Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 23 (1930)

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

Artikel: Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce (beltische und penibetische Zone zwischen Antequera und Yunguera, Prov. Málaga)

Autor: Blumenthal, Moritz M.

Kapitel: C: Stratigraphie : die penibetischen Formationen

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-158927

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 02.10.2025

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

C. Die penibetischen Formationen.

Die betische Schichtserie im engeren Sinne wird mit der Permo-Trias in malagensischer Fazies abgeschlossen. Sehen wir von den kleinen Resten mesozoischer Formationen ab, die auf dem alten betischen Rücken erhalten geblieben sind, so wäre allein noch nach seiner tektonischen Position das transgredierende Tertiär der betischen Schichtreihe anzuführen; wir gliedern diese Formationen jedoch ab und stellen ihre Besprechung in den Verband mit den Formationen, welche die penibetische, am Nordrand des Betikums sich hinziehende Faltenzone, das Penibetikum, aufbauen.

I. Die penibetische Trias.

Die Trias der penibetischen Falten kommt im Kartengebiet allein im Faltenkern der Sierra de Huma zutage. In den übrigen Strukturen bleibt dieselbe unseres Erachtens stets unter jurassischen Formationen verborgen und findet sich erst wieder weiter östlich und westlich in tief aufgeschlossenen Strukturen (in den Bergen von Alfarnate nach KILIAN und BERTRAND und bei Ronda am Rio negro). Der Durchbruch des Rio Guadalhorce durch das Gewölbe der eben genannten Bergkette erschliesst im Triaskern, der durch seine weicheren Schichtlagen die Weitung des Hoyo del Chorro bedingt, ein ausgezeichnetes Schichtprofil; dasselbe erstreckt sich freilich nur über 200—250 m Schichtmächtigkeit, bildete aber stets den Ausgang für geologische Studien und war auch der Mission d'Andalousie ein stratigraphischer Stützpunkt. Dementsprechend bleibt zu seiner Stratigraphie hier keine wesentliche Ergänzung übrig; in der Ansichtsskizze von Fig. 6 ist die Trias in den Nr. 3—9 enthalten. Ein weiteres engbegrenztes Triasvorkommen knüpft sich an den steil aufgerichteten, schuppenförmigen Kalkkeil der Castillones; Fig. 7 gibt die Verhältnisse wieder.

Die Zugehörigkeit der Kernformation der Chorroschlucht zur Trias ist insbesondere erbracht durch:

1. die Lage unter der Lias-Juraserie der hangenden Schichten,
2. durch Fossilfunde obertriasischer Zugehörigkeit, und
3. durch die analoge Fazies mit der Triasentwicklung in germanischer Ausbildung.

Betrachten wir kurz die drei Gesichtspunkte absonderlich.

1. Die stratigraphische Position. Wie schon KILIAN und BERTRAND klargelegt haben, herrscht nach höheren Lagen Kontinuität der Schichtfolge; Kalke, die nach ihrem Nerineen-Inhalt als Lias angesehen werden dürfen, schliessen das Triasgewölbe nach S normal ab. In gleicher Lage lässt sich das Triasband des Hoyo über die Passhöhe nördlich des Huma-Grates ostwärts bis La Rejanada

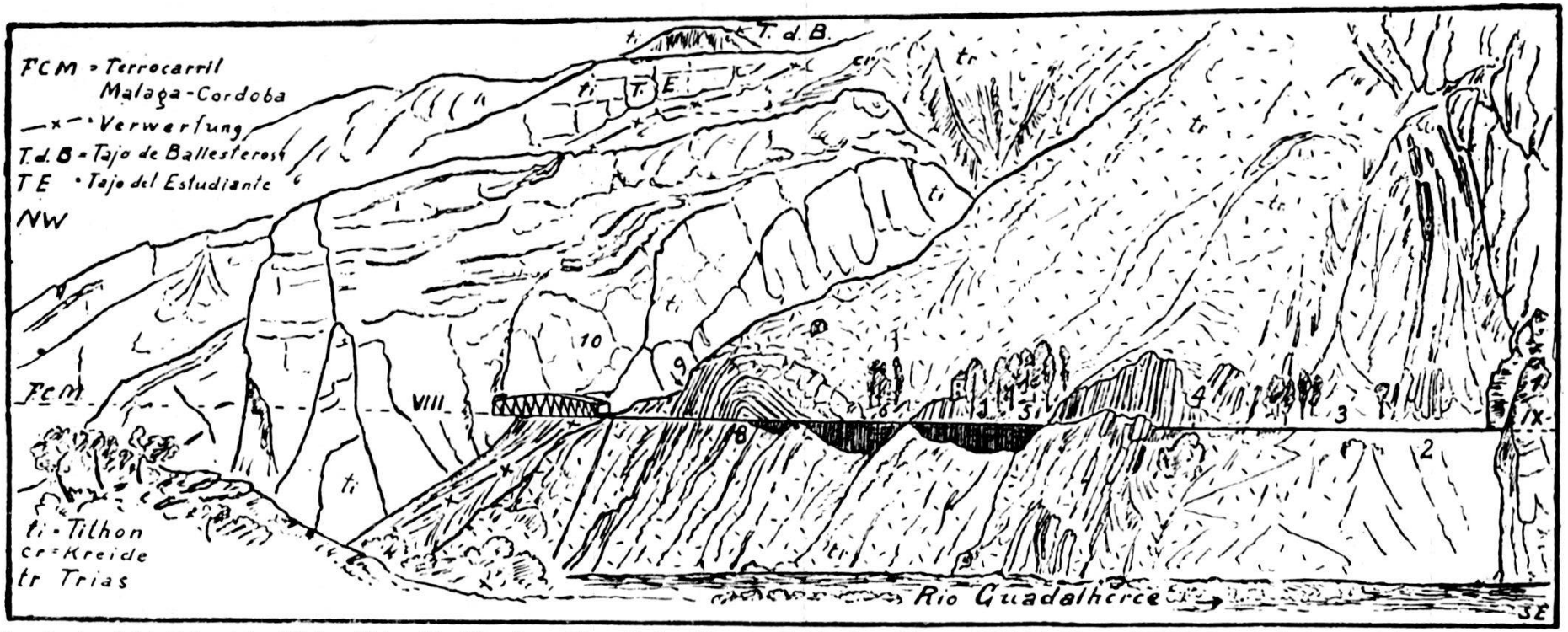


Fig. 6. Ansichtsskizze des Malm-Trias-Profiles im „Hoyo" der Chorro-Schlucht. (Tunnel IX bis Tunnel VIII der Bahnlinie Málaga-Córdoba

Dogger-Malm.

1. Massiger, hell blaugrau anwitternder Kalk; der sonst weisse, dichte, bis feinst kristalline Kalk hat im Bruch einen Stich ins Gelbliche; einzelne Partien (Lagen oder auch nur Linsen) sind oolithisch, vereinzelt sehr grob-oolithisch (pisolithisch); Randpartien dieser „Ooide" zeigen sekundäre Auflösung; in diesem Gestein wenige umkristallisierte Fossilreste (Radiolarien ?). Von diesen oolithischen Lagen (Dogger) Übergang in höhere Malmkalke ohne feststellbare Formationsgrenze. Streichen: 90°/85° S bis saiger.

Lias.

2. Gebankte, blaugraue Kalke; weniger resistente Zwischenlagen formen einen knollig-bröckligen, gelbfleckigen Kalk mit zahlreichen Gastropoden (*Nerinea* sp.); Mächtigkeit höchstens 30 m.

3.—9. *Trias.*

3. Aufschlussarme Schuttrinne; Hervortreten einzelner dolomitischer Kalkbänke; vorwiegend jedoch bunte, hauptsächlich grünliche Mergel; ev. „Infralias".
4. Schichtfolge von dickbankigen, bis 5 m dicken Dolomitbänken und zwischengelagerten grünlich-grauen Mergeln. Die Dolomite, teils feingebändert und auf Schlag bituminös riechend. (Nr. 2 Dolomit-Tabelle, p. 000); Str. 80—90°/75—85° S; Mächtigkeit ca. 65 m.
5. Unterbruch durch Bedeckung; Dolomite nicht fehlend; ca. 45 m.
6. Schichtfolge von Dolomiten und Mergeln (teils bedeckt); Abnahme der Dolomitbänke, Gypszwischenschaltungen; Mächtigkeit der ganzen Dolomitbankserie (4—6) ca. 140—150 m.
7. Rauhwacke-Dolomit (brecciös), ca. 5 m; darunter Gypsmergelschiefer, Gyps und Gypsbreccie, dünnere, blauschwarze Dolomitlagen; Str. 110°/50° SSW.
8. Innerster Kern eines Antiklinal-Gewölbes, bestehend aus körnig-kristallinem Gyps und Gypsmergelschiefern (20—25 m); Gyps-Antiklinalkern ca. 35 m. Gesamtbetrag des Anstrichs der Triasformation: 200—225 m.
9. Wiederkehr der gypsreichen Schichten (Gypsbreccien und rosafarbige Alabasterlagen) des Südschenkels unter nochmaligem Aufbiegen längs der Bruchwand des Tithonkalkes.

Tithon.

10. Graublaue, innen gelblich-weisse, gut bebankte Kalke; durch eine Verwerfungsfläche (Str. 70°/70° SSE; teils auch Schichtfläche des Kalkes) von den Triasgesteinen geschieden.

(s. Fig. 17) verfolgen, wo es unter die Jurakalke des „Picacho Soldado" ostwärts untertaucht.

2. Fossilgehalt. Aus einer Serie bräunlicher Kalke gelang es den Forschern der Mission d'Andalousie (18, p. 404) die folgende, für obere Trias bezeichnende Fauna zu sammeln: *Myophoria cf. vestita* v. ALB., *Lucina sp.*, *Gervilia praecursor* QUENST. und *Terebratula sp.* Die fossilführende Lage wurde nicht mehr zurückgefunden und kann auch nicht aus anderen Triasprofilen eine Ergänzung angefügt werden; aus der Angabe der Fundstelle „avant le tunnel n⁰ 9" geht hervor, dass es sich um die obersten Triasbänke (4—3, in der Skizze der Fig. 6) handelt, die auch nach ihrer Lage im Gesamtprofil die Zugehörigkeit zum Keuper dartun.

3. Fazielle Analogien. Die Trias der subbetischen Zone ist seinerzeit durch KILIAN und BERTRAND in ausgezeichneter Weise charakterisiert worden und ihre dem germanischen Keuper sehr ähnliche Entwicklung (bunte Mergel, Gyps- und Salzstöcke, Dolomiteinlagen) ist hervorgehoben. Dieser Faziestypus kehrt auch unverkennbar in den beiden penibetischen Triasprofilen wieder, wenn auch der starke Einschlag von Dolomitbänken hervortritt. Während aber der Dolomit- und Kalkgehalt in der eigentlichen subbetischen Zone nur in Form unzusammenhängender „Kliffe" sich anzeigt, fällt in den beschränkten Profilen der Chorroschlucht die wohlgefügte, isoklinale Schichtlage eher auf.

Die oberste Übergangsstufe gegen jurassische Kalke könnte in unseren Profilen wohl als Infralias (Rhät.) bezeichnet werden; sie enthält wohlgebankte dolomitische Kalke oder Dolomite, welche stets mehr oder weniger bituminös riechend sind. Über den Dolomitcharakter dieser und anderer Gesteine mögen die Analysenwerte der hier zugefügten Tabelle orientieren (ausgeführt von Dr. M. BLUMENTHAL, Schaffhausen); dieselbe enthält Gesteine der verschiedenen Triaszonen, die als Durchschnittstypen gelten können.

Tabelle einiger dolomitischer Gesteine.

Herkunft	Formation	Gestein	$CaCO_3$	$MgCO_3$
1. El Chorro (Nr. 6, Fig. 7)	penibet. Trias	gelbl. sandig anw. Dolomit	51,45	40,15
2. Chorro-Schlucht (Nr. 4, Fig. 6) . .	id.	hellgrau-gelber, bituminöser Dol.	55,1	45,00
3. La Rejonada (Nr. 3, Fig. 17)	id.	id.	55,65	44,40
4. Torre Blanca b. Marbella	betische Trias	weiss-gelblich., dichter Dolom.	53,75	42,85
5. Torre Atalaya b. Málaga	id.	schwarzblauer, harter Dolom.	54,50	43,80

Herkunft	Formation	Gestein	$CaCO_3$	$MgCO_3$
6. Vadolosyesos (gegenüber km 130 Bahnlinie nordwest. Gobantes)	citrabetische Trias	blaugrauer, etwas poröser, schwach dolomit. Kalk	98,30	1,60
7. Vadolosyesos (Nordausgang Tunnel) . .	id.	graugelb anwitt. dolom. Kalk	58,00	39,20
8. Antequera (Bario fabril am Castillo) .	id.	blauschwarzer, wohlgebankter dolomit. Kalk	83,40	15,70
9. Puerto del Asno . .	Tithon (Lias ?)	grauer, splittriger Dolomit	54,50	41,10
10. Sierrezuela de Carratraca (Hügel P. 683)	alpine Trias	grobkörniger, kristalliner Dolomitmarmor (glimmerführend)	52,60	41,20

Eine mächtiger ausgebildete Dolomitserie, die sich zwischen Keuperfazies und höhere Jurakalke einschaltet, und wie sie in weiter östlichen Bergstrecken vorhanden ist (Gegend von Alfarnate und Zafarraya), findet sich am Guadalhorce nicht; dieselbe wurde neuerdings durch R. v. Klebelsberg als ein „Hauptdolomit" in die obere Trias gestellt, während sie von Kilian und Bertrand als liasisch angesehen wurde. Über die vermutliche stratigraphische Stellung dieses Dolomites sei in einer Umschau über die Verbreitung der Liassedimente (s. p. 109) zurückgekommen.

II. Der Lias.

Für das Studium des Lias bieten die im Kartengebiet liegenden penibetischen Falten äusserst dürftige Anhaltspunkte. Sie stehen darin in einem unverkennbaren Gegensatz zu westlich und östlich anschliessenden Gebieten, in welch letzterer Richtung es der Mission d'Andalousie gelang, wohlgegliederte Lias-Profile aufzustellen (z. B. Sierra Elvira in der Nordbegrenzung des Beckens von Granada). Orueta's Angaben sind allzu schematisierend, um von stratigraphischem Belang zu sein.

Das einzige Lias-Profil, das ziemlich sicher als solches erkannt werden kann, knüpft sich an den bei der Trias schon besprochenen Faltenkern der Chorro-Schlucht (2, Fig. 6). Als Lias wird eine Bankfolge von blaugrauen, etwas knolligen Kalken angesehen, die zahlreiche, leider aber spezifisch nicht bestimmbare *Nerineen* enthält. Da weder nach dem Hangenden noch nach dem Liegenden — hier werden Mergel vorherrschend — eine scharfe Grenzziehung möglich ist, bleibt die Schätzung der Formationsmächtigkeit eher willkürlich (höchstens 30 m); gegenüber den höheren Jurakalken ist

die mehr ausgesprochene Bankung (durch Mergelzwischenlage) einigermassen leitend. Eine Scheidung in Einzelstufen, wie dies weiter östlich möglich ist, bleibt ausgeschlossen.

Die Unzulänglichkeit der Erkennung des Lias macht sich im gleichen ca. 6 km langen Faltenkern weiter ostwärts noch mehr geltend. Im Trias-Gewölbe unterhalb des Cortijo La Rejonada (Kartenskizze Fig. 17) ist die Mergelzwischenlagerung nicht mehr vorhanden, so dass ich nur mehr eine 2—3 m mächtige, innen etwas brecciöse, schwach sandige, gelblich anwitternde Kalkbank als den Repräsentant der ganzen Formation ansehen möchte; im Südschenkel des gleichen Gewölbes fehlt überhaupt jeder Liaskalk.

Nochmals begegnen wir Liaskalken in der steil aufgepressten Struktur der Castillones (Fig. 7). Während im Profil des Bahntracé Liaskalke unsicher sind — entweder sehr ausgedünnt oder durch Miozän bedeckt, oder aber doch schon in der mauerartigen Felswand (5–6, Fig. 7) ganz oder z. T. enthalten —, stellen sich mehr ostwärts, gegen den Puerto Flandes zu, hellbraungelb angewitterte, innen graugelbe Kalke ein, die den Lias repräsentieren dürften. Diese sind zugleich die meist betikwärts gelegenen Liasvorkommen, denn auf dem betischen Rücken selbst ist in unserem Gebiet diese Formation nirgends mehr nachzuweisen.

Ob der Lias in anderen Strukturen des Penibetikums innerhalb des Kartengebietes — so am Torcal, woselbst ihn Kilian und Bertrand annehmen — nochmals zum Vorschein kommt, soll, da ich dieser Auffassung nicht zuneige, erst später (p. 240) erörtert werden.

Gegenüber der geringen Mächtigkeit und Ungliederbarkeit des Lias in unserem Abschnitt des Penibetikums hebt sich dessen Entwicklung in einem westlichen und besonders östlichen Abschnitt des Penibetikums auffällig ab. Lassen wir die wahrscheinlich tektonisch von unserer Zone abzuscheidenden subbetischen Strecken (Salinas, Sierra Parapanda, Sierra Pedrosa usw.) hier ausser Betracht, so mag hervorgehoben werden, dass die Gebirge, welche Kilian und Bertrand die Feststellung des Lias in alpiner Ausbildung und seine Gliederung gestatteten, sehr wahrscheinlich in ein und derselben strukturellen Einheit sich vorfinden, was in grossen Linien gewiss auch ein und derselben Sedimentationszone gleichkommt; es liegen also innerhalb derselben recht merkbare fazielle Schwankungen vor.

Sehen wir uns anhand der Darstellung durch die Mission d'Andalousie (18, p. 409) in jenen penibetischen Nachbargebieten kurz um. Bei den Bädern von Alhama, im Westrand des Beckens von Granada, ist der untere und mittlere Lias vertreten durch eine Aufeinanderfolge von grauen und weissen Kalken mit grauen Mergelzwischenlagen, welche Serie nach oben gefolgt wird von einer Echinodermenbreccie und bunten Mergeln; die darüber liegenden gelben Kalke enthalten *Phylloceras cylindricum* und *Arietites ceras*.

Noch viel reicher gegliedert erweist sich der Lias in der Sierra Elvira am Nordrand des gleichen Tertiärbeckens. Über mächtigen schwarzen Kalken und Dolomiten des unteren Lias folgt eine analoge Echinodermenbreccie; be-

sonders gut vertreten sind der mittlere und obere Lias: rötliche, brecciöse Kalke mit Mergelzwischenlagen, rote und graue mergelige Kalke, erfüllt von *Harpoceras algovianum*. Im oberen Lias stellt sich der eigentliche ammonitico rosso inferior ein mit *Hildoceras bifrons* und darüber des weiteren grauweisse Kalke *(Lioceras subplanatum)* und graue Mergel mit pyritischen Ammoniten.

Hauptsächlich an der Basis des Lias finden sich nach der Mission d'Andalousie Dolomite, die besonders bei Annäherung an unser Gebiet mehr bestimmend im Schichtprofil werden (Villanueva de Rosario, p. 413, Villanueva de Cauche, p. 545). Im ganzen genommen zeigt somit der Lias in den östlichen Ketten eine wesentlich andere Gliederung und viel grössere Mächtigkeit als dies für den kärglichen Kalkrest am Guadalhorce zutrifft.

Die starke Verbreitung eines dolomitischen Lias im östlichen Penibetikum wird neuerdings durch eine andere stratigraphische Aufteilung durch R. v. Klebelsberg in Frage gestellt (89, p. 539). Unser geschätzter Fachgenosse aus Innsbruck verweist nämlich in den Bergen von Alfarnate und Zafarraya alle massigen Dolomitbildungen, die sich über bunten Triasmergeln mit ihren Dolomitbänken vorfinden, in eine höhere, alpin ausgebildete Trias, die er mit dem norischen Hauptdolomit der Ostalpen vergleicht. Dadurch wird eine sonst mit der höheren kalkigen und fossilführenden Ausbildung des Jura respektive Lias (z. B. bei Villanueva de Rosario) eng verbundene Gesteinsserie in die Trias hinabversetzt, in welcher Formation sonst im Penibetikum nirgends mehr über der Keuperfazies neuerdings eine so bedeutende Dolomitbildung sich einstellt. Man müsste hier direkt von einer Übergangszone germanischer Trias in alpine Trias sprechen und die Dolomitfazies der Permotrias der zentralen und südlichen Provinz Málaga mit dieser Dolomitentwicklung der nordöstlichen Bergketten zusammenknüpfen.

Da unser engeres Kartengebiet diese Dolomitfazies nicht enthält — höchstens könnten die anderwärts noch zu erwähnenden Dolomite des Puerto del Asno am Torcal (p. 239) hieher gerechnet werden —, kann diese meines Erachtens kaum durchzuführende stratigraphische Umordnung daselbst nicht geprüft werden. Weiter westliche Gebiete ergeben aber wieder eine ähnliche Schichtreihe. In den Bergen östlich Ronda (Sierra de la Hidalga) folgt gleicherweise über einer Keuperfazies der Trias eine mächtige Dolomitserie (mit Kalken). Dass man daselbst aber den Dolomit nicht in eine obertriasische Stufe stellen kann, sondern ihm Liasalter zuerkennen muss, lässt sich auch durch Fossilfunde belegen. Zwischen Dolomiten und Keupermergel findet sich dort eine teils mächtige Kalkstufe, in welcher es mir gelang, an der Basis einige *Myophorien*kalk-Niveaus festzulegen, die auf das Rhät oder eher noch höheres Niveau hinweisen. Prof. A. Jeannet in Neuchâtel hatte die grosse Liebenswürdigkeit auch diese Triasserie zu prüfen; er erkannte darin:

Myophoria sp. (zahlreich);
Ostrea (Alectryonia) cf. Palmetta Steffani (*non* Sow);
Placunopsis alpina Winkler;
Ostrea (Alectryonia) Haidingeriana Emm.;
Plicatula sp. (am nächsten: *hettangiensis* Terq.

Die analoge Position (*über* der Keuperfazies befindlich) der in Frage stehenden Dolomite des östlichen Penibetikums legt es somit nahe, auch denselben Liasalter zuzuerkennen, zumal Dolomitbildung eine im Jura der Cordilleren oft wiederkehrende Faziesvariation darstellt.

III. Der Dogger.

Mehr als für jede andere Jurastufe gilt für den Dogger die Schwierigkeit seines Nachweises, da eine einheitliche Kalkserie vom unteren Jura zum oberen Jura fortleitet und keine besondere Schichtausbildung sich lithologisch als mittlerer Jura erkennen liesse. Seine

Feststellung ist denn auch in unserem Gebiete auf Grund neuer paläontologischer Daten oder lithologischer Abgrenzung nicht möglich geworden.

Frühere Bearbeitung gibt über das Vorhandensein des Dogger auch nur teilweise und räumlich äusserst begrenzte Auskunft. In seinem für jene ältere Zeit recht inhaltsreichen „Bosquejo" stellt ORUETA-AGUIRRE (10) eine tiefere Kalkserie, bestehend aus weissen Kalken und oolithischen Kalken, ohne hinreichende Begründung als „oxfordiense" einer höheren Serie als „titonico" gegenüber. Genannte Gesteine beschränken sich aber nicht auf eine Stufe, sondern sind durch die ganze Juraserie vorhanden. Eher noch weniger Auskunft gibt ORUETA jr. Er, wie überhaupt sämtliche Autoren, die sich von nun ab mit unserem Gebiet oder dessen Nachbarschaft beschäftigen, wiederholen verallgemeinernd für alle Stufen die Ergebnisse der Mission d'Andalousie. Der letztgenannten kommt die erste und ... letzte Erkennung des Vorhandenseins einer Doggerstufe zu.

Im Querprofil des Guadalhorce-Durchbruches folgt südwärts auf die Hauptstruktur der Sierra de Huma die keilförmig aufragende Jura-Triasschuppe der Castillones, deren Trias-Liaskern im vorangehenden Abschnitt erwähnt worden ist. Das Tunnel XI der andalusischen Bahn durchsetzt deren Südflügel in einer kontinuierlichen Kalkserie von ca. 130 m Mächtigkeit; sie ist in Fig. 7 in skizzenhafter Ansicht wiedergegeben. In dieser Kalkserie gelang es KILIAN und BERTRAND, im Einschnitt des Tunnels XI (Südseite?) in brecciösen Kalken eine auf Dogger, insbesondere auf Bathonien, hinweisende kleine Fauna zu finden (p. 424). Aus „calcaires compacts, jaunâtres, à taches bleues, entremêlés irrégulièrement de filets de marnes d'un gris verdâtre" werden angeführt: *Eligmus polytypus* DESL., *Terebratula circumdata* DESL. und *Rhynchonella cf. varians* SCHL. Die Kalkserie des Tunnels XI enthält im Liegend- (3 der Fig. 7) und im Hangendteil (2 br) brecciöse Kalke, von welchen die ersteren den Eindruck tektonischer Bildung machen. Weder mit der einen noch anderen Bildung lässt sich der Dogger der Mission d'Andalousie identifizieren; die höhere Breccie, die wohl fossilführend gefunden wurde, erwies sich als tithonisch (s. p. 121), worauf auch schon die Nähe der Tithonfauna führenden Knollenschichten hinweist (2), die tiefere entspricht nicht der Beschreibung und ist fossilleer. Es muss also die Fixierung des Doggerniveaus der französischen Forscher in der Schwebe gelassen werden, da eine entsprechende fossilführende Schicht nicht zurückgefunden wurde. Nichtdestoweniger darf wohl der Nachweis des Doggers gültig bleiben. Die geschlossene Schichtserie der Castillones zeigt, da ein Sedimentationsunterbruch nirgends zu erkennen ist, dass die ganze Juraformation durch eine einheitliche Kalkserie repräsentiert sein muss; der Fall einer typischen, wenn auch wenig mächtigen „série compréhensive" liegt hier vor.

Dass unter solchen Umständen der Nachweis des mittleren Jura schwer fällt, ist leicht einzusehen. In den tieferen Aufbrüchen der Falten kann der Dogger nur nach seiner ihm zukommenden stratigraphischen Position vermutet werden; er bleibt eingeschlossen in

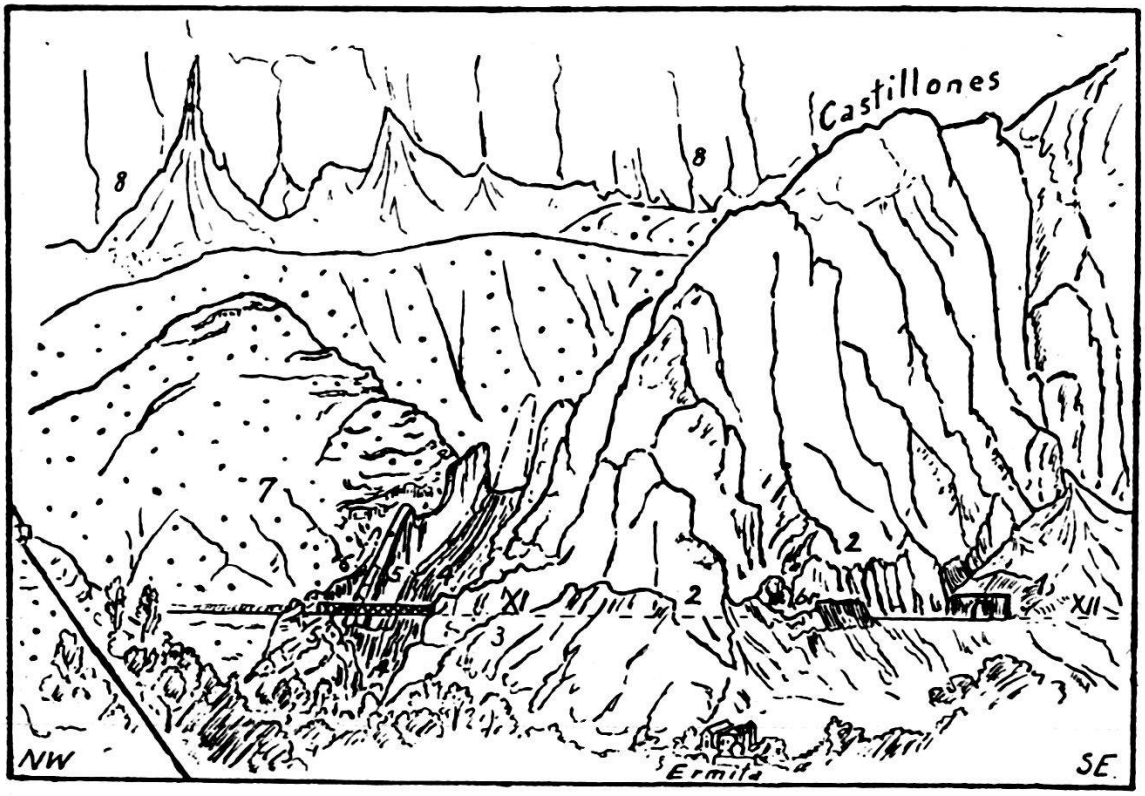


Fig. 7. Ansichtsskizze des Westendes des Castillones-Kalkzuges bei El Chorro (Tunnel XI).

Flysch.

1. Grünliche und braunrote bröcklige Mergel.

Tithon-Dogger-Kalkserie.

2. Helle, massige Kalke, etwas gelblich, bankig. Rechts ausserhalb der Skizze übergehend in ca. 5 m Knollenkalke mit Tithonfossilien (*Spiticeras pseudogroteanus* etc.); von den Flyschmergeln nächst Bahntracé durch Verwerfung geschieden (Str. 35°—85° S).

br Übergang in eine monogene Kalkbreccie, bestehend aus weisslich grauen, dichten Tithonkalken, kleine Fossilientrümmer und Kristallaggregate (umkristallisierte Foraminiferen?) enthaltend; das Zwischenmittel besteht aus gleichen Kalken und einer grünlichen tonigen Beimischung, darin reichlich *Rhynchonellen* (s. p. 68), *Aptychus* sp. und *Belemnites* sp.

3. Grobbrecciöse, weisse, partienweise oolithische Kalke (*Dogger*?).

4.—6. *Lias-Trias.*

4. Wechsellagerung von grünen und rotbraunen Mergelschiefern, durchsetzt von dünnen Bänken schwarzgrauen dolomitischen Mergelkalkes, hellem, muschelig brechenden Mergeln, dünnen Fasercalcitlagen und gelben flaserig-nierigen Sandsteinplättchen. Die ganze Serie formt eine ausgesprochene Hohlkehle, über welche die Eisenbahnbrücke nächst Tunnel XI hinübersetzt; repräsentiert die obersten Keuperlagen; Mächtigkeit ca. 10 m.
5. Mauerartig emporragende Felswand grauschwarzer, mehr oder weniger dolomitischer Kalkbänke, begleitet von feinst gelbsandig anwitternden Dolomitbänken (Str.° 75—85° S); diese Bankserie, an den Mergeln unter der Bahnbrücke diskordant absetzend, findet ihre Fortsetzung in einer Serie von
6. dünnbankigen Kalken und Dolomiten (die Unterlage des Nordendes der Bahnbrücke bildend), die nach N fällt (Dolomitenanalyse Nr. 1 p. 107) und als „Intralias" angesehen werden kann.

Miozän.

7. Konglomerate und grobe Kalksande der Miozän-Molasse, füllt fjordartig die Depression zwischen den hohen Kalkwänden des Castillones und der Sierra de Huma (8) aus.
8. *Tithon* (örtlich rote, knollige Kalklagen), formt hohe, ca. 70° S fallende Plattenschüsse.

der einheitlichen Kalkfolge, in der immerhin gelegentlich gegen die Basis zu (Fig. 6, 1) sich grob oolithische Kalke einstellen können. Bei der grossen Mächtigkeit, welche der Gesamtjura in dem Felsklotz des Torcal erreicht, ist anzunehmen, dass dort der Dogger gleichfalls Anteil nimmt an der Kalkserie. KILIAN und BERTRAND teilen daselbst dem mittleren Jura oolithische Kalke und wohlgebankte graue Kalke zu (18, p. 423); sie sind wahrscheinlich innerhalb der Serie des Torcal bajo (Fig. 8) zu suchen; obwohl in den roten Knollenkalken Ammoniten gesammelt werden konnten, dienten keine hinreichend zu spezifischer Bestimmung und Dogger-Nachweis, welch letzterer auch bei der Mission d'Andalousie kein paläontologisch begründeter ist. Die Besprechung der Malm-Tithon-Serie bringt uns auf diese Frage zurück.

Ähnliches wie für den Lias angeführt wurde, nämlich eine fazielle Verarmung in der Richtung von E nach W, trifft auch für den Dogger der penibetischen Zone zu, vorausgesetzt, dass wir dazu auch die Sierra Elvira zählen. Aalenien mit *Ludwigia Murchisonae*, Bajocien mit *Coeloceras Humphresianum* sind dort in bräunlichen, mergeligen Kalken und kieselführenden, teils rotbraunen Kalkplatten erkannt worden; Dolomite schliessen die Stufe ab (18, p. 421); in den Bergen von Alfarnate und Zafarraya ist Erkennung und Ausscheiden der vermuteten Doggerbildungen schon etwas dürftiger (Alfarnate: „dalles calcaires à debris d'oursins et d'encrines"; Zafarraya: „calcaires grisâtres à *Rhabdocidaris*"). Diese Verhältnisse der Fazies- und Fossilverarmung waren schon KILIAN und BERTRAND aufgefallen, und sie gl ubten, die Region des Torcal könne als vermittelnd zwischen den östlichen und westlichen Regionen angesehen werden.

Über das Verhalten des Doggers in den ausgedehnteren, westlich des Chorro gelegenen Flächen des Penibetikums ist sehr wenig Sicheres zu berichten. Es ist wahrscheinlich, dass derselbe in Malmfazies Anteil nimmt am Aufbau der Gebirge östlich Ronda; bei Ronda selbst fand ich aber den Oligozänflysch auf Plattenkalken des Lias oder Infra-Lias transgredierend, eine vermutlich nur lokale Episode des Abtrags anzeigend, denn südwestlich davon, in den Bergen längs des Rio Guadiaro, gewinnt eine einheitliche Malmfazies wieder grosse Mächtigkeit.

IV. Malm und Tithon.

Die hellgrau ins Land leuchtenden Kalkwände der Gebirgskette zwischen Guadalhorce und Loja waren für jede ältere geologische Arbeit der Ausgangspunkt für eine stratigraphische Aufteilung und besteht, dank ihrer örtlichen Fossilführung, in ihrer Zuteilung zur Juraformation bezw. in ein „oolitico" Übereinstimmung. Ihre Fossilführung vorwiegend im oberen Abschnitt, liess schon 1871 ORUETA-AGUIRRE (5) Ober-Jura erkennen (erwähnt wird: *A. Achilles*, *A. transversarius* und *A. perarmatus var. catena*, die später durch KILIAN und BERTRAND als *Simoceras agrigentinum* FAVRE, *Peltoceras Fouquei nov. sp.* und *Aspido-*

ceras dornacensis FAVRE revidiert werden). Eine stratigraphisch grundlegende Sichtung innerhalb der Kalkformation des Torcal und der Guadalhorce-Schlucht ist erstmals festgelegt durch die Arbeiten der Mission d'Andalousie (18) und kann die neue Bearbeitung dieselbe kaum wesentlich ergänzen; leider ist die topographische Fixierung der Beobachtungen und Funde der französischen Forscher nicht derart, um dieselben mit Sicherheit in neuere Bearbeitung einbeziehen zu können. Auf die viel weniger paläontologische Daten liefernde Serrania de Ronda überträgt D. DE ORUETA (31, p. 363) im grossen und ganzen die Angaben der Mission d'Andalousie aus den mehr östlichen Gebirgen.

Die lithologische Beschaffenheit des oberen Jura ist in allen Teilen des Penibetikums die gleiche; es fügt sich derselbe mit den in der Chorro-Schlucht erkannten tieferen Jurastufen zu einer einheitlichen Kalkserie zusammen; eine gewisse Sonderstellung nimmt höchstens der Jura der internen Zone ein; bei der vorhandenen lithologischen Einheitlichkeit ist die Aufteilung in einzelne Stufen ein kaum durchführbares Unternehmen und kann bei systematischer Sammelarbeit, die mit Sprengungen vorzugehen hätte, höchstens deren sporadischer Nachweis erreicht werden; aber auch ohne Erkennung einzelner Stufen ist der Tatbestand einer kontinuierlichen, gleichartigen Sedimentation ohne belangreiche Emersion oder Abtrag sicher zu erkennen; wohl finden sich innerhalb der Schichtserie gewisse Zonen, die man als Sedimentationsunterbruch, oder zum mindesten Sedimentationshemmungen qualifizieren muss (Einschaltung der Knollenschichten), die aber nicht notwendig eine Emersion mit Fehlen einzelner Stufen zur Voraussetzung haben.

Die Kalktypen innerhalb des Ober-Jura lassen sich in die folgenden Gesteine einordnen:

1. *Dichte* (seltener feinst kristalline) *wohlgebankte Kalke*, muschelig brechend und im Bruch rein weiss, gewöhnlicher aber einen gelbgrauen (crèmegelben) Farbton aufweisend, in der Anwitterungsfläche bläulichgrau bis bleichgrau, besonders bei flacher Schichtlage zu Verkarstung neigend; die Kalke sind oft endogen brecciös; die oolithische Struktur mancher dicht aussehender Typen wird erst mit der Lupe kenntlich; Übergänge in spatige (echinodermische) Kalke sind vorhanden, eigentliche Echinodermenbreccien sind nicht angetroffen; die Bankung ist ausgeprägt, die Schichtlagen schwanken in ihrer Dicke zwischen 20—50 cm; besonders im oberen Teil (Tithon) sind rosa gefärbte, oder auch nur rötlich gefleckte Gesteinstypen gewöhnlich.
2. *Massige weisse Kalke.* Zum Unterschied von Kalktypus 1 heller grau anwitternd und im Bruch reiner weiss und in gröbere Oolithstruktur aufweisend; die Schichtung wird oft weniger deutlich, die Bänke sind stets dicker (um 1 m) und Klüftung tritt bisweilen sehr in den Vordergrund; sie formen zwischen den dünner geschichteten Kalken gern riffartige Anschwellungen, die in ihrer Mächtigkeit variieren; diese Kalktypen, die zu den dünner

gebankten Kalken alle Übergänge zeigen, werden in den Cordilleren gewöhnlich als „jaspon" bezeichnet.

3. *Oolithkalke*, rein weiss oder gelblichweiss aus obigen Typen hervorgehend; die Ooide schwanken zwischen Stecknadelkopfgrösse bis Erbsengrösse; die Beschränkung auf Schichtlagen ist wenig entwickelt, sondern es findet sich mehr nur eine linsenförmige Einstreuung.
4. *Rote Knollenkalke*, sog. „*fausse brèche*" (FALLOT), „*faciès grumeleux*" (KILIAN). Rote, meist eher braunrote, sehr gewöhnlich auch graue oder grünlich-graue oder rot-grün gefleckte, wohlgebankte Gesteinsplatten (10—30 cm) von höckerig-knolliger Oberfläche; bei der Verwitterung löst sich das Gestein in Kalkbrocken auf, denen eine unebene, bald nierenförmige Oberfläche eigen ist, was nicht für ihre Herkunft aus mechanisch zertrümmertem oder gerolltem Material spricht; zwischen diese „Komponenten" schalten sich feinere rotbraune Mergeltonhäute ein, längs welchen sich innere Bewegungen (Harnische) ausgelöst haben, ferner feineres Gesteinskorn, das wie die grösseren „Knollen" aus gewöhnlichem, aber eben rot gefärbtem Jurakalk besteht, in welchem winzige Schalentrümmer (planktonische Mollusken?) und feine Kristallaggregate (aufgelöste Radiolarien?) erkennbar sind. Die gleiche Rolle, wie die Knollen, nehmen die in diesem Gestein eingestreuten Ammoniten ein; wie bei den „Knollen," so lässt sich zur Seltenheit auch für die Fossilien eine rein klastische Herkunft (zerbrochene Stücke) erkennen, die auf eine gewisse, wenn auch beschränkte Umlagerung des Sedimentmateriales schliessen lässt.
5. *Kalke mit Kieselknollen*. Bald in den massigen Kalken, viel gewöhnlicher aber in den gebankten Typen stellen sich Kieselknollen ein, die in ihrer Farbe variieren, meist aber blauschwarz oder gelbbraun sind; in gewissen kreidenahen, höheren Partien häufen sie sich zu förmlichen Kieselknollenlagen an.

Neben den angeführten Kalktypen finden sich fernerhin:

6. *Dolomite*, sie sind von ganz lokaler Einschaltung und unterscheiden sich nicht von gleichartigen Gesteinen, wie sie sich im Lias auch vorfinden; es sind splittrig brechende graublaue Typen, im oberen Teile gegen die riffartigen Kalke des Tithon zu besser gebankt und kalkreicher.

Die stratigraphische Verteilung betreffend ist für die angeführten Gesteinstypen keine absolut geltende Niveauzugehörigkeit anzuführen. Nur in allgemeinen Zügen ist festzustellen, dass in höheren Lagen die rosa gefärbten Kalke, die an Kieselknollen reichen Kalke und gewisse Niveaux — wenn man überhaupt von solchen sprechen darf — der Knollenkalke zu Hause sind. Die mächtigeren, weissen und bald riffähnlichen Kalke durchsetzen an einigen

Stellen (Torcal) eine grössere Schichtserie und gehen dabei seitlich in die gebankten Kalke über.

Die Art des Auftretens und die gegenseitigen Beziehungen der massigen Kalke zu den Knollenschichten vermag einige Aufklärung über den faziellen Charakter dieser Sedimente abzugeben. Die *Knollenkalke* repräsentieren eine eigenartige Fazies des Jura (faciès andalou), die schon von verschiedenen Autoren (NICKLÈS, KILIAN, FALLOT) aus Südspanien und den Balearen beschrieben wurde, ohne dass jedoch eine allseitig abklärende Erklärung ihrer Bildungsweise gegeben worden wäre. Gleiche, oder mindestens sehr ähnliche Bildungen sind aus dem weiten Raume der alpinen Geosynclinale und der algerisch-tunesischen Teilgeosynclinale bekannt; die „faciès andalou" ist vergleichbar der Adnether Fazies der Ostalpen und dem ammonitico rosso der lombardischen Zone, wenn auch bei letzterem besonders der stärker mergelige Einschlag, in welchem der Kalkgehalt mehr in konkretionärer Form auftritt, hervorzuheben ist. P. FALLOT hat darauf hingewiesen, dass das Vorkommen der „fausse brèche"-Fazies in Andalusien und auf Mallorca sich auf Toarcien, Argovien und Tithon verteilt; im ersteren Falle ist es das Niveau des ammonitico inferiore der Lombardei, im höchsten Vorkommen erkennen wir, auch nach Fossilinhalt, den ammonitico superiore resp. die Stramberger-kalke; die gleiche Wiederkehr der Fazies der „fausse brèche" zeigt das Jura-Schichtprofil von Tunis (L. GENTIL). In seiner „Géologie stratigraphique" (p. 302) denkt M. GIGNOUX zur Erläuterung der Bildung dieser Sedimente, die Dauphiné betreffend, nicht etwa an Emersion, sondern an die Sedimentationsverhältnisse auf untermeerischen Rücken oder die Wirkung von Strömungen; damit ist eine Erklärung angedeutet, die meines Dafürhaltens auch am ehesten auf die Vorkommnisse und den Habitus der Knollenkalke des Penibetikums sich anwenden lässt.

Welche Auskunft geben nun die Vorkommnisse unseres Penibetikums über die Bildungsweise und stratigraphische Verteilung der Knollenschichten? Fassen wir erst die letztere Teilfrage ins Auge, so dürfte, vorausgreifend der Bewertung des Fossilinhaltes, festgestellt sein, dass in unserem Gebiete ein liasisches Niveau nicht vorhanden ist und auch ein solches innerhalb des Doggers nicht durch bestimmbares Fossilmaterial belegt werden kann; wenn nicht weitere Funde auf tiefere Niveaux hinweisen, so müssen wir vorderhand annehmen, dass die Knollenschichten innerhalb des *Malm*, und insbesondere im *Tithon*, sich vorfinden. In den Jurakalkprofilen, die eine genügend mächtige Schichtreihe zum Ausstrich bringen, um dies beurteilen zu können, ist die „fausse brèche" besonders in der höchsten Partie des Tithon *(Tithon-Knollenschichten)* und ferner in einer ca. 120—150 m tieferen Schichthöhe (Chorro, Valle de Abdalagis) vorhanden; auch im Torcalmassiv finden sich die tieferen Knollenkalkplatten — die höheren Schichten sind über-

haupt wenig ausgeprägt — um ca. 100—180 m unter dem Dach der gesamten Kalkserie; daher bezeichnen wir die tieferen Knollenschichten als die „*Mittleren Knollenschichten*".

Alle die vorhandenen Knollenkalkvorkommnisse sind aber weit davon entfernt ein stratigraphisches Niveau zu formen. Die mächtige Kalkmasse des Torcal mit ihrer fast horizontalen Schichtlage und Übersichtlichkeit bietet dafür die besten Anhaltspunkte. Als linsenförmig auskeilende Plattenserien schalten sich die meist roten, knolligen, wenige Meter mächtigen Schichtfolgen zwischen die integren hellen Kalke. Bei näherem Zusehen zeigt sich, dass die Knollenlagen sowohl allmählich aus denselben hervorgehen, dies in horizontalem und vertikalem Sinne, als auch scharf an den massigen Kalken absetzen können. Letztere Beobachtung muss für die genetische Auffassung des Sediments besonders ins Gewicht fallen; so wurde im Torcal alto beobachtet, dass dünngebankte, knollig-bröcklige Schichten in nahezu ungestörtem Schichtverband diskordant an massigem, weissem Oolithkalk abstossen. Das Übergreifen von massigem, mehr oder weniger oolithischem Kalk über die Knollenschichten oder die gewöhnlichen gebankten Kalke dürfte darauf hinweisen, dass es sich bei ersterem um ein riffartig schnell wachsendes Sedimentmaterial handelt, das über seine Umgebung hinauswuchs; die grössere Mächtigkeit der massigen Kalke weist im gleichen Sinne. Die normale organogene und präzipitative Sedimentation wurde in den angrenzenden Räumen des öfteren unterbrochen (Oscillationen mit verändertem Regime der Meeresströmungen); Umlagerungen fanden statt und Einschwemmung feinen terrigenen Materials aus relativ grosser Ferne kam hinzu, teilweise Auflösung sedimentierten Schlicks mag eine Rolle gespielt haben. In dieses „aufgerüttelte" Kalkmaterial kamen auch die Cephalopodenschalen zum Niederschlag, die auffälligerweise, soweit wenigstens meine Beobachtungen gehen, sich nie in dem massigen, weissen Kalke finden; die Diagenese formte die Fazies der Knollenschichten, die eigenartige „fausse brèche". Ein Emporragen über Meeresniveau ist für die Bildung dieses nur in vereinzelten Fällen rein klastischen Sediments nicht nötig vorauszusetzen; die Transgressionsphase, die im allgemeinen dem Tithon in der mittelmeerischen Geosynclinale zukommt, äussert sich im Hauptteil unseres Penibetikums nicht durch echte Transgressionssedimente oder deutliches Übergreifen über tiefere Stufen; erst eine mehr interne, betikwärts gelegene Randzone enthält Reste eines transgredierenden oberen Jura; als ganzes dürften die Jurakalke als eine epikontinentale, nahezu hemipelagische Fazies (Ammonitenfauna!) angesprochen werden.

Eine stratigraphische Aufteilung des Ober-Jura kann von verschiedener Grundlage ausgehen; wo sich dafür hinreichende Anhaltspunkte finden, mag sie rein lithologisch versucht werden; die Fossil-

führung der Knollenschichten gestattet eine Orientierung nach paläontologisch-stratigraphischen Gesichtspunkten.

1. Lithologische Gliederung des oberen Jura im Torcal.

Die praktisch auf weite Flächen horizontale Schichtlage der mächtigen Jurakalkserie des Torcal südlich Antequera und das Ausstreichen der Bänke in der Felsumrandung der Bergmasse erlaubt, wenn auch in schematisierender Weise, einzelne Schichtserien zusammenzufassen und auf einigen Abstand zu verfolgen; der Versuch ist in der Kartenskizze der Figur 8 durchgeführt. (Topographische Einführung siehe p. 236.)

Die stratigraphisch höchsten Schichtlagen, dickbankige, teils rosa gefärbte, mehr oder weniger massige Kalkbänke formen die zinnenartige Gipfelhaube des ganzen Bergmassivs; sie entsprechen nach ihrer Lage dem Tithon. Unter dieser Gipfelserie des Torcal alto lässt sich ein Kalkkomplex ausscheiden, der massig gebankt, durch einzelne wenige hervortretende Knollenlagen gegliedert ist, von solchen aber auch seitlich aufgespalten wird; dieser weisse, oft oolithische Kalk, im allgemeinen sehr dickbankig und von vertikalen Diaklasen durchsetzt, ist so eigentlich der Typus der riffkalkähnlichen Kalkbildungen des Ober-Jura (Tithon); er ist hier als Navazos-Kalk zubenannt und nimmt den südwestlichen Teil des Torcal-Hochlandes ein; in ihm liegt das Labyrinth jener grotesken Karstformen, die dem Torcal so viele Besucher bringen. Gegen den zentralen Teil der Torcalmasse streicht dieser maximal wohl bedeutend über 100 m mächtige Kalkkörper, auf ca. $^1/_4$ dieser Mächtigkeit reduziert, über den Komplex der „mittleren Knollenschichten" aus; wenn auch nicht von einem völligen Auskeilen des massigen Kalkes die Rede sein kann, so verliert sich derselbe doch, in weniger mächtige „Zungen" aufgespalten, innerhalb der dünner gebankten Kalke des zentralen Torcal. Im Nordwesten dahingegen leitet der gleiche Navazoskalk (nächst dem Puerto Caraguelas), dort stets im liegenden der höheren direkt unter den roten Neokomschichten liegenden Knollenschichten, in die hellen Kalkabstürze über, die die Nordfront des Torcal, die Sierra Pelada, aufbauen (Peladakalk). Eine genauere bankweise Verfolgung hält hier schwer, doch bei Zusammenfügung der höheren hellen Kalke zu einer Einheit gelangt man mit derselben um die Nordseite des Bergmassivs herum in die massigen, weissen Kalke des Torcal-Ostendes (Pelada, P. 1113 m) und über den Camorro de los Monlesos (hier stark in ihrer Mächtigkeit reduziert) wieder auf die Südseite des Berges, woselbst wir vom Navazoskalk ausgegangen sind. Obwohl Navazoskalk und Peladakalk sich als Kalkserie entsprechen müssen, lassen sie sich auf der SE-Seite des Berges nicht mehr miteinander verbinden, da die letzten Ausläufer des Peladakalkes in einem tieferen Niveau sich vorfinden als die

Basis des Navazoskalkes am Torcal alto (vergl. Legende zu Fig. 8); statt dessen schalten sich die in das Liegende des Navazoskalkes gehörenden, aus einer Anzahl „Digitationen" sich zusammensetzenden, weniger massigen Kalke des Cavallo grande dazwischen. Es ist klar, dass bei der Verfolgung einer Kalkserie um das Bergmassiv herum allerhand Fehlerquellen mitspielen; als Grundursache dieses Hiatus in der Verbindung möchte ich jedoch die in sich unregelmässige Gestalt des ganzen Kalkkörpers hinstellen, welcher an- und abschwellt

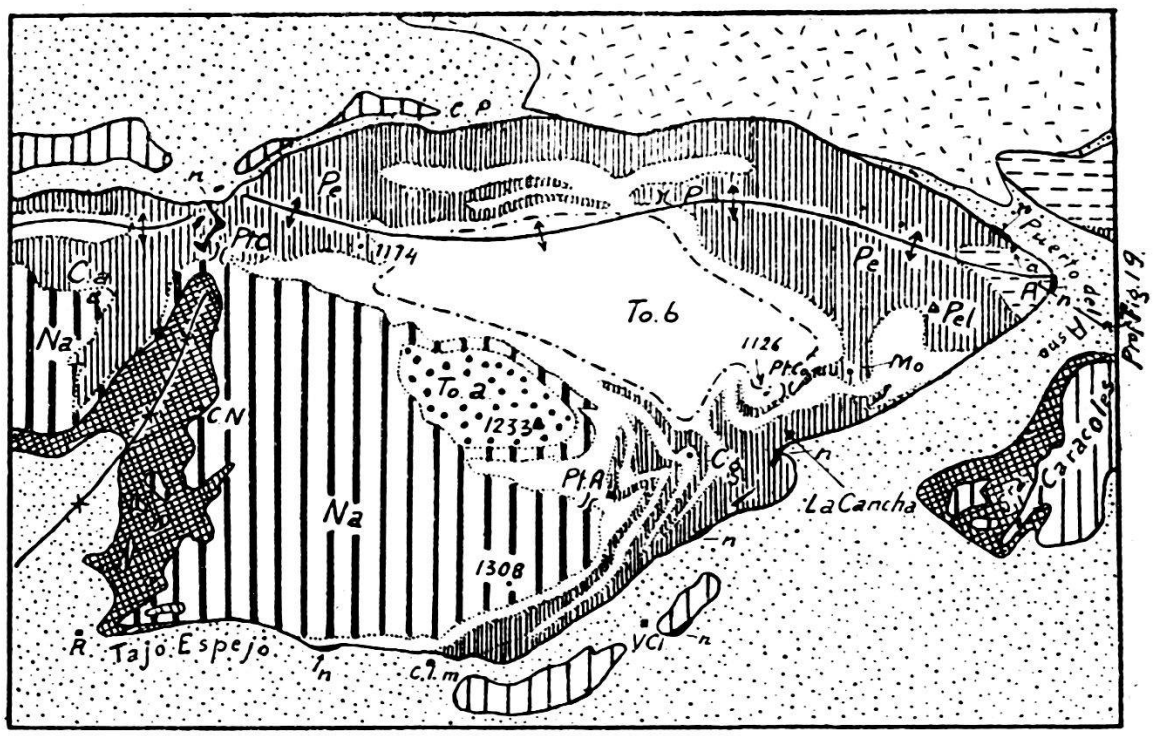
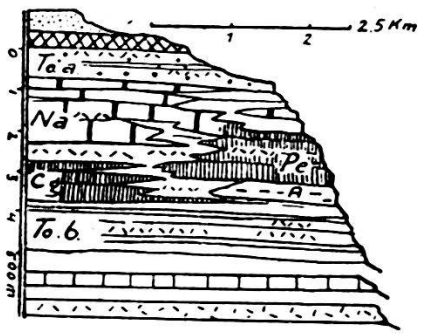


Fig. 8. Entwurf zu einer lithologischen Gliederung der Kalkserien des Torcal.



	Flysch.	
	Kreide; n = kleinere Vorkommnisse.	
To. a.	Serie des Torcal alto (Ob. Tithon).	
Na.	Navazoskalk	Tithon.
Pe.	Peladakalk	
A.	Asnodolomit.	
Cg.	Kalke des Cavallo grande (Digitationen).	
To. b.	Serie des Torcal bajo.	
	Knollenschichten.	
	Jura.	
	Allgemein citrabetische Trias.	

Abkürzungen:

A.	Venta de las Angustias.	P.	El Peligro.
Ca.	Camorro alto 1369 m.	Pel.	Pelada, P. 1113 m.
Cg.	Cavallo grande.	Pt. A.	Puerto Almendro.
C. l. m.	Casa labor de la muerte.	Pt. C.	Puerto Caraguelas.
C. N.	Cortijo de los Navazos.	Pt. Co.	Puerto Corona.
C. P.	Cañada de Pesquera.	R.	Cortijo del Robledillo.
Mo.	Camorro de los Monlesos.	V. Cl.	Ventorro del Clarin.

und sich seitlich „verfingert", so dass keine Niveaugleichheit vorhanden sein kann.

Innerhalb der Serie der Navazos-Peladakalke, die die meist höher aufragende Umrandung formen, kommt im Torcal bajo eine nächst tiefere, lithologisch aber nicht verschiedene Kalkserie zum Ausstrich, in welcher gleichfalls verschiedene Knollenkalklagen auftreten, riffartige Kalke aber nicht mehr besonders hervortreten. (Serie des Torcal bajo.)

Eine besondere Ausbildungsart des Torcal-Jura treffen wir indessen im Ostende der Berggruppe an der Puerta del Asno. Dort setzt unter dem Pelada-Kalk eine Dolomitserie ein, die wir, hauptsächlich von tektonischen Erwägungen ausgehend (s. p. 239) als eine Faziesvariation im oberen Jura ansehen (Asnodolomit).

2. Stratigraphische Gliederung des oberen Jura.

Die Fossilausbeute aus unserem Gebiet ist, besonders was gut erhaltene Formen betrifft, relativ gering; obwohl kaum so reiche Fundstellen wie jene von Cabra und Loja, die durch KILIAN eine klassische Bearbeitung erhielten (19), sich darin vorfinden dürften, so mag gewiss eine mehr eingehende Sammeltätigkeit unsere kleinen Listen leicht zu bereichern. Für die Prüfung und Bestimmung des gesammelten Materials bin ich Herrn Dr. E. BAUMBERGER (Basel) zu ganz besonderem Danke verpflichtet. Betrachten wir zuerst den westlichen Gebirgsabschnitt zwischen der Chorro-Schlucht und Valle de Abdalagis, um daran dann die Gruppe Sierra Chimnea-Torcal anzufügen.

Die einheitliche Kalkfolge der Chorro-Schlucht von Lias-Dogger bis zu den höchsten Knollenschichten des Tithon lässt es kaum zweifelhaft erscheinen, dass sämtliche Stufen von Malm und Dogger darin enthalten sind. Eine durchgehende, vollständige Schichtserie, in der die Trias eine erste stratigraphische Orientierung ermöglicht, liefern im Chorro-Querprofil allein die Falte der Sierra de Huma (Südschenkel) und die Faltenschuppe der Castillones. In der Huma-Falte (südlicher Schluchtteil) teilt die Serie der schon erwähnten „mittleren Knollenschichten", eine ausgeprägte Hohlkehle in den fast vertikalen Schichtlagen formend, die gesamte Juraserie in zwei Abteilungen: eine höhere von ca. 120 m Mächtigkeit kann als Tithon angesehen werden, in der tieferen muss der Mittlere und Untere Malm (Kimeridge bis Oxfordien) und in den tieferen Oolithkalken (1, Fig. 6) der Dogger enthalten sein. Eine paläontologische Unterlage für diese Aufteilung, insbesondere die tiefere Abteilung, fehlt bis anhin noch.

Fossilführend sind besonders die rötlichen knolligen Kalke in der oberen Begrenzung der gesamten Kalkserie (Tithon-Knollenschichten); diese lieferten von der Nordseite des Castillones-Zuges:

Spiticeras pseudogroteanus Dj.
Hoplites Chaperi Pict.
Aptychus latus Park.
Pygope diphya Col.
Pygope Enganeensis Pict.

In den gleichen Schichten, die als flache Synklinale den Gipfelkamm der Sierra de Huma aufbauen, wurden neben vielen, leider nicht spezifisch bestimmbaren Formen gesammelt:

Simoceras volanense Op.;

aus einem Sturzblock (wahrscheinlich schon aus tieferen Schichten) stammt:

Phylloceras (Sowerbyceras) Loryi Mun. Chalm.

In einer den obersten Tithonlagen angehörenden Breccie (br der Fig. 7, durch die Mission d'Andalousie für Dogger gehalten) wurden zahlreiche Rhynchonellen gesammelt; sie ergaben (A. Jeannet):

Rhynchonella sp. indet.
Rhynchonella corallina Leym.
Rhynchonella Agassizi Zeuschn.
Rhynchonella sp. indet. (novum?)

Sie weisen auf Oberen Jura bis Untere Kreide.

Sämtliche angeführte Formen aus den Knollenschichten zeigen das Tithon an; diejenigen der Castillones-Nordseite dürften schon einem Übergangsniveau in die unterste Kreide angehören *(Pygope Enganensis)*, was vielleicht schliessen lässt, dass hier ähnliche Verhältnisse vorhanden sind wie in der subbetischen Zone von Cabra, woselbst Kilian ein tieferes Niveau mit tithonischem Faunacharakter von einem höheren, in welchem reichlich Berriasformen vorhanden sind, auseinanderhielt.

Aus dem Profil der Chorro-Schlucht werden innerhalb des Tithon durch die Mission d'Andalousie (p. 490) erwähnt: *Lytoceras sp.* (Eingang Tunnel IX, wahrscheinlich S), *Phylloceras Calypso* d'Orb. *sp.* (= *silesiacum* Opp. *sp.* [wahrscheinlich innerhalb Tunnel IX]), *Rhacophyllites Loryi* M. Ch. *sp.* (Tunnel IX), *Haploceras carachtheis* Zeuschn. (Tunnel IX), *Perisphinctes geron* Zitt. (Tunnel IX), *Perisphinctes transitorius* Opp. *sp.* (id.), *Simoceras sp.* (groupe *S. Doublieri* d'Orb. *sp.* [Tunnel IX]), *Phylloceras ptychoicum* Qu. (südlich Tunnel VII), *Aptychus punctatus* (südlich Tunnel VII).

Nach der Ortsangabe zu urteilen stammt diese Tithonfauna insgesamt aus den oberen Schichten der Kalkserie (Tithon-Knollenschichten); einzig das Vorkommen des *Phylloceras Calypso* dürfte sich entsprechend der Ortsbeschreibung (Tunnel IX: „où l'on remarque une fente gigantesque parallèle au plan de stratification") auf die Hohlkehle der „mittleren Knollenschichten" beziehen, in der also noch Tithonformen vorhanden sind.

In gleichem Sinne sprechen auch die neu gemachten Funde im Ostende der gleichen Berggruppe bei Valle de Abdalagis. Hier formt ein stratigraphisch hochgelegenes Niveau der „mittleren Knollenschichten" in der mächtigen Kalkschichtplatte nordwestlich über dem Dorf gleichfalls eine markante Hohlkehle (die „Raja de las Palomas"); es lieferte dieses Niveau

Lytoceras polycyclum NEUM.
Phylloceras Callypso D'ORB.
Perisphinctes pseudocolubrinus KIL.
Perisphinctes contiguus ZITT.

Der gegenüberliegende Felskamm des Castillete, in dessen zwar auskeilenden Knollenschichten wir ungefähr das gleiche Niveau der „Raja de palomas", aber im steilen Südschenkel der Falte, vor uns haben, ergab:

Phylloceras ptychoicum QUENST.
Lytoceras polycyclum NEUM.

Übereinstimmend aus diesen, wenn auch unvollständigen Listen ergibt sich, dass mindestens bis hinab in das Schichtniveau der „mittleren Knollenschichten" das Tithon vorhanden ist.

Einen recht tiefen Aufbruch in die Jura-Schichtserie bedeuten auch die tiefsten, fast horizontalen Schichttreppen des inneren Torcal (Torcal bajo). Hier glaubten KILIAN und BERTRAND, dass die gesamte Juraserie vom Lias bis ins Tithon zum Ausstrich käme und verglichen die tieferen Torcalschichten mit den faziell ihnen nahestehenden fossilreicheren, weiter östlich gelegenen Gebieten (Sierra Elvira). Als vermutlicher mittlerer Lias wurden weisse, kompakte Kalke mit Aptychus, Korallen und Pentacrinus angesehen, als oberer Lias (ammonitico rosso) galten „dalles rouges à Ammonites", kompakte wohlgeschichtete Kalke wurden zum Dogger gestellt, abgeschlossen sollte diese tiefere Kalkserie durch Knollenkalke („calcaire grumeleux et brèchiformes") sein, die durch *Am. (Aspidoceras) acanthicus* charakterisiert ist. Leider ist es mir nicht möglich, die Beobachtungen der französischen Forscher hinreichend genau topographisch festzulegen, doch dürfte sich die Schichtserie, wenigstens bis in die Höhe der vermuteten Acanthicus-Schichten, insgesamt der Serie des Torcal bajo einfügen. Ob nun in dieser tiefsten Kalkserie des Torcal wirklich Lias vorhanden ist, bleibt sehr zweifelhaft; der paläonthologische Nachweis dafür steht auch bei KILIAN und BERTRAND aus; das Gleiche gilt auch für den Dogger. Fazies- und Mächtigkeitsverhältnisse in den nächst westlichen Gebieten lassen es mir als sehr fragwürdig erscheinen, ob in der sonst Malmtypus aufweisenden Serie des Torcal bajo schon Lias vertreten ist; meine Fossilfunde konnten darüber keine bestimmte Aufklärung, ebensowenig bezüglich des Doggers, geben. Ich möchte vorderhand

in dieser Serie erst nur Ober-Jura, der durch Acanthicus-Schichten (Kimeridge) abgeschlossen ist, vermuten.

Die wenig brecciösen, mehr nur knolligen Lagen, die diese tiefere Serie umranden, d. h. überlagern, enthalten schon Tithonformen, können also den „mittleren Knollenschichten" der Chorro-Schlucht gleichgesetzt werden; sie formen die Basis des in der lithologischen Gliederung als Navazoskalk bezeichneten Kalkkomplexes. Von P. 1126 m ist daraus anzuführen:

Perisphinctes pseudocolubrinus KIL.;

vom Puerto Almendro:

Oppelia zonaria OPP.

Die Fossilienreste, welche die Mission d'Andalousie vom Torcal erwähnt, stellt die betreffenden Schichten insgesamt in den oberen Jura; spezielle Tithonformen werden nicht angeführt; obwohl keine genauere Ortsangabe (Torcal alto) gegeben wird, dürften dieselben aus den Knollenkalklagen und -linsen stammen, welche zwischen der Torcalbajo-Serie und dem Navazos- und Peladakalk liegen. Der Vollständigkeit halber sei die Liste wiederholt:

Belemnites sp., *Phylloceras aff. saxonicum* NEUM., *Haploceras cf. Fialar* OPP., *Rhacophyllites Loryi* M.-CH., *Perisphinctes Navillei* FAVRE, *Perisphinctes Airoldii* GEMM., *Simoceras Torcalensis* KIL., *Simoceras agrigentinum* GEM., *Aspidoceras hominale* FAVRE, *Aspidoceras sp.* und *Oppelia sp.*

3. Der obere Jura der intern-penibetischen Zone.

Gegenüber der Entwicklung des oberen Jura, wie sie im Vorangehenden für die Bergzüge der medianen und externen Zone angeführt ist, zeigt die oberflächlich wenig Raum einnehmende interne Zone einige besondere Züge; die Kalkklippe des Veredon im Südausgang der Chorro-Schlucht, sowie einige wenige Juravorkommnisse westlich des Guadalhorce sind hieher zu stellen.

Im Veredon-Kalkzug zeigt ein durchgehendes Schichtprofil den kontinuierlichen Zusammenhang zwischen Kreide und Jura. Letzterer ist ein weisser, massiger Kalk, in dem keine roten Knollenschichten vorhanden sind und der wegen seiner Fossilleere mit basalem Tertiär verwechselt werden kann, wäre nicht der Übergang zu den Kreideschichten vorhanden; dieser Übergang zeigt sich an durch Anreicherung von Kieselknollen von schwarzer bis blaugrauer Farbe; zugleich wird der Kalk dünnbankig, graublau und bräunlich anwitternd; die daraus hervorgehenden unteren Kreideschichten sind stark durchsetzt von Kiesellagen, die sich zu ganzen Schnüren zusammenfinden. Der Jura (Tithon)-Kalkzug des Veredon entspricht dem südlichen Erosionsrand jurassischer Sedimente, denn

auf dem weiter südlich anschliessenden Paläozoikum sind solche nicht mehr vorhanden.

Gleichartig weit nordwärts liegt der südliche Erosionsrand der Juraformation westlich des Guadalhorce; hier jedoch zeigt das Vorhandensein einer isolierten Erosionsklippe, dass die Jurabedeckung einst weiter südwärts reichte. Diese Jurakalkklippe findet sich in dem hellen Felszug der Sierra Blanquilla auf dem paläozoischen Bergrücken zwischen den Tälern des Arroyo Zahurda und Arroyo Granado. Ich erwähnte diese interessante Kalkklippe erstmals schon 1927 (75, p. 41) und hielt sie für tektonisch dem paläozoischen Untergrung auflagernd, eine Annahme, wozu ihr schollenartiges Vorkommen auf den betischen Schiefern verleiten kann. Die in ausgesprochener Diskordanz den älteren Schiefern aufruhenden jurassischen Sedimente beginnen mit einer wenig mächtigen Serie ebenmässig gebankter hellgrauer Kalke, auf welche als Hauptmasse ein reinweisser, schlecht geschichteter Kalk folgt. Da wo diese Bänke im Westende der kleinen Sierra den paläozoischen Schichten aufliegen, gehen sie ganz unvermittelt in einen echinodermischen, roten Kalk über, in welchem Gestein eine Anhäufung von schlecht erhaltenen Ammoniten, Belemniten und Gastropoden angetroffen wurde. Nur für einen kleinen Ammoniten gelang Dr. Baumberger die Bestimmung als

Spiticeras celsum Opp.,

welcher somit die Zugehörigkeit der Kalkklippe zum Tithon dartut. Die Art des Vorkommens schliesst nicht aus, dass es sich um mehr oder weniger aufgearbeitetes Sediment handelt. Eigentliche Knollenschichten fehlen. Analoge, teils brecciöse Kalkvorkommen finden sich des weiteren in einzelnen Blöcken noch weiter östlich, beiderseits des Arroyo Granado.

Ein weiteres nach Fazies und einigermassen auch nach Fossilgehalt dem intern-penibetischen Jura, speziell dem oberen Tithon, zuzuzählendes Kalkvorkommen, ein *Calpionella-Kalk*, kennzeichnet den Nordsaum des Betikums. Unter den typischen mergeligen grünlich-weissen Kreidekalken liegt nächst der Mündung des Arroyo Zahurda (Strasse von El Chorro nach Ardales) ein massiger, weisser, teils brecciöser und kieselführender Kalk (4 in Fig. 2); nach vorübergehender Mächtigkeitsanschwellung (P. 483 m) keilt der riffförmig einsetzende Kalk wieder aus; hier aber stellen sich zwischen dem massigen Kalk und der Kreide dichte, mattweissgraue Foraminiferenkalke ein, auf deren Foraminiferengehalt schon ihre Tüpfelung hinweist. Die zahlreich verfertigten Schliffproben zeigen das Gestein massenhaft durchsetzt von den typischen Schnitten der

Calpionella alpina Lor.

Neben den kreisrunden Querschnitten, deren Artzugehörigkeit im Schliffe nicht entschieden werden kann (*(Orbulinaria? Calpionella?)*,

sind die krugförmigen, dünnschalig-hyalinen Schnitte der *Calpionella* vorherrschend, dazu gesellen sich einige wenige Nodosarien und einzelne Exemplare einer kreisrunden, dickschaligen, von Poren durchsetzten Lagenide *(Lagena diffringens* oder *L. sphaerica)*.

Der Nachweis der *Calpionella alpina* im penibetischen Tithon hat besonders vergleichend lithologisches Interesse mit den Vorkommen gleicher Foraminiferen der Alpen, woselbst sie besonders in Sedimenten höherer tektonischer Einheiten (Klippendecke, insubrische Zone) sehr verbreitet ist. Seit TH. LORENZ diese Form aus den Kalken der Falknisbreccie erstmals beschrieb, wurde sie stets wieder aus Sedimenten tithonischer oder untercretazischer Zugehörigkeit als leitend angeführt; insbesondere charakterisiert sie den Biancone der Südalpen, also ein Übergangsglied zwischen Kreide und Jura, welche stratigraphische Position auch dem vorliegenden Kalk bei Ardales zukommt; der Gesteinshabitus ist ebenfalls vollkommen der gleiche. Obwohl gleichartige Kalke in höheren Kreideschichten als linsenförmige Einschaltungen wieder gefunden wurden, entbehren dieselben der *Calpionella*, auch ist dieselbe nicht in den Tithonkalken des Chorro- und Torcalgebietes angetroffen worden.

In neuester Zeit wurde der Leitcharakter der *Calpionella alpina* LOR. für Tithon resp. Unterkreide in Abrede gestellt, da diese Form zahlreich in Gesellschaft mit Oberkreide-Foraminiferen (Seewerschichten) wiederkehrt. E. KRAUS, der auf zahlreiche solche Vorkommnisse hinweist (Geologische Rundschau Bd. 20, p. 146), verneint die Selbständigkeit als Foraminiferenart und glaubt die krugförmigen Gebilde mit *Orbulinaria sphaerica* bezw. *ovalis* identifizieren zu müssen, indem *Calpionella alpina* nur eine „beim Versinken und Lagern in der kalkauflösenden Tiefsee durch Innendruck geplatzte *Orbulinaria*" sei. Wie auch diese Frage sich noch abklären wird, so unterstreicht das Vorkommen der Calpionella-Kalke im Penibetikum eindringlich die fazielle Verwandtschaft, ja Gleichheit unserer Sedimentserie mit der alpin-mediterranen Fazies von Jura-Kreidesedimenten.

Eine weitere Frage knüpft sich an den faziellen Charakter des penibetischen Calpionellen-Kalkes und verwandter Gesteine. Insbesondere durch G. STEINMANN wurde darauf hingewiesen, dass der calpionellenführende Biancone der Südalpen und analoge Gesteine des Apennin als Tiefseesedimente zu betrachten sind (55). Ihre Grundmasse baut sich auf aus feinstem Kokkolithenschlamm, in welchem die Calpionellen sich mehr nur als accessorische Beigabe ausnehmen; der lithogenetische enge Zusammenhang mit dem abyssischen Radiolarienschlick, die Analogien zu heutigen Tiefseesedimenten, sowie die kärgliche Sedimentmächtigkeit für lange Perioden sprechen im Sinne ihres Tiefseecharakters. In einen gewissen Widerspruch zu diesem Standpunkte stellt sich das Vorkommen unseres Calpionellen-Sedimentes. Aus seiner unmittelbaren Auflagerung auf

paläozoische Schiefer im SW-Ende seines Vorkommens (bei P. 483) muss, wie wenig dies zu dem faziellen Charakter der Ablagerung passt, gefolgert werden, dass es sich um ein transgredierendes Sediment handelt; ein mechanischer Kontakt ist hier nicht vorhanden und, wo angedeutet (Ostende des gleichen Tithonkalkes, Fig. 22), nur auf lokales Abgleiten penibetischer Schichten zurückzuführen. Wir haben uns hier wohl eine äusserst ruhige Sedimentation auf allmählich sinkender Unterlage vorzustellen, wobei aber abyssale Tiefen für solche Schlickbildung nicht Voraussetzung sein können; die bathyal ausgebildete untere Kreide zeigt die weiter vor sich gehende Vertiefung des über das Betikum hinweggreifenden Meeres an.

Weiter westwärts sind im betischen Nordsaum nur mehr ganz sporadisch einige blockförmige Vorkommen von Tithonkalken zu notieren; die weissen Kalke der Hügelkette des Castillo Turón, die ich früher gleichfalls als solche betrachtete, sind an die Basis der Tertiär (Flysch)-Sedimente zu setzen und stellen eine auffällig gleichartige Faziesrückkehr tithonischer Ablagerungen dar.

Ober-Jura, der wieder den Typus der medianen Zone aufweist, tritt in der internen Zone in den Falten und Schuppen, die unter die Überschiebung der Rondaïden (Triasdolomite) hinabweisen, zutage. Der Faltenkern der Perella-Antiklinale enthält eine wenig ausgeprägte, brecciöse Knollenschicht (spärliche und schlechterhaltene Ammoniten), unter welcher die hellen Kalke alsbald in Dolomite übergehen.

4. Die Schichtmächtigkeit des oberen Jura.

Durch die Geschlossenheit und Mächtigkeit seiner Schichtbänke wird der obere Jura (exkl. die interne Zone) zur landschaftlich bestimmenden Formation, an die sich auch zu einem vorwiegenden Teil die Entwirrung des geologischen Baues knüpft. Die hochaufragenden Felsfluchten ermöglichen so auch eine brauchbare Schätzung der Schichtmächtigkeit, sofern die Basis aufgeschlossen ist und nur eine globale Zusammenfassung angestrebt wird.

Das Querprofil längs des Guadalhorce gibt den günstigsten Ausgangspunkt. Der südliche Abschnitt der Chorro-Schlucht enthält im Südschenkel der Falte der Sierra de Huma eine Jurakalkfolge von ca. 375 m. Auf den tithonischen Anteil, der mindestens bis an die Basis der „mittleren Knollenschichten" gerechnet werden darf, entfallen ca. 120—130 m; in den restierenden Betrag bleibt tieferer Malm und Dogger bis Lias eingeschlossen. Diese ansehnliche Schichtmächtigkeit kann aber unvermittelt rasch ganz bedeutende Reduktion erfahren. Das auffälligste Beispiel liefert der gleiche Südschenkel bei La Rejanada, woselbst ein Schwinden der mächtigen Kalkmasse auf praktisch 0 Meter zu beobachten ist, um kurz darauf in den Bergen

von Valle de Abdalagis wieder zur früheren Mächtigkeit anzuwachsen (s. die Ausführungen im tektonischen Teil, p. 226, und Fig. 17).

In der Gruppe des Torcal ist die Juraserie wieder in besonderer Stärke vorhanden; sie wird schätzungsweise auf 480—520 m veranschlagt, wobei zu sagen bleibt, dass höchst wahrscheinlich der Lias darin noch nicht inbegriffen ist; die mittleren Lagen der „mittleren Knollenschichten" fallen dort ungefähr in die Mitte der Gesamtserie, sodass dem Tithon eine Schichtdicke von über 250 m zukommt. Eine gleiche Schichtmächtigkeit wie in der medianen Zone besitzt der Jura auch im externen Penibetikum, wo in der Sierra de Peñarrubia zum mindesten auch eine ca. 500 m mächtige Kalkserie ausstreicht, in welcher aber allein das Tithon (Knollenschichten) einigermassen sicher zu erkennen ist und eine Basis noch nicht aufgeschlossen ist.

Eine ganz wesentliche Reduktion erleidet der Jura in der internen Zone, soweit diese dem Betikum aufgelagert ist. Schon die Faltenschuppe der Castillones enthält eine sämtliche Jurastufen vertretende Kalkserie von höchstens 130 m; im Veredonzug ist dessen Vorhandensein, wie überhaupt längs des betischen Nordsaumes (Ardales), nur mehr sporadisch. Mächtiger wird die Juraserie wieder in den Strukturen mit infrabetischer Position zwischen Burgo und Yunquera und weiter westlich gegen die Zentralteile der Serrania de Ronda, ein Umstand, der vollkommen in die ursprüngliche Verteilung der Sedimentationszonen passt, da diese Strukturen sich zwischen die äusseren nördlichen bezw. nordwestlichen Teile und den Saum längs des betischen Rückens stellen.

V. *Die Kreide.*

Nach ihrem faziellen Charakter ist die Kreide des Kartengebietes recht uniform entwickelt; immerhin lassen sich etwelche lithologische, regional einigermassen umschriebene Nuancen auseinanderhalten, weshalb solche Gebietsteile getrennt betrachtet seien (1 und 2).

1. Die Kreide der medianen und externen Zone und des betischen Randes.

Wie für das ganze Mesozoikum des westlichen Andalusien, so geht insbesondere auch für die Kreideformation die grundlegende Aufteilung auf die Arbeiten der Mission d'Andalousie zurück. Deren „Etudes sur les terrains secondaires, etc." (18, p. 445) enthält für die andalusische Kreide folgende Gliederung (von oben nach unten):

c) couches à silex,
b) schistes marneux à *Aptychus Mortilleti*,
a) calcaires marneux à *Holcostephanus Astieri*, et marnes à fossiles pyriteux et *Pygope diphyoides*.

Dieses stratigraphische Schema kann für unser Gebiet kaum als Ausgangspunkt dienen, da es regional zu weitgespannt ist und sich zudem mehr auf die subbetische Zone bezieht. Die penibetische Zone unseres Gebietes ist viel einförmiger, als ganzes eher kalkreicher, aber auch viel fossilleerer entwickelt. Den Vorgängern in dieser Gebietsstrecke war es denn auch nicht möglich, irgendwelche Fossilfunde namhaft zu machen. Dessenungeachtet hat ORUETA-AGUIRRE eine recht gute Beschreibung der über dem „Jaspon" gelegenen roten Kreidebildungen gegeben; er wie auch sein in der Bearbeitung der Gebirge ihm nachfolgender Sohn, D. DE ORUETA (31, p. 377), fassten dieselben insgesamt als Neocom auf; er glaubt, dass nur die beiden tieferen Stufen der Gliederung der Mission d'Andalousie anwesend seien, überträgt aber anscheinend auf dieselben die Funde der französischen Forscher aus weitabliegenden Gebieten. In allgemeinen Zügen trifft die Zunahme mehr mergeliger Gesteine nach dem oberen Abschnitt der Formation zu; da aber die Zwischenschaltung mergeliger Lagen, aus allmählichem Übergang hervorgehend, des öfteren wiederkehrt, ist darauf eine genauere Stufengliederung in der wenig Sedimentvariation zeigenden Formation nicht leicht aufzubauen, und Fossilinhalt lässt gleichfalls im Stiche. Dennoch sei versucht, eine obere und untere Kreide auseinanderzuhalten; die Einheitlichkeit der Schichtserie macht aber jedwelchen Versuch, dies in der Kartierung einzuhalten, zunichte.

a) Die Unter-Kreide (Neocom s. l.).

Eine allgemeine Charakterisierung des Kreidekalktypus mag vorangehen. In den recht ausgedehnten Kreidearealen nordwestlich Ardales und innerhalb der Kalkketten zwischen Guadalhorce und Antequera ist der leitende Gesteinstypus ein gewöhnlich dichter, roter und dünnschichtiger Kalk bis Kalkschiefer, der meist etwas mergelig ist; sein Rot hat einen Stich ins Matt-Braunrote („creta ferruginosa" bei ORUETA-AGUIRRE); helle, schön rosa gefärbte Nuancen sind gleichfalls gewöhnlich. Der Kalk wird gewöhnlich durchzogen von rotbraunen tonigen Häuten oder Flassern, längs welchen sich leicht kleine schillernde Gleitflächen ausgebildet haben, wobei dann das Gestein in unregelmässig-linsige Stücke zerfällt; auch zackige Durchwirkung mit Tonhäuten kommt vor. Das Korn des Kalkes ist äusserst fein, kryptokristallin, und sehr oft bei sehr grosser Vergrösserung (bis 100facher) nicht fassbar, da das rotbraune Pigment dasselbe überdeckt. Die in vielen dichten Kalklagen makroskopisch schon wahrnehmbare feine Körnelung erweist sich im Dünnschliff als ein reichlicher Foraminiferengehalt.

Zwischen die Kalkschichten schalten sich gerne Mergelschichten von gleicher Farbe, die auch vorwaltend werden können; eine ausgesprochene Niveaubeständigkeit scheint ihnen zu fehlen, wenn auch

der höhere Schichtteil der Gesamtkreide sie viel reichlicher bis vorwiegend enthält; typisch ist in mergelig-kalkigen Schichten die Einstreuung oft massenhafter kleiner (sekundärer) Kalkschüppchen. Neben dem roten Gesteinstypus findet sich aber auch — gelegentlich in fleckigen Übergängen — ein matt-weisses, dichtes Kreidegestein, das stets einen Stich ins Grünliche aufweist und lithologisch dem zuvor geschilderten gleichsteht; fast ausschliesslich ist dieser Typus in der internen Zone und in den kleinen Resten auf den paläozoischen Schiefern vertreten.

In den mehr kalkigen Schichten der Kreide sind in wechselnder Menge Kieselknauern eingestreut, die meist schwarz bis schwarzblau, gelegentlich auch bunte Farben zeigen; vornehmlich in den dem Tithon benachbarten Lagen ist der Kieseleinschlag (besonders in einer internen Strecke) mehr verbreitet; dass entsprechend dem KILIAN-BERTRAND'schen Schema eine Kalkabteilung mit Kiesel den höchsten Teil der Kreide ausmacht, trifft für unser Gebiet nicht zu. Von ausnahmsweise sandigen Einschaltungen ist weiter unten (p. 136) die Rede.

Vielfach geht die schiefrige Kreide auch in mehr kompakte, hellrosafarbige Kalke über; unvermittelt stellen sich auch Linsen von hellem dichten Kalk ein, der malmartig anwittert und leicht mit Tithonkalken zu verwechseln ist, da die letzteren auch etwa kleine unregelmässig begrenzte Enklaven in den Kreidearealen bilden.

Die Eigenschaft der Dünnschichtigkeit und die Wechsellagerung mit Mergelschichten bewirkt, dass in den Kreideschichten eine ausserordentlich reiche Kleinfaltung vorhanden ist; fast jedes kleine Handstück ist wellig gefaltet und gewunden und grössere Schichtserien zeigen eine Häufung von Staufalten, die diese Formation in ihrem Faltungsbild gewissen Flyschschichten der Alpen ähnlich sein lassen. Dabei kommt es natürlich gegenüber dem massigeren, liegenden Tithonkalk zu weitgehender Eigenfaltung und kleinen Störungen, so dass scharfe Diskordanzen zwischen beiden Formationen sich herausbilden können. Diese oft auffälligere Lagerung ist stets auch älteren Forschern aufgefallen und war für KILIAN und BERTRAND mechanisch bewirkt, was in den meisten Fällen wohl zutreffen dürfte.

Wie schon darauf hingewiesen, ist der *Fossilgehalt* der penibetischen Kreide ein äusserst dürftiger. Lange schien mir die Formation wirklich so vollkommen steril, wie dies 1916 D. DE ORUETA beklagt. Auch BERTRAND und KILIAN, deren Fossillisten sonst so reich sind, können aus diesem Gebiete auch nur spezifisch unbestimmbare Belemniten (Madroño, Chorroquerprofil, p. 453) erwähnen. Die ersten neuen Funde, teils ausserhalb des Gebietes, beziehen sich auf Aptychen aus mergelig kalkigen Schichten des unteren Abschnittes der Gesamtkreide und sind meist nicht mehr spezifisch

bestimmbar; aus weissgrünlichen Mergelkalken von Casarabonela (also auf den betischen Schiefern liegend) sei erwähnt:

Aptychus Didayi Coq.;

weit ausserhalb des Gebietes (Tajo de Yunca bei Jimera de Libar) fand sich in gleicher Lagerung:

Aptychus angulicostatus Pict. et de Lor.

Die gleichen, dem Hautrivien eigenen Formen enthält zahlreich das Kreideprofil der Internzone am Rio Turon bei Ardales (s. unten).

Linksseitig des Rio Turon (siehe Karte Fig. 11, beim Zeichen der Fossilfundstelle) ist für die Kreide das folgende Profil zu notieren:

1. Polygene Konglomerate und Phyllite des Betikums (Devon?).
2. Vereinzelte Blöcke von weissem, massigem Kalk und Dolomitbreccie; Tertiärbasis, Eozän?
3. Unterbruch durch Schuttbedeckung (ca. 25 m).
4. Grünlich-weissgraue Kreidekalkschiefer, mergelig und reichlich durchsetzt von Calcitschüppchen; ca. 11 m.
5. Rote, mürbe Mergelschiefer; ca. 9 m; Übergang in
6. mergelige, teils dichte weissgraue, grünlichgrau anwitternde Kalke mit Mergelzwischenlagen, durchsetzt von kleinen Pyritkörnchen, vom mittleren Teil ab mit Ammoniten (Steinkerne mit limonitischer Haut), Aptychen, Belemniten und Seeigeln; ca. 26 m.

Die gesamte Kreide, die auf 70—75 m veranschlagt werden mag, ist steilgestellt (55—90°) und streicht um 120°, das ist dem Aussenrand des steil untertauchenden Betikums parallel.

Der Fossilinhalt, den Prof. P. Fallot in stets hilfsbereiter Kollegialität zu bestimmen die Güte hatte, ergab:

Phylloceras cf. infundibulum d'Orb. *sp.*
Crioceras angulicostatum d'Orb. *sp.*
Crioceras Baleare Nol. *sp.*
Neocomites angulicostatus d'Orb. *sp.*
Crioceras Villersianum Astier. *sp.*
Aptychus angulicostatus Pict. et de Lor.

Die übrigen Formen waren für Bestimmung, auch nicht nach Genus, nicht hinreichend erhalten.

Dieses Rio Turonprofil muss uns stratigraphisch für weite Strecken leiten, da es durch kein zweites mit aufschlussgebender Fossilführung ergänzt werden kann. Die vorhandenen Formen tun dar, dass es sich um eigentliches Neocom, Hautrivien eventuell noch Barremien, handelt. Da diese kleine Cephalopodenfauna schon im mittleren bis oberen Teil des Kreideprofiles sich vorfindet, ist es wahrscheinlich, dass das ganze Rio Turonprofil der unteren Kreide zuzuschlagen ist. Weder hier noch in andern weiss-grünen dichten

Kreidekalken wurden die unten noch zu erwähnende Anhäufung von Foraminiferen angetroffen; der feinstkörnige Kalk enthält nur kleine, klare, calcitische Putzen, die sicherlich umgewandelten Radiolarien entsprechen.

b) Die Ober-Kreide (Foraminiferenkalke).

Die äusserst grosse Armut an Grossfossilien und lithologische Gleichheit verunmöglicht eine Scheidung der Kreide in einzelne Stufen. Die Erkennung der Anwesenheit höherer Kreide als jene die durch die Aptychen und die kleine Ammonitengesellschaft der Schichten des Rio Turon angezeigt ist, stützt sich im wesentlichen auf den Foraminiferengehalt, der am reichlichsten in den kalkig-mergeligen und dicht-tithonähnlichen Kalken vertreten ist. In den geprüften Gesteinen dieser penibetischen „couches rouges" wiegen im allgemeinen die *Globigerinen* vor; sie gehören den mehrkammerigen Formen wie *Globigerina cretacea* und *Globigerina bulloides* an. Daneben finden sich viele einkammerige Formen vor *(Orbulinaria)*, weniger zweikammerige vom Typus der *Oligostegina;* nicht selten sind mehrkammerige Schnitte von in der Ebene aufgerollten Formen wie *Globigerina aequilateralis.* Gleiche Grössenverhältnisse wie die Globigerinen zeigen die vereinzelt eingestreuten *Textulariden;* ganz vereinzelt sind in dieser Gesellschaft auch *Radiolarien* angetroffen

Innerhalb dieser „Grundmasse" von Foraminiferen finden sich gleich grösseren Einsprenglingen in allen untersuchten Schliffen roter und tithonänhnlicher Kreidekalke die eckig ausgezogenen Gehäuse (oder Bruchstücke davon) der *Discorbina canaliculata* R. (= *Rosalina Linnei* oder nach der neueren Systematik von CUSHMAN = *Globotruncana sp.*). Die Kalke mit *Rosalina* gelten als typische Vertreter der Oberkreide (Cenoman-Turon); die untere Grenze dieser Foraminiferenform reicht höchstens bis ins Aptien. Ihre Verbreitung in der penibetischen Kreide tut somit dar, dass innerhalb sonst gleichbleibender Fazies aus unterer Kreide sich mittlere und obere Kreide entwickelt.

Zu der schwierigen Frage wie innerhalb dieser faziellen Gleichartigkeit einzelne Kreidestufen voneinander geschieden werden können, dürfte auch die Beobachtung dienen, dass in den weissgrünlichen Kalken der Umgebung von Ardales die für Oberkreide leitende Foraminiferengesellschaft nicht angetroffen wurde, sondern nur die dichten Calcitaggregate *(Radiolarien?)*, die nicht auf die dickschaligen Formen der Oberkreide zurückzuführen sind; eine systematische Untersuchung mit einer grossen Serie von Schliffen könnte hier vielleicht sicherer abgrenzen. Da der dicht grünlichweisse Kalk längs und auf dem Betikum besonders zu Hause ist, der Typus der kalkigen „couches rouges" mit den Oberkreide-Foraminiferen mehr in der medianen und externen Zone verbreitet ist —

teils in sehr grosser Mächtigkeit —, liegt der Schluss nahe, dass Sedimente der Oberkreide allein in den eben genannten Zonen voll zur Entfaltung gelangen und nur lückenhaft weiter südwärts auf den betischen Rücken übergreifen; damit in Übereinstimmung ist auch der Umstand, dass z. B. bei der Station El Chorro roter schiefriger Rosalinenkalk in einer schmächtigen dünnen Schicht direkt aufliegend auf den Phylliten des Betikums gefunden wurde (Fig. 9); weniger harmoniert im gleichen Profil damit aber die unmittelbare Nachbarschaft der Aptychen führenden Kreide (Fig. 9), welche Schichten dort anscheinend über die Rosalinenkalkschiefer zu liegen kommen; auch die Beobachtung, dass typische Rosalinenkalke in unmittelbarer Nähe des Tithons, also ohne erkennbare Unter-Kreide, sich vorfinden (am Cerro del Gato nordöstlich Gobantes), erschwert gleichfalls die Vorstellung, dass die rote Oberkreide über die tieferen, helleren Kreidekalke hinweggreift; solche Verhältnisse (Vorkommen der Rosalinenkreide unter der Aptychenkreide) lassen Zweifel am Leitwert der Rosalinen, wenigstens für ausschliessliche Oberkreide, aufkommen.

In zahlreichen Strecken grösserer Kreidemächtigkeit (südlich und nördlich des Rio Turon, westlich Gobantes, bei El Chorro) lässt sich eine zunehmende Vermergelung der höheren Kreide beobachten, so dass ein allmählicher Übergang nach den Flyschgesteinen überleitet; ein folgender Abschnitt führt uns darauf zurück. Fossilgehalt fehlt aus diesen Schichten und ist auch auf einen eventuellen Kleinforaminiferengehalt nicht geprüft worden.

2. Die Kreide der Zone südöstlich des Rio Turon (Espildora-Zone).

In einem beschränkten Gebietsteil, der tektonisch jener Strecke entspricht, woselbst die Strukturen des Penibetikums unter die Überschiebung des Betikums resp. unter die unter demselben liegende alpine Trias geraten, zeigt die Kreide einen sehr raschen Übergang in eine klastische und kieselig-kalkige Ausbildung, welche sie nicht ohne weiteres als Äquivalent der beschriebenen „couches-rouges-" Fazies erkennen lässt. Die Lage zu dem sicheren Tithon und zum Tertiärflysch und das, wenn auch ganz untergeordnete Vorkommen der roten Schieferfazies zerstreuen aber etwaige Zweifel über die stratigraphische Einordnung. Der tektonisch stark gestörte Bezirk dieser Entwicklung liegt nordwestlich am Fusse des Steilabsturzes der Sierra Prieta und zieht sich vom Puerto Martinez längs des Camino de Espildora in die Gegend südlich Burgo. Ihr Auftreten allein in dieser Strecke ist wesentlich tektonisch bedingt, da sie ost- und westwärts unter der auflagernden alpinen Trias verschwindet.

Wandert man auf dem gewöhnlichen Wege von Burgo nach Yunquera (Prof. 22 und 23), so stösst man halbwegs (Cuesta de

Encina) auf plattige hell-mattgrau anwitternde dichte Kalke, die durchzogen werden von Schnüren von blauem und schwarzem Kiesel; ausnahmsweise nehmen diese Bänke, die bedeutend dickbankiger sind (10—25 cm) als die gewöhnlich schiefrigen Sedimente der „roten Kreide", gleichfalls eine blass-rötliche Farbe an; die höheren Lagen liegen an besagter Stelle unter den silurischen Phylliten und „calizas alabeadas", wobei sich gelegentlich zwischen beide noch Reste von Flyschsandstein zwischenschalten; die höchsten Lagen dieser Kreide sind eine bunte Breccie von Kalk und blauschwarzem und gelbem Kiesel geworden, eine Ausbildung, die nicht etwa tektonischen Ursprunges ist. Innerhalb dieser plattigen, wellig gefalteten Schichtserie stellen sich einzelne Komplexe eines weissen, massigen Kalkes von Tithonkalktypus ein, der, wo er auftritt, wohl zum oberen Jura geschlagen werden darf, da in dem Faltenkern der Perella solche Kalke die roten brecciösen Schichten enthalten. In der Nachbarschaft solcher Tithonenklaven (Arroyo del Peñon) fanden sich die Kreide-Plattenkalke unvermittelt übergehend in eine grobe Breccie von Kreidekalk und Hornstein mit einzelnen grüngrauen Mergelbrocken als weiterer klastischer Beigabe, welch letztere sich sonst als Zwischenschichten innerhalb der Kalkserie finden. Auffälligerweise enthält gerade dieses grobklastische Gestein zahlreiche, teils sehr grosse Exemplare von Belemniten, die als

Belemnites (Duvalia) latus Blainv.

die untere Kreide (Berriasien-Valanginien) anzeigen. Die Belemniten finden sich teils in ungebrochenem Zustand und sind nur nachträglich durch Gebirgsdruck geborsten. Diese Verhältnisse, das Vorhandensein der Aptychen wie auch die Zwischenlagerung von feinen Mergeln, weisen daraufhin, dass wir es hier nicht mit terrigenen Detritus zu tun haben, sondern es sich vielmehr um submarin gebildete klastische Ablagerungen (submarine Rutschungen) handeln dürfte, wie überhaupt die Verbreitung der klastischen Kreide längs des betischen Rückens die Unstabilität desselben während der Kreide andeutent.

Das Areal der im obigen, vom Nordwestfusse des Tajo del Cabrilla beschriebenen Kreide — die in Orueta's Karte dem Kambrium eingeschlossen ist — wird gegen NE durch die überschobenen Kalkmassen des Peñon de Morterentón eine Strecke weit überdeckt (Prof. 22), gelangt dann aber in klippenförmigen Köpfen innerhalb des Flyschgeländes längs des Camino de Espildora zum Ausstrich (Epildora-Zone) und ist in den bunten mergeligen Lagen nach oben von den Flyschmergeln nicht scharf zu trennen (s. 4, Fig. 23). Den faziellen Zusammenhang mit normaler Kreide zeigen blass rosa gefärbte, flaserige Kalke an, die meist reichlich durchsetzt sind von bunten Kieseln; aus solchen Gesteinen geht gegen den Puerto Martinez zu eine Plattenkalkfolge hervor, die teils dickbankige Abänderungen von fast Urgonkalktypus enthält; höhere Schicht-

lagen gehen wieder über in eine wilde Breccie von buntem Hornstein und Kalk (von Kreidetypus); bunte Bänder von Hornstein durchziehen das Gestein; feinkörnige Breccien haben den Charakter von im Flysch beheimateten Gesteinen, in denen kleine Leisten von dolomitischem Kalk, heller Kalksandstein und hie und da Flasern von Mergeln eingestreut sind. Das mikroskopische Bild der Plattenkalke vom Puerto Martinez zeigt keine Rosalinen, sondern nur spärliche Muschelreste und einige schlecht erhaltene *Milioliden*.

Den stark gestörten Schichtverband und die Variabilität der Sedimente in der Espildorazone mag die folgende Übereinanderstellung veranschaulichen; schreitet man vom Puerto Martinez gegen NW in das penibetische Flyschland vor (Prof. 20), so durchgeht man von oben (SE) gegen (NW):

Alpine Trias: kristalline, weisse und blauweiss gebänderte Kalke und dolomitische Kalke (ESE-Fall).

Oligozän(?)flysch: braune Mergel und braun anwitternde Quarzsandsteine.

Klastisch-kieselige Kreidefazies (Espildorazone): Plattenkalke mit Hornsteinlagen, harmonisch zu kleinen Gewölben gefaltet und daraufhin gegen NW unter höhere Schichten (Breccien und bunte Mergel) abtauchend.

Flysch (Oligozän? Eozän?): Kalkbreccien und bunte Mergel, überleitend in die penibetische Zone.

Penibetische Kreide: Rotbraune Mergel und Mergelkalke (Rosalinenkalke).

Am Puerto Martinez findet die Espildorazone plötzlich ein Ende, da sich die Masse der Sierra de Alcaparain unvermittelt in ihre Streichrichtung vorschiebt; ihre Fortsetzung haben wir aber ohne Zweifel (auch tektonisch) in der internen Zone am Südausgang des Chorro zu suchen, wo die stark kieselige Beschaffenheit der Kreide schon früher vom Veredon-Zuge erwähnt wurde.

3. Die Schichtmächtigkeit der Kreide.

Die Kreide bietet im allgemeinen sehr ungünstige Schichtprofile zur Mächtigkeitsschätzung und zur Verfolgung ihrer Veränderungen. Sie ist eine mechanisch sehr mobile Schichtstufe, die bald zu anscheinend grosser Mächtigkeit zusammengefaltet, bald aber nur auf kleine Reste ausgezogen ist, wie dies in den Steilschenkeln und Faltenüberschiebungen gewöhnlich ist. A priori ist vorauszusetzen, dass bei den mehr bathyalen Sedimenten der Kreide keine dergleichen plötzlichen Mächtigkeitsveränderungen wie bei den wohl hauptsächlich zoogenen Kalken der Juraformation sich einstellen sollten; nichtsdestoweniger sind aber doch recht ansehnliche primäre Schwankungen vorhanden.

Die grösste Entwicklung der roten Kreide findet sich in der externen Zone; sie charakterisiert besonders die Berge nordwestlich des Rio Turon; hier beobachtet man die kompliziertesten Faltungsbilder der Kleinfaltung, so dass eine einigermassen brauchbare Schätzung ausgeschlossen ist; allein im Hintergrunde des Arroyo de Laja (Seitenbach zum Rio Turon bei Andrade) findet sich eine anhaltende isoklinale Schichtserie, in welcher über 450 m rote Kreidegesteine ausstreichen; die Gesamtmächtigkeit stellt sich wohl noch höher, wenn man bedenkt, dass südlich des Rio Turon dazu noch die dort vorhandene stark mergelige Entwicklung der höchsten Schichten hinzuzufügen ist. Merkwürdigerweise schliesst sich gerade an diese Entwicklung gegen S zu die Fazies der Espildorazone an; auf welchen ursprünglichen Abstand sich die Verbindung beider bewerkstelligte, bleibt freilich verborgen.

Der genannten starken Sedimenthäufung in der externen Zone westlich des Guadalhorce steht im Gebiete dieses Flusses eine bedeutend geringere Entwicklung gegenüber. Der Steilschenkel durch Tithon-Kreidelagen im Südausgang der Chorro-Schlucht (vor Tunnel IX, Prof. 15) zeigt folgende Schichtfolge:

Tithonkalke, knollig-brecciös; von einer Störungsfläche gegenüber den Kreideschichten begrenzt;

Kurze Überdeckung mit Sturzschutt;

Rote, mergelige Kalkschiefer (ca. 55 m) übergehend in grünlichweisse, wohlgebankte dichte Neocomkalke, durchsetzt von braunen und schwarzen Hornsteinlagen und wieder gefolgt von roten Kalkschiefern;

Gesamtmächtigkeit der aufgeschlossenen Kreidekalke, ca. 86 m;

Konglomerate der diskordant überlagernden Burdigalien-Molasse.

Dieser, rund 100 m betragenden Kreideserie im Westende der Antiklinalengruppe Chorro-Valle de Abdalagis steht im Ostende des gleichen Bezirkes (Südschenkel der Falte von Valle Abdalagis und nördlich des gleichnamigen Dorfes) nur eine Schichtdecke von 50—60 m gegenüber; die gleiche Falte dürfte aber im Nordschenkel wieder merkbar grössere Serie von Kreide tragen.

In ähnlichen Beträgen bewegt sich die Schichtmächtigkeit in den Kreideserien, die dem Betikum auf- oder anliegen. Ein Durchschnittsbetrag mag mit dem schon angeführten Profil am Rio Turon (p. 130; ca. 75 m) gegeben sein; zwischen El Chorro und Ardales besäumen die steilgestellten Kreidekalke und Mergel mit ca. 180 m den Rand der betischen Gesteine (s. 5, Fig. 22). Die wenigen Exklaven von Kreide, die auf dem betischen Rücken festgestellt wurden, entziehen sich einer genaueren Schätzung; ihre Stärke ist gewiss auch durch späteren Abtrag (voroligozän) stärker in Mitleidenschaft gezogen worden; im ganzen Gebiet der Montes de Málaga ist die Kreide entfernt worden; in der Flyschzone von Colmenar ragen kleine

Reste mergeliger Kreide nördlich des Dehessa aus der Flyschumgebung (eventuell auch als kreideartiger Flysch aufzufassen!) und bei Casarabonela ist ein vielleicht noch 40—50 m mächtiger Rest von Kreide (davon 15—20 m rotgrüne Mergel) erhalten geblieben. Von der silexreichen Plattenkalkserie (Teil der Espildorazone) kommen auf der Wasserscheide nördlich Yunquera auch 100—150 m zum Ausstrich.

Zusammenfassend kann somit von den Kreidesedimenten gesagt werden, dass sie von einem Mächtigkeitsmaximum von über 450 m im NW auf eine im grossen und ganzen um die 100 m varierende Schichtdicke zurückgehen, um dann südwärts, ohne Jurazwischenlage, auf den paläozoischen Schiefern des Betikums allmählich auszugehen.

4. Beziehungen der Kreide zu den Liegend- und Hangendformationen.

Es sind im Vorangehenden schon recht verschiedene Fälle der Beziehungen zu den angrenzenden Stufen des Schichtprofiles namhaft gemacht worden. Das Liegende der doch nicht im geringsten an ein Transgressionssediment gemahnenden Kreide wechselt von N nach S insbesondere längs des betischen Nordrandes recht gesetzmässig: je weiter nach S, um so älter wird die Unterlage; es findet sich Kreide in normalem Schichtverband mit Tithon, Kreide auf Permo-Trias und Kreide auf den ältesten Schichten des Betikums. In dieser Verteilung spiegelt sich also deutlich das allmähliche Übergreifen dieser Formation über das betische Massiv. Einige Kontaktverhältnisse zu den benachbarten Formationen, sowohl des Liegenden und Hangenden fragen noch nach einer Besprechung.

Ausbildung und Lagerung der Kreide bei Überdeckung des paläozoischen Untergrundes sind von besonderem Belang. Wenige Schritte nördlich der Bahnstation von El Chorro schneidet das verlassene alte Bahntracé in einem, ein gutes Profil vermittelnden Einschnitt die oberen paläozoischen Schiefer und Kalke und die denselben auflagernden Kreideschichten an. In Skizze und Text von Fig. 9 ist versucht diese Verhältnisse wiederzugeben.

Aus diesem Profil ist besonders hervorzuheben, dass hier erstmals von N herkommend, die nach ihrem Foraminiferengehalt zur Oberkreide zu zählenden roten Kreideschiefer (2c) unmittelbar den paläozoischen Schiefern aufliegen; des weitern fällt aber auch die fazielle Veränderung auf, welche in den tieferen Lagen der Formation sich bemerkbar macht (e, f). Es ist dies die einzige Stelle des ganzen Kartengebietes, woselbst ein derart sandiger Habitus der Kreide anzutreffen ist, denn nach Lagerung können die Sandsteine des Profils, die zwar ganz an Flyschschichten gemahnen, nicht anders

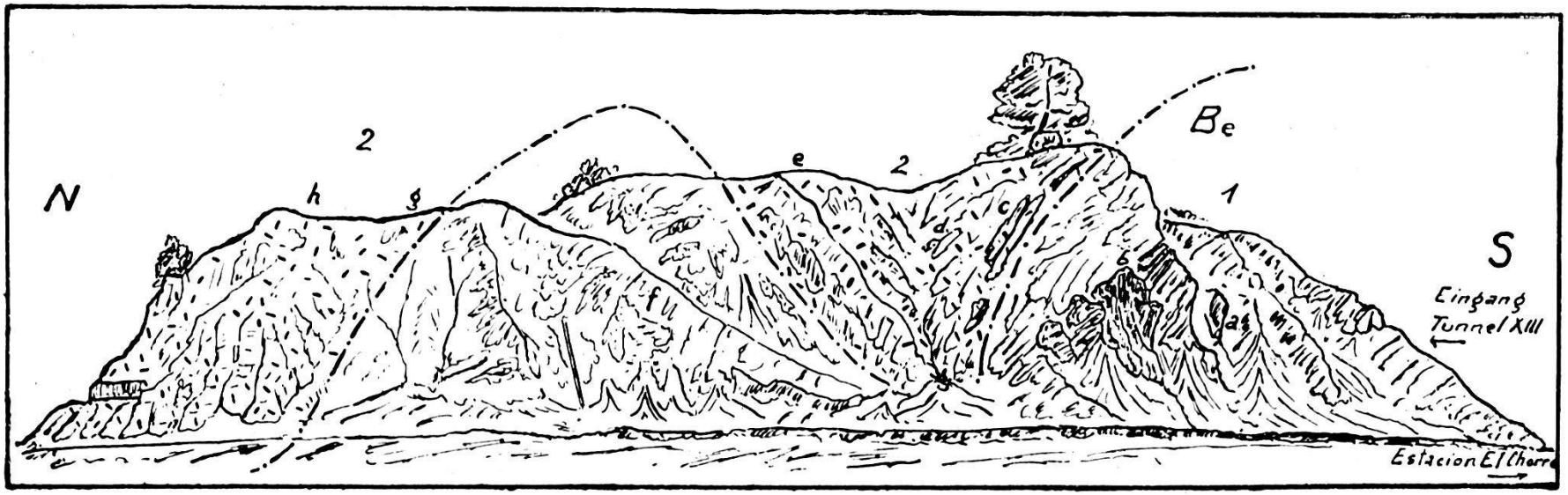


Fig. 9. Schichtprofil (Ansichtsskizze) im alten Bahntracé bei der Station El Chorro. (Kreide-Paläozoikum-Kontakt.)

1. *Paläozoische Basis.*

a. Schichtserie von violettschwarzen, seidenglänzenden Schiefern (Tonphyllite), durchzogen von dünnen Schichtchen und Linsen von Quarz; einzelne Kalklinsen; 6—8 m.

Über dieser kalkarmen Schichtserie folgt — oder entwickelt sich aus ihr — auf der gegenüberliegenden Seite (Westseite) des Bahneinschnittes ein Schieferkomplex, bestehend aus einer Wechsellagerung von schwarzblauen, reichlich von weissen Kalkspatadern durchzogenen Kalkbänken mit tonig-phyllitischen Zwischenschichten = „calizas alabeadas", Ober-Silur; auf ca. 12 m aufgeschlossen; Str. 270°/80° N.

b) Grünlich-weisse, sericitische, stark zerdrückte Schiefer (Quarzphyllite), gleichfalls begleitet von blauschwarzen Tonphylliten.

2. *Kreide.*

c) Rote und grünlichweisse Kalkmergelschiefer, stark zerknittert, 2—3 m; die dem Paläozoikum direkt aufliegenden roten Kalkschiefer sind Rosalinenkalke (Oberkreide).

d) Vereinzelte, teils wohl verstürzte, braune und mürbe Sandsteine; Tertiär-Flysch?

e) Rote und rotbraune, schwach sandige Mergel mit Zwischenschaltung dünner, brauner und mergeliger Sandsteinschichten; 8—10 m; Str. 100°/70—75° S.

f) Dünnschichtige, grünlich-graue und glaukonitische, mürbe Sandsteine; Kriechspuren und calcitische Ausfüllungen (Fossilspuren?), eine kleine Antiklinale formend.

g) Grünliche und rotbraune Mergel, saiger bis steil N fallend und übergehend in:

h) Neocomkalkschiefer; Wechsellagerung von dichten weiss- bis grünlichgrauen, linsigen Kalken und gleichartigen mattschiefrigen Mergeln, ca. 22 m; Str. 270°/80°-saiger.

Über der Strichpunktlinie: Gesteine von Kreidetypus, unter derselben solche von Flyschtypus.

als zur Kreide geschlagen werden; ein solcher nerithischer Einschlag in die basale Kreide entspricht freilich der Fazies, wie sie bei dem Übergreifen der Formation auf den betischen Rücken nicht anders als zu erwarten ist; sie vermochte sich aber doch nicht durchzusetzen, denn die Kreidevorkommnisse, die weiter südwestwärts (Casarabonela) auf dem Paläozoikum liegen, zeigen die gewöhnliche mergelig-kalkige, mehr bathyale Fazies.

Von der paläozoischen Unterlage wenden wir uns zu den *Beziehungen der Kreide zum Tithon.* Zahlreiche gut aufgeschlossene Profile tun dar, dass von den obersten Jurabildungen zur unteren Kreide Kontinuität der Ablagerung vorhanden ist. Am Torcal z. B. sehen wir in den flachgelagerten Schichten der Synklinale von Los Navazos (s. Fig. 8), dass auf die massigen weissen Tithonkalke einige Meter mergelige Schichten sich legen, in welchen einzelne Bänke von graugrünen Mergelkalken nebst ockerigen Mergelplättchen abwechseln; aus dieser Serie gehen dann die roten mergeligen Kreideschiefer hervor. Solchen Übergang, der, wo die Schichten knollig werden, fast verunmöglicht, auf lithologischer Grundlage die Formationszugehörigkeit zu entscheiden, kennzeichnet auch die durch Kilian und Bertrand bekannt gewordene Übergangszone von Kreide (Berrias) zu Tithon bei der Stromquelle von El Manzanil bei Loja (18, p. 434); dass aber in unmittelbarer Nähe diskordante Auflagerung sich einstellen kann, haben jene Forscher betont und führend diese stets auf mechanische Ursachen zurück.

Neben den Profilen mit Übergang und sekundärer tektonischer Diskordanz liegen aber auch Beobachtungen vor, die anzeigen dürften, dass zwischen beiden Formationen eine Omission des Absatzes mit Auflösungserscheinungen des liegenden Kalkes vorauszusetzen ist. Sie betreffen hauptsächlich die Berggruppe des Chorro. Den tiefgreifendsten „Schnitt" in die Jurakalkmasse bedeutet die äusserst starke Kalkreduktion im Südschenkel der Huma-Falte bei La Rejanada; das Profil ist im tektonischen Teil (Fig. 17, p. 227; Tithon-Kreide = Nr. 6—7) wiedergegeben. Ein anderes Profil des Formationskontaktes, das im Tithonkalkzug von Tunnel VIII in ca. 720 m (Sierra de Huma) angetroffen wurde, sei verkürzt hier angeführt:

1. Tithonkalke; Bänke von 10—15 cm eines hell-weissgelben, dichten Kalkes; die Oberfläche des Kalkes ist uneben wellig korrodiert (zwar nicht karrig), in deren Vertiefung blaugrüne, sandige Mergel eingreifen; Oberfläche des Kalkes grün „infiziert".
2. Schiefriger, blassgrünlicher Kalksandstein, fleckig durch gröbere Sandputzen.
3. Blaugrüne Mergel.
4. Wechsellagerung eines bleichgrau anwitternden, dichten, weisslich-grünlichen Kalkes und gleichartiger Mergel; der makroskopisch gekörnelte Kreidekalk ist reich an Foraminiferen, vorwiegend

Globigerinen nebst einigen Nodosarien (sichere Rosalinen wurden nicht erkannt, wohl sind ähnliche Bruchstücke vorhanden); nach oben stellen sich die gewöhnlichen roten Kreidekalke mit zahlreichen Kieselknollen ein.

Wenn auch für diese „verdächtigen" Übergänge von Jura zu Kreide, wobei die obersten Tithonschichten starke Reduktion, eine leichte Verfärbung und eine wellig-unebene Begrenzung der obersten Kalkschichtfläche aufweisen, nur vereinzelte Beobachtungen vorliegen, so reiht sich daran doch noch eine weitere Feststellung, die für einen gewissen Abtrag resp. Auflösung des obersten Tithon vor Ablagerung der mergeligen Kreideschichten spricht. In Fällen, wo die Lagerung beider Formationen nicht im geringsten auf tektonische Beanspruchung hinweist (Fallwinkel von 10—20°), stossen die hellen Tithonkalke plump in die roten Kreideschichten vor; es sieht aus, als ob letztere vorgebildete Unebenheiten ihres Untergrundes ausfüllen; diese brauchen nicht die scharfen Umrisse gehabt zu haben, worauf etwa die Auswitterung schliessen lässt, sondern es können milde, wannenförmige Vertiefungen vorgelegen haben; Beispiele für diese Lagerungsbeziehungen sind unschwer zu finden, sie zeigen aber wohl meist eine Übertreibung der ursprünglichen leichten Diskordanz, da gerade längs solchen sich die differentielle Bewegung zwischen massigem Kalk und Kalkschiefer ausgelöst hat. Die Art wie die höheren Schichtlagen zwischen die beiden Kalkklötze der Sierra de Ortegicar eingreifen (Prof. 26) illustriert diesen Fall; im Torcalgebiet zeigt das Tithon der kleinen Sierra Caracoles gleichartige unregelmässige Begrenzung und vielleicht ist auch die Bucht von Los Navazos im Westrand des Torcal (Fig. 8) dadurch vorbedingt. Die unregelmässige Begrenzung beider Formationen war dem Beobachter wohl oft Grund, zwischen beiden Verwerfungen anzunehmen (z. B. im Torcal-Ostende, am Puerto Caraguelas, durch ORUETA-AGUIRRE). Auch ausserhalb unseres Gebietes kennzeichnet das Lagerungsverhältnis von Tithon und unterer Kreide dergleiche oft tiefgreifende Unebenheiten, die gewöhnlich durch Störungen erklärt werden. Ich selbst neige zur Ansicht, dass in sehr vielen Fällen es sich um veränderte Sedimentationsbedingungen (Herausbildung eines Rückens) handelt.

Ausser der Stellung der Kreide zu den Liegendformationen fragen auch die *Beziehungen der Kreide zu den überlagernden Tertiärsedimenten* besondere Hervorhebung, obwohl solche erst nach Besprechung des Tertiärs besser einzuschätzen wären.

Der Transgressionscharakter des Tertiärs, zum mindesten der Schichten, die eigentlichen Flyschcharakter aufweisen und sich zu einem Teil als Oligozän erweisen dürften, geht am deutlichsten aus dem verschiedenen stratigraphischen Alter der unterlagernden Formationen hervor, wie dies schon durch die sich über ein grosses Gebiet erstreckenden Beobachtungen der Mission d'Anda-

lousie festgelegt ist, deren Forscher die Transgression in das tiefere Eozän verlegten, einer Auffassung, der ich mich in meinem „Versuch einer tektonischen Gliederung" (75) angeschlossen hatte.

Längs der penibetischen Zone ist es der gewöhnliche Fall, dass die Kreide die Unterlage der Tertiärsedimente formt, wobei die Stufenzugehörigkeit der ersteren, wie zuvor angeführt, nicht näher präzisiert werden kann, es sei denn, dass die vorhandenen Rosalinenkalke auf die Oberkreide hinweisen. Allein der Nordsaum des Betikums zeigt die Tertiärsedimente über die zuvor entfernte Kreide hinweggreifen.

In der Betrachtung der Verbandsverhältnisse der beiden Formationen lassen sich zwei Fälle auseinanderhalten: eine mehr regionale Beurteilung und eine solche, die sich auf einzelne Aufschlüsse stützt. Der regionale Überblick zeigt, dass das Tertiär mit den verschiedensten Sedimentserien einsetzt. Die Verschiedenheit wird um so auffälliger, je näher wir uns an den betischen Saum begeben; hier formen die in unregelmässig begrenzten Massiven, teils auch nur in Blöcken einsetzenden weissen Kalke (Turonkalk) ein Schichtglied, das in Strecken, wo eine eigentliche Flyschformation die Basis formt (bunte Mergel und Sandsteine und Sandkalke mit Nummulinen), nicht vorhanden ist. Diese Verhältnisse tun dar, dass vorangehend der Ablagerung des Tertiärs, sowohl der tieferen Turonkalke als auch der Flyschformation, eine Periode des Abtrags sich einschaltet, welcher schon orogenetische Bewegungen zugrunde liegen dürften.

Obwohl in der penibetischen Zone, mit Ausnahme der Lagen auf dem betischen Rücken, Kreidesedimente zwischen Jura und Tertiär überall erhalten geblieben sind, zeigt sich an manchen Stellen die transgressive Überlagerung des Tertiärs deutlich an; immerhin sind die Verhältnisse von Ort zu Ort zu beurteilen, denn das schon erwähnte mechanische Verhalten der Kreidekalkschiefer bewirkt sehr oft ein Ausdünnen dieser Formation auf mechanischem Wege, weshalb an die Reduktionen in einem Steilschenkel keine stratigraphischen Schlussfolgerungen angeknüpft werden können. Wo aber in relativ ruhiger Lagerung sich die rote Kreide auf ein schmales Bändchen reduziert und darüber die faziell anders gearteten Flyschmergel vorgreifen, wird die transgressive Natur der letzteren augenfällig. So sehen wir z. B. in der kleinen Falte der Sierra de Caracoles (SE des Torcal) die rote Kreide auf 1—2 m reduziert und auch längs des Südrandes der Kette von Chorro-Valle Abdalagis dürften gleiche Beeinflussungen durch transgressives Übergreifen von Flyschschichten vorhanden sein. Recht augenfällig ist auch da, wo die Kreide stark kalkig entwickelt ist, — also ohne die mergelige, schon flyschartige Beigabe — der fazielle Gegensatz mit der detritogenen Sedimentserie des Flysch (externe Zone der Umgebung von Burgo, Ortegicar usw.).

Neben diese Beobachtungen mehr regionaler Natur stellen sich aber auch solche von lokalem Charakter, die denselben anscheinend widersprechen; sie beziehen sich auf Schichtprofile, woselbst Kreide und Tertiär durch eine durchgehende Sedimentation verbunden zu sein scheinen. Von der Anwesenheit bunter Mergel, die auch schwach sandig werden können, im obersten Abschnitt der Kreide war schon die Rede. Setzt man nun voraus, dass prätertiärer Abtrag gewisse Zonen nicht erreichte, oder aber darauffolgende Sedimentation mit gleichen mergeligen und tonigen Niederschlägen wiedereinsetzte, so verwischte sich das Grenzniveau beider Formationen vollständig. Einige Strecken dergleicher Beobachtungen, die aber durch die Nähe der Stellen, wo transgredierende Lagerung zu folgern ist, auffallen, mögen hervorgehoben sein.

Das Ostende der schon erwähnten kleinen Sierra Caracoles wird geformt durch eine wohl 30—40 m hohe Tithonkalkwand; an ihrer Basis (längs des alten Weges Málaga-Antequera) liegen in den Übergangsschichten von Kreide zu Flyschsedimenten:

1. Schiefrige rote Neocommergelkalke.
2. Rotbraune und grünliche Kalkmergel, ca. 1 m.
3. Grauschwarze ruschlige Mergel (Übergangsschicht).
4. Gleichartige Mergel, in denen sich aber alsbald die braunen Sandsteine der Flyschformation einstellen.

Ähnliche unsichere Abgrenzung findet sich auch in der Synklinale von Los Navazos (Fig. 8), woselbst man durch braunrote Mergel hindurchwandert und erst in den Kalksandsteinen der Hügelgruppe des Aguila mit ihrem Nummulitengehalt die Tertiärzugehörigkeit feststellen kann. Ähnliche Übergangszonen charakterisieren die Strecken mit Serien bunter Mergel wie das Gebiet nordöstlich Gobantes und am Puerto Martinez, wo der Zusammenhang mit der klastischen Fazies der Espildorazone schon hervorgehoben ist.

Eine Strecke, die von verschiedenen Autoren schon erwähnt, stratigraphisch aber ungleich eingereiht wurde, ist die morphologisch sich als Längsmulde ausnehmende Mergelzone bei El Chorro, die, am Guadalhorce beginnend, sich zwischen Castillones und Veredon entlang zieht. Sie kann als Beispiel dienen, wie zwischen der Zuteilung zu Kreide oder Tertiärflysch Unsicherheit bestehen kann. Von Orueta wurden die Schichten dieser von ihm auch tektonisch als Synklinale aufgefassten „Mulde" als Kreide erklärt (vergl. sein Prof. 5) und der mittleren Abteilung dieser Formation nach dem Schema der Mission d'Andalousie (b. p. 127) gleichgestellt; Kilian und Bertrand dahingegen hatten sie in schematischer Weise (Fig. 37, p. 539) dem „Nummulitique" zugeteilt.

Durch die Schichtlagen dieser Terrainmulde setzt in weitem Bogen das Tunnel XII der Bahnlinie, nachdem das alte Tracé (Brücke)

auf den rutschigen Mergeln betriebsunfähig geworden war (s. ORUETA's histor. Notiz p. 378). Die Aufschlüsse in dem von einigen tiefen Furchen durchzogenen Terrain zeigen grüngraue Mergel, örtlich darunter auch bröcklige blaue Tone, hie und da durchsetzt von mürbem, gelbbraunem und schiefrigem Sandstein; die ganze Serie hat durchaus keinen Kreidecharakter und geht denn auch in ihrer östlichen Verlängerung in die typische ton- und mergelreiche Flyschbasis der Umgebung von Valle de Abdalagis über. Von dieser Formation bei El Chorro handelnd, erwähnt nun ORUETA (31, p. 378) *Am. Astieri* und *Aptychus Leranois* (muss wohl heissen: *Apt. Seranonis* COQ.!) und *Apt. Mortilleti*. Da genauere Ortsangabe von Fundpunkten fehlt, neige ich zur Auffassung, dass diese Funde sich allein auf die Randpartie der „Mulde" beziehen, wo freilich die Kreide vorhanden ist. Auf der Nordseite wird diese somit als Flysch angesehene Zone von den steilstehenden Tithonplatten der Cartillones begrenzt, ohne dass Kreide aufgeschlossen wäre (Längsbruch; s. 1, Fig. 7 und Prof. 15a).

VI. Über die faziellen Beziehungen und die allgemeinen Zusammenhänge zwischen der penibetischen Jura-Kreideformation des Kartengebietes und der weiteren Umgebung.

Stratigraphische und tektonische Erforschung eines Landesteiles haben, wenn immer möglich, Hand in Hand zu gehen, um den darauf gegründeten Synthesen die allseitig bestgebaute Unterlage zu geben. Einseitig auf die eine oder andere Forschungsrichtung sich stützende Interpretation führt oft zu Irrtümern. Die komplizierte Fjordstratigraphie — und dies gilt besonders auch für Andalusien —, wie sie vor Erkenntnis des Deckenbaues zur Erklärung tektonischer und fazieller Eigenarten des Deckenlandes angewandt wurde, ist dafür ein Beispiel; aber auch die rein tektonische Behandlung ohne einigermassen gesicherte stratigraphische Grundlage führt auf Irrwege. Dem geforderten Zusammengehen steht aber gar so oft die noch nicht hinreichende Kenntnis eines Landesabschnittes hindernd im Wege; und nicht zuletzt sind es auch Fossilarmut oder das Nichtzureichen des geologischen Aufschlusses, die zu einem gewissen Kompromiss leiten müssen. Solche Mängel treffen, je nach Ort und Gegenstand verschieden auch für andalusische Gebirge zu, woselbst seit jeher die Forschung überhaupt mehr nach geognostischen und beschreibend stratigraphischen Gesichtspunkten orientiert war. Bei der heutigen Kenntnis des Landes stösst die vergleichend tektonische und insbesondere auch vergleichend stratigraphische Behandlung allerorts noch auf Hemmnisse, die erst nach Jahren vereinter Forschung allmählich verschwinden können. Wenn hier deshalb in diesem Abschnitt über den Rahmen des engeren Kartengebietes hinausgegriffen wird, so kann nur von einem recht lückenvollen Versuch zur Anknüpfung an Gebiete der Umgebung die Rede sein.

Von der dürftigen Entwicklung des *Lias* im Penibetikum der zentralen Provinz Málaga war schon die Rede und ist darauf hingewiesen, dass östlich anschliessende Teile des vermutlichen Penibetikums eine viel reichere Entwicklung aufweisen, die den Mitgliedern der Mission d'Andalousie ermöglichte, alpin ausgebildeten Lias mit teils reicher Fauna, die das Toarcien und Aalenien (Murchisonae-Schichten) charakterisiert, nachzuweisen. In diese alpine Liasprovinz ist unser Gebiet einzureihen, und zwar als ein solches, in dem möglicherweise eine untermeerische Schwelle ein Minimum von Sedimenten zuliess. Wo die Stärke derselben wieder zunimmt, stellen sich reichlich Dolomite ein; das östliche und westlich anschliessende Penibetikum entsprechen diesen Mulden, die Lage der Gebirge von Loja und jener von Ronda (Sierra de la Hidalga) nehmen diesen Platz ein, wobei in letzterer Strecke Plattenkalke in tieferen Partien eine hervorragende Rolle spielen. Folgen wir weiter nach SW. dem betischen Rand, so ist ein neues Liasvorkommen mit veränderter Fazies (Mergelkalke, Mergel und rötliche brecciöse Kalke mit *Arietiten*) zu verzeichnen, das ich im Tale des Rio Genal bei Gaucin, also schon im Nordrand des Campo de Gibraltar fand, während die nördlichen Kalkzüge des Tales des Rio Guadiaro (Sierra de los Pinos) einen kalkig-dolomitischen Lias aufzuweisen scheinen. In anderen Strecken des Penibetikums ist die Beteiligung des Lias an der einheitlichen Kalkfolge noch eher zweifelhaft, wie dies für die ausgedehnten Kalkgebirge der Sierra Endrinar südwestlich Grazalema zutrifft; erst in den Gebirgen nordwestlich Grazalema (Sierra San Cristobal etc.), die ich nach ihrer faziellen und tektonischen Charakteristik aber schon zum Subbetikum rechne, vermochte J. Gavala einen wohlgegliederten und paläontologisch gut belegten Lias nachzuweisen (33). Dem Lias des Penibetikums dahingegen kommt mit seinen Hangendschichten (Dogger-Malm) jener für die stratigraphische Entwirrung so wenig sichere Resultate abgebende Charakter einer „série compréhensive" zu, wie sie schon für das Profil des Guadalhorce namhaft gemacht wurde, und in welcher die hellen, gelblich-weissen, dichten Kalke den Grundschlag formen; auf solche Verhältnisse mag es deshalb zurückzuführen sein, dass in der analogen Zone, die vom Felsen von Gibraltar nach Tetuan weiter leitet, Arten des Lias (Gibraltar, Tetuan), des Dogger (Gibraltar) und des Tithon (Djebel Musa) angetroffen werden konnten.

Unsicher sind noch die Zusammenhänge in einer dem Betikum folgenden Zone nach entfernter östlich gelegenen Strecken der Cordilleren, da hier die tektonische Entzifferung den wirklichen Zusammenhang noch festzustellen hat. Immerhin dürften faziell gleichartige Sedimente auf weite Erstreckung die betische Permo-Trias überlagern. Aus der Sierra de Estancias, die jenseits der Sierra Nevada als tektonisches Homologon des Betikums von Málaga zu betrachten ist, erwähnt P. Fallot (97) einen tieferen dolomitischen Lias, dem ein Oberlias mit Eisenoolith folgt.

Obwohl die Frage noch sehr verfrüht ist, mag sie immerhin gestellt sein, nämlich jene, ob die eben verfolgte Längsrichtung längs des betischen Randes, oder mit anderen Worten des Penibetikums, für die Liassedimente oder auch für die ganze Juraformation, in grossen Zügen einer isopischen Richtung gleichkommt. Die Ähnlichkeit des faziellen Gesamtcharakters der jeweiligen Formationen scheint mir eine dies bejahende Hypothese zu stützen. Die Faziesabänderungen, berücksichtigen wir erst allein den Lias, entfernen sich nicht so sehr von einem epikontinentalen Typus (Echinodermenbreccien, Dolomite), als dass dieselben sich nicht auf eine ähnliche Sedimentationsbedingungen aufweisende Längszone (Geosynklinalrand) beziehen lassen könnten; eine Vertiefung kennzeichnet erst den oberen Lias mit seinen Cephalopodenknollenkalken (Sierra Elvira). In der Richtung nach dem heutigen betischen Rücken zu fehlen die Ablagerungen des Lias; ob, und in welcher Ausbildung dieselben vorhanden waren, ist nicht sicher auszumachen; erst der Südrand des betisch-rifschen Massivs enthält wieder alpin ausgebildeten Lias in Marokko; es ist also best möglich, dass die axiale Zone dieses Massivs schon zu Beginn des Jura eine Schwelle formte.

Begeben wir uns von der penibetischen Zone in mehr äussere Teile der Cordilleren, so gelangen wir ins Subbetikum, in welchem im allgemeinen der Lias eine bedeutendere Rolle spielt und zu grösserer Mächtigkeit anschwillt. Aus diesen Gebieten stammt eigentlich der Typus des von Kilian und Bertrand nachgewiesenen alpinen Lias, in welchem die Kalke mit *Pygope aspasia* eine grössere Tiefe anweisen mögen. In die gleiche Zone, die sich durch ihre Fauna und reichliche Gliederung von der penibetischen Zone abhebt, gehören auch die durch Jimenez de Cisneros und Fallot bekannt gewordenen Liasbezirke der Provinz Murcia. Immerhin dürften auch in dieser Hauptgeosynklinale verschiedene Schwellen vorhanden gewesen sein; einen mehr nerithischen Lias des Subbetikums hat neuestens P. Fallot aus der Sierra Pedrosa (85, I) nachgewiesen. Die Berge von Jaén hinwiederum enthalten in der präbetischen Zone (Jurassique à faciès sombre von R. Douvillé [23]) eine monotone und mächtige Kalkfazies, während der subbetische Teil eine reichere Gliederung aufweist und ähnlich den Verhältnissen in der nördlichen Umrandung des Beckens von Granada in einer Kalk-Mergelserie ein fossilreicheres Toarcien *(Hildoceras bifrons)* enthält. Die Entwicklung des Lias der Berge von Grazalema (Provinz Cadiz) lehnt sich an diese subbetische Zone an. Diese wenigen Hinweise mögen genügen, um hervorzuheben, dass das Penibetikum als Gesamtheit sich gegenüber dem nördlich anschliessenden Gebiete als eine faziell und faunistisch verarmte alpin-mediterrane Provinz ausnimmt.

Die so geringe Kenntnis des Doggers innerhalb unseres Kartengebietes, wie im ganzen Penibetikum überhaupt — (die Sierra Elvira ausgenommen) —, verbietet an seine Ausbildung und Verbreitung

irgendwelche Beschauungen zu knüpfen. Der *obere Jura* (inklusive Tithon) ist die Formation, welche die reichste Fauna und best charakterisierten Faziestypus von allgemeiner Verbreitung aufweist; es kann sich deshalb an ihn eine kurze Umschau in die Nachbargebiete knüpfen. Hier ist die andalusische Fazies in typischer Entwicklung vorhanden, die als jene der „fausse brèche" oder roten Knollenschichten namhaft gemacht worden ist. Freilich hat die Hervorhebung dieser Fazies der Einschränkung Rechnung zu tragen, dass dieselbe in verschiedenen Schichthöhen, vom oberen Lias bis ins Tithon wiederkehrt und im westlichen Mediterrangebiet von den Alpen bis Tunis sich zurückfindet; ein Vergleich hat sich also stets auf paläontologisch-stratigraphische Analogien zu stützen und vermag auch dann bei der erwähnten Ubiquität keine absoluten Anhaltspunkte zu liefern über eine ursprüngliche unmittelbare Nachbarschaft oder Identität des Sedimentationsraumes. Vielleicht, dass mehr den negativen Merkmalen als den positiven ein Leitwert zukommt, so dass das Fehlen der brecciös-knolligen Fazies und eine Vermergelung des oberen Jura bessere paläogeographische Stützpunkte abgeben können.

Soweit mir bekannt, ist der obere Jura der langen Erstreckung der penibetischen Zone von Nord-Marokko bis zur Sierra Nevada und darüber hinaus durch gleichartige Sedimente vertreten, in deren kontinuierlicher Kalkserie die Knollenkalkfazies im Tithon am besten entwickelt ist; je mächtiger die Schichtreihe, um so vielfältiger ist die Verbreitung sowohl in horizontalem als auch vertikalem Sinne; je näher dahingegen wir uns gegen den südlichen Rand der Ausbreitung der Jurasedimente begeben, um so dürftiger wird ihr Einschlag innerhalb der sonst gleichbleibenden Kalkentwicklung; sie kann überhaupt aussetzen, wie dies schon für die interne Zone angeführt wurde. Es ist von Interesse, zu erfahren, dass ähnliche Verhältnisse auch in recht entfernten, weiter östlichen Gebieten erkannt werden können; während in einem nördlichen Bezirk der Provinz Murcia (Gegend von Caravaca), wie P. FALLOT in einer seiner vorläufigen Mitteilungen anführt (95), Niveaux von „fausse brèche" sich im Bajocien, Bathonien, im Sequan-Kimeridgien und im Tithon vorfinden, setzen solche weiter südlich (Sierra de Pedro Ponce) aus. Solche Analogien, wiederkehrend auf grosse Längserstreckung der Cordilleren, können, gleich wie dies für liasische Sedimente angedeutet wurde, auf eine gewisse Parallelität einer isopischen Richtung mit dieser Richtung hindeuten, die durch alle späteren Zeiten hindurch auch die Hauptstreichrichtung der wichtigsten tektonischen Umwälzungen geworden ist.

Treten wir nunmehr von unserem Penibetikum in die Querrichtung über, so stossen wir in allen subbetischen Ketten auf eine Tithonfazies, die keinen merkbaren faziellen Unterschied bedeutet, ein Umstand, der der Auffassung, dass es sich in den beiden

Zonen um faziell und tektonisch zusammengehörige Einheiten handelt, recht zu geben scheint. Die angeführte Ubiquität der roten knollig-brecciösen Fazies setzt aber zu dieser Schlussfolgerung ein Fragezeichen und kann deren Gültigkeit oder Nichtgültigkeit erst nach einer abgeklärten Kenntnis des geologischen Baues sich zeigen. Analoge Faziesgebiete können übrigens in einander parallelen Längsräumen zur Ausbildung gekommen sein, wobei ein ganz bedeutender Querabstand sie getrennt haben kann.

Bekannt ist die „faciès grumeleux ou brèchoide" im Tithon-Kreide-Übergang aus der subbetischen Zone von Cabra, deren reiche Fauna durch KILIAN (19) ihre allgemein bekannte Bearbeitung und stratigraphische Korrelation mit den Alpen (Strambergerschichten) erfahren hat. Die gleiche Fazies, und eine mehr oder weniger nie fehlende Cephalopodenfauna, behauptet sich im gleichen Niveau quer durch die subbetische Zone bis Jaén (Valdepeñas-Pandera). Die präbetische Zone bei Jaén (Jabalcuz etc.) dagegen enthält ein anders entwickeltes, versteinerungsloses Tithon (R. DOUVILLÉ); in der gleichen Fazieszone dürften wir uns wieder am äussersten Nordrand der Cordilleren, in den Sierren von Cazorla befinden, woselbst nicht mehr das Tithon (fehlend!), sondern, wie P. FALLOT in seiner neuesten Studie über dieses Gebiet nachweist (85, III), der Dogger (Argovien) die versteinerungsreiche „fausse brèche" führt. Durch gleiche Sedimente, wie sie sowohl das Penibetikum von Málaga, als auch die eben erwähnten Gebirge der Provinz Córdoba und Jaén aufweisen, ist das Tithon in den Bergstrecken von Grazalema und in den zahlreichen klippenförmigen Jura-Vorkommen der übrigen Provinz Cadiz vertreten.

Dem kurzen Hinweis auf das fazielle Verhalten des oberen Jura nordwestlich unseres Penibetikums ist noch der Befund in entgegengesetzter Richtung, also betikwärts gegenüberzustellen. Hier befinden wir uns längs des ganzen internen Randes der Formation längs einem Erosionsrand. Wie in dem östlichen Teil der Cordilleren (Alicante) wird hier die transgressive Lagerung des Tithon deutlich. Das Vorkommen der isolierten Kalkklippe der Sierra Blanquilla, woselbst das Tithon ohne Zwischenschaltung tieferer Stufen auf den paläozoischen Schiefern aufliegt, gibt in dieser Hinsicht gute Auskunft. Wie weiter südlich die Grenzen des Tithonmeeres verlaufen haben mögen, bleibt Hypothese, da keine Ablagerungen, weder in tektonisch tiefer gelegenen Strecken (Málaga), noch weniger solche in den Kulminationsgebieten (Granada) erhalten geblieben sind; eine Bestätigung der Angaben von KILIAN und BERTRAND (18, p. 473) über das Vorkommen des oberen Jura längs der Küste von Málaga vermag ich nicht zu liefern. Nicht unwahrscheinlich scheint es mir, erwägend die allgemein gültige Tendenz der Reduktion und Verarmung in Fazies in der Richtung auf das Betikum zu, dass der obere Jura die betische Schwelle nicht mehr oder dann nur als Seichtmeer

überdeckte; waren seine Ablagerungen noch vorhanden, so sind sie dann späterhin einem voreozänen Abtrag zum Opfer gefallen.

Ähnlich wie im Jura, treffen wir auch in der *Kreide*, speziell in der Unter-Kreide, eine Schichtfolge, die von Mallorca bis Marokko und Algerien eine grosse fazielle Gleichartigkeit aufweist und deren stratigraphische Unterverteilung sich allein auf die oft spärlichen Fossilfunde stützen kann. Besonders innerhalb unseres Abschnittes des Penibetikums ist die Gliederung sehr schwierig durchführbar und müssen wir uns mit einer dürftigen Feststellung des Hautrivien bei Ardales und der Anwesenheit oberer Kreide (Senon) durch das Vorkommen der Rosalinenkalke begnügen. Dessen ungeachtet darf sicherlich die Zugehörigkeit der im grossen und ganzen bathyalen Habitus zeigenden Ablagerung zu ein und demselben Sedimentationsraum als ausser Zweifel stehend angesehen werden; dieser ist gekennzeichnet durch die Kalkmergelfazies mit, wenn vorhanden, meist limonitischen Cephalopoden und allmähliches Überleiten von der Unterkreide in die Oberkreide; in der letzteren scheinen die Rosalinenkalke ein, wenn auch nicht über jeden Zweifel erhabenes Leitsediment zu formen. Bis anhin wurden dieselben, das Penibetikum betreffend, bekannt aus der externen Zone, woselbst sie M. Lugeon (85, II) erstmals bei Montejaque erkannte und mit der analogen Fazies der „Préalpes" verglichen hatte; schon die makroskopische Prüfung erlaubt meist den Schluss, dass in den gekörnelten roten Gesteinen das faunistisch gleiche Sediment vorliegt. So darf denn wohl gesagt werden, dass von Gibraltar bis an den Segura die gleiche Kreidefazies längs des betischen Randes hinzieht. Von Interesse ist es, dass, trotz der Nähe des betischen Rückens, den wir schon im Jura als mehr oder weniger prononciert erachteten, eine nerithisch-detritogene Sedimenteinschaltung eher zur Seltenheit gehört. Auf die sandige Unterlage der Kreide am Guadalhorce (bei El Chorro) wurde besonders hingewiesen; als ein fazielles Analogon kann der glaukonitreiche auf das Betikum transgredierende Gault mit Echiniden, den P. Fallot in der Sierra Espuña entdeckte (95), aufgefasst werden. Äusserst feinsandige Lagen, abwechselnd mit dichten, kieselführenden Kalken, beobachtete ich auch im SW-Ende des Betikums zwischen Gaucin und Casares im Tal des Rio Genal. Die neuen Funde der faziell normalen, also bathyalen Habitus aufweisenden, aptychenführenden Kreide auf dem Rücken des Betikums (Casarabonela etc.) weisen daraufhin, dass das Kreidemeer bis zu einem gewissen Grade die betische Schwelle überwältigte, ein Vermuten, das seinerzeit schon Robert Douvillé aussprach; immerhin bleibt zu dieser richtigen Vorahnung Douvillé's die Einschränkung beizufügen, dass es sich allein um eine Überdeckung einer betisch-malagensischen Einheit handeln kann, nicht um solche granadiner Zugehörigkeit, da, wie dies die holländischen Geologen dartun, Kreidesedimente in den Strukturen der Alpujarriden abwesend sind, was durch dieselben auf vorangehende tektonische Bedeckung zurückgeführt wird.

Schreiten wir nun, wie zuvor für den Jura, in der Querrichtung, nach dem Subbetikum vor, so erhebt sich wiederum die Frage, ob ein kontinuierlicher Übergang die beiden faziell zueinander sehr verwandten Regionen aneinanderknüpft, oder aber ein tektonischer Hiatus die beiden in grosse ursprüngliche Entfernung abrückt. Die Frage ist sehr komplexer Natur und kann heute noch nicht entschieden werden; die tektonischen Komplikationen erlauben nirgends ein Verfolgen Schritt für Schritt; überall schaltet sich als Keil die citrabetische Trias zwischen die einzelnen Strukturen, wie ja überhaupt die Triaszone von Antequera das wesentlichste trennende Band zwischen Penibetikum und Subbetikum ausmacht. Da hingegen, wo beide Zonen resp. ihre Kreidesedimente in grössere Nähe zueinander gerückt sind, ist ein fazieller Gegensatz nicht zu verkennen. Solche Verhältnisse waren denn auch besonders bei meinem ersten Versuch bestimmend, um den früher seit den Arbeiten der Mission d'Andalousie sehr allgemeinen Begriff des Subbetikums in einzelne Teilzonen aufzuspalten und dem eigentlichen Subbetikum ein Penibetikum gegenüberzustellen. Die Gebiete dürften selten sein, wo zu sagen ist, dass vollkommen gleiche Kreideprofile in beiden Zonen vorhanden sind. Die penibetische Entwicklung ist kalkiger, einförmiger und sehr viel fossilärmer, die subbetische ist mergelreicher, mehr gegliedert, dies sowohl nach Sedimenttypus als auch durch ihre oft reiche Fauna. Am deutlichsten ist dieser Gegensatz dort, wo ein und derselbe Gebirgskomplex beide Kreideserien enthält, wie dies z. B. für die Berge der Umgebung von Grazalema in der Provinz Cadiz zutrifft. Aber auch in den mehr östlichen Gebieten, in der Querrichtung unseres Kartengebietes, ist der Gegensatz zwischen den vorherrschenden roten kalkigen Kreidegliedern des Penibetikums und dem grünlichgrauen Mergel des Subbetikums nicht zu verkennen; überschreitet man die Gebirge zwischen Rio Turon und Rio Guadateba und gelangt dann nördlich über die Trias von Antequera in die isolierten Bergzüge von Roda und Estepa (Provinz Sevilla), so ist der Gegensatz der grüngrauen, mergeligen unteren Kreide in die Augen springend. Dass innerhalb der Kreideserien beider Zonen, deren Sedimente sich ja um das gleiche fazielle Grundschema gruppieren, lithologische und faunistische Analogien sich herausbilden, liegt auf der Hand. Das Vorhandensein der mergelig kalkigen Schichten mit den leitenden Foraminiferen *(Rosalina Linnei)* für Oberkreide ist ein Beispiel dafür; P. Fallot hat sie aus roten Mergelkalken von Priego beschrieben (85, II) und glaubt, dass es sich eher um eine „épisode fugace" dieser Fazies in einer stark mergeligen Oberkreideserie handeln dürfte.

Auf die Kreide einer mehr nördlichen Aussenzone, die ich als präbetisch zusammenzufassen versuchte, und deren Fazies wieder vorwiegend nerithisch ist, braucht hier kaum verwiesen zu werden, denn eine unmittelbare Beziehung zu penibetischen Gebieten besteht

nicht. Nicht unerwähnt seien aber am Schlusse unseres flüchtigen Ausblickes in die weitere Umgebung die faziellen Verwandtschaftsbeziehungen, welche die Cordillerensedimente, insbesondere Jura und Kreide des Penibetikums an die gleichen Formationen der Südalpen knüpfen. Wenn schon die rote, knollig-brecciöse Fazies an die analogen Bildungen des ammonitico rosso erinnert, so ist es auch die an die Majolica der insubrischen Zone gemahnende Serie des Malm und der aus ihm im allgemeinen doch allmählich hervorgehenden Kreide (Calpionellenkalk), welche des weiteren diese Beziehungen hervorheben; die Radiolaritfazies der Südalpen vermochte sich aber nicht als solche durchzusetzen und äussert sich vielleicht nur in der oft starken Durchwirkung mit Kieselknollen und bunten Kieselbändern (Espildorazone); die Scaglia hat ebenfalls ihr zwar nur unfertig durchgeführtes Ebenbild in der Vermergelung der oberen Kreide, die so weit gehen kann, dass ein allmählicher Übergang in Form von Flyschfazies in tertiäre Sedimente sich einstellt. Nicht zuletzt sind es auch tektonische Überlegungen (höchste Einheit!), die diese Verwandtschaftsbeziehungen besonders unterstreichen.

VII. Die Tertiärformation.

Es läge in der Disposition dieser Arbeit der Stratigraphie und dem Bau des Tertiärs, das sich an der Zusammensetzung der betischen und penibetischen Einheit beteiligt, eine der bisherigen Besprechung gleichartige Behandlung zukommen zu lassen. Vorausbedingung dafür ist aber die Mitverwendung der Ergebnisse des gesammelten, wenn auch bescheidenen Foraminiferenmaterials. In sehr zuvorkommender Weise hat 1927 Herr Prof. Dr. L. Rutten (Utrecht) sich bereit erklärt die Begutachtung desselben zu übernehmen; umständehalber konnte dies aber noch nicht erledigt werden[1]). Aus diesem Grunde kann hier nur eine kursorische Übersicht der am Faltenbau sich beteiligenden Tertiärsedimente (Paläogen) gegeben werden, welche sich vorwiegend nur an lithologische Gliederung und Aufteilung in einzelne Regionen hält und durch spätere Ergänzung, eventuell in berichtigendem Sinne, nochmals zu behandeln sein wird.

1. Die Turonkalke (Eozän).

Vornehmlich längs des Nordsaumes des Betikums fügt sich zwischen die mesozoischen Formationen und das paläozoische Betikum eine Kalkzone ein, die, wo beobachtbar, meist den alten Schiefern direkt aufliegt. Sehr gewöhnlich liegt aber kein zusammenhängender Kalkzug mehr vor, wie dies allein auf der linken Seite des Rio Turon oberhalb Ardales (Castillo Turon-Cerro Romero) der Fall ist, sondern

[1]) S. Nachtrag, p. 155.

grössere Kalkklippen (Peñoncito, Fig. 24, 7) oder auch nur plumpe, isolierte Kalkblöcke, zeigen an, dass es sich um einen einigermassen kontinuierlichen, nur mehr defektiv erhaltenen Kalkhorizont handelt; wo jedoch mergelige Schichten von Kreide zu Tertiär überleiten, scheint der Kalkhorizont nie vorhanden gewesen zu sein. Diese Kalke zeichnen sich aus durch rein weisse Farbe und blaugraue Anwitterung, sind gewöhnlich massig oder nur dickbankig geschichtet, besser gebankte Vorkommen sind praktisch ununterscheidbar von Tithonkalken; wie diese werden sie auch mehr oder weniger oolithisch und brecciös; zum Unterschied von Jurakalken findet sich hie und da eine leicht tonig-feinstsandige Durchflaserung; fast nie fehlend ist das Zusammenvorkommen von Dolomiten mit diesen Kalken; es sind gewöhnlich feine graue Dolomitbreccien (Castillo Turon); bei Fehlen der Kalke treten auch monogene Kalkbreccien, gelegentlich übergehend in polygene Bildungen auf. Leider ist die Formation im Hauptkalkzug längs dem Rio Turon fossilleer, Lepidicyclinen führende Gesteine stellen sich erst in der höchsten, nach der eigentlichen Flyschformation überleitenden Partie ein; in vereinzelten brecciösen Kalkblöcken, die isoliert den betischen Schiefern bei Ardales eingefaltet sind, sind Nummuliten zahlreich (Fig. 11).

Die Kalke vom Typus der Turonkalke fehlen dem zentralen Teil des Betikums von Málaga; dahingegen sind teils mächtige riffartige Kalke längs der Ostküste von Málaga (Cerro San Anton, Cantal etc.) den älteren (Permo-Trias) Gesteinen aufliegend; sie sind nestweise dichterfüllt von *Alveolinen (Alveolina oblonga?)*. Da die gleichen Alveolinenkalke auch abgetrennt von der Küstenzone gelegentlich etwas weiter einwärtsgreifen — die Kalkplatte des malerischen Felsendorfes Comares und jene von Casabermeja gehören dazu —, so liegt es nahe, bei der gleichen Lagerungsweise und sonstigen lithologischen Übereinstimmung anzunehmen, dass in den Turonkalken faziell und stratigraphisch die gleiche Formation vorliegt. Dies führt dazu, die Turonkalke in das Unter-Eozän (Ypresien, Lutétien?) zu stellen.

2. Die Flyschformation.

Als Flyschformation wird die gesamte tertiäre (paläogene) Schichtserie zusammengefasst, welche sich aus einem vielfachen Wechsel von bunten Mergeln, Mergeltonen, Sandsteinen, Kalken und Breccien zusammensetzt und stets über den Turonkalken liegt, wenn auch das durchlaufende Profil beider Tertiärstufen zufolge der klippenförmigen Isolation der Kalke nirgends deutlich erhalten geblieben ist.

Die transgressive Lagerung dieser Schichtserie über tiefere Formationen tritt besonders in der nördlichen Randzone des Betikums deutlich in Erscheinung, woselbst die Mergel und Sandsteine über

die penibetische Kreide hinweg auf die alten Formationen hinübergreifen. Verschiedentlich sind an der Basis des Flysch teils recht mächtige Basalkonglomerate entwickelt (Dehesa nördlich Almogia, geringmächtig bei Bombiche, bei Burgo), anderwärts können sie wieder ganz fehlen. Sehr deutlich hebt sich auch das „Überfluten" des „Flyschmeeres" über den alten Sockel an manchen Stellen morphologisch im Landschaftsbilde ab. Die Flyschsedimente greifen da und dort zwischen den orographisch über sie aufragenden Anhöhen paläozoischer Schiefer „landeinwärts", so dass aus diesen Beziehungen auf eine recht tiefe Durchtalung des paläozoischen Untergrundes vor der Flyschtransgression, der mesozoische Schichten und wohl auch die Turonkalke gewichen waren, zu schliessen ist. Als grösster solcher Flyschfjord fällt der bis über Carratraca hineingreifende Tertiärlappen von Ardales auf; kleiner sind jener längs des unteren Arroyo de las Capellanes (Fig. 11) und jener bei Bombiche (Guadalhorce-Tal). Spätere alpine Faltung dürfte freilich die Art der Verkeilung zwischen Tertiär und betischen Schiefern noch belangreich verstärkt haben.

Die Flyschformation im weitesten Sinne ist zufolge des bunten Wechsels ihrer Gesteine, des abrupten Fazieswechsels, der wechselnden Schichtlage und der starken Bedeckung durch Ackerboden äusserst schwierig oder überhaupt nicht genauer stratigraphisch aufteilbar. Es seien darin die folgenden Schichtgruppen und Ausbildungstypen vorläufig auseinandergehalten.

a) Die Schichtgruppe von Valle de Abdalagis.

Im Ostabfall der bei Valle de Abdalagis absinkende Jurakalk-Antiklinalen (vergl. p. 228) gewinnen die Tertiärformationen weite Entwicklung und hangen von hier aus zusammen mit der breiten Flyschzone, welche sich zwischen den Südrand der penibetischen Falten und den Nordrand des paläozoischen Betikums schaltet (Zone von Colmenar), ferner mit der Flyschausfüllung der Hoya de Málaga und den gleichen Schichtlagen, die den Nordsaum der penibetischen Falten markieren.

In den tiefsten Lagen von Valle de Abdalagis ist eine Serie von bunten mehr oder weniger sandigen Mergeln (graugrün, grünlich, rot und rotbraun) bestimmend für die milden Oberflächenformen. In dieser Schichtserie wiederholen sich stets wieder sandige Schichten, bald sind es mürbe tonig-sandige, schiefrige Sandsteine, bald härtere Bänke von im Felde braun anwitternden Sandsteinen mit wulstig-unebener Schichtoberfläche; beide enthalten hie und da Pflanzenreste; mehr massige, weisse Quarzsandsteine finden sich in einer höheren Partie (Rio Guadalhorce); gelbe und weisslichgelbe, etwas poröse Kalkmergel mit vereinzelten Foraminiferen

(*Nodosarien* etc.) treten längs dem Guadalhorce (Bahnlinie) auf. Kalkbreccien von heller Farbe, verschiedentlich durchsetzt von Glaukonit und kleinen Schieferbrocken, formen die fossilführenden (Nummuliten) Lagen; sie spielen aber im gesamten Schichtaufbau eine ganz verschwindend kleine Rolle.

Eine höchst auffällige Fazies des Flysch, die dann jene tertiären Sedimente der citrabetischen Trias sehr ähnlich macht, findet sich im tieferen Teil der Serie von Valle de Abdalagis: konkordant zwischen Sandsteinen und Mergeln schaltet sich eine Aufeinanderfolge von Dolomit (teils zelliger Dolomit), Mergel und Gyps; sie findet sich im Flyschstreifen, der die penibetischen Schuppen zwischen Valle und Gobantes nördlich besäumt (Cortijo del Chopo) und nochmals unmittelbar südlich Valle (km 20 der Strasse nach Állora). Beiderorts könnte man in Zweifel über die Flyschzugehörigkeit sein und an liegende germanische Trias denken; die Wiederkehr solcher Schichten als ganz untergeordnete Einlagen (Gyps und Dolomitbreccie) in nummulitenführender bunter Flyschserie bestimmt aber, diese „Triasfazies" dem Tertiär zuzuschlagen.

b) Die Aguila-Serie.

Ohne dass zur bunten Mergelserie von Valle de Abdalagis eine allgemein geltende genauere stratigraphische Beziehung geltend gemacht werden könnte, folgt in den östlichen Anhöhen von Valle (La Torrecilla, bei Nogales, Cerro de Aguila) eine Schichtserie, die sich, zwar bei Vorherrschen des Kalkgehaltes, durch eine grosse Variabilität ihrer Sedimente auszeichnet. Der Grundtypus dieser Serie mag gegeben sein durch einen braungrauen, feinkörnigen Kalksandstein, der oft eher als Kalk zu bezeichnen ist; er ist ausgezeichnet gebankt (dünnere Mergelzwischenlagen), wellig verbogen und kann ansehnliche Serienmächtigkeit (100—200 m) erreichen; kennzeichnend für diese Plattenserien ist auch, wie für so viele Flyschgesteine, ihr Nichtanhalten auf grösseren Abstand; sie zeigen linsenartige Mächtigkeitsanschwellungen. Wenn der Kalksandstein stärker kalkig (sandige Kalke) oder brecciös (Kalkbreccie mit kleinen Fragmenten) wird, stellen sich meist auch Nummuliten und Lepidocyclinen ein. Aus solchen Gesteinen stammt eine kleine Lepidocyclinen-Fauna, die P. Fallot vom Ostende des Torcal erwähnt (86). In der Umgebung von Nogales stellen sich in dieser Serie grobe Kalkbreccien ein, deren Bestandteile ausschliesslich weisse Kalke formen; stellenweise liegt auch eine Nummulitenbreccie vor; ob die Kalkfragmente dem penibetischen Jura oder einem abgetragenen eozänen Turonkalk-Niveau zugehören, ist recht schwierig zu entscheiden; für das erstere spricht die Nachbarschaft der Jurakalkberge (Sierra Chimnea etc.), für das letztere eher das Fehlen der roten Kreide in der Breccie; auf alle Fälle dürfen wir in diesen grob-

klastischen Sedimenten den Hinweis auf gebirgsbildende Bewegungen erkennen, die sich im älteren Tertiär einstellten.

Während die Aguila-Serie als ganzes über der bunten Schichtfolge von Valle liegt, nähern sich südlich der Sierra Chimnea ihre Schichten stark der Kreide des Südschenkels jener Falte; in der näheren Umgebung von Valle sind grobklastische Nummulitengesteine noch in unmittelbarer Nachbarschaft der „Triasfazies" aufweisenden unteren Flyschpartie zu finden, wie überhaupt die Plattenkalke in verschiedenen Niveaux vorkommen dürften.

Zur Orientierung über das stratigraphische Alter dieser Serie stehen bis anhin allein die Angaben von P. Fallot (Bestimmung H. Douvillé) zur Verfügung (86); es wurden darin erkannt: *Lepidocyclina formosoides*, *L. praemarginata*, *L. inflata;* sie verweisen die Serie ins Oligozän, was somit der früheren Auffassung, dass die gesamte Hangendformation der Kreide dem Eozän zugehört, wie dies die Mission d'Andalousie vertrat und welcher Meinung ich mich erst auch angeschlossen hatte (78, p. 494), nicht mehr recht gibt. Nach dem geologischen Bau und der Art der faziellen Zusammengehörigkeit mit der Lepidocyclinen führenden Formation zu schliessen, dürfte dann ein grosser Teil der Flyschserie (zum mindesten die Schichtfolge über der Aguila-Serie [Aljibe-Sandsteinkomplexe etc.]) ins Oligozän zu stellen sein. Wo und welches Sedimente des Priabonien sind, bleibt noch aufzuklären. Schwierig fügen sich in dieses Schema die bei der Besprechung der Beziehungen der Kreide zu den Hangendschichten erwähnten Übergänge dieser Formation nach den Flyschschiefern; Resedimentation von Mergel auf Mergel oder andauernde, auf gewisse Zonen beschränkte Meeresbedeckung mit Flyschregime kämen zur Erklärung dieser Verhältnisse in Frage.

Neuerdings gibt R. v. Klebelsberg eine Tertiärstratigraphie für östlichere Teile der Zone von Colmenar, die mit einer eben angeführten Oligozän-Verallgemeinerung nicht harmoniert (89, p. 546). Sehr wahrscheinlich liegt in der Schichtserie der Sra. Prieta (P. 1274) unsere Aguila-Serie vor; in den „flyschartigen Bildungen", worin Kreide vermutet wird, liegt grösstenteils ein zur Oberfläche kommendes Teilmassiv des Betikums vor.

c) Der Aljibe-Sandstein.

In der Provinz Cadiz wurde durch J. Gavala (29, 33, 62) der höhere Teil einer Flyschformation als „Areniscas del Aljibe" ausgeschieden. Der vollkommen gleiche Sandstein ist eher in einem höheren Abschnitt des Flyschs des Betikums und Penibetikums allgemein verbreitet, wie ja überhaupt die genannten Strecken der benachbarten Provinz der gleichen tektonischen Zone angehören. Aber auch hier ist eine einigermassen schärfer abgegrenzte stratigraphische Fixierung dieser als Fazies aufzufassenden Schichtserie

nicht möglich. In einer weiteren Umgebung von Valle de Abdalagis folgt im wesentlichen über der tieferen bunten Mergelserie eine Schichtstufe massiger, mehr dickbankiger Quarzsandsteine; sie queren als Bergkamm die Zone von Colmenar zwischen dem Arroyo de las Piedras im N und dem Südrand (Fiscala). Es sind fast rein weisse Quarzsandsteine mit wenig Bindemittel, das etwas tonig sein kann; die Anwitterung schafft eine braune, eisenoxydische Verwitterungskruste; durch Einsprengung von weissen Quarzbrocken entstehen konglomeratische Sandsteine. Der typische Aljibe-Sandstein wiederholt sich in ungezählten Schichthöhen; stetsfort herrschen aber wenig horizontbeständige Sandsteinlinsen vor; sie nehmen sich oft aus wie zwischen die Mergelformation eingestreute Klippen; sie sind stets fossilleer.

d) Die Schichtgruppe von Alozaina-Ardite.

In der Flyschformation der Hoya de Málaga und ihrer Randhügel ragen gewöhnlich nur die braun anwitternden Sandsteine (meist Quarzsandsteine vom Typus des Aljibe-Sandsteins) aus dem von Äckern bedeckten Mergelgelände. Diese, wohl der Serie von Abdalagis entsprechende Flyschformation dringt westwärts bis an den Bergfuss der zentralen Serrania vor (Tolox) und transgrediert mit wenig mächtigen, grobklastischen Lagen (paläozoische Schiefer) und Mergeln auf die betischen Schichten. Die Kalke der Turonkalkfazies sind im ganzen Gebiet der Hoya de Málaga nicht vorhanden. In einer mittleren Schichthöhe (300—400 m über der Basis) schaltet sich im Querprofil Alozaina-Ardite (Rio Grande) eine morphologisch stark sich abhebende Plattenkalksandstein-Serie ein, die wohl dem Niveau der Aguila-Serie entspricht; zum mindesten wiederholt sie ihre Fazies, obwohl zwar die grobklastischen Schichten weniger stark hervortreten; die gleichen grauen, eher dickbankigen zwischen Kalk und Sandstein variierenden Gesteine bauen den Berghügel auf, den das Dorf Alozaina krönt; im Ardite enthalten brecciöse Kalke reichlich Nummuliten.

e) Schichtgruppe von Burgo-Peñarrubia-Ortegicar.

Auch in einer nördlichen Zone, in der Externzone des Penibetikums, ist der Flysch mit dem gleichen bunten Wechsel der Schichten wie in der Zone von Colmenar und in der Hoya de Málaga vertreten; der Fossilgehalt ist auf die feinen Kalkbreccien (Nummuliten, Lepidocyclinen) beschränkt. Den Südrand des penibetischen Flysches dieser Zone kennzeichnen die tithonähnlichen Kalke des basalen Tertiärs (Turonkalke); örtlich können sich grobe Konglomerate darüber einstellen (10, Fig. 24). Der Typus der Aguila-Serie ist durch die plattigen Sandkalke vertreten, die bei Burgo und östlich davon (Pilar) sich in

nächster Nähe über den roten Kreideschichten vorfinden (Fig. 23); weiter gegen den Puerto Martinez zu bedeuten bunte Mergel und Kalkbreccien den Übergang von Kreide zu Flysch (ohne Turonkalke), deren Reste immerhin durch die pisolithischen Kalke und gebankten weissen Kalke oberhalb des Camino de Treviño (*e* der Karte) angedeutet sein dürften; in der innersten Ecke des Puerto Martinez sind Flyschschichten über die Kalke der Espildorakreide in stark diskordanter Lagerung.

f) Anschluss an die Umgebung.

Es liegt weit ausserhalb der derzeitigen Kenntnis der Stufenzugehörigkeit und der Verbreitung der Sedimente des Päläogens, um mit irgendeinem Nutzen die Beziehungen der besprochenen tertiären Serien mit solchen des Subbetikums zu erwägen. Die Fazies ist in den mehr benachbarten Teilen eine analoge, auf grössere Entfernung enthält das Subbetikum bedeutend mehr rein mergelige Sedimente. (Aquitanien-Mergel des Nordsaumes.) Nach der Auffassung der Mission d'Andalousie ist überall in den südwärtigen Regionen das Eozän in transgressiver Lagerung vorhanden; eine einheitliche Bearbeitung dürfte aber für weite Flächen dartun, dass es sich um jüngere Ablagerung handelt. Gleich wie im Penibetikum ist die Formation der Flyschfazies die letzte, welche in den alpinen Bau der Gebirge einbezogen wurde.

Auf die Südseite des betischen Rückens, soweit es heute Festland formt, greift die Flyschfazies von Westen her gleichfalls über die paläozoische Basis (Küste von Estepona); in der Gegend von Málaga dahingegen ist dieselbe nicht mehr erhalten; in dieser Strecke ist es die tiefere Kalkfazies (Alveolinenkalke, Dolomit und Zementmergel), welche die vollständige Überwältigung des betischen Rückens, der in alttertiärer oder obercretacischer Zeit sich vollständig herausgehoben hatte, anzeigt.

Nachtrag zur Tertiärstratigraphie.

Erst nach Drucklegung dieser Arbeit gelang ich in Besitz einer vorläufigen Begutachtung der Nummulitengesteine durch Prof. L. Rutten, welche an dieser Stelle noch bestens verdankt sei.

Ohne auf deren Ergebnisse hier nunmehr noch ausführlicher eingehen zu können, sei hervorgehoben, dass aus derselben sich ergibt, dass das Flyschgebiet des Kartengebietes (insgesamt durch feingetüpfelte Flächen dargestellt) von stratigraphisch recht komplexer Zusammensetzung sein muss. Die Mehrzahl der untersuchten Proben (meist Kalkbreccien), verweisen nicht die ganze Flyschbildung ins Oligozän, sondern zur Hauptsache ins mittlere bis obere Eozän. Hr. Dr. Rutten fasst seinen Befund wie folgt zusammen:

„...die Kalksteine sind alle gekennzeichnet durch die Assoziation *Orthophragmina-Nummulina;* sie sind also ganz sicher eozän, umsomehr, als die typischen oligozänen, reticulaten Nummuliten abwesend sind. Andererseits ist Paleozän (oder unteres Eozän) ausgeschlossen, weil die Nummiliten der Elegans-Gruppe fehlen. Es ist selbst nicht wahrscheinlich, dass die Gesteine dem Lutétien

angehören, fehlen doch (mit einer einzigen Ausnahme) die grossen Nummuliten, die für das südeuropäische Lut tien so kennzeichnend sind. Die gewöhnlichste Nummulina in den Gesteinen weist ferner verwandschaftliche Beziehungen zu obereozänen Formen auf. Oberstes Eozän ist auch wieder ausgeschlossen wegen dem wiederholten Vorkommen von kleinen *Assilinen;* deshalb kommt mir *Auversien-Alter* als am wahrscheinlichsten vor."

Unter den Proben, auf welche diese Alterszuweisung Bezug hat, fanden sich Gesteine aus der Aguila-Serie (Südrand der Sra Chimnea und eben westlich Nogales), ferner Nummulitenkalke des Ardite südlich Alozaina, Kalkbreccien aus der Nähe (und von ihr selbst) der Flyschbasis bei Ardales und bei Gobantes.

Neben dieser älteren, das Hauptareal einnehmenden Flyschformation, die wir somit am besten schon im oberen Eozän beginnen lassen, ist aber durch das öftere Vorkommen von Lepidocyclinen-Gesteinen auch eine oligozäne Flyschserie nachzuweisen; die solches anzeigenden, meist feinen Kalkbreccien stammen überwiegend mehr von einer nördlichen Zone des Flyschgebietes; „sie sind gekennzeichnet durch die Anwesenheit von *Lepidocyclina*, durch die Abwesenheit von *Orthophragmina*, *Assilina*, *Alveolina* und grossen *Nummulinen;* ferner durch die Anwesenheit der mir ferner unbekannten, aber sehr kennzeichnenden *Rotalide E* (eine spitzkonische, dickwandige Form). Die Gesteine müssen nach unserer jetzigen Kenntnis als posteozän und wahrscheinlich als digozän betrachtet werden". (L. RUTTEN).

Die untersuchten Lepidocyclinengesteine stammen von der Nordseite des Torcal (bei km 528), von längs der Strasse Antequera-Valle de Abdalagis (km 10), von Colmenar (Peñones), vom Rio Guadateba (km 37, etwas fraglich) und aus Geröllen des Miozäns von Antequera.

Bei diesen Ergebnissen, nämlich dem Vorhandensein einer obereozänen und einer oligozänen Flyschserie, wird die Abgrenzung beider im Felde eine äusserst schwierige, wenn nicht unmögliche Aufgabe. Unaufgeklärt bleibt mir auch der Umstand, dass gerade die Lepidocyclinengesteine sich in unmittelbarer Nachbarschaft der Tertiärbasis befinden (Torcal), dass in der Aguila-Serie bei Nogales oberes Eozän, an der Boca del Asno dahingegen Oligozän vorliegen soll.

Für die im Vorangehenden als Turonkalke ausgeschiedenen Sedimente kommt Prof. RUTTEN auf Lutétien-Alter als das wahrscheinlichste (Proben des Alveolinenkalkes von El Cantal bei Málaga und von Comares; Alveolinen, mittelgrosse Nummulinen, einzelne Assilinen).

D. Die autochtonen Formationen.

1. Das Miozän (Burdigalien).

Die Formationen, welche das Becken von Granada ausfüllen, die Hochfläche von Ronda aufbauen und auch in allen zwischenliegenden, teils ausgedehnten Relikten in gleicher Fazies wieder zu erkennen sind, waren seit den Anfängen, da aus Andalusien geologische Nachrichten vermittelt wurden (Silvertop, 1836), stets wieder Gegenstand der Beschreibung und stratigraphischer Klassifikation.

Insbesondere war es das Becken von Granada, woselbst die dort faziell so sehr variablen Miozänsedimente eingehender erforscht wurden. Seit KILIAN und BERTRAND (18) lehnt sich fast jede Neubehandlung eines Teilabschnittes an die Ergebnisse jener Forscher an. Dies gilt auch für die Miozänablagerungen des zentralen Teiles der Provinz Málaga, die zuletzt von D. DE ORUETA in seiner Serrania de Ronda-Monographie (31, p. 389) eingehender abgehandelt wurden, weshalb hier auf dessen historischen Rückblick verwiesen sei.

In ihrer Verbreitung stellen die Miozänsedimente unseres Gebietes die Erosionsrelikte einer ehemals zusammenhängenden, mächtigen Schichtplatte dar. Diese überspannte das Erosionsrelief,