nach Erledigung der östlich davon gelegenen Gebirge, nach dem westlichen Gebietsteil zurückgekehrt wird.

1. Das Querprofil des Guadalhorce-Durchbruches.

In einer sehr pittoresken Felsschlucht, die gewöhnlich als „Chorro" bezeichnet wird, durchsetzt der Hauptfluss der Provinz, der Rio Guadalhorce, die Kalkketten, die in diesem Abschnitt die grössten Höhen tragen.

Auf eine Querstrecke von ca. 4 km besitzt der Fluss zwischen der nördlichen Hochebene und der südlich folgenden Talweitung (Hoya de Málaga) ein Gefälle von ungefähr 120 m, welches wasserkrafttechnisch ausgenützt wird[1]). Die Schlucht, die sich im Nord-

[1]) Der sogenannte „Pantano del Chorro" staut in ca. 290 m (max. Stauhöhe ca. 340 m) den Rio Turon; ein tieferes, kleineres Staubecken staut den Guadalhorce bei Tunnel V in ca. 280 m; die Kraftstation liegt im Südausgang der „Chorro-Schlucht" in 185 m. Die Krafterzeugung beläuft sich angeblich für das obere Werk (Tunnel V) auf 1100 HP, für das untere (El Chorro) auf 3000 PS. Das

und Südabschnitt auf ein nur ganz schmales Cañon verengert, ist durch die harten Jurakalkbänke bedingt, deren jähes Aufstreben durch die steile Schichtlage noch erhöht wird. Landschaftlich und geologisch-morphologisch gehört diese Klus zu den meist anziehenden Reizen, welche die Cordilleren zu bieten vermögen. Nach ihrer Entstehung handelt es sich nicht um eine Antezedenz, wie bei den Juraschluchten der Schweiz (Areuse, Birs), sondern es liegt ein Fall von Epigenese vor, verursacht durch Supposition von Konglomeraten. (Vergl. p. 229.)

In geographisch beschreibender Literatur wurde ihr schon oft Erwähnung getan und die ältesten geologischen Abhandlungen beschäftigen sich mit ihr; insbesondere sind es die Ausführungen von KILIAN und BERTRAND und 27 Jahre später jene von D. DE ORUETA, welche das Querprofil besprechen und ist deshalb auf die darauf beruhende frühere Kenntnis wiederholt zurückzukommen.

Da alle Angaben sich stets auf die Bahnlinie Cordoba-Málaga beziehen, die in einer Serie von Tunnels die Schlucht durchsetzt, dienen diese auch im Folgenden zur Orientierung; obwohl etwas ausserhalb der Profiltracés gelegen sind sie in die Profile 15 und 15a projiziert.

a) Die eigentliche Chorro-Schlucht zwischen Tunnel IX und den „Gaitanes" (Prof. 15).

Im Südeingang von Tunnel IX verschliesst sich anscheinend der ganze Talweg. Hochaufstrebend ragen die weiten Plattenschüsse der weissen Tithonkalke und formen die scharfe Gratkante, die gegen die Sierra de Huma gegen ENE hinanzieht. Längs Bruchkontakt stossen an den Kalkwänden die roten und blass grünlich-weissen Mergelkalke der Kreide ab; sie sind im wesentlichen gleich orientiert wie die Tithonserie (Str. 75°/85° S), in sich, wie stets die Kreide, wellig verbogen und formen eine isoklinale Schichtreihe, nicht ein regelmässiges „Juragewölbe", wie dies ORUETA zur Darstellung bringt (31, Prof. 5, 61). Als eine imposant steilgestellte Bankserie, den engsten Teil der Schlucht formend, schwingen sich die hellen Jurakalke in die Höhe (Tunnel IX); einer ansehnlich rückgewitterten Kerbe entsprechen die weniger resistenten Knollenschichten des unteren Tithon (mittlere Knollenschichten); Ausbruch der tieferen

---

bis Ardales hinaufreichende Staubecken des Rio Turon soll maximal über 86 Millionen m³ enthalten; gegen Ende des Jahres, am Schlusse der Trockenzeit, läuft dasselbe gewöhnlich leer und wird zur Vermehrung der Kapazität nunmehr an der Zuleitung des Rio Guadateba durch einen Stollen in das Staubecken gearbeitet.

Als Chorro-Schlucht wird hier stets die Durchbruchsschlucht des Guadalhorce verstanden; sie ist durch den längs den Felswänden angebrachten Weg (Camino del Rey) leicht zugänglich gemacht. Chorro = Wasserstrahl, allgemein = schnell fliessendes Wasser.

Schichtbänke und Erhaltung der höheren schneidet aus den hochanstrebenden Felskolonnen tiefe, fensterförmige Nischen.

Auf diesen eindruckweckenden Schluchtteil folgt im Nordausgang von Tunnel IX das weit sich öffnende Gelände des „Hoyo del Chorro" (Fig. 6). Es ist der Triaskern der aufrecht gestellten Antiklinale, deren Südschenkel wir eben durchgangen haben. Die tektonische Bedeutung der Triasenklave mitten zwischen den Jurakalkgraten wurde von allen, die sich mit der Geologie der Chorro-Schlucht abgaben, richtig gedeutet, ihre Ausdehnung aber unterschätzt (s. ORUETA's Karte). Der Antiklinalkerncharakter des Triasaufbruches wird durch ein kleines, in den Gypslagen deutlich geformtes Gewölbe (8, Fig. 6) besonders deutlich hervorgehoben. Dem Weiterstreichen des Triasaufbruches gegen ENE steht auf der anderen Flusseite ihr Untertauchen unter die Kalkwand des Tajo del Almorchon, die der nordwestwärts abbiegenden Kalkserie des Schluchtteiles entspricht, gegenüber; hier fallen die Kalke mit ca. 23° gegen SW ein und tun dadurch dar, dass in dieser Richtung das Trias-Jura-Gewölbe abtaucht und somit die ganze Falte der Sierra de Huma rasch absinkt.

Dem steilgestellten Südschenkel dieser Falte steht aber kein einigermassen erhalten gebliebener Nordschenkel gegenüber; die übrigen Gebirgsteile können nicht als solcher, wie dies durch die Mission d'Andalousie und insbesondere durch ORUETA angenommen wurde, betrachtet werden; die Verhältnisse sind weit komplizierter, als dass eine Art Kesselbruch, wie ORUETA glaubt, die relatif tiefe Zone, welche sich zwischen die nördliche Kette (Los Gaitanes) und die südliche der Sierra de Huma zwischenschaltet, dieselben annehmbar erklären könnte. Vorauszuschicken ist freilich, dass hier wie anderwärts, zwischen dem schiefrigen Neocom und den massigen Jurakalken sich kleine Brüche mit recht unregelmässigem Verlauf ausbilden; oft aber wird deren Vorhandensein gewiss auch nur vorgetäuscht durch die ungleichmässige Begrenzung zwischen Jura und Kreide und auch separate Bewegungen zwischen beiden.

Die Triasstruktur des „Hoyo" setzt südlich des Tunnel VIII an einem steil S fallenden Bruchrand (10, Fig. 6) ab; diese Störung setzt ost- und westwärts mit veränderter Streichrichtung noch eine Strecke weit fort. Die nächst folgenden Tunnels VIII und VII (Piedra Ilana) durchsetzen grösstenteils flachgelagerte Tithonkalke; zwischen den beiden Kalkklötzen dieser Tunnels liegt ein Kreidekeil, dessen plattige Mergelkalke, teils mit Bruchbildung, unter den nördlichen Kalk einfallen; sein Verfolgen zeigt, dass diese Kreide als synklinal eingefaltet betrachtet werden kann. Belangreichen Aufschluss für das Verständnis des ganzen Profiles gibt der Kalkzug von Tunnel VII, der sich weiter bergaufwärts in den Tajo del Estudiante fortsetzt. Mit ihrer WSW-Neigung (15—20°) zeigt diese Kalkplatte wieder das schon im Tajo del Almorchon erkannte Axialgefälle aller Struk-

turen; sie entspricht einem WSW abtauchenden, unvollständig entwickelten Gewölbe, nicht einer Bruchscholle (ORUETA), was durch Überlagerung einer nordwestwärts einfallenden Neokomschieferserie bekräftigt wird. Dieses Gewölbe der Piedra Ilana hat aber keinen tektonischen Zusammenhang mit jener Gewölbedecke des Tajo del Almorchon, die zur Huma-Falte gehört; kein „Kesselbruch" (zona de hundimiento) hat die tiefe Lage der Jurakalke von Tunnel VIII und VII bewirkt; es liegen nur weniger hoch aufgestaute Strukturteile vor, die alle von dem gleichen axialen WSW-Gefälle beherrscht werden.

An eine eigenartige Linie sind wir am Fusse der hohen Kalkwände der Gaitanes vor dem Eingang in die nördlichere Enge der Schlucht gelangt (Abb. Taf. XIV, 18). In diesem Schluchtteil durchgehen wir wieder die gleichen Ober-Jurakalke wie im südlichen Schluchtabschnitt (Str. 230°, 35—40° N); es ist also die Annahme, dass der Nordschenkel der Gesamtstruktur vorliegt, wie dies KILIAN und BERTRAND und D. DE ORUETA auffassten, einigermassen gerechtfertigt. Nähere Zusicht zeigt aber, dass unter die Kalke der Gaitanes die Kreideschichten einfallen, welche schon von der Mission d'Andalousie beobachtet worden waren (Profil der Fig. 37, 18) und in einen kleinen Grabenbruch verlegt wurden; ORUETA lässt hier dagegen längs seinem Hauptlängsbruch Tithon an mittlerem Jura abstossen (31, p. 494). Freilich diese Längsstörung im Südeingang von Tunnel VI muss in irgendeiner Form bestehen, wenn auch eine sehr starke flexurartige Schleppung mit örtlicher Bruchbildung zur Erklärung des Baustieles genügt.

Da die einheitlich WNW fallenden Tithonkalke der Gaitanes, sowohl im Hangenden (Tunnel V) als auch im Liegenden (Tunnel VI), von den roten Kreidekalken begrenzt werden, lässt diese Lagerungsweise auf eine von Längsflexur und Schichtauswalzung betroffene südwärts überliegende Falte schliessen, eine etwas auffällige Erscheinung, da sonst alle Bauformen nordwärts gerichtete Bewegung anzeigen. Die weitere Klärung gibt das Verfolgen des Kreidekeiles nach E, längs den südlichen Wänden der Gaitanes hinauf. Noch bevor die Passhöhe des Puerto bizarro erreicht wird, setzt jenseits eines schiefquerenden Transversalbruches plötzlich der vermisste Südschenkel ein (P. 973 des Tajo de Ballesteros, Prof. 14, 13). Der Felskamm des Tajo de Ballesteros enthält in seinem ganzen ENE-Verlaufe einen recht regelmässigen flachen Antiklinalrücken, es ist die im Flussquerprofil so missformte Struktur der Gaitanes. Die so auffällige Unregelmässigkeit der Faltung in kurzer Längserstreckung mag nicht zum geringsten Teil bewirkt sein durch den Gegensatz der dickbankigen, sich mehr als ein massiger, steifer Klotz sich verhaltenden Jurakalke und der äusserst plastischen Kreidekalkschiefer.

Mit der gleichfalls höchst romantischen nördlichen Querklus durch die Jurakalkserie des Gaitanes endigt die eigentliche Chorro-Schlucht; über den überlagernden roten Kreidekalken liegen die horizontalen miozänen Konglomerate. Mit dieser Eindeckung fällt aber noch kein Abtauchen der mesozoischen Strukturen nordwärts zusammen, wie man dies aus älteren Profilen entnehmen könnte (ORUETA). Im Südrand der Miozänhügel, östlich des Bahntracés (Tunnel IV), fallen die teils von kleinen Störungen begrenzten Tithonkalke wieder in der Richtung gegen den Gaitanes-Felszug ein; die roten Neocomkalke, die den ausgeprägten „Graben" zwischen der Kette Ballesteros-Gaitanes und der nördlichen Kalkplatte der Sierra Llana einnehmen, müssen somit einer Synklinale entsprechen, die alsbald weiter ostwärts von den Tithonkalken ihres Südflügels überschoben wird. Die Sierra Llana formt eine der Jura-Kreideschuppen, die nördlich den Bauelementen des Chorro-Querprofiles vorgelagert sind und in prägnanter Art die nordwärts gerichtete Überfaltung anzeigen; ihren Zusammenhängen soll bei Durchsicht der Nordfront des Penibetikums zwischen Gobantes und Valle de Abdalagis nachgegangen werden; kehren wir vorerst an den Südausgang der Chorro-Schlucht zurück.

b) Die Kalkklippen des Veredon und der Castillones. (Prof. 15, 15a und 14.)

Die Zone, welche im Guadalhorce-Quertal den Südschenkel der Falte der Sierra de Huma begleitet und den Nordsaum der paläozoischen Schiefer ausmacht, nimmt eine Art Sonderstellung, tektonisch und stratigraphisch, ein und wird zu einer Internzone zusammengezogen. Dieser gehören hier die bizarren Kalkberge an, die sich teils jäh bei der Station El Chorro erheben (Prof. 15 und 15a).

Von der Station El Chorro selbst zieht ein erster Bergrücken mit dem hellen Kalkklotz des „Matiañe" gegen ENE und ragt mit dem P. 690 (Veredon) ansehnlich über die Umgebung; der zweite Kalkzug schwingt sich bei Tunnel XI mit schroffen Wänden aus der Taltiefe von 200 m zu 600 m Höhe empor (Fig. 7). Die beiden kulissenförmig sich in die Landschaft stellenden Kalkzüge endigen schon nach ca. 3 km Längserstreckung. Nordwärts eines jeden Kalkzuges zieht sich jeweilen eine ausgeprägte Terrainmulde; während die nördliche (Puerto Flandes) in ihrer westlichen Hälfte durch die Tertiärkonglomerate eingenommen wird, sind diese letzteren aus der südlichen Mulde weggeräumt und nehmen dieselben Schichten ein, die sehr wahrscheinlich in ihrer Gesamtheit der tieferen Flyschformation angehören (s. p. 141).

Beide Kalkzüge betrachtet D. DE ORUETA in höchst schematisierender Weise als Flügel einer von konvergierenden Vertikalbrüchen begrenzten Mulde, deren Kern aus Kreide bestehen soll.

Die Saumzone zwischen mesozoischen und paläozoischen Sedimenten wird durch den Veredon-Zug markiert; bald sind es die klotzigen Kalke des Tithon, bald die mergelig-schiefrigen oder hier auch ausnahmsweise sandigen Schichten der Kreide, die den Phylliten des Paläozoikums aufliegen — seltener finden sich Reste roter permo-triasischer Schichten. Diese Auflagerung des Mesozoikums ist, wo Beobachtung möglich, eine ursprüngliche. Der bestaufgeschlossene Kontakt im alten Bahneinschnitt bei der Station El Chorro, der zugleich den einzigen Fall einer sandigen Kreidebasis vorführt, ist im stratigraphischen Teil schon näher besprochen worden (p. 136 und Fig. 9). Der glaukonitisch sandige Anteil dieser Kreide nimmt sich wie ein von unten in die übrige nordwärts überliegende Kreide hineingestossenes kleines Gewölbe aus und lässt sich gegen E noch auf ca. 1 km verfolgen. Während auf der Höhe des Bahnlinienprofiles unter der Kreide keine Spur eines tieferen Jurakalkes sich vorfindet, stellt sich solcher als weisser, massiger Kalk in den Felsköpfen des „Matiañe" und Veredon ein, nordwärts von plattigen, in ihren tieferen Lagen sehr an Kiesellagen reichen Neocomkalken (Str. 250°/70° N) begleitet (Prof. 13—14).

Könnten die Kalke des Veredonzuges vielleicht noch Zweifel aufkommen lassen, dass es sich in diesen eigentlich recht willkürlich im Nordsaum des Betikums einsetzenden klippenförmigen Bergen wirklich um die ursprüngliche Bedeckung des paläozoischen Rumpfes handelt, so geben diesbetreffend die gefundenen Verhältnisse weiter östlich, da, wo der betische Rücken untertaucht, eindeutige Auskunft. Die Beobachtungen am Wege zwischen El Chorro und Valle de Abdalagis sind, etwas schematisiert, in das Profil der Fig. 16 vereinigt. Wir finden hier, durch steilgestellte Permotrias-Konglomerate hervorgehoben, die nordwärts gerichtete Front, wahrscheinlich Teilfront (Prof. 12), des Betikums, der die Kreideschichten des Veredon an- und auflagern. Der gleiche Schichtenkomplex, ein buntes Band von Reliktformationen formend, begleitet weiter südöstlich nächst dem Arroyo de las Piedras den Saum des auflagernden Tertiärs. Grünlich-weisse und rote Neocommergelkalke, rote und weisse Quarzsandsteine der Permo-Trias, Dolomit und Gyps und ein kühn aufragender isolierter Felszahn weisser Kalkbreccie (Tithon oder Tertiärbasis?), der Peñon el Negro, repräsentieren hier die normal auflagernden Decksedimente des Betikums; ihr unmittelbarer Zusammenhang mit den Schichten der „Barrancos" (Fig. 16) liegt auf der Hand; dieses Querprofil tut dar, dass die innerste Zone des Penibetikums in die normalen Deckschichten des betischen Paläozoikums überleitet.

Der Kalkzug der Castillones ist auf seine ganze Erstreckung nicht viel mehr als eine nahezu senkrecht gestellte Schichtplatte (80° S-Fall), die wahrscheinlich sämtliche Jurastufen umfasst (s. p. 111). Einzig deren Nordrand im Ausgang von Tunnel XI enthüllt den Bau-

plan dieser Kalkschuppe (Fig. 7). In recht zutreffender Weise ist schon von hier durch die Mission d'Andalousie ein Triaskeil dargestellt worden (18, Fig. 37), der den enggepressten, stark gestörten Kern einer Falte repräsentiert, dem der Castillones-Zug als Südschenkel angehört. Der spitze Antiklinalkern erscheint gedoppelt mit eingekeiltem „Infralias"-Kalkpaket, das wie ein Zahn zwischen den Mergeln in die Höhe ragt (5—6, Fig. 7). Die Kernschichten lassen sich noch eine Strecke weit verfolgen, verschwinden dann aber beim Puerto Flandes, wie auch die ganze steilgestellte Faltenschuppe des Castillones wenig weiter östlich innerhalb Flyschgesteinen plötzlich endet.

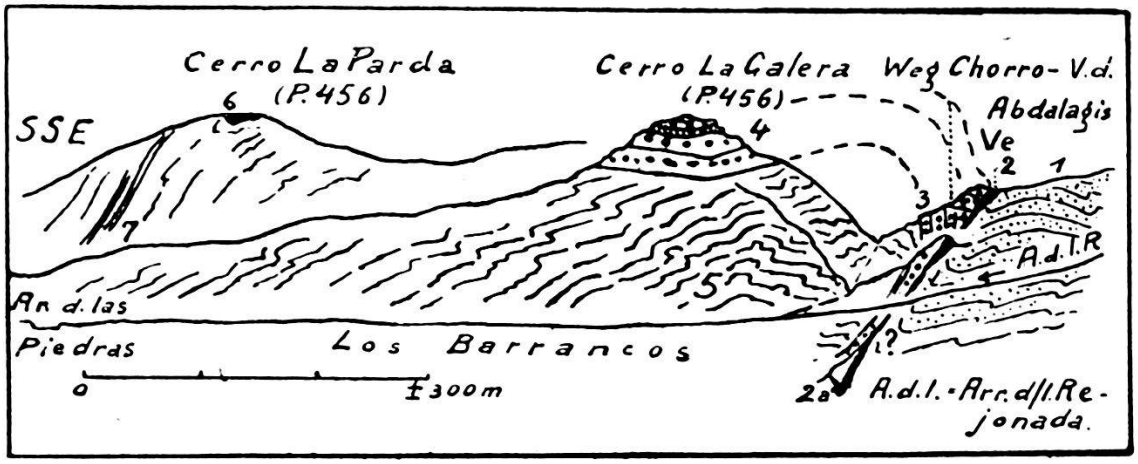

Fig. 16. Ostende des Betikums in den „Barrancos" westlich Valle de Abdalagis.

1. Bunte Mergel und Sandsteinzwischenlagen (*Flysch*).
   Ve-östliche Fortsetzung der Kreide des Veredon-Kalkzuges.
2. *Neocomkalkschiefer*, ca. 8 m; Permkonglomeraten und Grauwacken direkt anliegend und vorwiegend wellig steil nach S fallend.
2a. Hypothetische Position des Veredon-Kalkes.
3. Grobe rote Konglomerate und Sandsteine; *Permo-Trias;* Str. 260/70—80° N.
4. Rosa-Quarzitsandsteine; gutgebankt und eine kleine Synklinale formend.
5. *Silurische Schiefer* (Phyllitserie); wirre Lagerungsweise.
6. Braunrotgefleckter, massiger Kalk; in Blöcken; Typus des Orthocerenkalkes von Ardales.
7. Ausgehendes östliches Ende einer Quarzitzone (teils Sericitquarzit-Breccie).

Welches ist nun Inhalt und tektonische Bedeutung des morphologisch als Mulde sich ausnehmenden Zwischenstückes zwischen den Kalkzügen von Veredon und Castillones? KILIAN und BERTRAND hielten sie für eine muldenförmige Zone von „Nummulitique", das gegen die „Dogger"kalkwände (lies Tithon, s. p. 121) der Castillones mit Verwerfung absetzen sollte. ORUETA legt Wert darauf, diese Auffassung ersetzen zu können durch Mitteilung, dass es sich um eine regelmässig geformte Kreidesynklinale handelt. Deren Schichtinhalt ist anderwärts schon erörtert (p. 141), der geologische Bau entspricht aber bei weitem keiner regelmässigen Muldenform, denn, wo die sandigen Mergel etc. eine Messung zulassen, zeigen sie Nordfall; die Terrainmulde liegt im wesentlichen in den zwischen dem Nordrand des Betikums und nördlicher Kalkfalten zusammengequetschten

Flyschmergeln, die in ihrer Lagerung sich an diese gestörte Randlage anpassen (Prof. 15a).

2. Die Bergketten zwischen El Chorro-Gobantes und Valle de Abdalagis.

Die Aufklärung des Baues des Querprofiles der Chorro-Schlucht erleichtert den raschen Überblick über den Bau der ostwärts anschliessenden höheren Gebirgsteile. Die kammbildenden Jurakalke geben die Leitlinien, während die Kreidekalkschiefer dazwischen sich oft nur wie eine passive Füllmasse ausnehmen, in Wirklichkeit aber viel stärker gefaltet sind als die Kalke.

Den Rückgrat der ganzen Bergkette formt die Sierra de Huma, die sich zur Hauptsache aus dem Südschenkel der im Chorro-Eingang durchgangenen Falte aufbaut; die steilen Südschenkellagen schwingen sich in grösserer Höhe zu flacher Lage um und formen im Gipfelgrat, in den fossilreichen Tithonkalkbänken, eine wanneförmige Scheitelmulde. Der Triaskern bleibt auf die ganze Länge des Bergzuges erhalten; während er sich aber am Guadalhorce auf den Jurakalk der Struktur von Tunnel VIII legt, kommt er im Gipfelgebiet direkt auf Kreideschiefer zu liegen; Andeutungen eines Kalkmittelschenkels sind vorhanden (Prof. 14), doch können diese Bänke auch als hervorstechende Jurakalke der nordwärts anschliessenden Bauelemente angesehen werden. Als derartige „Protrusionen" müssen die auf nur kurze Erstreckung aus den wellig gefalteten Kreidekalkschiefern hervorragenden weissen Kalkzüge angesehen werden, die die Sierra de Huma nördlich begleiten (Puerto bizarro, Puerto Rosalejo, Tajo del Arrejonado, Prof. 13 und 13a); sie gehören in den Rücken der der Huma-Falte nordwärts vorgelagerten Struktur der Piedra Ilana s. l. an. Einem Faltenansteigen bis in die Gegend des Purto Rosalejo folgt jenseits wieder ein Absinken gegen La Rejanada zu, woselbst eigenartige Verhältnisse die Huma-Falte betreffen (Prof. 12).

Blickt man von Süden gegen die Bergkette, so fällt die tiefe Kerbung, die diese halbwegs zwischen El Chorro und Valle de Abdalagis erleidet, sofort in die Augen. Deren Ursache besteht in einer ganz plötzlichen Mächtigkeitsreduktion der Jurakalkserie im Südschenkel der Falte; die Befunde sind in Skizze und Profil der Fig. 17 wiedergegeben. Die so rasche Reduktion einer Schichtdicke von wohl über 200 m auf fast 0 Meter führte natürlich bei der Faltung zu örtlichen Störungen; eine Schuppung ist hypothetisch im Querprofil (Fig. 17) angedeutet; Bruchbildung findet sich in der östlichen Begrenzung der „Kerbe" von La Rejanada, wo längs kleinen Querbrüchen am Fusse der Kalkwände die roten Kalkschiefer den glatten Bruchharnischen ankleben (s. Kartenskizze in Fig. 17).

Der „Einschnitt" von La Rejanada bedeutet auch eine Änderung in der Bauform der Huma-Falte resp. ihrer östlichen Fortsetzung; ihr dolomitischer Triaskern verschwindet mit leichter Abschwenkung

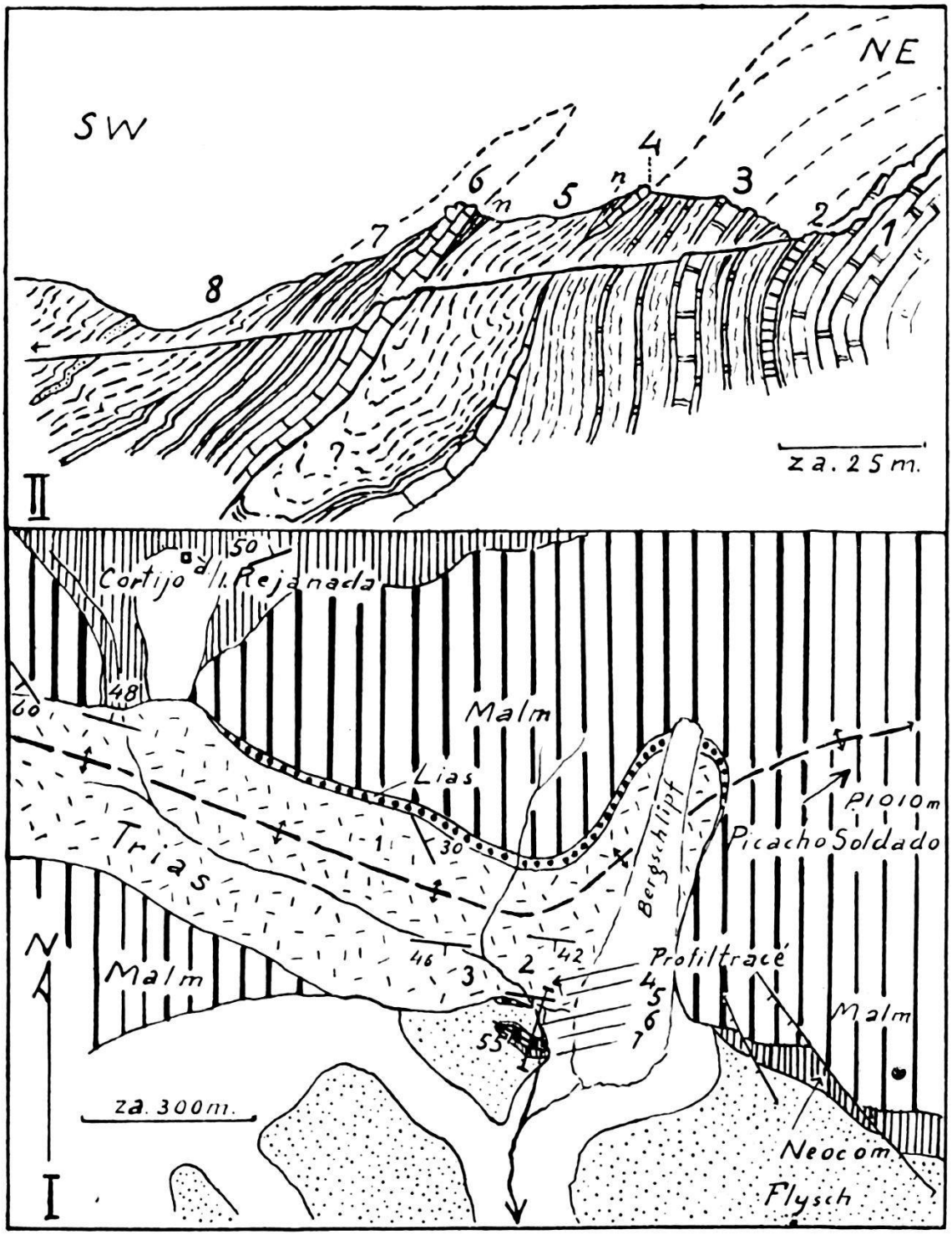

Fig. 17. Lageplan (I) und Querprofil (II) im Triaskern der Huma-Falte bei La Rejanada (westlich Valle de Abdalagis).

1.—3. *Trias.*

1. Ebenmässig gebankte Dolomitserie; Bänke von 20—40 cm, selten bis 1 m, vereinzelt übergehend in zellig anwitternde, gelbe Dolomite.
2. Kalkbänke, blaugrau, mit sandigen, gelbgrünen Mergelzwischenlagen, ca. 2 m.
3. Wechsellagerung von gelblich anwitternden Dolomitbänken (feinkörnig-kristallin) und Mergeln, 12—14 m (Str. 102°/72 S), wird nach oben gefolgt von graugrünen Mergeln mit dünneren Dolomitlagen und zellig-mürbem Dolomit; ca. 10 m.

4.—8. *Schuppungen von Jura-Kreide und Tertiär.*

4. *Weisser Tithonkalk*, reichlich durchzogen von Calcitadern und grünlichen, tonigen Flasern; ca. 3 m, nach unten, im Bach, ganz aussetzend; im Hangenden gefolgt von 2—4 m mergeligen, roten Kalkschiefern = *Neocom* (n).
5. Dunkel und hellgrüne, bröcklige Mergel, durchsetzt von Partien roter Mergel; unterste *Tertiär*lagen ev. noch oberste Kreide.
6. Massiger, weisser *Tithon*kalkklotz, unterlagert von grünlich-weissen Mergelschiefern = *Neocom* (n); die oberste Bank des Tithons gleicht einer Korrosionsoberfläche, ist wellig-uneben und durchsetzt von schalig gebauten, schwarzgrünen Konkretionen und nimmt selbst partienweise grünliche Farbe an.
7. Aufeinanderfolge von ebenmässigen (ca. 20 cm dicken) weissgrau angewitterten Mergelkalkbänken (Markassitknöllchen) und grüngrauen Mergeln; ca. 15m; darüber die roten Kreideschiefer.
8. Gewöhnliche *Flyschserie:* sandige Mergel und gelbbraune Sandsteine.

gegen NE unter die Kalke des Picacho Soldado (P. 1010 m); diese legen sich als eine plumpe, rasch wieder zu grosser Mächtigkeit angewachsenen Sedimentmasse, stark nordwärts vorgreifend, über den nirgends mehr zutage kommenden Triaskern (Prof. 11). Wohl bleibt der steile Südschenkel längs des Tajo del Cuervo (60—70°) erhalten, die Scheitelteile repräsentieren nun eine grösstenteils flach gegen SE geneigte Platte (Prof. 10); der Faltenbau geht beinahe ganz verloren und nur an den Rändern deuten schmale Streifen roter Kreideschiefer die Lage eines ausgewalzten oder durch kleine Brüche ersetzten Nordschenkels an. Die ganze zu ihrem überwiegenden Teile wohl nur dem Tithon zugehörende Kalkplatte sinkt gegen Valle de Abdalagis im Streichen ab, so dass jenseits des Arroyo de las Piedras nur unübersichtlich gefaltete, gypsführende Flyschschiefer die Fortsetzung der absinkenden Falte angeben. Die scharfe buchtförmige Einkerbung, die in die Kalkplatte bei Valle von Osten hineingreift (El Canal), dürfte eher als durch Bruchbildung durch primäre Reliefunebenheiten in der Kalkmasse bedingt sein.

Die Faltungs- und Bruchformen, die uns das nördlich an die Huma-Falte angrenzende Chorro-Querprofil zeigte, sind im Ostabschnitt der Berggruppe nicht mehr vorhanden. Nordwärts der Kalkplatte resp. -falte bei Valle de Abdalagis bleibt nur ein schmaler Raum für eine isoklinal gebaute Kreidesynklinale übrig, denn unmittelbar nördlich anschliessend erheben sich die Jurakalke zu der weitgespannten, grossen Falte der Sierra del Valle de Abdalagis (Prof. 11). Es ist dies, soweit sie wenigstens an der Oberfläche liegt, die regelmässigst gebaute und am schönsten geschwungene Falte der ganzen penibetischen Zone unseres Gebietes. Ihre Asymmetrie ist in den beobachtbaren Schenkelabschnitten bedeutend weniger ausgesprochen als in jedweder anderen Falte; in Analogie zum Gesamtbau der penibetischen Zone kann freilich vermutet werden, dass diese Regelmässigkeit nur in höheren Teilen vorhanden ist und im Grundplan doch eine Anpassung an den vorwiegend entwickelten Schuppenbau vorhanden ist (Prof. 11, 12).

Einem Südschenkel, der sich im mittleren Teil mit ca. 60° anhebt, steht ein Nordschenkel von höchstens 30—40° Neigung gegenüber. Der Regelmässigkeit des Querprofils steht auch eine solche des Längsprofils gegenüber. Die Falte hat den Typus einer ca. 6 km langen, schnell aufsteigenden und schnell abfallenden Brachyantiklinale, denn sie erreicht das Chorro-Profil bei weitem nicht mehr. In analoger Weise, wie ihren Südrand eine enge Neocomsynklinale flankiert, so trifft dies auch für den westlichen Abschnitt des Nordrandes zu (Prof. 13). Vermittelst einer schmalen Kreidemulde stösst die abtauchende Falte der Sierra del Valle an das Ostende der Falte des Tajo de Ballesteros, deren missformtes Westende wir schon an den Gaitanes kennen gelernt haben; hier ist diese Falte eine solche

mit normal entwickeltem Südschenkel, der ihr weiter westwärts ganz fehlt.

Mit Überschreiten der Falte des Ballesteros gelangen wir nordwärts in einen Bautypus, der über die ganze Faltungsweise der penibetischen Zone Auskunft geben kann. Es ist die Anordnung zu übereinander gelegten, gegen N gerichteten Faltenschuppen. Absteigend vom Tajo de Ballesteros gegen die Hochebene des Rio Guadalhorce, durchgeht man eine vierfache Faltenschuppen-Treppe, jeweilen gebildet in der Steilstufe durch die Schichtköpfe der Tithonkalke und in den sanfteren Partien durch die in ihrem oberen Abschnitt stark mergeligen Kreidegesteine. Von der beinahe 1000 m erreichenden Höhe des Ballesteros gelangen wir auf die breite, in ein Karstrücken aufgelöste Kalkplatte der Sierra Llana (ca. 800 m) und mit weiteren 200 m Abstieg auf den lang sich hinziehenden Felskamm des Tajo de los Cabritos; dieser letzten Stufe folgt am Rio Guadalhorce noch ein letzter Bergvorsprung, der Cerro del Gato, dessen Kalke gleichfalls bergeinwärts fallen. Diese Art der Disposition der Jura-Kreidegesteine war am Tajo de los Cabritos schon KILIAN und BERTRAND besonders aufgefallen (18, p. 452 und 542), fand aber durch dieselben auffälligerweise eine andere Erklärung. Dass jedoch ein Faltenschuppenbau vorliegt, ergibt sich aus der plattenförmigen Überlagerung der einzelnen Jurakalk-Stockwerke und dem jeweiligen gestörten Kontakt in ihrem Liegenden. Als Beispiel für diese Lagerungsweise diene das Profil resp. die Ansichtsskizze im Ostende des Tajo de los Cabritos (Fig. 18).

Der geschilderte Schuppenbau ist in der vorgelagerten tertiären Schichtreihe (Mergel und Sandsteine), die die normale Umhüllung zu den penibetischen Strukturen formt, nicht mehr erkennbar und wahrscheinlich zufolge des lithologischen Charakters derselben auch kaum entwickelt; es ist eine stark gefaltete Zone, in der die Aufrichtung um so steiler wird je enger der Raum ist, der zwischen penibetischen Strukturen und der nördlich davon, gewissermassen aufquellenden citrabetischen Trias sich findet.

Die Schuppen des Gebirgsrandes von Gobantes sind nach W über diesen kleinen Ort hinaus nicht verfolgbar; sie geraten in die gleiche Zone des schon mehrfach erwähnten westlichen Absinkens.

3. Die Miozänkonglomerate des Guadalhorce-Durchbruches (El Chorro-Gobantes).

In Ergänzung der im stratigraphischen Abschnitte gemachten Ausführungen (p. 156) über das fast durchgehends horizontal über das Faltengebirge ausgebreitete Miozän seien hier noch einige Bemerkungen über dessen Lage zum Penibetikum und einige daraus sich ergebende morphologisch-genetische Fragen angeführt.

Das Vorkommen und die Erhaltung der miozänen Konglomerate und Grobkalke vorwiegend westlich und nördlich des Guadalhorce erhellt aus dem dargelegten Bau des gefalteten Gebirges. Die grösste Mächtigkeit der auf der postorogenetischen Erosionsoberfläche aufgeschichteten Detritus wurde natürlich da erreicht, wo eine präexistierende Vertiefung vorhanden war. Diese fand sich da, wo die penibetischen Falten westwärts untertauchten und die weicheren kristallinen Gesteine und das ältere Tertiär anstehend

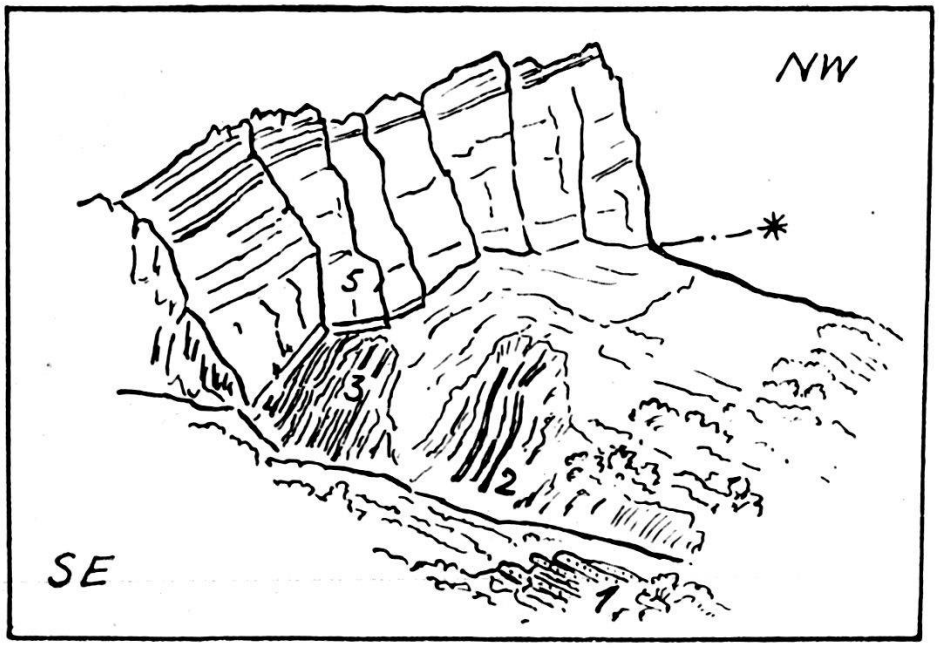

Fig. 18. Der „Tajo de los Cabritos" ostnordöstlich Gobantes (Typus einer Jurakalkschuppe).

Flysch.

1. Wechsellagerung von weiss-gelbem, braun anwitterndem Sandstein, teils mit unebenen, wulstigen Schichtflächen, gut gebankt, und sandigen Mergeln; Str 300/45° NE Fall.
2. Gleiche Schichtserie, steilgestellt, wellig gefaltet und verbogen.

Kreide.

3. Serie von roten Kalkschiefern, Neocom ev. auch obere Kreide; 50—60 m; steil gestellt und Str. 280.

Jura.

4. Lokale Aufschiebungsfläche der Jurakalke auf Kreidekalkschiefer.
5. Felswand von Malmkalk, ca. 50 m hoch; im Hangenden rotgefleckte Tithonkalke, worauf wieder typische rote, schiefrige Kreidekalke folgen. Str. 90/25° S.

waren. Von hier aus formte sich die erste vormiozäne Rinne in der Richtung gegen das Mediterran; nennen wir diese erste Vertiefung zum Unterschied von den späteren, nachfolgenden, die „primäre Rinne". Diese erste Kerbe im Cordillerenkamm hatte, auf das heutige Meeresniveau bezogen, ungefähr eine Höhenlage von 300 m und lag in den kristallinen Schiefern, mehr oder weniger wohl unmittelbar westlich der Kalkfalten des Chorro; sie ist heute durch die miozänen Sedimente ausgefüllt. Wir brauchen nun von der Rio Turonlinie wenig weit in der Richtung nach S uns zu entfernen,

ca. $3^1/_2$ km, so finden wir die grösste Tiefe dieser „primären Rinne" am Südausgang der Chorro-Schlucht in ca. 190 m, ausgefüllt mit groben miozänen Konglomeraten (Mündung Arroyo Granado); das Gefälle des prämiozänen Gerinnes war also hier ein recht bedeutendes, beinahe 4 %. Die Schmalheit des Querprofiles zeigt, dass es sich geradezu um eine fjordartige Hohlform der Oberfläche handeln musste, welche Form besonders auch in dem schmalen, gegen den Puerto Flandes hineinreichenden Seitenarm in Erscheinung tritt.

Diese „primäre Rinne", sich wohl sehr bald erweiternd, setzte sich in der Richtung gegen das altmiozäne „Mittelmeer" ungefähr in der Richtung des heutigen Tales fort, denn die tiefstgelegenen Ablagerungen des Miozäns finden sich bei Álora und bei Málaga in oder nicht weit von dieser Linie entfernt. Die mächtigen Konglomeratberge des Tajo de la Encantada (Chorro), des Hacho de Álora und des Hacho de Pizarra, entsprechen den Erosionsrelikten der Miozänformation, die auf den seitlichen Böschungen der alten Hohlform, die hier schon das Gepräge einer weiten Bucht angenommen hatte, zur Ablagerung gekommen war. Die Unterlage der hohen Miozänabbrüche, die der Gegend ein malerisches Gepräge geben, liegt an den betreffenden Stellen bei ca. 300 m (Chorro), 250 m (Álora) und 140 m (Pizarra); die benachbarten Tiefen des heutigen Flusstales, das die Miozänsedimente enthält, liegen bei ca. 180 m, 100 m und 60 m. Das ganze prämiozäne Relief wurde eingedeckt, das gewaltige Sedimentvolumen wurde aber zu einem grossen Teile wieder entfernt.

Damit gelangen wir zur Bildung der „sekundären Rinne", die sich in der miozänen Unterlage formte. Die Anlage der Erosionslinien auf der gehobenen miozänen Oberfläche war insbesondere auf der Nordseite der Hauptkette sicherlich erst durch die Hauptstreichrichtung des Gebirges gegeben und wurde darin durch weiter nachwirkende tektonische Vorgänge mehr oder weniger festgehalten. Negative Bewegungen längs der heutigen Mittelmeerküste brachten während der nachfolgenden Zeit das südwärts gerichtete Erosionssystem in Vorteil gegenüber dem im Streichen verlaufenden, so dass ein Ur-Guadalhorce sich mit seinen Zuflüssen südwärts wandte und in dem miozänen Untergrund eine Talrinne formte, welche in der Strecke der penibetischen Kalkketten in dieselben geriet und eine tiefe epigenetische Schlucht schuf, die in ihrem Südausgang wieder mit der älteren Rinne zusammenkam.

Noch fügt sich aber in das „sekundäre" Erosionsrelief ein weiteres „tertiäres", denn in das weitgehend abgetragene Relief der Miozänformen drang nochmals das Pliozänmeer tief ins Land ein, teils in der Richtung guadalhorce-aufwärts, teils westwärts in die westliche Hoya de Málaga vordringend. Ob nun die Epigenese des Chorro, in ihrem Beginnstadium wenigstens, in die präpliozäne Erosionsphase zu verlegen ist oder erst in eine spätere, vierte, nach einer Hebung der Pliozänsedimente einsetzenden Phase, vermag ich mangels von

Anhaltspunkten nicht zu entscheiden; Pliozän findet sich in der Gegend des Chorro nicht mehr, obwohl nach dessen Höhenlage bei Alozaina solches dort auch vorauszusetzen ist. Wahrscheinlicher scheint mir das höhere Alter der Epigenese, also zur Zeit der „tertiären" Furchung, d. i. in nach obermiozäner Zeit.

Anders war die geologische Geschichte des nächst östlichen Quertales, jenes bei Valle de Abdalagis, Hier sind die miozänen Sedimente vollkommen ausgeräumt und folgt die Abwässerung durch die gegebene Erosionslücke im Tertiär. Dieses natürliche Eingangstal, das wohl zur Zeit der Römer — Funde bei Valle de Abdalagis — noch das Eingangstor ins Innere war, kam durch den künstlichen Verkehrsweg der Eisenbahn vollständig ins Hintertreffen, da auch die Hauptstrasse, die Málaga mit dem Innern (Ronda etc.) verbindet, die Passlücke bei Carratraca benützt.

Es ist schon erwähnt, dass der Miozänkomplex im Guadalhorce-Quertal von posthumen faltenden Bewegungen nicht mehr betroffen wurde. Die Horizontalität ist bis zum Guadalhorce-Knie eine ausgesprochene und die vorhandenen geringen Neigungswinkel (Teba-Gobantes, bei Pizarra) lassen sich mit Ablagerungsschichtung erklären. Die Hebung des Betikums in postmiozäner und postpliozäner Zeit muss eine ganz allmähliche und en bloc wirkende gewesen sein.

Um so mehr fällt es auf, dass in der Gegend von Bobadilla (z. B. in den Colchados P. 480 und 450 m) sich steilgestellte Kalkbänke (bis 70° NE fallend) finden. Nicht ausser acht zu lassen ist, dass diese gestörten Miozänlagen über der citrabetischen Trias liegen, und zwar längs ihres Ausstrichsaumes; Steilheit findet sich nächst praktisch horizontalen Lagen. Die Lage auf der Trias mag mit dieser Kippung in genetischem Zusammenhang stehen; einesteils war die mobile Masse der Keupertrias für posthumen Faltungsdruck, der nach der Hauptorogenese von Süden her wirkte, besonders empfänglich, andernteils können auch Eigenbewegungen innerhalb der Trias selbst (Salzstock-Extravasion?) mit im Spiele sein. Solche recht stark gestörte, postorogenetische Miozänlagen werden uns noch in der Gegend von Antequera beschäftigen.

4. Rückblick auf den Bauplan des Penibetikums im Guadalhorce-Abschnitt; Erörterung des „Guadalhorce-Bruches".

Die in den vorangehenden Seiten dargelegte Auffassung über den Aufbau der Kalkketten nächst des Rio Guadalhorce gibt dem Bauplan dieses Landes ein recht anderes Aussehen als dies früherer, insbesondere Orueta's Darstellung entspricht. An Stelle eines durch Brüche zerhackten, in sich unerklärten Schollenlandes sehen wir in diesem Gebirgsabschnitt eine Schar nordwärts gekehrter Falten, die zwar im einzelnen stark in ihrer Bauart variieren, in ihren Beziehungen zueinander und zum Betikum aber dartun, dass

ein einheitlicher Nordstoss sie nach Norden gedrängt hat. Daher meist das Fehlen der nördlichen Mittelschenkel, die Bildung der aus Faltenverwerfungen und Flexuren hervorgehenden Längsbrüche, das Entstehen der übereinander gehäuften Schuppen.

Die ganze in sich ziemlich geschlossene Faltenschar zwischen Guadalhorce und Valle de Abdalagis formt für sich einen Brachyantiklinal-Komplex, der ost- und westwärts (genauer wsw.) absinkt. Gegen E bilden analoge Falten eine Fortsetzung, gegen W findet sich eine solche aber erst in einer mehr nach aussen gelegenen Zone; nach innen, betikwärts, leitet eine teils stark gestörte, schmale Kette nach dem Betikum über (interne Zone). Fassen wir nun die strukturellen Beziehungen von Median- und Internzone (Castillones) zum Betikum ins Auge, so erkennen wir, dass die antiklinalen Bauformen sich gegenüber dem paläozoischen Rückland ganz unabhängig verhalten; es ist kein Anzeichen vorhanden, dass die penibetischen Falten einzeln etwa einen paläozoischen Kern enthalten; ob eine gemeinsame alte Unterlage vorhanden ist, wie dies in einzelnen Profilen (z. B. 12) angedeutet wurde, bleibt ganz fraglich. Gegenüber dem südwärts in gleicher Höhe anschliessenden Betikum verhalten sich alle Strukturen dermassen, und zwar je näher um so prägnanter, dass sie in ihrer Stellung unter dasselbe hinabweisen. Zieht man nun in Betracht, dass die ganze penibetische Faltenschar der nördlich unvermittelt rasch und mit bedeutender Mächtigkeit einsetzenden Sedimenthülle des Betikums entspricht, so kann aus der vorhandenen Position der Schluss gezogen werden, dass der betische Rumpf seine sedimentär-mesozoische Frontpartie vor sich zusammengedrängt hat; es ist eine beginnende Überschiebungstendenz des betischen Kernes über seinen jüngeren frontalen Sedimentwulst. Dieser Vorstellung kommt in vorzüglicher Weise das voran entworfene Faltenbild entgegen. Die penibetischen Falten sind teils steilgestellt, zu Schuppen emporgezwungen (Castillones, Sierra de Huma), die sich formenden Faltenüberschiebungen wurden verbogen, kleine Querbrüche rissen auf, der plumpe Kopf der Struktur der Piedra Ilana bohrte sich in die nach S übergestülpte und gebrochene Falte der Gaitanes ein. Das Gebirge enthüllt sich diesem Blick als eine sich aufbäumende, geradezu bewegliche Wellenschar. Wo bleibt nun in dieser nachgiebigen Sedimentmasse Raum für einen alle Strukturen durchsetzenden grossen Querbruch, die sogenannte Guadalhorce-Verwerfung?

Ausgehend von der Verteilung der Wirkungen des andalusischen Erdbebens von 1884 wurde von verschiedenen Forschern, zuerst von Macpherson, der mehr oder minder sichere Zusammenhang vermehrter Seismizität mit tektonischen Linien, mit grossen Verwerfungen in Zusammenhang gebracht. Weit davon entfernt, nicht etwa von dem tektonischen Charakter und dem Zusammenhang dieses Bebens mit den Störungen des Beckens von Granada nicht überzeugt

zu sein, ist allein das Ausmass, das man diesen Verwerfungen gab, anfechtbar. Die regionalen Betrachtungen führten dann einzelne Mitglieder der Mission d'Andalousie, im besonderen CH. BARROIS und A. OFFRET (20), dazu eine Dreizahl grosser Querverwerfungen oder -störungszonen, die die ganzen Cordilleren durchsetzen sollten, anzunehmen. Die tektonischen Voraussetzungen, die zu dieser Annahme führen konnten, bestehen aber nach der heutigen Kenntnis vom Bau der Cordilleren nicht mehr, und die seismischen Beobachtungen sind nicht eindeutig. In Erwägung der untergeordneten Rolle, welche Bruchbildung im Gebirgsbau der Cordilleren spielt, äussèrten denn auch KILIAN und BERTRAND ihre Reserve betreffend des Vorhandenseins grösserer Querstörungen (18, p. 538).

Bestimmter stellte sich D. DE ORUETA zur Frage. Der westliche grosse, vom Mittelmeer quer durch das Gebirge am Guadalhorce setzende Bruch wird für genannten Forscher zur Tatsache und des öfteren kommt er in seinen tektonischen Beschauungen auf denselben zurück (p. 492); er glaubt sogar auf das teilweise herzynische Alter schliessen zu können (p. 506). Im Nordende des Chorro sollte die „Falla del Guadalhorce" sich mit dem ebenfalls regionalen Längsbruch, der Linie des Genal-Turon, kreuzen. Nirgends konnte ich aber auch nur den leisesten Anhaltspunkt finden für eine solche grosse Querstörung; wo in der Chorro-Schlucht (am Tajo del Almorchon) ORUETA sieht, dass die „zona entera està abruptamente cortada por la falla del Guadalhorce" (31, p. 494), sehen wir das westliche Abtauchen der Huma-Falte. Und auch in der südöstlichen Verlängerung innerhalb des Betikums ist eine solche regionale Störung nicht vorhanden; die früher schon erwähnte Permo-Triaszone am Rio Campanillas (p. 186) kann damit nicht in Zusammenhang gebracht werden. Die Guadalhorce-Verwerfung, als den ganzen Bauplan beherrschend, besteht nicht; nur kleinere Längs- und Querbrüche schalten sich zwischen die penibetischen Falten.

Ein ähnliches Schicksal erlitt nach den neueren Untersuchungen von VAN BEMMELEN auch die mittlere der grossen Querstörungen, welche von Motril längs der Nordostseite der Sierra Almijara in den Südrand des Beckens von Granada streichen sollte; erst hier in der Umrandung des Miozänbeckens von Granada setzt ein Bruchgebiet ein, auf welches neuerdings auch R. VON KLEBELSBERG hinwies (89, p. 569). Für das Gebiet der östlichen Cordilleren-Querstörung, in der Gegend von Almeria, ist anzuführen, dass nach HETZEL eine Querstörung zwischen den Sierras Alhamilla und Gador vorauszusetzen ist, die sich zur Zeit der alpinen Hauptphase aus einer präexistenten Längsflexur entwickelte (48, p. 75).

5. *Die Berge südlich Antequera.*

Ähnlich wie die Berge am Guadalhorce eine in sich geschlossene Faltenschar enthalten, so besitzt auch der nächst östliche Cordillerenkamm-Abschnitt eine besondere Individualität, sich erhebend zwischen Tertiärland im N, SW und E. Er enthält die Kette der Sierra Chimnea und die plumpe Masse des Torcal.

a) Die Sierra Chimnea.

Das ostwärts gerichtete Untertauchen der Strukturen bei Valle de Abdalagis ist in den überlagernden bunten Mergeln und Sandsteinen nicht mehr kennbar zu verfolgen, da deren Faltung zu unregelmässig und die Aufschlüsse zu unzusammenhängend sind. Das Wiedereinsetzen einer scharf hervortretenden Felskante (Castillo Almarado), bestehend aus einer isoklinalen Malm-Kreideserie (Str. 100°/40—45°), in der östlichen Verlängerung der Falte der Sierra del Valle de Abdalagis lässt erkennen, dass in der axialen Linie dieser Falte nochmals recht scharf akzentuierte, nordwärts gerichtete „Scheitelausstülpungen" sich einstellen (Prof. 9). Ein gleichartiger, klippenartig aus den Flyschmergeln aufragender Tithonkalkklotz (Peñon Badejos, Prof. 8) leitet zum Westende der eigentlichen Sierra Chimnea über. Im allgemeinen ist der Faltenbau dieser anscheinend einseitig südwärts geneigten, mächtigen Kalkmasse nicht leicht kenntlich, ein Grund wohl, weshalb der Berg früher in Zusammenhang mit dem Torcal als eine bruchbegrenzte Kalkscholle aufgefasst wurde. West- und Ostende zeigen aber deutlich den Antiklinalbau. Aufs beste ist im Westende des Kalkkomplexes zu beobachten, wie die roten Kreideschichten sich um einen Tithonkalkkern herumlegen, um dann alsbald am Nordfusse des Steilabbruches, aber schon in Mittelschenkellage, zu verschwinden; eine analoge Umbiegung ist im Ostende, nördlich am Fusse des Camorro alto erkennbar (Prof. 6). Diese beiden Anweisungen auf Antiklinalbau liegen an der Basis der Jurakalkwände, was einen Rückschluss auf die Art der Falte zulässt; da kein Jurakalk-Nordflügel vorhanden ist und auch in Analogie zum benachbarten Torcal keine Begrenzung durch einen vertikalen Längsbruch zutrifft, ist anzunehmen, dass es sich um eine ganz einseitig gebaute, äusserst stark nach N überliegende Struktur handeln dürfte. Dies entspricht dem ganzen Bauplan dieses Abschnittes des Penibetikums. Nicht sicher ist es, ob am Nordfuss der Sierra nochmals eine kleine Kalkschuppe unter die Hauptfalte sich einschaltet, da die Überstürzung mit Blockmaterial sehr stark ist und die Erkennung des sicher Anstehenden erschwert.

b) Der Torcal.

Seit altersher ist dem Bergstock des Torcal besondere Aufmerksamkeit zuteil geworden und ist der Formenreichtum dieses Karsthochlandes, „estos caprichos de la naturaleza", schon gar oft in den bilderreichsten Schilderungen wiederzugeben versucht worden. In der Zeit, als plutonistische Auffassungen alles erklärten, musste der Torcal und seine Formen sogar als Beispiel herhalten für die Wirkung der „plutonischen Kräfte" (ALVAREZ DE LINARES). In der Tat verdient dieses Bergmassiv in jeder Hinsicht seinen Ruf, denn im Verein mit einer richtigen Einschätzung seines Baues bietet er dem Geologen und dem Naturfreund ein Modellstück der Gestaltungskraft und Gestaltungsart der Natur. Da uns hier allein die Darstellung des geologischen Baues obliegt, sei für die rein beschreibende Schilderung insbesondere auf J. CARANDELL's reich illustrierten Aufsatz „El Torcal de Antequera" im Exkursionsführer A 5 des Internationalen Geologen-Kongresses 1926 (60, p. 84) verwiesen. Einige kurze Umrisslinien mögen der topographischen Orientierung dienen (s. nebst Hauptkarte auch Fig. 8).

Als Torcal wird die ganze Gebirgsmasse zusammengefasst, wie sie durch die fast vollständige Umrandung durch Flyschgesteine gegeben ist und orographisch sich massig über diese erhebt; im Westen begrenzt sie der Puerto Careguelas (Escaleruela bei ORUETA-AGUIRRE), im Osten die Boca del Asno, während Nord- und Südrand durch hohe Abbrüche oder felsige Steilgehänge (Sierra Pelada, Tajo Espejo) markiert sind. Hinter der auf Antequera zuschauenden Sierra Pelada liegt als ein Stufenplateau der eigentliche Torcal, geschieden in Torcal bajo und Torcal alto; der letztere, südwestliche Hochteil enthält jenes Labyrinth von einzelnen tiefen Cañons und bizarren Felskulissen, denen gewöhnlich der touristische Besuch gilt (Las Ventanillas, Cañada del Madroño etc.); dieser, einer ziemlich einheitlichen, mehr massig gebankten Kalkserie (Navazos-Kalk) angehörigen Partie liegt als höchstes horizontales Deckstück die oberste Tithonkalkplatte mit den beiden Gipfelpunkten (El Tintorillo 1323 m und Las Vilaneras 1333 m) auf. In der Südbegrenzung schaut die Wand des Tajo Espejo-Las Ventanillas mit maximal 200 m Absturz gegen das mild geformte Flyschgebiet von Villanueva de Concepción. Die SE-Seite des Berges enthält die am leichtesten nach dem „Innenraum" des Bergmassivs führende Bresche in der hohen Umwallung: eine breite, muldenförmig einwärts greifende Nische, La Cancha, dient als Anstiegsroute zum Torcal.

Das oben umgrenzte Gebirgsland zeigt sich bei flüchtigem Überblick als eine gewaltige horizontale Schichtplatte von ca. 24 km² Oberfläche, deren Schichtköpfe allerseits nach aussen abbrechen. Als solche wurde der Torcal auch früher grösstenteils angesehen. KILIAN und BERTRAND geben vorwiegend nur stratigraphische Beobachtungen am Torcal, unterlassen aber nicht auf das für den Bauplan des ganzen Bergmassivs wichtige Abbiegen der Schichten auf der Antequera zugekehrten Bergseite hinzuweisen (18, p. 544). Der geologische Führer von J. CARANDELL bringt für den Torcal eine ausgesprochene Horst-Grabentektonik zur Darstellung (60,

p. 94, Taf. VI). In meinem „Versuch einer tektonischen Gliederung" (75, p. 497) wies ich auf die Unzulässigkeit dieser Auffassung und gab im Profil einer Torcalfalte die Form einer kofferfaltenähnlichen, dem Betikum nördlich vorgelagerten Antiklinale (Taf. XVIII, Mittelprofil). Eine abweichende Auffassung vertrat 1928 P. FALLOT (81), indem er das ganze Mesozoikum des Torcal als fremde auf Flysch überschobene Überschiebungsmasse vermutete, dazu verleitet durch die noch zu besprechende Lagerungsweise am Puerto del Asno; es gereicht mir zu ganz besonderer Genugtuung, dass seither (briefliche Mitteilung) der geschätzte Cordillerenforscher meiner Darstellungsweise beipflichtete. Eine sehr bedeutsame Erweiterung erhielt die Kenntnis des Torcals durch die neueste Arbeit von R. VON KLEBELSBERG, der die Stellung des Bergmassivs zu seiner Umgebung, insbesondere zu seinem Nordrand auch dahin deutet, dass es sich um „tektonischen Kontakt" handelt „im Sinne wenigstens randlicher, vielleicht aber auch weiter reichender Aufschiebung der Torcal-Masse auf ihr Vorland" (89, p. 601). Umwandert man den Steilabfall des Torcals, so erkennt man, dass von einer allgemein geltenden Horizontalität der Schichtbänke keine Rede ist. In ausgezeichneter Weise ist auf der Nordseite das Abbiegen der im Torcal bajo nahezu horizontalen Tithonkalkplatten (teils Knollenkalke) in Nordfall zu beobachten (Prof. 3). Ein dadurch entstehender Faltenkopf kennzeichnet die hohe Bergnase beim „Peligro" (eine steile Anstiegsroute), woselbst die roten, plattigen Schichten scharf abknicken, teils diskordant gelagert zu dem mehr rifförmigen weissen Kalk; die beobachtbare Neigung des Nordschenkels geht bis zu 65°. Diese Verhältnisse sind schon schematisch durch die Mission d'Andalousie skizziert worden (18, Fig. 40, p. 544) und neuerdings weist R. v. KLEBELSBERG ausführlich auf diese Lagerungsweise.

Ein Untertauchen eines Jura-Nordschenkels unter höhere Schichten ist dahingegen nur in sehr dürftiger Weise feststellbar (Schuttbedeckung). In einem mehr östlichen Abschnitt, bei der Venta de las Angustias (km 532), kleben an den steil zum hangenden Flysch abtauchenden Kalkbänken rote mergelige Kalkschiefer (n. in Fig. 8), die unbedingt dem Neocom zuzuweisen sind. Des weiteren fügt sich vor den Nordschenkel nochmals eine schmale südfallende Kalkschuppe (Cañada de Pesquera, Prof. 4), welche ihrerseits erst den Kalk- und Mergellagen des Flysch aufliegt. Dieser Flysch fällt unverkennbar unter die Torcalstruktur ein (Bergrücken westlich km 528); er steht zugleich in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem Flysch der im Westende der Sierra Chimnea in den Rücken der gemeinsamen Faltenform beider Berge umschwenkt; wir haben also den Flysch nördlich der Sierra Pelada als Mittel- oder Muldenschenkelzone zur Torcalfalte zu betrachten.

Vom Nordsaum der Torcalfalte, deren Scheitel ungefähr mit der Sierra Pelada zusammenfällt, wird die Südbegrenzung des

Bergmassivs durch eine maximal bis 4 km breite Scheitelpartie geschieden. Diese, als Ganzes genommen, entspricht einer ausgedehnten horizontalen Platte, im einzelnen ist sie aber voller kleiner Verbiegungen mit Neigungswinkeln von 5—25°. Der nahezu E—W verlaufende Südabbruch im Tajo Espejo macht auf erstes Zusehen unbedingt den Eindruck einer grossen Verwerfung. Näheres Nachgehen längs der Steilwand zeigt, dass den im oberen Rand praktisch horizontal gegen S ausstreichenden Kalkbänken am Fuss der Felsen die steilgestellten Tithonkalke gegenüberstehen, denen noch etwas rote Kreide anhaftet, ohne dass, abgesehen von kleineren Verschiebungen, ein Bruch feststellbar wäre. Diese Verhältnisse tun somit dar, dass der Torcalkomplex auch auf der Südseite eine antiklinalförmige Begrenzung aufweist (Prof. 5). Die Torcal-Bauform gemahnt als Ganzes also sehr an den Typus einer Kofferfalte, die durch eine breite, von Steilschenkeln begrenzte Scheitelzone charakterisiert ist.

Der Steilschenkel der Südseite zeigt in seinem weiteren Verlaufe gegen E und NE Komplikationen, die mit der Gesamtform wohl gut in Einklang stehen, in Einzelheiten aber schwierig aufklärbar sind, da starke Blocküberstreuung hier vorkommt. Zu ihrer Aufklärung holen wir etwas weiter aus. Aus dem südlich der Sierra Chimnea liegenden Flyschgebiet zieht sich von W her eine Zone von Kalksandsteinen und Kalkbreccien (Zone des Cerro del Aguila), welche aus erst recht flacher Lagerung (in eben genannter Berggruppe), die ihr zufolge ihrer Lage in der Südabdachung der Struktur der Sierra Chimnea zukommt (Prof. 7), gegen den Steilschenkel des Torcals. Hier wird nun diese Serie, die sich stets durch starke Faziesvariabilität und Mächtigkeitsschwankung auszeichnet, in den Steilschenkel miteinbezogen. Bei der Casa labor de la muerte ist der Steilschenkel dieser Flyschserie mit mehr oder weniger senkrecht gestellten Kalkbreccien — man könnte sie beinahe für Trümmermassen der Torcalwände nehmen — noch vertreten; in ihrer Fortsetzung ostwärts liegen beim Ventorro del Clarin beiderseits der Strasse Kalkmassen, die man nach ihrer Zerrüttung erst für Bergsturzmaterial ansehen möchte; wir haben es in diesem Kalkkomplex von Clarin aber sehr wahrscheinlich mit einer von unten durch den Flysch stossenden, gegen den Torcal hinangedrückten Struktur zu tun (Prof. 4); Neocomkalke finden sich in ihr gleichfalls erhalten. Der Torcal-Südschenkel geht bei dieser heftigen Zusammenpressung in Bruchüberschiebung über, dabei über die Flyschmergel südwärts vorgreifend (Prof. 3a); die klastischen Gesteine der Aguila-Serie fehlen auf ansehnliche Erstreckung, möglicherweise, dass sie unter dieser kleinen Überschiebung liegen, möglicherweise, dass die in dieser Serie so willkürliche Faziesveränderung im Spiele ist; die Gesteine erscheinen wieder an der Strasse Antequera-Málaga bei km 534. In das Gebiet der abgeleiteten süd- bis südostwärts vorgreifenden

Überkippung des Torcal-Südostrandes greift auch die „Cancha" ein, woselbst im Beginne des Einstieges nach der Torcalhöhe das südostwärtige Vorstossen der Tithonkalke (begleitet von Neocomfetzen) gegen die braunen Flyschmergel schön wahrzunehmen ist.

Die Erkennung des Torcals als eine mächtig breite von Steilschenkeln begrenzte Falte frägt nach deren Verhalten im Ost- und Westende der Berggruppe. Dieses gestaltet sich im Osten und Westen ganz verschieden.

Gegen Westen zeigt die mächtige Kalkserie der Navazoskalke (Tithon) eine schwache Neigung von vielleicht 3° gegen NW; ihre höchsten Schichtlagen, von wenig ausgeprägten Knollenschichten durchsetzt, werden zwischen Cortijo Robledillo und dem Puerto Careguelas von roten Neocomschiefern überlagert, die eine flache Synklinale formen, deren NW-Schenkel sich aber bedeutend steiler anhebt; diese querverlaufende Mulde scheidet die Falte der Sierra Chimnea von jener des Torcals (vergl. stets Fig. 8); sie weist in dem steilen Nordgehänge des Puerto Careguelas noch etwelche Komplikationen auf, da rinnenförmig sich von dem nördlichen Bergfuss bis fast zur genannten Passlücke hinauf die schiefrigen Neocomkalke in die Tithonkalke hineinzwängen. Eine grössere Querstörung zwischen Torcal und Camorro alto, wie dies KLEBELSBERG (89, p. 602) annimmt, konnte ich nicht festlegen. Das Abtauchen der Torcalfalte — wie auch der Sierra Chimnea — in die Kreidesynklinale von Robledillo, in welcher die in sich wieder wellig gefalteten Flyschgesteine der Aguila lagern, zeigt, dass es sich um keine Überschiebung der Torcalmasse auf Flysch handeln kann und dass die ganze Schichtserie eine tektonische Einheit bildet, die durch den Flysch rückwärts angekettet wird an den Rücken des Betikums; hier also wieder die gleichen Verhältnisse wie bei Valle de Abdalagis (Los Barrancos, Fig. 16), die zeigen, dass das Penibetikum die frontale Sedimentserie des paläozoischen Kernes von Málaga ausmacht.

Wenden wir uns zu dem ganz anders gearteten Ostende des Torcals. Gegen die Boca del Asno zu konvergieren die steilen Nord- und Südschenkel resp. NE- und SE-Begrenzung der Bergmasse. Diese Einengung führt im äussersten Ostende der Torcalstruktur zu einem eigenartigen Überliegen im Faltenende (Prof. 1). Die Sandkalke und Kalkbreccien der Aguila-Serie fallen hier steil unter die Jurakalke, schwingen sich aber alsbald wieder zu auswärts gerichtetem Fallen um (s. Fig. 19). Diese Lagerungsweise konnte sehr wohl zur Annahme führen, dass die Torcalmasse dem Flysch als Überschiebungsmasse aufliegt (P. FALLOT, 81).

Dieses Ostende des Torcals im Picacho Pelado wird auch wegen der darin beteiligten Formationen von Belang. Oberhalb der Venta de las Angustias (Wegabkürzung) treten unter den weissen Tithonkalken (Pelada-Kalk) des überliegenden Nordschenkels teils gut gebankte Dolomite zutage (1, Fig. 19). Diese beschreiben ein flaches

Gewölbe, das das ganze Querprofil des Berges umfasst und die riffkalkähnlichen hellen Kalke des Picacho Pelada (P. 1115 m) trägt. Diese Dolomite wurden durch KILIAN und BERTRAND als liasisch angesehen und würden, falls sich dies bestätigen liesse, anzeigen, dass hier der Faltenkern der ganzen Torcalstruktur zutage kommt. Solches setzt aber ein axiales Ansteigen gegen das Ostende voraus, wo dann sogar tiefere Schichten zum Ausstrich gelangen sollten, als dies in den zentralen Teilen der Fall ist; da die Falte aber gegen E

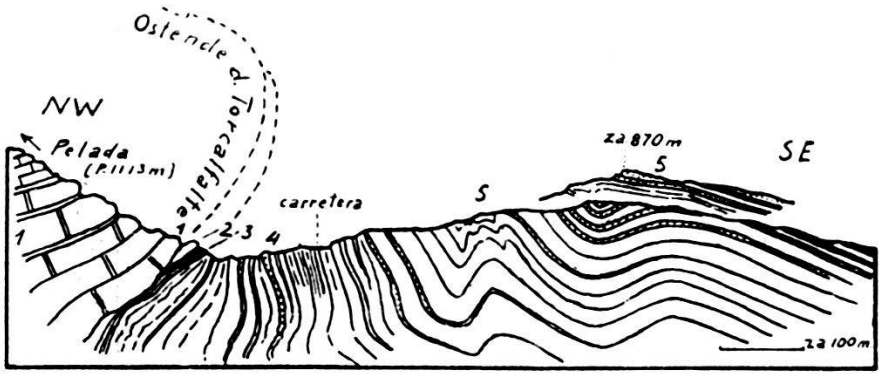

Fig. 19. Flysch-Jurakontakt an der Boca del Asno (Ostende Torcal).

1. *Asnodolomit.* Hellaschgrau angewitterter, innen blauschwarzer Dolomit (Stichprobe: 41% $MgCO_3$), teils massig nach oben in wohlgebankte Lagen, die kalkreicher sind, übergehend und begrenzt durch eine gelbanwitternde, feinsandige, konkretionenführende Kalklage; gewölbeformend, längs Strassenabkürzung oberhalb Venta de las Angustias 30—50° S fallend, bei genannter Venta überliegend bis steilen Nordfall zeigend; überlagert von den weissgrauen, massigen Kalken (Peladakalk).
2. Weisser bis weisslich-gelber Kalk (Typus: *Peladakalk*); ca. 1—1½ m nur örtlich beschränkt vorhanden. *Tithon.*
3. Mergelige rote Kalkschiefer, ca. 2 m. *Neocom.*

Flyschserie.

4. (Zwischen Strasse und Abkürzung.) Graue und grünliche Mergel mit Einlagerung einzelner Bänke von braun anwitterndem Kalksandstein und sandiger Kalkbreccie; 15—20 m Schichtmächtigkeit.
5. (Zwischen Strasse und Höhenzug 870 m.) Gleichartige, wenig aufgeschlossene Schichtfolge, in welcher auf der Anhöhe hervorragen:
   1) hellgraue, feinkörnige Sandkalke, übergehend in braungraue Bänke von Kalksandstein;
   2) Kalkbreccie, graubraun oder rosa gefärbt, mit buntem Kiesel und weissen Kalkbrocken als Komponenten; gewöhnlich bankförmig, daneben auch in Linsen;
   3) Kalksandsteine, rosa oder gelbbraun, mit Kriechspuren und Cancellophyeus ähnlichen Wedeln.

   Die feinkörnig kalkigen bis brecciösen Lagen führen *Lepidocyclinen* (s. p. 152).

so brüsk wie nur möglich ausgeht und ein Ansteigen auch sonst nicht erkennbar ist, bleibt dieser „Liaskern" nach tektonischen Überlegungen unwahrscheinlich. Und auch stratigraphisch erwogen hat die Liaszuweisung ihre Bedenken, denn dies wurde eine sehr plötzliche Ausdünnung des gesamten übrigen Jura, der im Torcal auf über 500 m veranschlagt wird, voraussetzen. Ich neige deshalb vielmehr zur Aufassung, dass es sich hier um einen oberjurassischen Dolomit handelt, zumal solche auch anderwärts (Perella-Falte) angetroffen wurden. Dementsprechend finden sich unter Zwischenschaltung eines Restes von Pelada(Tithon)kalk im überliegenden

Gesteinsprofil nächst der Passhöhe der Boca del Asno noch schmächtige, rote Kreidekalkschiefer (2, Fig. 19).

Das unvermittelte Ende der sonst so breitgespannten Torcalfalte und der zwischen dieselbe und die weiter östlich anschliessenden Strukturen (Sierra de las Cabras) sich zwischenschaltende Flyschmergelstreifen lassen auf Störungen mit transversaler Bewegungsrichtung schliessen. In den Tithonkalken längs der Passstrasse lassen sich denn auch Rutschflächen (Str. 120°) mit gegen ESE gekehrten (30—35°) Rutschstreifen beobachten. Als primäre Ursache solcher querverlaufender Störungen an dieser Stelle dürften hauptsächlich Mächtigkeitsunterschiede in den Kalkformationen in Betracht kommen; vielleicht dass eine tektonische Disposition dazu schon vor Ablagerung des Flysch vorgebildet war.

Den zu einem kleinen Faltenkopf abgeflauten Torcalbau löst weiter südlich auf kurze Erstreckung eine andere Falte ab, die sich südlich der Boca del Asno als aufragende Felskante (Sierra Caracoles) anzeigt (Prof. 1). Kreide und Neocom dieser Struktur sinken in beiden Richtungen der Längserstreckung sehr rasch ab; die Falte dürfte südlich der Komplikationen beim Ventorro del Clarin durchstreichen (Prof. 2—3).

Im Ostende des hier zu behandelnden Penibetikums angelangt, lässt ein Rückblick auf den durchgangenen Abschnitt desselben Ähnlichkeit und Verschiedenheit zu der zuvor besprochenen Berggruppe schnell übersehen. Verschieden ist der plumpe Aufbau zu einer grossen Falte im Abschnitt Torcal-Chimnea, während weiter westlich Schuppen und Falten sich aneinander- und übereinanderlegen. Dieser Unterschied hat entschieden darin seine Ursache, dass im Torcal eine grössere Mächtigkeit von Jurakalken vorhanden ist; gegenüber dem faltenden Süddruck verhielt dieselbe sich wie eine träge Masse, die, wie in einen Schraubstock gepresst, sich emporarbeitete, wobei die seitlichen, zwar auch ursprünglich wohl weniger mächtigen Schenkel grösstenteils ausgezogen wurden. Die Torcalfalte ist ein gutes Beispiel für die Abhängigkeit von Faltungsform und gefaltetem Material; solche torcalverwandte Gestalten finden sich auch anderwärts bei ähnlichem Material; in dieser Hinsicht sei zum Beispiel auf jene Jurakalkfalte gewiesen, welche L. GENTIL (49, p. 213) von dem ssw. von Tunis gelegenen Djebel Zaghouane beschreibt und im Profil wiedergibt; faziell-lithologisch und bewegungsmechanisch ist sie ein afrikanischer Widerpart des Torcals.

Als übereinstimmend mit der Gruppe des Guadalhorce bleibt trotz der Rückfaltungen gegen S — welch letztere nach KLEBELSBERG's Beschreibung (südwärts gekehrte Kalkschuppe) sich auch noch weiter östlich, in den Bergen zwischen Riogordo und Alfarnatejo sich wiederfinden dürften — zu erkennen, dass das ganze Bewegungsbild auf einen mächtig wirkenden Nordschub sich zurückführen lässt.

Südwärts der penibetischen Jurakalkstrukturen dehnt sich ein ausgedehntes Flyschland, die Zone von Colmenar, die sich als 5—7 km breite Zone zwischen jene und das Betikum schaltet und ein ganz anderes Faltungsbild und natürlich auch ganz verschiedene Geländeform (viel mildes Ackergelände) aufweist. Ihr westlichster Abschnitt fällt innerhalb unser Kartengebiet und soll bei einer einlässlicheren Behandlung der Stratigraphie mehr berücksichtigt werden. Grössere Baulinien fehlen übrigens hier; kurze enge Falten (südlich Torcal-Chimnea) oder Teilstücke von wenig prononcierten Antiklinalen (Sandsteinzone der Alhaja Prieta) formen die bis anhin erkannten Hauptlinien. Ein breiter Teil der Zone, vielleicht die Hälfte, scheint in seiner Bauweise durch die nordwärts untertauchende betische Unterlage bestimmt zu sein; dies kann aus dem auf grössere Breite geltenden, allgemein gegen N gerichteten Schichtfallen geschlossen werden. In dieser Strecke ragen noch einzelne, dem Flysch nahezu einverleibte Neokomvorkommen (nördlich der Dehesa) zur Oberfläche; sie machen wohl den letzten Rest einer einstmals ausgedehnteren Neokomüberdeckung aus. Obwohl nirgends tief genug reichende Einschnitte vorhanden sind, um es sicher beurteilen zu können, darf aus der Faltung in der westlichen Fortsetzung der Colmenarer Flyschzone gefolgert werden, dass die Flyschfaltung verhältnismässig wenig tiefgehend ist und die Trennung von Penibetikum und Betikum durch diese Zone keine tiefgreifende tektonische Trennung (Zwischenschaltung bedeutender Schuppen) anzeigt.

6. Beziehungen zwischen dem Penibetikum und der citrabetischen Triaszone (Strecke Antequera-Peñarrubia).

Nördlich der beschriebenen Falten zieht sich vom Becken von Granada bis in die Gegend nördlich Ronda eine Triaszone germanischer Fazies, die in typischer Weise jene wirre Innenstruktur zeigt, die mehr oder weniger allen Triasgebieten nördlich der betischen Massive zukommt. Sie ist bekannt als die Zone von Antequera und scheidet nach unserer Zonenverteilung das Subbetikum vom südlich gelegenen Penibetikum; sie begrenzt unser Kartengebiet längs der Nordseite und lässt in ihrem Liegenden allein nordöstlich Antequera einen kleinen, dem Subbetikum zugehörigen Bauteil zutage kommen (Prof. 3 und 4). Der innere Bau dieser citrabetischen Zone soll uns hier nicht weiter beschäftigen, das Problem ihrer tektonischen Bedeutung und ihre Entstehungsweise klärt sich nicht allein in unserem beschränkten Gebiete auf, sondern ist abhängig von der weiteren Entwirrung des Gesamtbaues der Cordilleren. Der Kontakt an ihrem Südrand mit den Formationen des Penibetikums frägt zuerst die Aufmerksamkeit.

Da die Kalkketten das wellig-hügelige Triasgebiet an ihrem Nordfusse als markante Höhenstufe überragen, wurde diese Linie

früher meist mit einer Bruchlinie in Zusammenhang gebracht. Dass eine tiefgreifende Störungslinie hier in der Streichrichtung verläuft, ist evident; sie ist aber nicht durch Vertikalbewegungen bedingt, sondern ist eine Überschiebungslinie, an welche zumeist die Tertiärformation des Penibetikums, als die höchste Stufe der gegen N gekehrten Falten herantritt.

Die Beobachtungsumstände über die Grenzverhältnisse sind nicht immer günstig, da oft bunte Mergel und sandige Gesteine auf der einen Seite (Flysch), gleichen Sedimenten auf der anderen, der Triasseite, gegenüberstehen, und in beiden Formationen Gyps vorhanden ist, in grösseren Stöcken freilich nur in der Trias; das Vorkommen von Rauhwacken betrifft allein die Trias und grössere Bankserien von Sandsteinen finden sich nur im Tertiär.

Folgen wir der Kontaktlinie vom Ostrand des Kartengebietes ab, also längs der Nordseite des Torcals. Die bunten Mergel des Flyschkorridors der Boca del Asno grenzen in rutschigem Gelände an Rauhwacken und Mergel der Trias und geben wenig Auskunft über gegenseitige Beziehungen. Weiter westwärts (km 531—522) erlaubt Schuttbedeckung nicht mehr als die Feststellung, dass gypsreiche Trias und ein tithonischer Steilschenkel der Torcalfalte sich gegenüberstehen (Prof. 2). Von Belang sind die Lagerungsverhältnisse bei km 528. In dem Hügelrücken nördlich der Cañada de Pesquera stellen sich Kalksandsteine (Lepidocyclinen) und Flyschmergel in dieser Grenzzone ein; sie fallen generell 25—35° nach S und liegen als Ganzes als eine Deckschicht über den Triasgesteinen (Prof. 4 und 5). Diese Auflagerung ist keine normal stratigraphische, denn einmal entspricht das Schichtprofil Trias-Nummulitenkalk in dieser Gegend keiner solchen, und des weiteren ist die wellige, in sich zusammenhängende Faltung der Flyschgesteine in deutlichem Gegensatz zu der starken Zerrüttung der Triasgesteine. Zuvor ist schon erwähnt, dass diese Nummulitenformation in Mittelschenkellage zur Torcalfalte liegt. Es liegen hier also penibetische Formationen auf citrabetischer Trias; eine Überschiebung, nicht ein Vertikalbruch trennt Trias und Oberjurakalke des Torcals.

Auf weite Erstreckung verhüllen nun die auflagernden Miozänsedimente von Antequera die Beziehungen zwischen Penibetikum und Triaszone. Erst westlich der Miozänhügel von Las Torres dehnt sich wieder das eintönige Ödland der Trias und liefert längs der Strasse von Antequera nach Valle de Abdalagis höchst belangreiche Aufschlüsse. Wenig westlich km 10 ist Auflagerung von Flyschmergeln und -sandsteinen auf Trias deutlich erkennbar; ein kleiner tertiärer Sandsteinrelikt ruht auf buntem Gypsmergel bei km 11, ein grösserer Flyschkomplex liegt bei km 12 der Trias auf (Prof. 9). Auflagerung von Flysch auf Trias kennzeichnet also die rechte Bachseite des Arroyo de las Piedras, welches Verhältnis wenig weiter westlich in prächtig aufgeschlossenem Überschiebungs-

kontakt (bei km 14) aber gerade ein umgekehrtes wird, denn hier überlagert eine Gypsmergelbreccie die bunten, nordwärts fallenden Flyschmergel. Die linke Talseite klärt über diesen Wechsel der gegenseitigen Lagerung aufs schönste auf. Beim Cortijo de la Encinilla ist das gegen S gewendete Scharnier in der Triasbegrenzung verfolgbar, welches die sonst im Hangenden liegenden Flyschgesteine ins Liegende der Trias bringt (Prof. 9). Der in dieser Gegend vorwiegende Nordfall der Flyschgesteine entspricht dem Nordschenkel der regelmässigen Falte von Valle de Abdalagis, der Nordfall in der citrabetischen Trias, der gerade in dem Scharnier von Encinilla partienweise auffällig regelmässig ist, macht Teil aus von einer Orientierung, die längs der Kontaktzone oft wiederkehrt; alsbald geht dieselbe aber über in das regellose Nebeneinander von Dolomit, Mergel, Gyps etc. mit da und dort einem Brockstück oder etwa einer grösseren Linse basischer Eruptivgesteine („Ophite"). Wenig weiter westlich dem genannten Überschiebungskontakt, längs der Cañada Bobadilla (zwischen km 14 und 15) gibt das Profil a der Fig. 20 die Lagerungsverhältnisse wieder, wobei wiederum das „geordnete Betragen" der tiefsten Triaslagen auffällt.

Eine höchst bemerkenswerte Komplikation in den Grenzbeziehungen zwischen dem penibetischen Tertiär und der Trias zeigt sich in der Strecke zwischen dem Arroyo de las Piedras (Valle de Abdalagis) und dem Guadalhorce. Beim Austritt des Arroyo del Aguila aus den Triashügeln schalten sich zwischen Flysch und Trias rosarote dichte Mergelkalke (Str. 330°/40—50° NE) ein; gleiche Schichten wiederholen sich am Fusse des Cerro Aguila (P. 628); diese Schichten können kaum anders als Neokom oder höchstens ganz ähnlich entwickelte unterste Tertiärschichten betrachtet werden (Prof. 11). Die seit dem Scharnier von Encinilla geltende Überlagerung von Trias auf Tertiär zeigt sich unzweideutig im Ausgang des Arroyo de los Higuerones (Prof. b, Fig. 20). Beiderseits des Guadalhorce wird der Kontakt wieder steiler und nächst diesem Flusse fallen Kalke und Dolomite der Trias vorwiegend steil gegen S. Die Flyschmergel der Strecke Guadalhorce—Strasse Peñarrubia-Campillos machen an einigen Stellen wieder den Eindruck über die Trias hinwegzugreifen. Ähnlich wie am Cerro Aguila, stellen sich nördlich Peñarrubia, am Arroyo Agualobos, wieder Gesteine von Kreide und Tithonkalktypus in der Grenzlinie ein, die hier aber von der Trias weg, also südwärts fallen. Wenig weiter westlich der Strasse Peñarrubbia-Campillos wird dann der Kontakt von der horizontalliegenden, miozänen Kalkmolasse überdeckt.

Welche Auskunft über die tektonischen Beziehungen zwischen der Triaszone von Antequera und den penibetischen Strukturen gibt nun die auf eine Erstreckung von ca. 30 km ausgeführte Verfolgung der Kontaktlinie? Diese ist nicht unbedingt eindeutig, stützt aber doch in bestimmter Weise die schon dargelegte Auffassung, dass die

penibetischen Strukturen mit dem ihnen zugehörigen Flysch auf die Trias von Antequera überschoben sind; die Kontaktfläche beider wurde durch spätere Bewegungen, möglicherweise durch einen weiter wirkenden Auftrieb in der Trias, kompliziert. Zu ihren Komplikationen gehört auch das Vorkommen der Kreide-Mergelgesteine; wenn dieselben wirklich penibetischer Zugehörigkeit

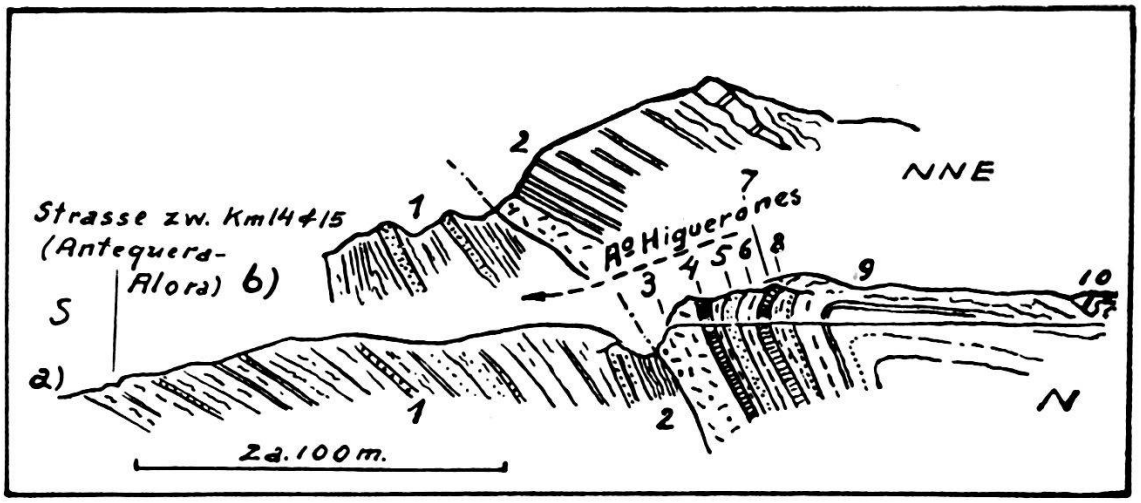

Fig. 20. Zwei Profile des Trias-Flysch-Kontaktes zwischen Antequera und Gobantes.

a) An der Cañada Bobadilla bei km 14 der Strasse Antequera-Álora.

1.—2. *Penibetisches Tertiär.*

1. Schichtfolge rotbrauner und grüngrauer sandiger Mergel, gebändert durch plättchenförmige eisenschussige Sandsteinlagen; Str. 230/30° NW.
2. Weisser Quarzssandstein mit Toneinlage, 4—5 m rote und grüne Mergel.

3.—10. *Citrabetische Trias* (Zone von Antequera).

3. Massige Gypsbreccie, in Überschiebung (Str. 270°/40° N) den Flyschmergeln aufliegend; der Breccie sind beigemengt: Brocken gelblichen Dolomites, schwarzen dolomitischen Kalkes, rote gypsdurchsetzte Mergel, ockerige, mürbe Rauhwacke; sämtliche sind Gesteine der Trias.
4. Feingeschichteter weisser und blaugrauer, kristalliner Gyps, ca. 2½ m.
5. Feinkörniger, grüngrauer Sandstein (Str. 195°/55° W).
6. Blaugraue, sandige Mergel.
7. Gyps und sandige Mergel (ca. 5 m).
8. Gypsmergel, blauschwarze Tone und Sande, dünne sandige Mergelkalke.
9. Wechsellagerung grüner und graublauer Mergel und dünner Bänke von ockerigem Sandstein und Dolomit.
10. Gyps und beginnende „ungeordnete" Aufeinanderfolge von Triasgesteinen (Dolomit usw.).

b) Im rechtsseitigen Ausgang des Arroyo Higuerones (4 km wnw von a).

1. *Flysch:* Aufeinanderfolge von Mergeln und Kalksandstein und Quarzsandstein (Str. ca. 325°/50—80° N).
2. *Triasserie:* Beginnend mit einer Gypsmergelbreccie und gefolgt von einer Wechsellagerung von lauchgrünen, glimmerreichen Sandsteinen, weinroten, schiefrig-sandigen Zwischenlagen und einzelnen, dünnen, sandig-ockergelben Bänken; im Berggipfel: Dolomitlinse, massig.

sind, so müssten sie als Schuppen aufgefasst werden, die längs der Trias in die Höhe gedrängt wurden.

Einfacher würden die tektonischen Voraussetzungen, die sich an die verfolgte Kontaktlinie knüpfen, bei Annahme einer unmittelbaren, ursprünglich stratigraphischen Überdeckung der citrabetischen Trias durch die penibetischen Formationen. Abgesehen von den nicht in diesem Sinne sprechenden Lagerungsbeziehungen hat dies

aber keine Wahrscheinlichkeit für sich, wenn man bedenkt, welche plötzliche Sedimentreduktion man z. B. beim Torcal vorauszusetzen hätte, da weder Kreide noch Jura unter dem der Trias auflagernden Tertiär sich vorfinden und es gerade die Kreide ist, die in der mehr nördlichen Externzone zu grosser Mächtigkeit anschwillt. Regionale und lokale Überlegungen sprechen also dafür, dass zwischen der Zone von Antequera und dem Penibetikum eine tiefeinschneidende tektonische Trennungslinie, die penibetische Überschiebung durchzieht.

7. *Die Lagerungsverhältnisse des Miozäns von Antequera.*

Wie schon für die Gegend des Guadalhorce-Durchbruches angeführt ist, so lagern auch in der Gegend zwischen Antequera und Bobadilla eine Reihe isolierter Miozänrelikte über den tieferen Strukturen. Als grösster Komplex ist die Kette des Hacho mit ihrer westlichen Verlängerung von besonderem Interesse. Obwohl darüber schon anderwärts kurz berichtet ist (102, 103) darf der Gegenstand der Vollständigkeit halber hier nicht übergangen werden. Kartenskizze und Profile der Fig. 21 vermitteln den Überblick.

Während die schwach bergwärts geneigte Lagerung der gebankten Kalksande südlich oberhalb der Stadt Antequera noch mit Ablagerungsschichtung in Zusammenhang gebracht werden kann, zeigen die Schichtköpfe der gleichen Serie im Ausstrich über dem Arroyo de Alcazar einen sehr raschen Übergang in steilereres Einfallen (bis 70°). Mit der Zunahme des Neigungswinkels tritt besonders in den tieferen Bänken eine Änderung der Streichrichtung auf, sie biegt gegen S um, so dass der ganze Hachokomplex die Form einer flachen Mulde bekommt, welcher zwar der Südschenkel grösstenteils fehlt. Wenn schon der hohe Neigungswinkel im Hachokamm der in unserem Kartengebiet sonst horizontalen Ablagerung verwundert, so überrascht noch mehr die harte Bankserie (Sandkalke), die mit teils steiler Schichtstellung den nächst westlichen Cerro (Cortijo) de las Torres durchzieht. Der genaue Zusammenhang der harten Bankserie von Las Torres mit der mürben Kalksandserie des Hacho ist recht schwierig zu beurteilen, da sich bei der Klosterruine von Magdalena Schichten mit ganz widersinnigem Verlauf zwischenschalten. Da weder Faltung noch Bruchbildung feststellbar ist, vermute ich, dass hier Ablagerungsdiskordanzen diese strukturellen Unregelmässigkeiten vortäuschen. Mit der unterlagernden Trias besitzen die Strukturlinien des aus seiner Horizontalität verstellten Miozäns keinen nachweisbaren Zusammenhang.

Für die Rangordnung der tektonischen Vorgänge in den Cordilleren gibt das Miozän von Antequera wertvolle Anhaltspunkte. Einmal erlaubt die Festlegung des Alters der hier fossilführenden Miozänsedimente (Burdigalien s. p. 158) die relative Fixierung der tek-

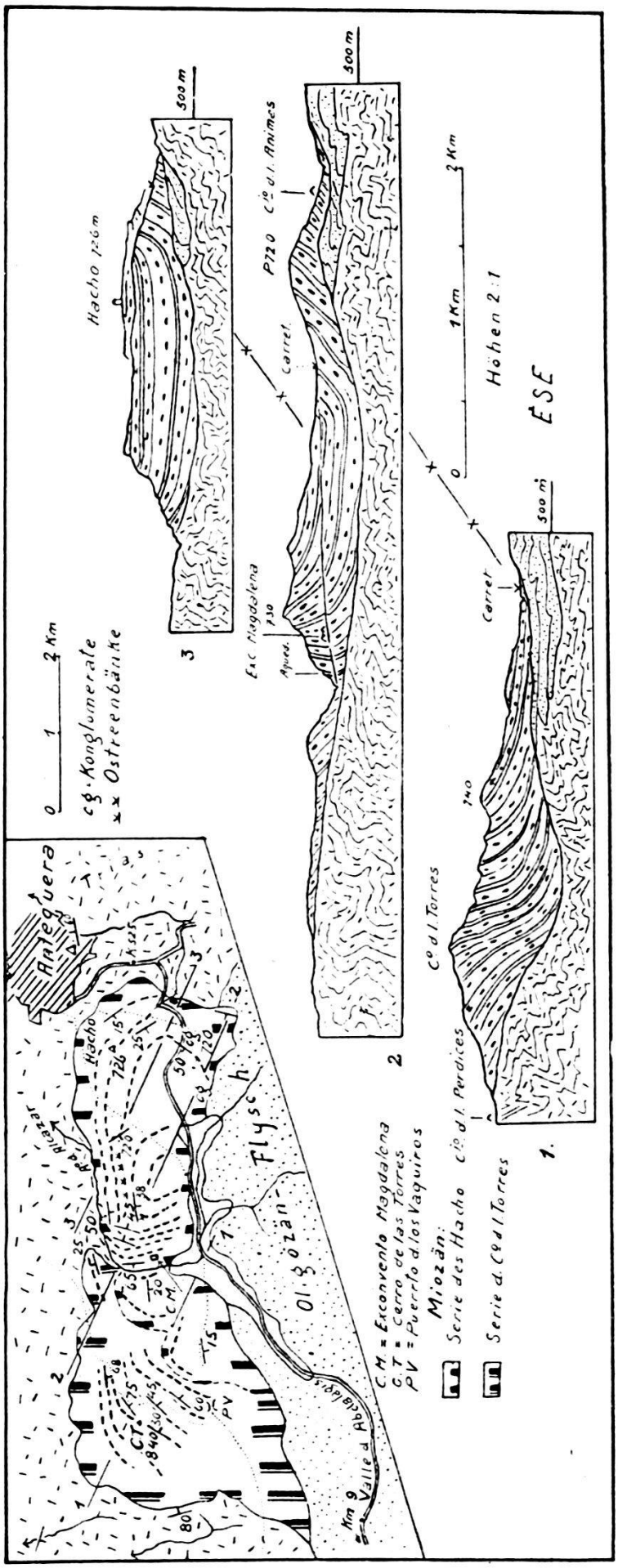

Fig. 21. Grundriss und Profile des Miozäns bei Antequera.

tonischen Vorgänge, welche die penibetische Einheit auf die citrabetische hinüberlegte, denn das Miozän liegt direkt auf dem Kontaktsaum beider; weiterhin zeigt die Eigenfaltung dieses jüngsten Tertiärs, dass spätere Bewegungen — im Gegensatz zur Hoya de Málaga — eingewirkt haben. Auch hier lässt sich die Frage aufwerfen, ob die salz- und gypshaltige Trias allein solche bewirkt haben konnte; dies ist nicht wahrscheinlich, denn die miozänen Sedimente lagerten sich auf einer Erosionsoberfläche der Trias ab, die ihren Trieb zur Extravasion sicher schon eingebüsst hatte, wenn nicht tektonisch angereizt und zudem ist die Art der Auflagerung so, dass dieser Schluss nicht gezogen werden kann. Es zeigt sich in der Aufrichtung des Miozäns von Antequera vielmehr jene jüngere posthume Faltung an, die anderwärts in den Cordilleren sich als von nicht zu unterschätzender Bedeutung zeigt. Aus den Arbeiten der Mission d'Andalousie, von VAN BEMMELEN und WESTERVELD ist genugsam bekannt, dass im nahen Becken von Granada die Tertiärsedimente bis zum Tortonien hinauf von jüngerer Faltung wieder ergriffen wurden; am Nordrand der Cordilleren hat dieselbe, wie P. FALLOT mitteilt (100) bis zur Überschiebung des Miozäns auf die Trias sich gesteigert. Diesen, wahrscheinlich sukzessiven Bewegungen ist, wohl als Ausklang einer Pressung von der Sierra Nevada her, auch die Aufrichtung des Miozäns von Antequera zuzuschreiben.

8. Die penibetische Zone längs des Rio Turon.
(El Chorro-Burgo-Sierra de las Nieves.)

Von dem Querprofil des Guadalhorce-Durchbruches ausgehend, ist der Bau der penibetischen Zone gegen E zu dargelegt worden; es soll nun mehr das gleiche gegen W zu versucht werden. Wir halten uns dabei erst an die dem Betikum meist benachbarte Zone, um darauf hin den Bau einer mehr extern gelegenen Zone zu erläutern.

Westlich der Chorro-Schlucht kommt unter den mächtigen Konglomeraten der Mesa de Villaverde die dem Betikum aufgelagerte Kreideformation längs dem Südufer des Pantano des Rio Turon zum Vorschein; sie fällt steil gegen N ab (Prof. 17); Flyschmergel transgredieren von N her über die Kreidekalkmergel auf die paläozoischen Schichten hinüber. Einen guten Einblick in den Bau dieser penibetischen Internzone gewährt der Durchbruch des Arroyo Zahurda durch die betischen Randhügel; die Skizzen der Fig. 22 klären darüber, sowie über den stratigraphischen Befund auf.

Diesem Zahurda-Profil kommt auch insofern Belang zu, als es zeigt, dass zwischen auflagerndem Mesozoikum und betischen Gesteinen Überschiebungskontakt vorkommen kann, wie dies aus dem mechanischen Kontakt des sich ausdünnenden Tithonkalkes (4 der Fig.) mit seiner Unterlage hervorgeht (bei der Brücke der Skizze III, Fig. 22). Verallgemeinert man solche Beobachtungen des Aus-

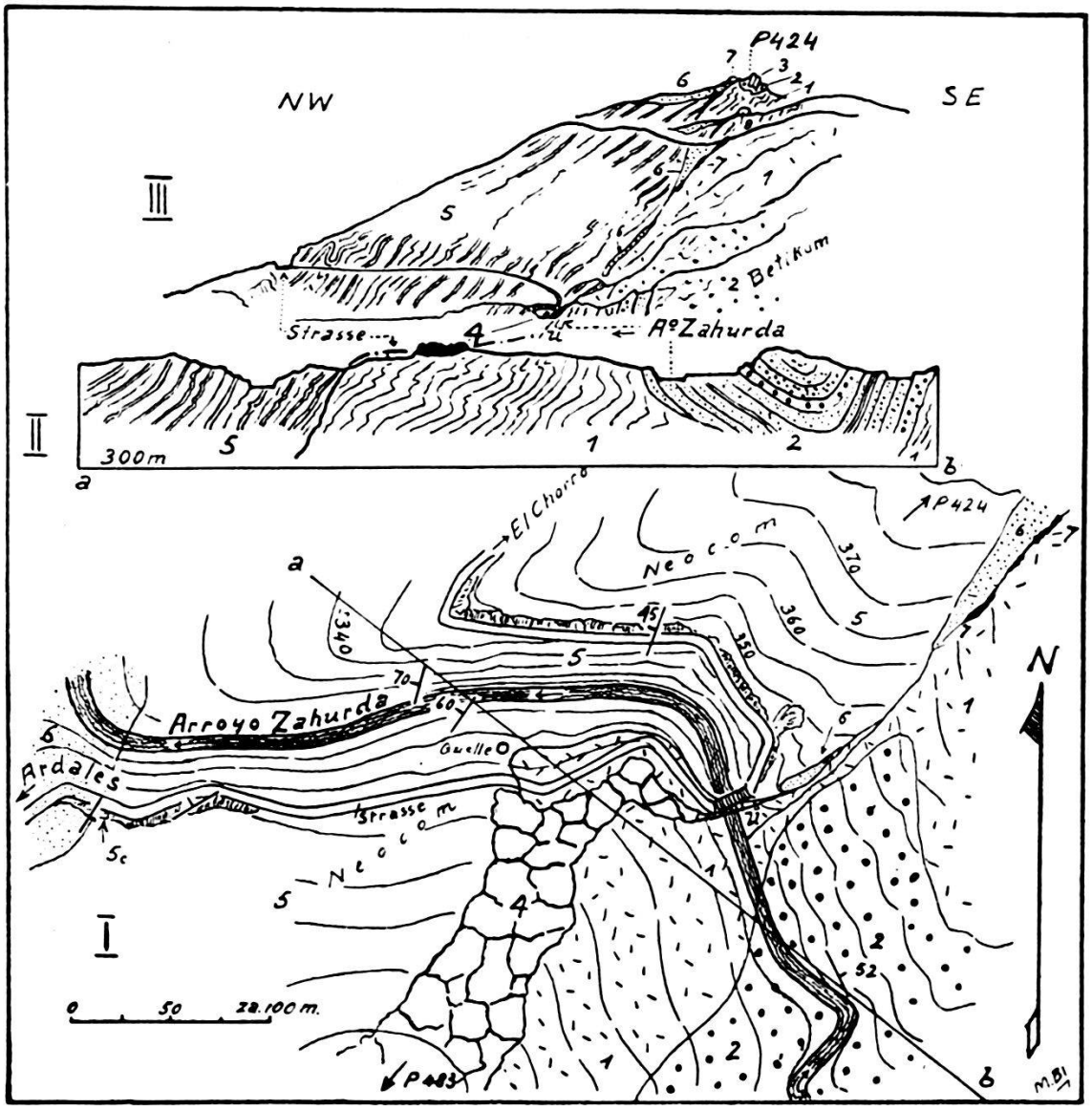

Fig. 22. Grundrissskizze (I), Profil (II) und Ansichtsskizze (III) der Auflagerung des Penibetikums auf das Paläozoikum im Nordausgang des Arroyo Zahurda.

1.—3. *Betische Formationen (Paläozoikum).*

1. Komplex der höchsten paläozoischen Schichtreihe (Devon? Culm??); schwarz, meist grünbraun anwitternde, mehr oder weniger sandige Schiefer, wirr gefaltet und zerdrückt, durchsetzt von dünneren und dickeren Lagen von glimmerführender Grauwacke, teils brecciös.
2. *Permo-Trias:* rote und rotbraune Sandsteine, untergeordnet Konglomerate; daneben zwischengelagert zinnoberrote, fast lettenähnliche Tonlagen.
3. Gebankte, graue Dolomite; liegen als isolierte Gesteinsklippe auf roten Sandsteinen und Konglomeraten und sind wahrscheinlich ein Rest der *Trias*bedeckung des Betikums.

4.—6. *Penibetische Formationen.*

4. *Tithon:* weisse, dichte bis feinkristalline Kalke, dickgebankt, schlecht geschichtet, durchsetzt von Kieselschlieren, die zu ganzen Lagen zunehmen können. Im Arroyo Zahurda bei ü mit lokaler Überschiebungsfläche den paläozoischen Schiefern auflagernd.
5. *Neocom:* weiss-grünliche, mergelige Kalke mit grau-grünlichen Mergelzwischenlagen; vereinzelt mit Kieselschlieren; linsig gequetscht und wellig unregelmässig gefaltet.

5c. Übergangsschichten von Kreide zu Tertiär; von Kreideschichten aus fortschreitend: 1. steilgestellte (Str. 225°/saiger) Kreidemergelkalke mit Kieselschlieren, Übergang in 2. bröcklige rote Mergel (4—5 m) und 3. Quarzsandstein (2—3 m), gelbbraun angewittert, toniges Zwischenmittel, darüber sandige Mergel usw. der gewöhnlichen Flyschserie.

6.—8. *Tertiär.*

6. *Flysch:* Bunte Mergel, meist sandig, Schiefersandsteine, Quarzsandsteine usw.
7. Vereinzelte Blöcke von Dolomitbreccie, eng verbunden mit weissem kryptokristallinem Kalk; Zusammenvorkommen beider in Relikten spricht für Tertiärbasis (nicht Tithon oder Trias).
8. Polygenes Konglomerat; isoliertes Felsköpfchen; Tertiärbasis (enthält auch oolithischen Kalk als Komponente, daher nicht etwa von paläozoischer Zugehörigkeit).

einanderreissens des Zusammenhanges zwischen Betikum und seinen Deckschichten, so kommt man zur Vorstellung des Abgleitens des Penibetikums, wie ich es früher (78, p. 496) als grundlegend für den Bauplan des Betikums und Penibetikums annehmen zu müssen glaubte. Spätere Bewegungen können freilich ein solches „décollement" oder auch eine selbständige Überschiebung so sehr maskieren, dass es nicht leicht wird, deren Fehlen oder Anwesenheit festzulegen. Die Kenntnisnahme mit dem penibetischen Saum auf eine recht lange Erstreckung haben mir aber gezeigt, dass von einem solchen regionalen Abgleiten oder von selbständiger Überschiebung nicht die Rede sein kann und es sich bei Kontakten, wie einen solchen das Zahurda-Profil aufgeschlossen enthält, um kleinere Teilbewegungen handelt.

Die Steilheit des nordwärtigen Abtauchens des betischen Rückens wie es das Zahurda-Profil erkennen lässt, steigert sich weiter westwärts noch mehr. Ungefähr 1 km weiter westlich zeigt ein analoges Querprofil (bei P. 483) die steilgestellte Kreide (ohne Tithon) sogar bergwärts, also südfallend. Als gleichartige steile Randzone ist diese unvollständige Jura-Kreideserie, in der wir nichts anders als die westliche Fortsetzung des Veredon-Zuges des Chorro-Querprofiles vor uns haben, über Ardales hinweg (Bruchkontakt am Arroyo Capellanes; Karte Fig. 11), und den Rio Turon querend, in den Turonkalkzug zu verfolgen; hier macht sich die Kreide der internen Zone nur mehr durch ganz beschränkte Ausbisse bemerkbar (kleine Schuppen); sie wird meistenteils von Flyschmergeln überdeckt.

Auf die ganze Erstreckung, von den miozänen Tafelbergen ab, vermissen wir nördlich der verfolgten Internzone die Faltenschar des Chorro-Querprofiles. Sie ist vollständig abgetaucht und ist jenseits des Pantano innerhalb des Flysches nur noch in dem flachgelagerten Kreideareal nördlich La Grajera angedeutet. Dementsprechend dehnt sich nordwärts das weite Mergel- und Sandsteingelände beiderseits der Strasse Ardales-Peñarrubia, innerhalb welchem eine unübersichtliche Flyschfaltung vorhanden ist. Westlich Ardales verengert sich das Flyschareal sehr rasch und auf der Nordseite des schmalen Korridors längs des Castillo Turon tritt die sehr mächtige rote Kreide zutage; sie ist die Südostbegrenzung eines neuauftauchende Faltenareals, das, da es die mediane Zone ablöst und dieser gegenüber mehr gegen NW zu liegt, als die Externzone bezeichnet worden ist.

Mit Überschreiten der Störung von Andrade (p. 200) ändert sich das tektonische Bild, an der Oberfläche wenigstens, recht wesentlich. Die steilgestellte interne Zone entzieht sich einer weiteren zusammenhängenden Verfolgung; der betisch-paläozoische Komplex verschwindet und an dessen Stelle tritt im Süden die Einheit der alpinen Trias, die wir als die Rondaïden bezeichnet haben und deren hochragende Berge schon von Ardales ab mit schroffer Front über das hügelige Vorland schauen. Durch die in ihrer tektonischen

Ursache schwer erklärbare NW—SE-Begrenzung der Sierra de Alcaparain entsteht der auch morphologisch sehr auffällige einspringende Winkel in der Richtung nach dem Puerto Martinez zu. Den dadurch entstehenden weiten Raum nehmen Flysch und rote Kreide ein. In dem verlassenen Hügelgebiet das die letztere südlich des Rio Turon aufbaut, lassen sich mehrere kleine Falten erkennen; ihre stark meridionale Streichrichtung kommt mit der allgemeinen Streichrichtung nicht gut überein (s. Karte Fig. 13).

Eine Strecke grösserer Komplikationen knüpft sich an die Basis der hohen Abstürze der Berge alpiner Trias, welche wie schon angeführt, als eine das Betikum fensterartig durchdringende und auf das nördliche Vorland sich vor- und aufschiebende Einheit zu betrachten ist. Von diesem nördlichen Vorland wissen wir aber nunmehr aus der ausgeführten Längsverfolgung, dass es die normale sedimentäre Sedimenthülle des Betikums ist. Die tiefere Einheit der Rondaïden überwältigt also die Deckschichten der ihr resp. dem Betikum normalerweise auflagernden höheren Einheit. Dies führt zur Annahme eines höchst komplizierten Entwicklungsvorganges, für den schwierig eine mechanische Erklärungsweise zu finden ist, dessen Wirkungen aber in den Schuppen penibetischer Herkunft, die die Basis der Trias begleiten, erkennbar ist. Beginnen wir die Durchmusterung dieser Randzone im NE.

Innerhalb des Flyschgeländes unter der hohen Felsnase, welche den nordwestlichen Vorsprung der Sierra de Alcaparain formt (Galgara d'aceite), liegt eine Gruppe ansehnlich grosser Klippen eines weissen Kalkes; den Bergfuss selbst (massiger Dolomit) unterteufen grünlichweisse Neocomkalke (Prof. 20); diese sind begleitet von jurakalkähnlichen hellen Kalken. Ich vermag nicht sicher zu entscheiden, ob genannte Kalkklippen den weissen Eozänkalken des Turonzuges und des Tajo Bermejo (s. p. 149 und 199) gleichzustellen sind, oder ob unter der Triasüberschiebung verschleppte Tithonkalkschuppen vorliegen, wie solche weiter westlich angetroffen werden; dass die eben genannte Kreide solcher Herkunft ist, ist sicher.

Bis in die Nähe des Puerto Martinez ist längs dem Alcaparainfusse wenig Auskunft zu erhalten. Aus dem Flyschboden ragen einige klifförmig aufragende steilgestellte Schichten (Sandstein); ein isoliertes Kalksteinriff eines eigenartigen pisolithischen Kalkes in der innersten Flyschbucht möchte ich am ehesten als ein Eozänkalkrelikt ansehen.

Der NE—SW ausgerichtete Bergfuss der Sierra Prieta, längs welchem sich der Camino de Espildora hinzieht, enthält eine Reihe kleiner Bergvorsprünge, in welchen die von der gewöhnlichen Ausbildung abweichende-klastisch-kieselige Kreide (Espildora-Zone p. 132) zum Vorschein kommt. Diese innerhalb des Flysch durchstechenden, in ihrer petrographischen Zusammensetzung recht wechselvollen Gesteine sind unruhig wellig gefaltet, teils auch zu

kleineren Gewölben zusammengestaut (unter dem Puerto Martinez), als Ganzes aber fallen sie bergeinwärts, also unter die Triasdolomite und -kalke ein. Sie sind für sich schwierig erklärbar, zumal die fazielle Veränderung über ihre stratigraphische Zugehörigkeit Unsicherheit aufkommen lassen kann. Über die Beziehungen der stark gestörten Zone zu dem sie überragenden Triaskomplex gibt die am Fusse des Puerto Jácara in den Steilhang der Sierra Prieta südwärts eingreifende Bachrunse belangreichen Aufschluss. Die tektonische Situation ist in der Skizze von Fig. 23 wiedergegeben. Aus derselben erhellt:

1. Die Triasdolomite und -kalke der Sierra Prieta sind über die Flyschformation hinübergeschoben, wie dies durch die Bildung eines kleinen Fensters (Jácara-Fenster) von Flyschmergeln und dem Einfallen derselben unter die Trias dargetan ist.
2. Die Flyschgesteine sind mit den Triasgesteinen verfaltet, wie dies durch das tiefe Eindringen der oberhalb des Cortijo de la Ventilla sich öffnenden Flyschbucht (bei 1b, Fig. 23) deutlich gemacht wird.

Weiteres Verfolgen des Flysch-Triassaumes gibt eine überzeugende Bestätigung der Überschiebung der Triasmasse auf penibetischen Flysch. Unter den hohen Abstürzen des Tajo Abanico (P. 1177) und den mächtigen Sturz- und Abgleitungsmassen nordwestlich des Tajo del Cabrilla (Peñon de Morterentón) hindurch sind die Flyschgesteine in Südrichtung in die hohe Bergterrasse zwischen Cañada del Posilo und Cañada Perella verfolgbar (vergl. Prof. 22). Hier haben wir die in der Quersenke von Yunquera stark erniedrigte Kammlinie des Gebirges erreicht; prächtig ist zu erkennen, wie die Dolomite der Sierra Blanquilla (= Tajo del Cabrilla) in P. 1015 (Lona del Soldado) in Überschiebung über die nur mehr als schmales Band vorhandenen Flyschmergel hinweggreifen; darunter liegen die plattigen Kieselknollenkalke der oberen Kreide. Die Überschiebung der Loma del Soldado greift weiter auf die Südseite des Berges und endigt mit einem engen Flyschkeil innerhalb Dolomiten des Arroyo del Hornos (La Murta, M der Karte Taf. VII). Die blauschwarzen Tone der zwischen Dolomiten eingeschlossenen Mulde sind intensiv gepresst und zerfallen in ein feines Grus. Bezieht man die Lage dieser Tertiärschichten auf den Nordsaum der Triasüberschiebung längs der Espildora-Strecke, so ergibt sich daraus eine beobachtbare Überschiebungsbreite von ca. 3 km. Dieser Überschiebungsbetrag kommt natürlich nicht der Gesamtheit der Überschiebungsbreite gleich, sondern entspricht nur einem durch die Intersektion der Oberfläche blossgelegten Teilstück eines weiter südwärtsgreifenden, möglicherweise alsbald ausgequetschten infrabetischen Flyschkeiles (Prof. 23). Dass die

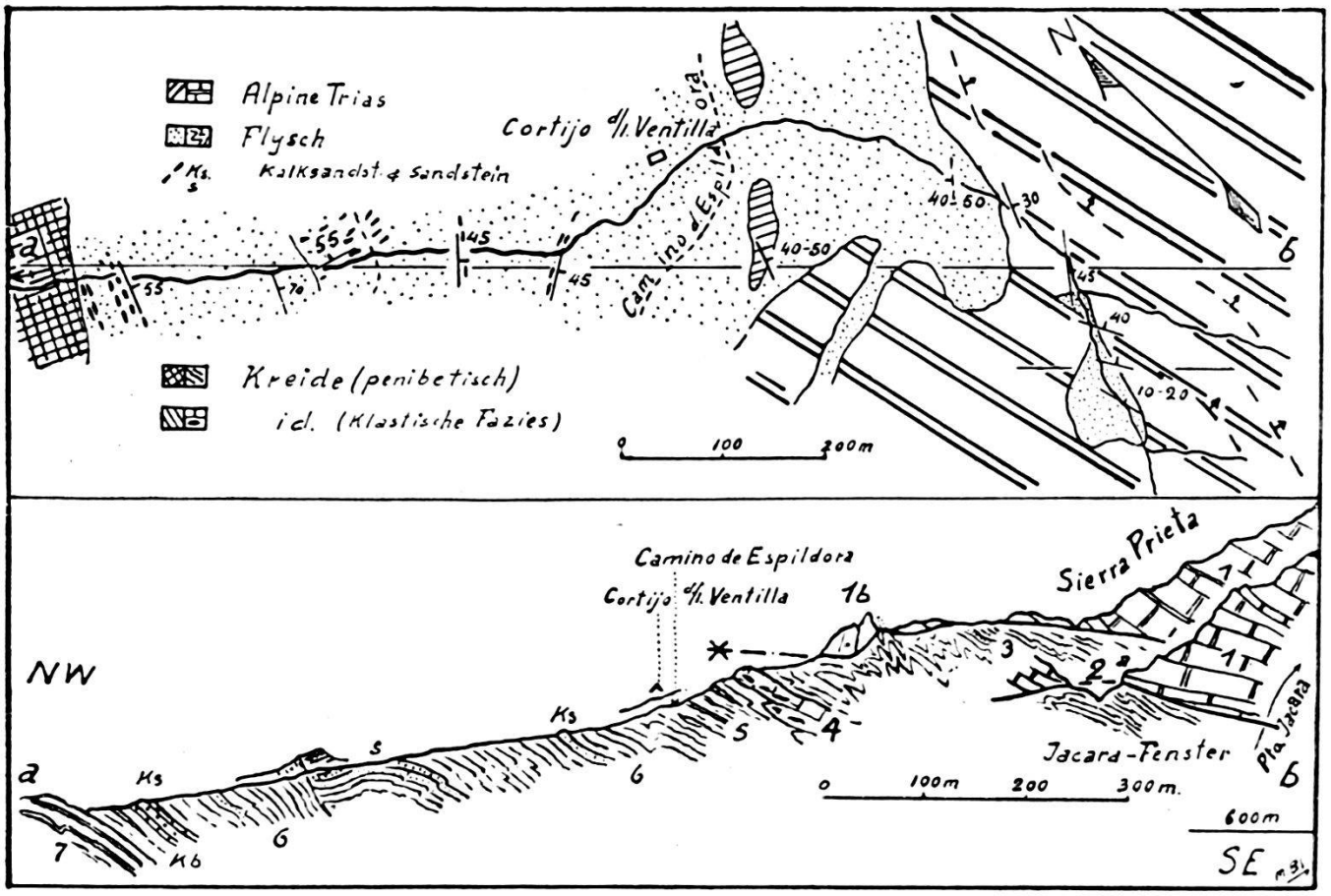

Fig. 23. Grundriss- und Profilskizze des Flyschfensters unter dem Puerto Jácara (Espildorazone).

A. *Alpine Trias.*

1. Wechsellagerung von wohlgebankten, blaugrauen Kalken, seltener Dolomiten, untergeordnet einzelne Mergelzwischenlagen.
   a) Überschiebungsfläche, auflagernd dem Flysch; blaugraue, teils etwas bituminöse Kalke (Str. 30°/25° ESE); ohne wesentliche dynamometamorphe Umwandlung;
   b) weisse, etwas kristalline Kalke (p. p. Dolomit).

B. *Flysch-Kreideserie (penibetisch).*

2. Flyschgesteine des innerhalb der Trias auftretenden „Jácara-Fensters": im wesentlichen blauschwarze, zu Grus zerfallende, ziemlich harte Mergel, in welchen einige unzusammenhängende Mergelkalklinsen und Sandsteine sich vorfinden.
3. Mergel, braunschwarz, stark zerdrückt, krümelig; Linsen gelben Sandsteins.
4. Weissgrauer, dichter Kalk, Kiesel- und Kalkbreccie; vermutlich Kreide der Espildora-Zone.
   Der makroskopisch dichte Kalk erweist sich mikroskopisch als feinbrecciöses Gestein, dessen Komponenten randliche Umwandlung in Kieselsubstanz zeigen; undeutliche Foraminiferenreste; der helle Kalk geht seitlich und nach unten unvermittelt in eine grobe Breccie über, die sich aus gleichem Kalk und rötlichem und braunem Hornstein aufbaut, der Kalk selbst ist wieder durchsetzt von Kieselbändern.
5. Serie faziell rasch ändernder Flyschgesteine (anscheinend nur blockförmig im Mergel eingestreut); vorkommend: 1) feine Kalkbreccie, bestehend aus weissem, dichtem Kalk (Jura? Eozän?), ockergelbem, dolomitischem Kalk und grünlichem Mergel; 2. Quarzsandstein (gelbanwitternd); 3. Grüngrauer Mergelkalk, übergehend in dünnschichtige Muschelbreccie.
6. Normale Flyschserie: Grüngraue und rotbraune Mergel, einzelne Lagen von grauweiss anwitterndem Mergelkalk, Bankserien von graubraunem Kalksandstein (ks) und Quarzsandstein (s); an der Basis mit feiner Kalkbreccie (wie 5).
7. Ober-Kreide: Rote, mergelige, dünnschichtige Kalkschiefer und Kalke; eine obere mergelige Abteilung der Kreide ist hier nicht ausgeprägt (Str. 350—360°/35° E).

Überschiebung der Trias ganz bedeutend weiter nach S greifen muss, geht schon aus dem Vorhandensein der in der gleichen Flyschmulde vollentwickelten penibetischen Falte (Perella-Falte) hervor, deren Feststellung neues Licht auf die tektonische Bedeutung der Kreidekalkköpfchen längs des Espildora-Weges wirft.

Am Puerto Chaparralejos greifen die unter dem verfolgten Flyschband zum Vorschein kommenden Plattenkalke der Kreide weit südwärts unter die hangenden Flysch- und Triasgesteine ein; ein nur wenige Meter breites Flyschmergelband, bald nur mehr durch einige Schürflinge gelbbraunen Quarzsandsteins (Aljibe-Typus) angedeutet, trennt nordwärts des genannten Passes diese fremdartige Kreideentwicklung von der überlagernden Trias. Entsprechend der plattigen Beschaffenheit der Kreide ist die mächtige Schichtserie in flache Undulationen verbogen; als Ganzes gehören diese Plattenkalke aber einer Tithonkalkfalte an, die unter dem Flyschband der Cañada Perella-Posilo zum Vorschein kommt; ihr Tithon ist durch einige Ammoniten der dürftig entwickelten Knollenkalkfazies belegt; diese Perella-Falte ist in ihrem aufgeschlossenen Kernteil stark asymmetrisch gebaut; sie tut das Hervortreten einer ansehnlich grossen Struktur unter der Triasüberschiebung dar und ist ein Hinweis darauf, dass die längs des Espildora-Weges hervorguckenden Kreidegesteine auf gleichwertige Formelemente zurückzuführen sind.

Die Falte von Perella entspricht einer in Ausdehnung beschränkten Aufwölbung des Penibetikums, die sich nach Art einer parautochthonen Falte unter die Triasüberschiebung einfügt. Längs des Weges Burgo-Yunquera (Cuesta de Encina) verschwinden ihre Kreide-Plattenkalke unter der früher schon erwähnten Deckscholle betisch-paläozoischer Gesteine (Serie der Phyllite und „calizas alabeadas"). Bevor die Beziehungen dieser Deckschollen zum Penibetikum besprochen werden, erübrigt noch die tektonische Deutung für einen im Landschaftsbilde stark hervortretenden Kalkkomplex, die Kalkmasse des Tajo del Cabrilla (Sierra Blanquilla in Orueta's Karte).

Einerseits in den Westabstürzen und im Gipfelplateau des ebengenannten Berges, andererseits in dem weit in den Flysch vorragenden Felsklotz „Morterentón"), der sich abwärts gegen Burgo in ein Haufwerk von Blöcken auflöst, findet sich ein weisser, heller graublau anwitternder Kalk; er ist meist schlecht geschichtet, dickbankig und nur da, wo aus dieser Ausbildung sich mehr plattige Lagen mit Kieselknollen entwickeln, besser geschichtet; das Gestein ist partienweise oolithisch und gleicht vollkommen den Tithonkalken, obwohl in ihm die Fazies der „fausse brèche" nicht zurückgefunden wurde. Diese tithonähnlichen Kalke, die mit abweichender Streichrichtung den Triasdolomiten teils auflagern (Südseite der Cabrilla-Masse), anderwärts aber wieder von den gleichen Dolomiten überdeckt werden (Gipfelhaube des Tajo Abánico), erweisen sich in ihrem gegen Burgo

gerichteten Fusstück als typisch in Überschiebungslage befindlich, da unter ihnen die Kreide der Strukturen Espildora-Perella durchsetzt. Zur gleichen Masse sind auch die kleinen Kalkberge zu zählen, die beim Cortijo del Pilar fremdartig nächst der penibetischen roten Kreide liegen. Diese Überschiebungslage der Cabrilla-Pilarkalke könnte aber ebensogut der rondaïden Trias zukommen, aus welcher sie gewissermassen hervorwachsen. Die Gründe, die mich bestimmen, wenn erst auch zögernd, den ganzen Kalkkomplex als Tithon anzusehen, sind die folgenden:

1. der rondaïden Trias kommen im allgemeinen keine dergleichen weissen, jurakalkähnlichen Kalktypen zu; ihre Kalke sind blaugrau und gewöhnlich stark kristallin;
2. der Überschiebungsrand der Rondaïden im Gebiete der Höchstlage der Überschiebungsfläche (ausserhalb, westlich des Kartenrandes einsetzend) ist gekennzeichnet durch das Vorhandensein grosser Tithonkalkschuppen, in welchen die Knollenschichten und überlagernde Flyschreste erkannt wurden (s. Prof. Fig. 5 sowie Tafel XXX, Lit. 84).

Einer Herauslösung dieser Cabrilla-Kalke aus der Trias wiedersetzen sich zwar der innige Kontakt mit den Dolomiten, der ganz den Eindruck ursprünglicher Aufeinanderfolge von Schicht auf Schicht macht. Gleichartige Fälle finden sich aber auch anderwärts, woselbst ein tiefgreifender Überschiebungskontakt die beiden Gesteine trennt. Hierher gehört zum Beispiel die Art des Verbandes der in Fenstern unter der Lanjarondecke (einem Homologon der Rondaïden) zutage kommenden Liaskalke, die erstmals R. W. VAN BEMMELEN am Nordrand der Sierra Nevada beschrieben hat (76, p. 102), mit den überlagernden Triasdolomiten; und auch südlich Ronda (Sierra Ladera-Sierra Oreganal) überlagert die gleiche dolomitische Trias Tithonkalke, ohne dass die geringste mechanisch bearbeitete Zwischenschicht vorhanden wäre. Die Zuweisung der Kalke der Cabrilla-Masse zum Tithon bringt es mit sich, dieselben als aufgeschürfte und nach N transportierte Schuppe penibetischer Herkunft anzusehen.

Rückblickend auf die Strecke der Espildorazone s. l. sehen wir also, dass vom Puerto Martinez bis zu einer Verbindungslinie Burgo-Yunquera eine Aneinanderreihung penibetischer Strukturelemente vorhanden ist, deren stark gestörte Form durch ihre Lage teils vor, teils unter der Überschiebung der Rondaïden und des Betikums gegeben ist. In bezug auf ihre Stammasse (Ardales-Casarabonela-Tolox) nehmen diese Sedimente und Strukturen infrabetische Position ein, müssen also als eingewickelt angesehen werden; auf dem Wege über das Chorroprofil lassen sie sich in kontinuierlichem Zusammenhange in die Decksedimente des Betikums verfolgen. Am Puerto Martinez wird die ganze Zone durch die nord-

westwärts vorspringende Triasmasse der Sierra de Alcaparain abgeschnitten; ihre vermutliche Fortsetzung verläuft in der Richtung längs dem Rio Turon über Ardales; ihr tektonisches Analogon liegt in der internen Zone des Chorroprofiles vor.

Ein verwickelter Bauplan beherrscht den ferneren Verlauf der Grenzzone zwischen Rondaïden-Betikum und dem weiten, nordwärts gelegenen Kreide-Flyschgebiet. Von ihr fällt allein die Strecke der Nordwestausläufer der Sierra de las Nieves noch in unser Kartengebiet. Die allgemeine Disposition ist nach den schon gemachten Ausführungen leicht zu übersehen. Zwischen Yunquera und dem Convento de las Nieves dehnt sich in grosser Mächtigkeit als ein desolates Dolomitgebirge die rondaïde Trias; ihr lagern die kristallinen Schiefer des Betikums auf, von welchen die zwei auf der Nordseite des Cordillerenkammes liegenden Komplexe der Cañada Breñuela und des Convento de las Nieves schon besonders hervorgehoben wurden. Nördlich davon dehnt sich die zu grosser Mächtigkeit anschwellende schiefrige Kreideformation in ihrer typischen roten Fazies; ihre in den Kleinformen sehr unregelmässige Bauweise lässt einzelne kurze rasch sich ablösende Falten erkennen, welchen bei Burgo eine breitere N—S orientierte Synklinale zwischengeschaltet ist. Alle diese Bauelemente gehören der Externzone des Penibetikums an.

Verfolgen wir nun eine interne Zone vom Wege Yunquera-Burgo ab, wo wir sie verlassen haben, weiter südwestwärts. Eine Fortsetzung der abtauchenden Perella-Falte ist abgeschnitten; sie wird überdeckt von Trias und weiter nordwärts (Cuesta de Encina) von paläozoischen Gesteinen des Betikums, in welchen wir in starker Reduktion sämtliche Abteilungen wiedererkennen können: die Gneise im Süden, die Phyllite in der Mitte und daraus hervorgehend die typischen „calizas alabeadas". Durch eine recht tief eingreifende Flyschbucht — analog den Verhältnissen bei Ardales — wird der paläozoische Komplex in die schon erwähnten zwei Abschnitte geteilt. Es ist hier also der Fall vorhanden, dass eine Serie betischer Gesteine, abgetrennt von der übrigen Hauptmasse, durch die rondaïde Triaszone auf der Nordseite des Hauptkammes erhalten geblieben ist; es ist eine typische Deckscholle, die schon in anderem Zusammenhang dazu diente, das Verhältnis des Betikums zum Kalk- und Dolomitgebirge festzulegen (p. 195). Eine andere Art der tektonischen Zuteilung der Deckscholle von Breñuela-Convento de las Nieves wäre freilich jene Auffassung, die sie nicht dem Betikum, sondern als den Rondaïden angehörig erklären würde; dies nach der Art des Baues der Alpujarriden der Provinz Granada, woselbst die verschiedenen Decken alpiner Triasfazies durch die Aufeinanderfolge kristalliner und kalkig-dolomitischer Serien gegeben sind. Und in der Tat weist das Paläozoikum insbesondere in der Masse des Convento de las Nieves Schichten auf, welche von gleichem Habitus sind wie solche der

Triasphyllitserie der Alpujarriden (violettrote Schiefer, rosa Quarzite, gelbe Dolomite und Rauhwacken). Die Zugehörigkeit zum Betikum bleibt aber gesichert durch das Bindeglied der „calizas alabeadas", zwischen welchen gleichfalls gelegentlich silurische rot-violette Schiefer sich vorfinden können, ferner durch die fortlaufende Schnur der eben noch zu erwähnenden auflagernden Eozänkalkklippen, die sich auch hier nach dem Muster des Turonkalkzuges einstellen; und zum Schlusse spricht natürlich auch die Möglichkeit der rückwärtigen Verbindung dafür, dass die Exklaven von Breñuela echte betische Deckschollen sind. Die dolomitischen Gesteinsreste sind als aufgelagerte, teils eingefaltete permotriasische Bedeckung dieser betischen Frontpartie aufzufassen.

Die relative Nähe der nördlich vorgelagerten mesozoischen Formationen kommt hier der Möglichkeit entgegen, gleich wie im Torcal und bei Valle de Abdalagis, dem Zusammenhang des Penibetikums mit dem Betikum nachzugehen. Diese bietet sich im Ostende des Convento de las Nieves-Komplexes, woselbst der über die anderen Formationen hinausragende Felszahn des Peñoncito den Beginn einer den Turonkalkklippen analogen Kalkklippenreihe formt, die sich wie dort an den nördlichen äusseren Rand der paläozoischen Unterlage knüpft. In der Skizze der Fig. 24 sind die örtlichen Beobachtungen zusammengestellt, während Prof. 23 über die mehr regionale Einordnung orientiert.

Die Kreidegesteine, die unter den Peñoncito einfallen und den vorspringenden paläozoischen Rücken begleiten (6), vermitteln unter den Flyschkonglomeraten (10) hindurch den Zusammenhang mit den jenseits des Arroyo Fuensanta zu grosser Mächtigkeit anschwellenden Kreidegesteinen. Ein Zusammenhang der externen Faltenzone mit den normalen betischen Deckschichten dürfte also aus dieser Lagerungsweise schlussgültig sein. Die weitergezogene Verknüpfung der Zusammenhänge bringt aber in diese anscheinend einfache Verbindung ganz wesentliche Komplikationen. Da die Internzone und die Externzone weiter östlich wohl lückenlos zusammenhängen (Prof. 25, 26), in dem eben durchgangenen Querprofil beide aber übereinanderliegen (Kreide auf dem Betikum und Kreide unter dasselbe hineinfallend), kann daran gedacht werden, dass in der axialen Depression von Yunquera eine höhere Digitation des Betikums vorliegt, welcher der paläozoische Kern der Breñuela mit der aufliegenden Serie des Peñoncito-Fuensanta angehören würde; die Einheitlichkeit des Flysch der Strukturen der Zone von Espildora (intern) und jener der Kreidefalten von Burgo (extern) legt es nahe, dass eine höhere Abzweigung vom tieferen Flysch trennende synklinale Zwischenlage mehr oder weniger transversalen Verlauf einschlägt. Solchem Verlauf entspricht das schon erwähnte, teils nur in einige Sandsteinlinsen aufgelöste Flyschband, das das Paläozoikum von Breñuela von dem Kreideplattenkalke der Perella-Falte trennt.

Dieser trennende Flysch muss sich in der Nähe des Peñoncito mit dem normal auflagernden vereinigen, denn weiter südwestwärts scheint nur der normal der penibetischen Externzone zugehörige Flysch vorhanden zu sein. Der in ganz hypothetischer Weise unter den Deckschollen in Prof. 23 angedeutete Flysch würde sich also nicht gegen N zu öffnen resp. mit dem übrigen verbinden, sondern nach E zu, womit wohl auch das axiale Westgefälle, das auf der Ostseite der Depression von Yunquera vorhanden ist (s. p. 195), in Zusammenhang gebracht werden kann. Aus diesen Ausführungen, die noch

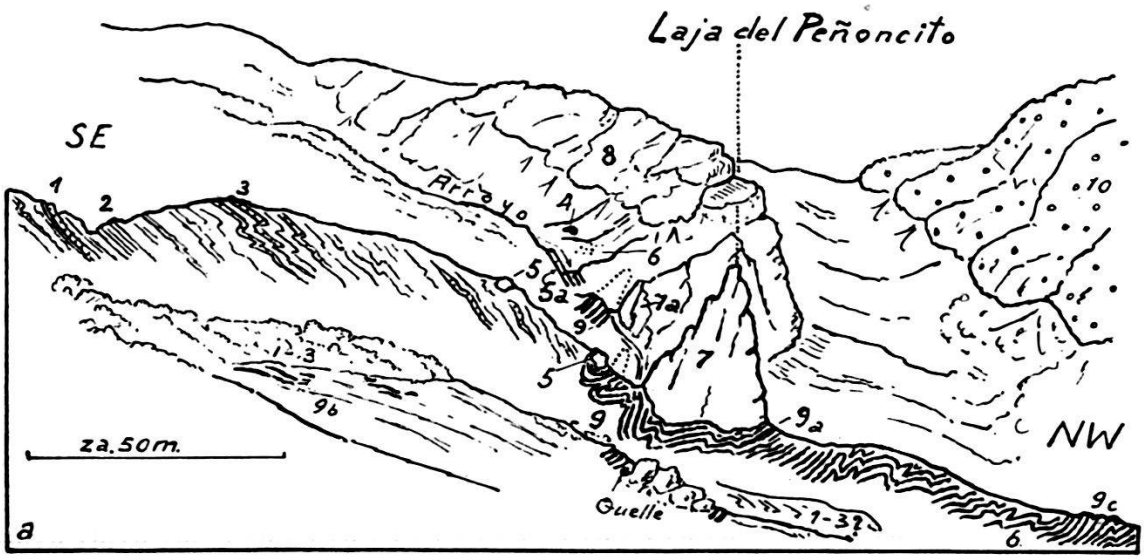

Fig. 24. Profilskizze an der „Laja del Peñoncito" südwestlich Burgo. (Vor und hinter die Profilkulisse ist skizzenhaft in Ansicht das umgebende Gelände eingefügt.)

Paläozoisch-betische Unterlage.

1. Tonschiefer (halbmetamorph), vereinzelte Grauwacken und weiss-rosa Quarzite.
2. Violettrote, dünnschichtige Schiefer (Str. 260°/45° N).
3. Schichtfolge der „calizas alabeadas" (kümmerlich entwickelt): blauschwarze, wellig verbogene Kalke innerhalb Schiefer- und Sandsteinbänken, vereinzelte brecciöse Lagen.
4. Blöcke eines roten Konglomerates, wahrscheinlich Reste der *Permo-Trias.*

Tertiäre Auflagerung auf das Betikum.

5. Dolomitbreccie, begleitet von weissem Kalk, beide nur in Blockrelikten; in der Tiefe des Bacheinschnittes (5a): wohlgebankter, gelbbraun angewitterter Dolomit, im Hangenden gefolgt von violetten und grünlichen, etwas kieseligen Schiefern; Zugehörigkeit der letzteren Serie zu Tertiärbasis oder Trias bleibt fragwürdig.
6. Vereinzelte gelbbraune Sandsteinblöcke = Restant früherer Flyschbedeckung.
7. Weisse, massig-ungeschichtete Kalke, fossilleer, formen den aufragenden Zacken des Peñoncito; sie werden gleicherweise ersetzt wie die Einzelblöcke (5) durch Dolomit (8).

7a. Weisse, gebankte Kalke (oberste Schichtlagen zu 7); auf der Schichtfläche auswitternd Kieselconcretionen.

8. Graue Dolomite, z. T. brecciös, gehen aus dem Peñoncito-Kalk hervor.

Kreide des Betikums.

9. Wechsellagerung grünlich-weisser Mergelkalkschiefer und Mergel; obwohl dürftig aufgeschlossen, ist Unterlagerung unter den weissen Kalk deutlich (9a); in 9b in kleinen Ausbissen den betischten Hügelrücken flankierend.

Nach dem Penibetikum überleitende Schichten.

9c. Rote und weisse mergelige Kalke („type craie"), stehen unter Ackerbedeckung mit 9a in Zusammenhang und leiten nordwärts in das Kreideareal von Burgo über; während die Kreide am Peñoncito mit etwa 15 m vorhanden ist, schwillt sie nordwärts alsbald wohl auf das Zehnfache an.

10. Grobes Tertiärkonglomerat; kalkiges Quarzsandzement; nebst vielen weissen Kalken die Gesteine der Umgebung als Komponenten führend.

recht hypothetischer Natur sind, geht also hervor, dass die Anknüpfung der Externzone an eine betische Basis im Peñoncito nicht ganz so einfache Konsequenzen nach sich zieht. Die einfachste Lösung des Knotens wäre freilich die, welche — entgegen der nachgegangenen Längsverbindungen und Beobachtungen über Auflagerung — annähme, dass die extern penibetische Zone mit den betischen Überschiebungen überhaupt nichts zu tun hat und rein citrabetisch geformte Einheiten enthält. Weitere Aufnahmen von regionalem Ausmass müssen diesen Gesichtspunkt nicht ausser acht lassen.

Das erwähnte westliche Axialgefälle wird weiter südwestwärts durch neuerliches Ansteigen wieder kompensiert. Damit in ursächlichem Zusammenhang ist wohl auch der Umstand, dass nunmehr die Triasmasse noch kräftiger nordwärts vorstösst; die in der Breñuelascholle unter dem Paläozoikum nordwärts fallenden Dolomite stellen sich alsbald steil, überwältigen wohl das nach kurzer Erstreckung aussetzende Paläozoikum (Prof. 24) und schieben sich auf das penibetische Tertiär vor. Das Profilschema durch den zentralen Teil der Serrania de Ronda, das ich früher einer vorläufigen Mitteilung beifügte (Taf. XXX, Lit. 84), entspricht diesem Bauplan.

An dem Westrande des Kartengebietes angelangt, bleibt rückblickend nochmals festzustellen: Eine grosse Störungslinie scheidet vom Sektor von Ardales ab die penibetischen Bauteile von dem südlich gelegenen betisch-rondaïden Komplex; es ist die regionale Überschiebung der letzteren Einheiten auf die erstere; längs ihr sind die südlichen Teile auf die nördlichen aufgeschoben; es qualifiziert sich diese Überlagerung als eine grosszügige Einwicklung, da ursprünglich tektonisch höhere Einheiten unter tektonisch tiefere (Rondaïden) zu liegen kommen.

In dieser Überschiebungslinie, die im wesentlichen eine solche der Rondaïden ist, erkennen wir die in der Literatur oft mehr oder weniger unscharf präzisierte Bruchverwerfung, die Genal-Turon-Linie, wieder, von der man seit Macpherson (1874) annahm, dass sie die südliche kristalline Region von den nördlichen Sedimentbergen scheiden sollte. Orueta-Aguirre und Domingo de Orueta legten ihr besonderen regionalen Wert bei; auch Michel-Lévy und Bergeron von der Mission d'Andalousie bekannten sich zu diesem Längsbruch; nirgends wird derselbe aber jemals kartiert. Im Gegensatz zum „Guadalhorcebruch" finden wir hier eine viel reellere Unterlage für die gemachte Supposition. Freilich die Aufspaltung des Gebietes in eine Anzahl Bruchhorste, wie dies D. de Orueta tut (Lit. 31, p. 484 und Profile 4 und 5), findet keinerlei Stütze in der Beobachtung. Die so vollkommene Umstellung der Auffassungen über den Aufbau der Serrania de Ronda enthebt uns des weiteren Vergleiches, da es sich doch nur um Wiedergabe von Ansichten handeln müsste — z. B. Bildung des „Bruches" zur Zeit der herzynischen Faltung —,

denen allein mehr ein historisches Interesse zukommt. Die Art der Erklärung der Einzelbeobachtung, ihre Einordnung in das tektonische Gesamtbild, wie überhaupt der Gang der geologischen Erforschung der Cordilleren hat in diesem Gebirge, wenn auch in späterer Zeit, die gleiche Entwicklung genommen wie in den Alpen; die Bruchtektonik der älteren Forscher fügt sich dem alles beherrschenden Horizontal- resp. Gleitschub. Einer weiteren Zukunft bleibt es vorbehalten, die Irrungen und Unvollkommenheiten der heutigen Arbeit zu beseitigen; dass dies für die hier behandelten Gebiete und z. T. noch offen gelassenen Probleme voll und ganz zutrifft, liegt in der Art der Sache.

9. Die Sierras von Ortegicar und Teba.

Als letztes, in das Penibetikum einbezogene Areal, liegt innerhalb des Kartengebietes nordwestwärts des Rio Turon ein Bergland, in welchem in den höchst aufragenden Kämmen die Jurakalkkerne der Falten sich durch ihre hellen Kalkwände schon aus der Ferne kennbar machen. Die Kreideumhüllung dieser Jurakerne ist teils recht beschränkt, so dass einen grossen Teil des Gebietes ein wellig fruchtbares Flyschgelände formt. Da die tiefere Kalkformation das eigentliche baubestimmende Gerüst der Faltungsformen darstellt, gehen wir von diesen inneren zu den höheren Teilen, soweit diese noch von Belang sind, über.

Als Sierra Ortegicar im weiteren Sinne werden die Bergzüge zwischen Rio Turon im Süden und Rio Guadateba im Norden zusammengefasst; ein ortsüblicher Sammelname besteht für diese Höhenzüge nicht. Aus der sanft welligen Hügellandschaft tritt als scharfe Form der felsige, langgezogene Bergrücken des Cerro del Escribano (Ortegicar, P. 961 m) hervor; eine grabenförmige Einsenkung trennt ihn von der nördlicheren Kalkmasse des Cancho de Enmedio (890 m). Der südliche Kalkrücken enthält eine flachgeschwungene Antiklinale, deren Nordschenkel sich mit ganz geringer Neigung in den eben genannten „Graben" absenkt, welchen Kreidekalkmergel und vielleicht auch etwas Flysch einnehmen (Prof. 26). Der nördlichere Jurakalkkomplex zeigt teils starke Nordneigung (bis 85°) seiner Schichtbänke. Beide Kalkketten gehören zweifelsohne ein und derselben Struktur an, die einer weitgeschwungenen, asymmetrischen Antiklinale entspricht. Mehr als durch Bruchbildung dürfte der „zentrale Graben" durch die unregelmässige Kalkoberfläche, der sich die Kreideschiefer anpassen, bedingt sein; die in der westlichen Verlängerung liegende Störung schneidet aus dem Steilschenkel ein spitzwinkliges Bruchsegment heraus, setzt aber nicht durch die Antiklinale hindurch fort.

Nordöstlich an die Hauptform der Sierra Ortegicar fügt sich im Matagayar (P. 620 m) eine zweite Struktur, die von einem Längs-

bruch betroffen ist, denn der Südschenkel ist nur in den Kreide- und Flyschschichten angedeutet (Prof. 26a). Südöstlich des Hauptkammes der Sierra kommt der Jurakalk nurmehr in einzelnen isolierten Kalkköpfen innerhalb der sehr mächtigen mergeligen, typisch roten Kreide zum Vorschein; und auch von diesen ist es wenigstens für die kleineren nicht ganz sicher, ob es sich nicht um tithonähnliche Linsen der oberen Kreide handelt. Mehr aus der Umgrenzung durch den Flysch als aus der so unregelmässigen Einzelfaltung der schiefrigen Kreide ist zu erkennen, dass der Bergrücken der „Los Romerales" einer in sich komplexen Antiklinalform entspricht (Prof. 26/19).

Wie auch im Gebiete des Betikums von Málaga, so ist auch aus dem ausgedehnten Flyschgelände, das nordostwärts an diese Jura-Kreidekerne der Sierra Ortegicar anschliesst, wenig genaue Auskunft über den inneren Bau erhältlich. Im Ganzen liegt das Hügelland zwischen der Sierra Ortegicar, Peñarrubia und Gobantes im Nordwestabfall eben durchgangener Strukturen, deren nordöstliches Abtauchen ein recht rasches ist; es ist für Ortegicar auf bis 45°, für Romerales auf 35—40° veranschlagt worden, wobei freilich die Hauptfalte durch kleinere Flyschfalten abgelöst wird.

Diese „Flyschtektonik" vereitelt auch den unmittelbaren Zusammenhang der Externzone mit der südöstlich anschliessenden Medianzone festzulegen. In den vorangehenden Ausführungen ist schon darauf hingewiesen, dass es sehr wahrscheinlich ist, dass die Verbindung beider resp. ihres Mesozoikums sich unter der Flyschbedeckung hindurch vollzieht; für die Medianzone ist das Zwischenglied zur Kreide der Romerales in der Kreide der La Grajera gegeben, in welcher man die Fortsetzung der Faltenschuppe der Sierra Llana des Chorroprofiles voraussetzen kann. Die Externzone erweist sich dermassen als nichts anderes als die zu neuer Faltungskraft wiedererstandene Medianzone. Da für letztere abgeleitet ist, dass sie der Triaszone von Antequera in Überschiebung auflagert, ist dies wohl auch auf die nordwestwärts viel weiter vorspringende Externzone zu übertragen. Die Nordfront der Externzone finden wir in der Sierra von Teba, die denn auch in ihrem Nordrand von der Zone von Antequera mit ihrer chaotischen Innenstruktur begleitet wird.

Die Sierra von Teba setzt sich aus zwei Gebirgsabschnitten zusammen. Bei Peñarrubia erhebt sich unvermittelt aus der sanft geformten Tertiärlandschaft der Felsklotz der Sierra de Peñarrubia, deren plötzliches östliches Ende durch einen NE—SW verlaufenden Bruch bedingt ist; nur die meist benachbarten steilgestellten Flyschschichten werden aber in die Störung miteinbezogen. An diesen dominierenden, NW—SE verlaufenden Malmkalkrücken fügt sich westlich des Durchbruches des Rio Almargen, eines morphologischen und genetischen Gegenstückes zur Chorroschlucht, der westliche, nunmehr gegen WSW umschwenkende Abschnitt der

Sierra de Teba (La Camorra). Der auffällige Knick, den die beiden Gebirgsabschnitte miteinander formen, hat seine tiefere tektonische Ursache.

Der Abschnitt der Sierra de Peñarrubia formt eine mächtige Schichtplatte hellen Malm-Tithonkalkes, die mit geringer Neigung (15—20°) gegen SSW fällt. Die Nordostbegrenzung formt wieder ein ausgesprochener Bruchrand, der jedoch zum grösseren Teil seiner Erstreckung von den horizontal gelagerten miozänen Kalksandsteinen überlagert und verdeckt wird. Noch eben vor dieser Überdeckung kleben an dem Bruchrand rote, steil nach NE fallende Neokomkalkschiefer, die auf eine Schleppung hinweisen.

Zu diesem Abschnitt von Peñarrubia verhält sich jener von Teba wie das Spiegelbild (Prof. 25). Eine besonders in ihren äusseren Lagen recht steil NW fallende Jurakalkserie mit wohlentwickelten plattigen Knollenschichten bricht gegen SE mit einem Steilgehänge ab, an dessen Fuss auch wieder spärliche Neokomreste vorhanden sind; unter Zwischenschaltung einer engen, von Flyschmergeln und Kalksandsteinen eingenommenen Quermulde setzt sich diese „halbe" Antiklinale gegen SW in die gleichgebaute Lentejuela fort. Es ist in die Augen springend, dass ein SW—NE streichender Transversalbruch die beiden Bergkämme Teba und Peñarrubia scheidet. Ein weiterer spitzwinklig dazu verlaufender kleinerer Bruch hat im Verband mit dem Hauptbruch zwischen beiden Teilen eine Depression geschaffen, welche die Miozänablagerungen eingenommen haben, woselbst sie denn auch, die Brüche verdeckend, auch erhalten geblieben sind.

Welches mögen nun die tektonischen Bewegungen gewesen sein, welche die Stellung der beiden heute so spiegelbildartig zueinander stehenden Gebirgshälften bewirkt haben? Es sind verschiedene Interpretationen möglich, deren Prüfung die Miozänbedeckung erschwert. Vorausgesetzt darf wohl werden, dass die aneinandergrenzenden Teilstücke einem ursprünglich einheitlich angelegten Faltenzug entsprochen haben mögen. Die Lage am Nordrand einer penibetischen, gegen die Trias von Antequera vordringenden Überschiebungsstirn lässt bei der Nordbewegung die Kombination verschieden wirkender Kräfte zu. Bruchbildung und darauf folgende scherende Transversalverschiebung können beide mit im Spiele sein. Stellt man sich vor, dass die Richtung der „Tebahälfte" entsprechend der geltenden Streichrichtung im Hinterland die ursprünglich durch den Faltungsdruck bewirkte Hauptfaltungsrichtung wiedergibt, so kann bei der weiteren Bewegung in der sich aufbäumenden Falte ein Scheitelbruchpaar sich gebildet haben; zufolge einer nunmehr wirkenden Stauungskomponente kippte der Südflügel der Falte und wurde durch hier wirkend bleibenden Faltungsdruck gegen NE abgedrängt; die längs den Brüchen vorhandenen Neokomfetzen müssten dann als scheitelnahe geschleppte Partien aufgefasst werden.

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

B. Regionale Betrachtungen.

1. Regionaltektonische Beziehungen.

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

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