Die Grenzverhältnisse zwischen sub- und penibetischer Zone im Grenzgebiet der Provinzen Málaga, Sevilla und Cadiz (Strecke Almargen-Olvera)

Autor(en): **Blumenthal, Mor.**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **27 (1934)**

Heft 1

PDF erstellt am: **28.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-159376

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

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

http://www.e-periodica.ch

Die Grenzverhältnisse zwischen sub- und penibetischer Zone im Grenzgebiet der Provinzen Málaga, Sevilla und Cadiz.

(Strecke Almargen-Olvera).

Von Mor. Blumenthal.

Mit 1 Tafel (V) und 4 Textfiguren.

Inhalt.

		Seite
I.	Allgemeine geographische Lage und geologische Disposition	147
II.	Der penibetische Rand bei Almargen	150
	1. Die Randzone der Sierra de Cañete	150
	2. Die Hügelstrecke zwischen Almargen und dem Rondamiozän	152
III.	Die Klippenzone von Olvera-Pruna	154
	1. Das Flyschgebiet	154
	2. Die Kalkklippen zwischen dem Rio Corbones und Olvera	156
	3. Die Klippen von Pruna	159
IV.	Die subbetischen Bergzüge zwischen Rio Corbones und Rio Guadalporcun	160
	1. Der Lias der Sierra del Tablón	160
	2. Die Kreidemergel, der Lebronaskalk und die Flyschbildungen	163
	3. Der geologische Bau	165
V.	Die posttektonischen Formationen	169
VI.	Die tektonische und fazielle Differenzierung zwischen Peni- und Subbetikum	170
VII.	Zur Entstehung des heutigen Faltungsbildes — das Klippenphänomen	174

I. Allgemeine geographische Lage und geologische Disposition.

In einer nichts weniger als natürlich begründeten Grenzlinie stossen im südwestlichen Andalusien die drei Provinzen Málaga (im SE), Sevilla (im N) und Cadiz (im W) aneinander (Fig. 1).[1])

---

[1]) Über die regionale Lage gibt in allgemeinen Zügen die Kartenskizze Taf. XVIII in Vol. XX (1927) der Eclog. geol. Helv. Auskunft.

Dieses Grenzgebiet in politisch-administrativem Sinne ist auch ein solches für die geologische Aufteilung; dabei trifft es sich in beiden Fällen, dass etwas zusammengehöriges Ganzes unterverteilt wird.

Das Bergland dieses Grenzgebietes umschliesst keine orographische Einheit, sondern schneidet aus dem innersten Rande der subbetischen Zone ein Gebietstück, das bis anhin in der geologischen Aufklärung wenig Beachtung gefunden hat und auch eher abseits wichtigerer Verkehrslinien liegt. Als solche berührt dasselbe im SE die Eisenbahnlinie von Granada resp. Córdoba nach Algeciras, und in Bälde wird dieses Hügelland von der im Bau befindlichen Zweiglinie durchschnitten werden, die von Almargen ausgehend, über Olvera nach Jerez de la Frontera führt.

Ein flüchtiger Überblick erschliesst dem von N her Durchreisenden in der Gegend von Almargen schon den wesentlichen Teil dieses Gebietes in seiner typischen Landschaftsgestaltung. Die mehr zusammenhängenden Bergketten liegen im S, zur linken Hand, und formen die penibetischen Faltenzüge. Eine Depressionszone von unruhigem, kleinhügeligem Relief schliesst nordwärts an; es ist die Triaszone von Antequera. Aus dieser Zone ragen westlich Almargen unvermittelt die subbetischen Kalkberge, die gerade in dieser Gegend ihre klippenförmige Isolierung prägnant in Erscheinung treten lassen. Als hoher Rücken erhebt sich zunächst die Sierra del Tablón, gefolgt im N von dem ungefähr gleichhohen, klotzigen Felsberg des Peñon de Algámitas.

In kleinerem Masstab wiederholt sich die Aufteilung der Landschaft in einzelne schroffe Felsformen nächst vorwaltenden milder geformten, meist mergeligen Bergzügen in der Zone, die als eigentliche Fortsetzung der Zone von Antequera von Almargen aus westwärts gegen Olvera zieht, und von welcher wir als von der Klippenzone von Olvera-Pruna sprechen werden. Die „Peñones" de Montentier, de Zapapaldar, de Valle hermoso, jene von Pruna und Olvera sind die wesentlichsten, scharfgeschnittenen, vielfach burggekrönten Felsberge, die hier unvermittelt aufragen.

Dieses Fehlen von auf einige Erstreckung leitenden Reliefformen gibt den hydrographischen Linien in der vertikalen Gliederung des Landes wenig Bedeutung. Keine grössere Talbildung ist vorhanden. Kleinere Flussläufe (Rio Corbones im E, Rio Guadalporcun im W) gewinnen in vielen Windungen, teils tief eingeschnitten in die innerlich zerrüttete, aber doch standfest gewordene Triasmasse, das Vorland. Ihre Gefällskurve ist schon recht weitgehend ausgeglichen.

In früheren Abhandlungen, erstmals 1927 (28), hat der Verfasser eine subbetische und eine penibetische Zone auseinander gehalten; deren Bauelemente werden durch die weiter östlich besser individualisierte Triaszone von Antequera, einem breiten Aufbruch germanisch ausgebildeter Trias, geschieden. Nachdem ich für die nördliche

(d. i. citrabetische) Beheimatung der subbetischen Zone eingetreten war (1928), wurde allein mehr das Penibetikum als Randzone zur betischen Unterlage von Málaga betrachtet, mit welcher es in nordwärts gerichteter Überschiebung dem subbetischen Triasvorland auf-

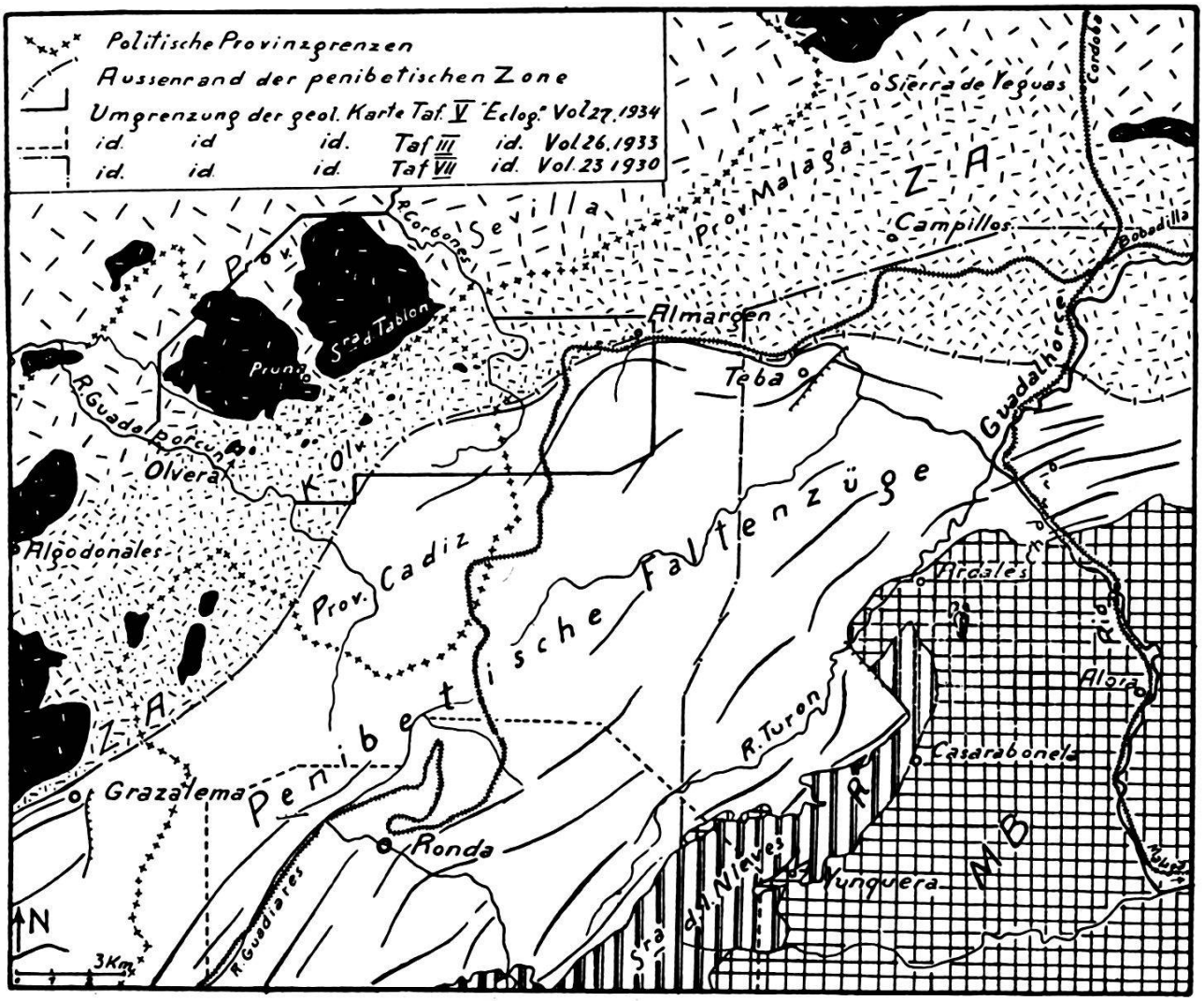


Fig. 1. *Geographisch-tektonische Orientierungsskizze für das Grenzgebiet der drei Provinzen.*

Erläuterung. Die Südostecke wird eingenommen durch den paläozoisch-kristallinen Komplex von Málaga (*MB*), der in Überschiebung den unter ihm zutage tretenden kristallinen Dolomiten der Rondaïden (*R*) aufliegt. Diese ihrerseits überschieben nach aussen zu die *penibetischen Falten*, die schematisch durch ihre Scheitelachsen angedeutet sind.

Der Nord- resp. Aussensaum des einigermassen geschlossenen Penibetikums ist durch eine Längs-Querstrichlinie eingetragen. Nach aussen schliesst sich daran die Triaszone von Antequera (*ZA*) an (dichte, zerstreute Querstriche); was von derselben als Klippenzone von Olvera zusammengefasst wird (*K Olv*), enthält Punkte eingestreut. Die *Subbetische Zone*, weiter nach aussen zu folgend, enthält als schwarze Flächen (mit weissen Strichen) die Einzelberge (Klippen) innerhalb den Flächen der germanisch ausgebildeten Trias (lose zerstreute Querstriche).

liegen sollte. Die Verhältnisse des westlichen Andalusien lassen aber nunmehr erkennen, dass der Zusammenhang von Subbetikum und Penibetikum ein viel engerer ist, dass trotz der Angliederung mancher Bauteile an den betischen Rumpf der Grossteil des Penibetikums als südlichste Randzone der subbetischen Zone zu betrachten ist und somit sich aus ein und derselben Geosynklinale ableitet, gegen welche zu die Deckenbewegung der betischen Cordilleren sich richtete.

Das vorliegende Gebiet liegt in dieser Scheidezone zwischen Peni- und Subbetikum und vermittelt einen Überblick, soweit die stark gestörten Lagerungsverhältnisse es zulassen, über die Beziehungen innerhalb dieser beiden Unterzonen des Cordillerenbaues. Von der nach S zu anschliessenden penibetischen Region von Ronda, deren geologische Verhältnisse in einer vorangehenden Abhandlung dargelegt wurden (120), scheidet dasselbe nur mehr die posttektonische Miozänplatte von Ronda; der Ostrand (Sierra de Cañete) besitzt unmittelbaren Bergzusammenhang; gegen E zu herrscht Verbindung mit den westlich des Guadalhorce-Durchbruches beschriebenen Bergzügen von Teba-Ortegicar (106, p. 260).

Da andere homologe Gebirgsteile für die Gesamterkenntnis und belangreiche Einzelfragen der Cordillerengeologie wichtige Stützpunkte liefern, sollen solche aus weiter südwestlichen Strecken späterhin noch dargestellt werden.

II. Der penibetische Rand bei Almargen.

Das in der Triaszone[1]) liegende Hochtal, dem die Bahnlinie nach Ronda resp. Algeciras folgt, und welches durch den kleinen, dem Flusssystem des Guadalhorce tributären Rio Almargen ostwärts entwässert wird, ist auf seiner Südseite von einem, streckenweise steil abbrechenden Bergzug begleitet. Wir betrachten vorerst dessen geologische Bedeutung, um daraufhin die Verhältnisse längs des Bergfusses zu skizzieren.

1. Die Randzone der Sierra de Cañete.

Junge Bedeckung und gebankte miozäne Kalkmolasse, die mit 10—15° Nordneigung dem Bergrand an- und aufliegt, erschweren sehr die tektonische Bedeutung der Steilstufe bei Almargen zu erkennen. Massige grauweisse Dolomitbreccien, helle kalkige, recht massige Dolomite, durchsetzt von vielen Kluftflächen, geben nur andeutungsweise Auskunft über die Schichtlage, die südlich Almargen flach bergeinwärts (S) einfällt.

---

[1]) Weiteres Eingehen auf die Trias erübrigt sich hier und sei auf betreffende Kapitel verwiesen (106, p. 170, 108, p. 39 etc.).

Einen Anhaltspunkt dafür, ob hier das normale Hangende zur Triaszone am Fusse der Berge oder aber ein tiefer greifender mechanischer Kontakt vorliegt, gewähren die Strecken östlich und südwestlich genannter Ortschaft. In gleicher Lage wie der penibetische Rand von Almargen liegt ca. 9 km weiter östlich der Bergrücken von Teba. Jene stark gestörten Bauformen wurden schon 1930 beschrieben (106, p. 261); sie wurden als Deckenfront aufgefasst, was sich jedoch nicht erweisen lässt und nunmehr bei Einordnung dieser penibetischen Externzone in das Subbetikum im weitesten Sinne auch wenig Wahrscheinlichkeit für sich hat. Dahingegen ist der brüske Kontakt gegenüber der Triaszone der in zwei Hälften aufgeteilten und Tithon und Kreide führenden Antiklinale von Teba klar ersichtlich.

Ähnliche Verhältnisse dürften auch für den Rand bei Almargen gelten, wofür der dort gegen SSW umbiegende Bergrand Andeutungen gibt. Hier stellt sich im Rande der vorwaltenden Dolomithänge eine Steilzone gebankter, heller Kalke ein, die mit 60—80° nach W fallen (La Escalereta); massigere Kalklinsen gesellen sich ihnen bei und episodisch treten brecciös-knollige Kalkpartien hinzu; nach der Lage zum tieferen Dolomit dürfte es sich hier sicherlich um oberen Lias (evtl. Toarcien) handeln, wozu der jenseits, westlich des Taleinschnittes, den die Bahnlinie quert, liegende Atalayón ein ergänzendes Profil liefert.

Das Profil des Atalayón (P. 880, Prof. 3, Fig. 2) veranschaulicht den Wechsel der Kalktypen des Lias: Die Unterlage formen wohl die dolomitischen Gesteine des Ostgehänges des Bahneinschnittes südlich der Station Cañete; dunkelgraublaue Kalkbänke mit Kieselknollen und Mergelzwischenlagen entsprechen der Basis des kleinen Bergkegels; darüber lagert, den Bergkamm bildend, ein massiger, heller und pseudoolithischer Kalk, der mehr einer lentikulären Zwischenschaltung entspricht (45° WNW-fall); auf der entgegengesetzten Bergseite folgen darüber steilgestellt bis schwach überliegend mergelige Kalke mit Kieselknollen und mergeligen Zwischenschichten; rotbraune und grünfleckige Schichten treten hier auf.

Das rasche Abbiegen der mächtigen Kalk-Dolomitserie der Sierra de Cañete und ihr Aussetzen im Vorgelände, dem wir uns noch zuzuwenden haben, dürfen also als Anweisungen gelten, dass wir uns hier am Aussenrande einer zusammenhängenden Faltungszone — die penibetische Externzone — befinden, die unvermittelt an der Triaszone absetzt.

Der innere Baustil der Sierra de Cañete wurde nicht weiter entziffert. Da wo weiter südwärts die Plattenkalkfazies des Lias (p. p. Dogger) in grösseren Flächen ansteht (bei Ronda als Hidalgafazies beschrieben, 120, p. 49), scheinen mehr nur flachwellige Verbiegungen vorzuherrschen. Gleich wie in den Bergen nordöstlich Ronda greifen in die Faltenwellen der Kalke in sich gefaltete Kreidesynklinalen ein; sie enthalten die schiefrige rote Kreide, die gelegent-

lich auch mehr einen Bianconetypus annimmt. Die Anbauflächen der zwischen diesen Kalk-Dolomitbergen gelegenen grossen Ortschaft Cañete la Real sind an den Ausstrich der Kreidegesteine gebunden; in ihrer Gesamtheit heben diese letzteren das verstärkte Abbiegen in eine SSW-Richtung hervor.

Zwischen Kreidemulde und Dolomitrücken schalten sich in der Umgebung von Cañete schroff aufragende Kalkberge (Padrastro, Padrastrillo) ein (Prof. 2, Fig 2), deren undeutliche Bankung eine Schichtlage anzeigt, die diskordant zu der Kreidedepression steht. Es handelt sich sicherlich um den oberjurassischen, speziell tithonischen Anteil des Schichtprofiles. Die unzusammenhängende Verbreitung dieser massigen und hellen Kalke, eine Erscheinung, die allgemein ist, möchte ich mehr als faziell bedingt ansehen, wobei dann spätere disharmonische Bewegungen die vorhandenen Diskordanzen bewirkten. Eine grössere Schichtlücke zwischen Tithon und Kreide ist nicht kennbar, wobei freilich die Abwesenheit fossilen Inhaltes eine Präzision verunmöglicht.

2. Die Hügelstrecke zwischen Almargen und dem Rondamiozän.

Für die tektonische Bewertung des voran besprochenen Bergrandes sind die Verhältnisse in dem Hügelgebiet südwestlich von Almargen von besonderem Belang; die das gefaltete Land eindeckenden Kalksandsteine des Miozäns überragen dasselbe im SW und beschränken die Beobachtung um ein Wesentliches.

Hier zieht sich eine Flyschzone entlang, die einerseits als transgressive Formation über die mesozoischen Formationen penibetischer Falten zu gelten hat und anderseits, wenn auch in etwas veränderter Fazies und durch einen an Bedeutung wechselnden tektonischen Hiat geschieden, auch auf das nördliche Triasgebiet übergreift. Mit Ausnahme eines kleinen Flyschvorkommens in der Kreidemulde von Cañete ist in dieser Gegend der Flysch auf den Aussenrand der penibetischen Strukturen beschränkt. Aus dem flachwelligen Flyschgelände ragen verschiedenenorts mergelige, rosa oder bleichgrau gefärbte Kreidegesteine hervor, die unter sich noch in Verband sein dürften (km 36, km 38 der Bahnlinie). Jenseits der Cañada de las Cruces vereinigen sie sich zu einem zusammenhängenden Hügelkomplex, den der Rio de Corbones durchsetzt. Als dessen oberjurassische Kernpartie ragt der helle Felsklotz der Sierra Blanquilla (852 m) über sein Umland. Es handelt sich hier um eine weitere, äusserste penibetische Falte mit der für diese Zone typischen roten, kalkreicheren Kreide (Prof. 3, Fig. 2); im Gegensatz zum Bergrand von Cañete fehlt hier aber der mächtige Lias und die Jurakalke setzen anscheinend in einem verkümmerten Nordschenkel diskordant auf einer Triasunterlage ab; Kreide ist nur mehr ganz untergeordnet im Nordschenkel erhalten; ihr westlichster Ausbiss

wird gefolgt von einem gipsdurchsetzten, den Flysch überragenden Triasaufbruch. Für die gesamte Kreide-Jurafläche der Sierra Blanquilla im weiteren Sinne erhält man den Eindruck einer auf Trias aufgeschobenen rudimentären Falte, die sich unter den liasischen Rand der Sierra de Cañete stellt, von welcher sie das der Bahnlinie entlangziehende breite Flyschband trennt.

Diese sicherlich zulässige Deutung weist auf eine zunehmende Verschuppung im Aussenrand des penibetischen Hauptkomplexes. Weitere Anweisungen dafür finden sich in der Gegend der grossen Bahnkurve westlich Almargen. So ragt bei km 34 mauerartig eine anscheinend steilgestellte Kalkklippe (massiges Tithon?) aus den Flyschgesteinen; sie darf wohl als das verschuppte Ostende der Blanquilla-Struktur angesehen werden (Prof. 2).

Einen schwachen Kilometer westlich davon ragt aus dem gleichen Flysch ein abgerundeter Kalkhügel, der tektonisch und stratigraphisch aber anderer Zugehörigkeit ist; sein Gestein lässt sich nicht mehr gut in ein penibetisches Profil einordnen. Es sind stark zerdrückte, graue, dichte und bröcklig zerfallende Mergelkalke, die vollkommen übereinstimmen mit Liasgesteinen, wie sie in den subbetischen Einzelbergen westlich Algámitas vorkommen. Einzelne spärliche Ammonitenreste, worunter *Pseudogrammoceras doerntense* Denkm. aus dem oberen Toarcien bestimmbar war, bestätigen den Vergleich. Es ist dies (km 35) der einzige Punkt, woselbst diese Liasfazies auf der Südseite der Triaszone angetroffen wurde; ihr Vorhandensein kann als Hinweis darauf gewertet werden, dass zwischen Süd- und Nordrand der Trias-Aufbruchzone von Antequera also ein nicht allzu grosser Hiat liegt. Immerhin dürfte dieses isolierte Oberliasvorkommen zwischen Flysch und Kreide mit der zuvor schon postulierten Schuppenbildung zusammenhängen.

Damit verlassen wir den penibetischen Rand bei Almargen. Wenn auch aus der gegebenen Beschreibung der gemachten Beobachtungen noch keine Argumente abzuleiten sind, die über das Ausmass des anormalen Kontaktes eine bestimmte Aussage zulassen, so ist doch dessen Vorhandensein evident und kann von einer normalen Hangendformation zur Trias, zu welcher ja auch nirgends die gültige Formationsfolge vorhanden ist, nicht die Rede sein; das Penibetikum von Ronda stösst hier mit einer abbiegenden Faltenstirn oder vermittelst einer Schuppenzone an der Extravasionsmasse der Triaszone von Antequera ab.

Noch erübrigt die streichende Fortsetzung des penibetischen Randes einiger Erwähnung. Die Nachbarschaft der schon anderwärts beschriebenen Randzone von Teba ist hervorgehoben. Nach Westen schliesst sich an unser Randstück bei dem geltenden südwärtigen Abbiegen und jenseits des 9 km breiten Unterbruches durch das Rondamiozän das darunter zum Vorschein kommende Gebirge von Montejaque an. Sein recht kompliziert gebautes NE-Ende

wurde schon in der „Geologie der Berge um Ronda" (120) dargestellt. Der viel bedeutendere Anteil, den dort höherjurassische Kalke einnehmen, lässt auf das allgemeine tektonische Gefälle, das gibraltarwärts sich einstellt, schliessen; es wird freilich durch neuerlichen Anstieg (Kette der Sierra de los Pinos) vorübergehend wieder kompensiert (Fig. 1). Während hier also gewiss die streichende Fortsetzung des penibetischen Aussenrandes von Almargen vorliegt, formt dieselbe längs dem Rio Guadiares nicht mehr die äusserste Falte, sondern findet sich dort weiter auswärts noch der mächtige, in sich geschuppte Malmkomplex der Berge zwischen Grazalema und Ubrique; man kann darin die Fortsetzung der soviel unbedeutenderen Sierra Blanquilla sehen.

III. Die Klippenzone von Olvera-Pruna.[1])

1. Das Flyschgebiet.

In der Streichrichtung, die der hier noch geltenden allgemeinen Anordnung subbetischer Elemente entspricht (ENE), dehnt sich zwischen Almargen und Olvera eine wellige Flyschzone; sie wird im S begrenzt durch den Steilabbruch des nordwärtigen Erosionsrandes des Rondamiozäns (Loma de la Cordillera) und ist im Norden begleitet von dem mild geformten Bergrücken der Sierra del Tablón und angrenzender Höhen. In der angeführten allgemeinen Streichrichtung dominieren im südlichen Teile dieser Zone die Flyschsedimente, während nördlich daran anschliessend die durcheinandergewühlte germanische Trias als Fortsetzung der Zone von Antequera zum Vorschein kommt. Der Berührungssaum beider Formationen entspricht im Grunde genommen sicherlich der transgressiven Lagerung, die der Flysch im allgemeinen einnimmt, im Einzelfall ist aber der mechanische Kontakt des öfteren beobachtbar, was für andere Strecken (z. B. 108, p. 58) den Verfasser bestimmte, zwischen Flyschsedimenten und Antequeratrias tiefer greifende Überschiebung zu sehen.

Nur einige wenige Bemerkungen über die Zusammensetzung dieses Flysch, der noch die allgemein geltenden Merkmale der penibetischen Zone aufweist und über alle älteren Formationen hinweggreift, mögen genügen. Als Basalabteilung hat nicht die gröber detritische Schichtfolge zu gelten, die Sandsteinabteilung, sondern vielmehr die Serie der bunten Mergel und Tone, woselbst braun-

[1]) Das Gebiet westlich Almargen ist in übersichtlicher Weise in der geologischen Karte der Prov. Cadiz (1:100000) von J. Gavala y Laborde (115) dargestellt. Ihre Eintragungen stimmen in den Grundzügen mit unserer Aufnahme überein, wobei jedoch eine Anzahl dort nicht enthaltener Beobachtungen dem geologischen Bilde ein anderes Gesicht verleihen dürften. Ein begleitender Text zu genannter Karte liegt noch nicht vor.

grüne Farben vorwalten und rotbraune Fleckung die Scheidung von Trias unsicher machen kann. Sandgehalt in feinen Lagen oder dünneren Bänken fehlt fast nie und sporadisch schalten sich gröberklastische Ablagerungen ein. Es ist wichtig festzustellen, dass diese Bildungen stets Kalkbreccien repräsentieren, die als Bestandteil helle Kalke führen, die man gewiss als das Aufbereitungsprodukt der penibetischen Jurafalten anzusehen hat. Solches Aufbereitungsprodukt ist aber nur ganz launisch verteilt und kann ausnahmsweise einer sehr groben Schüttung entsprechen. So beobachtet man im Bahneinschnitt bei km 34,1 westsüdwestlich Almargen über einer Störung, die den Flysch durchsetzt, eine Häufung von gröbstem Kalkmaterial und von Kreideschollen. Eine Kalkbreccie mit viel Kiesel liegt im Flysch südlich oberhalb des Arroyo del Quejigal (Westende der Sierra Blanquilla). Das gewöhnlichere klastische Kalksediment sind aber Feinbreccien, die keine basale Lage einnehmen und hier wie anderwärts die Nummulitenträger sind.

Aus der welligen, stark gefalteten Flyschmasse — Terrainschlipfe sind hier ein Saisonereignis, bei grösseren Niederschlägen sich stetsfort wiederholend — ragen als kompakteres Gebilde mächtige Sandsteinpakete, die ganz dem Typus des Quarzsandsteines des Aljibesandsteines entsprechen. Da, wo sie an der Flyschbasis einsetzen, ist ihre dortige Lage tektonisch bedingt. Nichtsdestoweniger kann aber auch nicht gesagt werden, dass sie stetsfort im Hangenden der bunten Flyschserie zu Hause sind; sie sind eben faziell bedingt und auf verschiedene Schichthöhen verteilt, wobei, je weiter wir im inneren Cordillerenrand nach SSW uns bewegen, ihre Vorherrschaft in einer oberen Partie geltend wird.

Über die Alterseinstufung der Flyschbildungen zwischen Almargen und Olvera orientieren die schon genannten feinen Kalkbreccien (num. der Karte). Eine solche in Steinbruchbetrieb abgebaute grosse Linse südlich des Sandsteinkomplexes von La Escribana enthält in Menge kleine Assilinen und Alveolinen; näher bestimmt [1]) sind:

Assilina mammillata d'Arch.
Nummulites incrassatus A de la Harpe und
Nummulites budensis de la harpe.

Eine foraminiferenreiche Kalkbreccie, die in dem Bahneinschnitt der Station Olvera direkt auf bunten Triasmergeln liegt, enthält:

Nummulites incrassatus A de la Harpe
Assilina mammillata d'Arch. (sehr kleine Form und sehr zahlreich)

---

[1]) M. le Prof. Louis Doncieux in Lyon hatte neuerdings die Freundlichkeit, die vorgelegten Nummulitenkalke zu prüfen, und verdanke ich hier bestens die Bestimmung.

Operculina alpina Douv.
Operculina aff. *complanata* Bast.
Orthophragmina sp. (sehr kleine Formen).

Beide Fundstellen geben hinreichend Auskunft über die Anwesenheit des **Ober-Eozän**. In Zusammenhang mit dem Befunde in der weiteren Umgebung von Ronda (120, p. 59), woselbst gleichfalls das Ober-Eozän die transgressive Formation darstellt, ist zu schliessen, dass über eine recht weite Strecke erst das Obereozänmeer über ein abgetragenes Faltenland sich wieder ausbreitete. Der Umstand dahingegen, dass zahlreiche Nummulitenkalke von mehr betikwärts gelegenen Fundpunkten eine Lutetienfauna enthalten (vgl. z. B. 109, p. 37, 108, p. 56 und 86, 120, p. 60), legt den Gedanken nahe, dass die Transgression überhaupt von innen nach aussen, also von S nach N, vorgeschritten ist. Um darin freilich klar zu sehen, müssen über ganz Andalusien verteilte zahlreiche stratigraphische Flyscheinordnungen vorliegen; die Fazies ist uniform und sagt wenig aus.

Ob nun in unserer Flyschzone auch noch oligozäne Ablagerungen vorhanden sind, ist ungewiss, aber nahezu wahrscheinlich. Die subbetische Randzone enthält beim Peñon de los Enamorados das Oligozän (108, p. 37), und neuerdings hat Herr A. J. Cosijn in Ronda in Kalkbreccien, die allernächst den obereozänen Nummulitenkalken am Rio Grande bei Ronda vorkommen (westlich Cortijo de la Canchuela am Rio Grande (Taf. III, 120), stetsfort wieder Lepidocyclinen festgestellt (frdl. Mitteilung). Die Frage stellt sich dabei aber, ob die vorhandenen Nephrolepidinen hier nicht schon im Obereozän einsetzen.

2. Die Kalkklippen zwischen dem Rio Corbones und Olvera.

Über Anzahl und Verteilung dieser in morphologischem Sinne als Klippen bezeichneten Kleinberge mag die begleitende Karte und die Profile (Fig. 2) orientieren. Alle ragen burgartig und oft auch burggekrönt aus dem milderen Flyschgelände empor. Was Wunder, wenn man hier an ein tektonisches Phänomen, im besonderen an Zeugen des Deckenbaues denkt.

Die stratigraphische Einordnung dieser Kalkklötze ist ganz ungewiss, da nirgends der geringste Fossilgehalt entdeckt wurde. Gavala's Karte enthält sie als Malm und Tithon, womit freilich die Zweifel nicht behoben sind, denn die vorhandenen Liaskalke zählen dort auch dazu. Da stellenweise starke lithologische Übereinstimmung mit Malm und Tithonkalken vorhanden ist, kann wohl solches Alter zutreffen. Bemerkenswert sind weisse, typische Oolithkalke (P. de Montentier usw.) und rötliche, teils brecciöse Kalke (Olvera), Nuancen, die in den Klippen von Pruna nicht angetroffen werden. Dolomite unterlagern die Oolithkalke.

Neben diesen Kalkbildungen treten in vorliegender Zone unter dem Flysch auch kleinere Kreideflächen zutage. Hier treffen wir zum erstenmal, von S kommend, die rein mergelige, grauweisse Ausbildung,

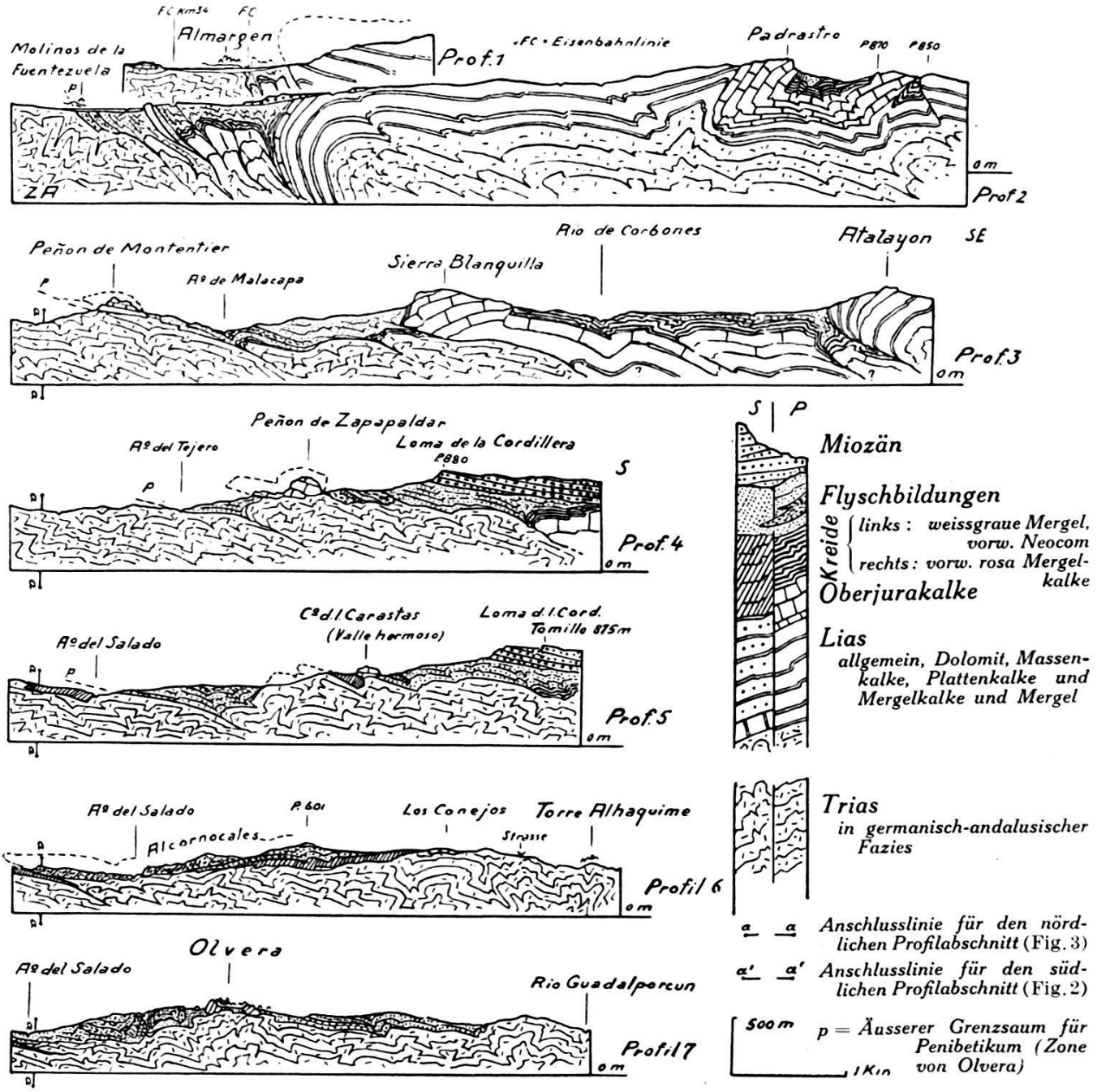


Fig. 2. Profilserie durch den penibetischen Rand zwischen Almargen und Olvera.

die wohl aus der penibetischen roten oder rotweiss-mergeligen hervorgegangen ist. Obwohl diese Kreide stratigraphisch nicht datierbar ist, ist es nach ihrem Neocomcharakter doch gewiss, dass eine grosse Schichtlücke sie von den Flyschbildungen trennt.

Über die tektonische Stellung der „Klippenberge" im allgemeinen und ihre Entstehung kommen wir noch in einem anderen Abschnitt (VII) zu sprechen. Die durch grosse Abstände aufgeteilte Kette dieser Kalkberge zwischen Almargen und Olvera zeigt nirgends eine feststellbare normale Beziehung zur Umgebung. Nichtsdestoweniger ist darnach etwa die Schlussfolgerung auf weite Herkunft durch Überschiebungsbau zulässig. Sie ruhen der mobilen Triasunterlage auf, mit welcher sie ihre paroxysmalen und posthumen Bewegungen mitgemacht haben und so auf ihrem Rücken in die verschiedenartigste Position geraten sind.

Die Lage der eine allgemeine Streichrichtung beibehaltenden Klippenberge in der Verlängerung der Triaszone von Antequera ist festzuhalten. Hier zeigt diese Zone auf ihrem Rücken Flysch von penibetischen Merkmalen (starker Aljibesandstein-Einschlag) und zugleich die Mergelkreide des Subbetikums; stellen wir dazu noch das zweifelhafte Tithon, so erhellt daraus eine gewisse fazielle Übergangsstellung zwischen Peni- und Subbetikum, welcher Lage die Zone von Antequera ja auch rein räumlich entspricht.

Die Regellosigkeit in der inneren Struktur der Triasmasse macht eine bauliche Lagebeziehung der Klippenberge zu dieser, ihrem Substrat, unmöglich. Auf vorhandene Bauanlage kann aber auch auf andere Weise geschlossen werden. Hervorzuheben ist in dieser Hinsicht der Umstand, dass der äussere Flyschrand sich ausgesprochen an die geltende Streichrichtung hält; ferner, dass längs dieses Saumes da, wo die Aljibesandsteine an seinen Rand treten, tektonische Kontakte vorliegen. So grenzen steilgestellte, massive Sandsteinbänke am Arroyo de la Fuentezuela westlich Almargen an die gipsreiche Triasmasse. Und an der Strasse von Olvera nach Pruna hat es den Anschein, als ob der ganze Flyschkomplex auf Trias und Neocom hinangeschoben sei; die Sandsteinzone (Los Alcornocales), die sich zwischen dem Rücken des Conejos-Hügels und P. 465 m in Querrichtung zur allgemeinen Streichrichtung, und dies in steiler Schichtlage, stellt, zeigt ihren mechanischen Kontakt mit der Trias nächst der Strassenquerung über den Arroyo del Salado. Diese Umstände und das nördlich daran anschliessende mächtige Einsetzen der subbetischen Kreidemergel erlaubt, längs dieses Randes eine gewisse Scheidelinie zu ziehen, und zwar in dem Sinne, dass ein südlicher Triaskomplex gegen den nächst nördlichen vorbeult. Überschiebungsflächen von einigem Ausmass gibt es in dem vorliegenden Baumaterial überhaupt keine, denn, wenn auch einmal angelegt, sind sie längst wieder in der Gesamtheit verfaltet (Prof. 3—7).

Diese Auslegung des Nordrandes der Flysch- und Klippenzone von Olvera gibt uns ein Mittel an die Hand, mit dieser Übergangszone eine konventionelle Grenzlinie zwischen sub- und penibetischer Zone zu legen.

3. Die Klippen von Pruna.

Mit dieser Grenzziehung haben wir uns den Klippenbergen von Pruna genähert, die jenseits des Arroyo del Saledo gelegen sind. Äusserlich unterschiedlich ist ihr Aufragen aus den Kreidemergeln der subbetischen Zone; innerlich ist ihr Habitus einigermassen verschieden durch das Vorherrschen von Dolomit- und Dolomitbreccien; weisse Massenkalke treten hinzu, während hier die Rosafärbung und die Oolithkalke nicht beobachtet wurden. Mehr als bei den Klippen der Olverazone kommt man hier zur Auffassung, es liege die Hangendformation zur subbetischen Trias vor. Dass aber auch hier in den klotzigen Einzelbergen kein normales Profil mit irgend einer Formation verbinden kann, liegt auf der Hand.

Ein stolz-isolierter Berg dieser Klippengruppe ist der Burgberg von Pruna. Den Zusammenhang mit subbetischen Bauformen finden wir am ehesten in den Kalken und Dolomiten, die die Sierra del Tablón im Ostabfall umranden (El Navazo) und ist ihrer Stellung nochmals im Zusammenhang mit den subbetischen Bergen Erwähnung zu tun.

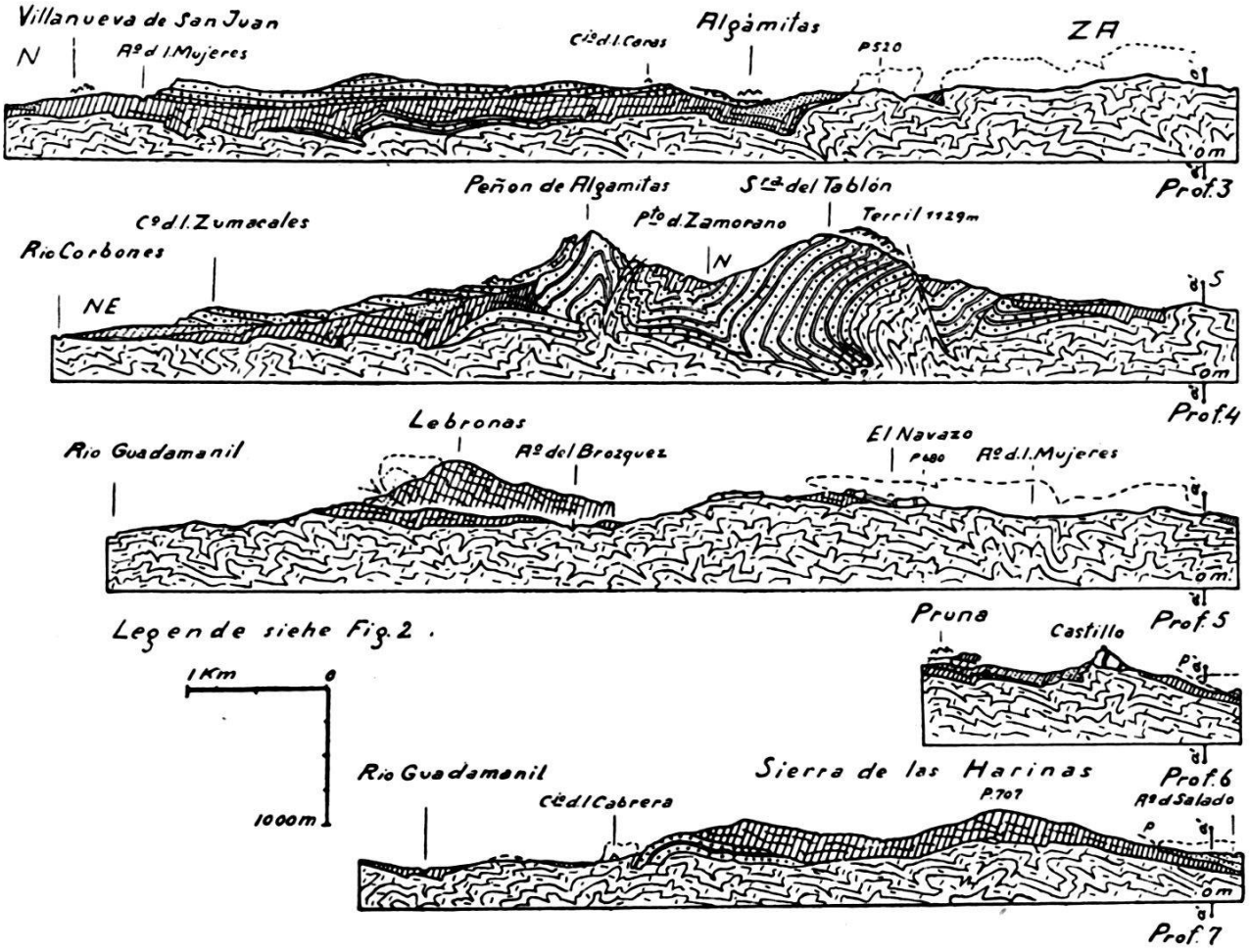


Fig. 3. Profilserie durch das subbetische Gebiet zwischen Olvera und Algámitas.
(Legende siehe Fig. 2.)

IV. Die subbetischen Bergzüge zwischen Rio Corbones und Rio Guadalporcun.

Zwischen den grossen, tektonisch und stratigraphisch wenig Aufschluss gebenden Triasflächen, die sich einerseits östlich des Rio Corbones und andererseits im W, im Gebiet der Seitenflüsse zum Rio Guadalete, ausdehnen, erhebt sich die subbetische Zone zu einem isolierten Bergkomplex, der schroff über dem sevillanschen Dörfchen Algámitas aufragt; er hält sich im allgemeinen an die geltende Streichrichtung (WSW), ist aber morphologisch, strukturell und nach Schichtinhalt ein recht komplexes Gebilde. Zufolge der andersartig entwickelten Sedimentserie, zufolge der Lage auf der Nordseite der Zone von Antequera resp. ihrer Verlängerung mag es nun zulässig sein im Gegensatz zu den südlicheren Strecken von subbetischen Strukturen zu sprechen, Bevor deren Bau erörtert sei, verlangen die vorhandenen Formationen eine Zusammenfassung.

1. Der Lias der Sierra del Tablón.

Trotz der Ausdehnung germanischer Trias an der Oberfläche gibt es auch hier nirgends ein stratigraphisches Profil, das dem Trias-Liasübergang entspräche; tektonische Isolation ist weitgehend Grundzug für alle Schichtstufen.

Eine schon morphologisch unterschiedliche Linienführung kommt den Kalkbergen nördlich der Triaszone von Antequera zu, wenn man sie mit den Bergen von Cañete vergleicht. Stärker abgerundete Formen (örtliches Vorwiegen von Plattenkalken) herrschen vor.

Steigt man über die generell als Schichtköpfe gegen Süden gewendeten Schichtlagen der Südflanke der Sierra del Tablón hinan, so quert man ein ziemlich vollständiges Schichtprofil. Dasselbe zeigt in bemerkenswerter Eintönigkeit eine mächtige Aufeinanderfolge von ebenmässigen Kalkbänken mit dunkelblaugrauer Tönung im Bruch und gelbgrauer Anwitterungsfarbe; Kiesellagen und -knollen sind reichlich vorhanden, und da und dort schaltet sich eine dickere helle Kalkbank dazwischen. Im Schichtprofil höhersteigend, was dem Abstieg vom Bergkamm nach N entspricht (vgl. Prof. 4), wird die Mergelzwischenschaltung reichlicher und dic Kalkplatten werden mehr zu bleichgrau anwitternden Mergelkalkbänken. Ein Fossilfund bei dieser Bergüberquerung dürfte zu einer Seltenheit gehören; wir vermissen ihn zur näheren stratigraphischen Einordnung der viele 100 m mächtigen Schichtserie.

Nichtsdestoweniger helfen die höchsten Lagen, wie sie nördlich des Tablónabhanges beim Puerto del Zamorano anstehen, über diese Schwierigkeit hinweg. Der neue Strassenbau (Algámitas-Pruna) hat dort oberhalb des Fuente Muñoz (s. Skizze Fig. 4) Schichten erschlossen, die unbedingt mit den höchsten Lagen der Sierra del Tablón in

Zusammenhang stehen, mit denen sie auch lithologisch übereinkommen. In diesen mattgrauen, äusserst dicht-feinkörnigen, etwas mergeligen und ausgesprochen muschelig brechenden Kalken sind Ammonitenreste nicht selten; sie finden sich jedoch meist nur in Steinkernbruchstücken und sind mit der Grundmasse aufs innigste verbunden. Die spärliche Ausbeute ist jedoch hinreichend, um das Vorhandensein des obern Lias, des TOARCIEN, und zwar der höheren Stufe desselben, darzutun. Es wurden erkannt:[1])

Pseudogrammoceras cf. *fallaciosum* BAYLE und
Polyplectus discoides ZIETEN.

Nun aber ist das Schichtprofil zwischen Fuente Muñoz und Puerto del Zamorano stark gestört. Die Mergelkalkbänke erscheinen nicht als Schlussglied über der mächtigen Schichtfolge des Tablónrückens, sondern sind direkt auf die bunten Schichten mit Gips der nördlich unterlagernden Trias aufgeschoben und mit derselben leicht verfaltet (Nebenskizze Fig. 4). Die sicherlich zutreffende Einordnung in die Tablónserie ist aber aus faziellen Gründen nicht auszuschalten und wird auch gefestigt durch das Mergelkalk- und Mergelschieferprofil, das die genannte Strasse auf der Nordseite des Berges anschneidet. In den höchsten Mergelkalken mit feinsandig-mergeligen Zwischenschichten (oberhalb des Cortijo Guirigui), woselbst man schon in Zweifel sein könnte, ob nicht schon überlagernde Kreide vorliegt, wurde ein Exemplar einer

Pleydella subcompta BRANCA

gefunden; es zeigt somit an, dass als höchste Lagen des Tablón-Lias noch das AALENIEN vorhanden ist. Höhere Jurastufen sind in unserer Berggruppe nicht nachweisbar, und ist die Kartierung derselben als „Malm y Titonico" (GAVALA, 115) irrig.

Eine anders ausgebildete, wohl auch liasische Gesteinsfolge, zeigt der am Puerto del Zamorano unmittelbar nördlich anschliessende Komplex des Peñon de Algámitas. Auf der chaotisch struierten citrabetischen Trias ruht hier eine Folge massiger, grauer Dolomite, die den schroffen Felskamm dieses isolierten „Klippenberges" aufbauen. In dem im Schichtbau höher liegenden Nordostabfall des Berges folgen darüber massige, weisse, plumpe Kalke, wie sie sowohl im Lias als auch im Malm vorkommen können. (Fig. 4). Da solche sich in benachbarten subbetischen Liasbergen in mehr zusammenhängendem Profil sich einstellen, ist an der Liaszugehörigkeit des Peñon de Algámitas kaum zu zweifeln.

Mit den genannten zwei Berggruppen ist die Liasentwicklung unseres Gebietes so ziemlich erledigt. Das Westende der Sierra del

---

[1]) Ich verdanke Hrn. Prof. P. FALLOT und seinem Mitarbeiter Colonel GÉRARD die gütige Bestimmung der kleinen Liasfauna dieser Abhandlung.

Tablón wird umgürtet (beim Rancho El Navazo) von ruinenförmigen Kalk- und Dolomitleisten, die sicherlich mit den Dolomitbreccien der Klippe von Pruna in Zusammenhang gebracht werden dürfen; beide ruhen, aber kaum in normalem Verband der bunten Trias auf; die vorkommende Kombination von weissem, massigem Kalk, Dolomit und Dolomitbreccien stellt sie in den Ausbildungstypus des Peñon de Algámitas.

Ein Vergleich des subbetischen Lias unseres Gebietes mit jenem der penibetischen Zone südlich der trennenden Trias lässt die allgemeine fazielle Verknüpfung, aber zugleich auch die geltenden Unterschiede in Erscheinung treten; letztere wiegen vor, und dies besonders, wenn man sich nicht allein an die Umgebung von Ronda hält, sondern weiter bis zur penibetischen Medianzone übergreift. Während im Bergrand von Almargen-Cañete die Plattenkalkausbildung erst in der obern Abteilung sich stärker bemerkbar macht, ist sie im Tablónprofil der wesentliche Bestandteil; stärker aber differenziert die beiden Strecken das Aufkommen der mergeligen Fazies im Oberlias, welche der subbetischen Zone bei Ronda nicht zukommt, woselbst die hellen Kalke des Malm den Jura abschliessen, der seinerseits hier auf der subbetischen Seite überhaupt nicht zu erkennen ist. Mit dieser lithologischen Gegenüberstellung muss es sein Bewenden haben, denn paläontologische Daten lassen bei der Fossilarmut im Stiche.

Die angetroffenen, wenigen Ammoniten des oberen Lias der subbetischen Zone — das Penibetikum von Ronda hat überhaupt noch keine geliefert — enthalten keine provinziellen Typenformen, wie denn auch der obere Lias, wie dies P. Fallot besonders hervorhebt (113), zu einer allgemeinen Vereinheitlichung der Faunen überleitet. Allgemein betrachtet dürfte der penibetische Lias in Südwestandalusien eher in einen untieferen Meeresraum überleiten, den man als Übergangsglied zu einer rondaïden oder betischen Schelfzone ansehen kann. Das Vorkommen der Nerineenkalke, die einen schmächtigen Lias in der Medianzone des Penibetikums (Chorro, 106, p. 108) darstellen, stützt solche Zusammenhänge.

Stärker tritt eine isopische Gleichheit für den Lias in der Längsrichtung am subbetischen Südrand zutage. In den ersten Berggruppen östlich der grossen Triasfläche, die bei Algámitas einsetzt, ist dies noch weniger deutlich. In den Bergen von Estepa-Pedrera ist der Malm besonders vertreten, und in den isolierten Ketten beiderseits der Depression von La Roda ist dolomitischer und massig-kalkiger, zwar fossilleerer Lias über die Triasunterlage aufragend. Noch weiter im E liegt wie ein Vulkankrater sich öffnend der Bergzirkus von Archidona, dem der Verfasser schon eine Beschreibung zukommen liess (108, p. 28). Gleicherweise liegen jene Berge direkt am Nordsaum der Triaszone von Antequera und enthalten, wenn auch in viel geringerer Mächtigkeit als Hangendabteilung des Lias eine Platten-

kalkfolge, welche als „calcaires lités à Pseudogrammoceras" ausgeschieden wurde (p. 32). Die Berge von Archidona und Algámites (Sierra del Tablón) sind sich sicherlich tektonisch wie stratigraphisch homolog.

In gleicher Weise setzen auch im W resp. SW nach breitem Triasunterbruch isolierte Berggruppen die isopische Richtung der Tablónsedimente weiter fort. In dem Bergstock der Sierra Lijar bei Algodonales folgen sich zweifellos als liasische Serie massige Kalke und Dolomite und gebankte, zwar wenig mächtige Kalke (Belemniten und etwas sandig-glaukonitisch) und repräsentieren die tiefere Ausbildung des Peñon de Algámitas und die auf Kosten massiger Entwicklung reduzierten Plattenkalke. Gleiches lässt sich von den nächst südwestlich benachbarten Liasbergen von Grazalema-Zahara und Ubrique berichten und soll von jener Gegend erst in einer weiteren Abhandlung über die peni-subbetische Grenzzone die Rede sein.

2. Die Kreidemergel, der Lebronaskalk und die Flyschbildungen.

Von allen Schichtstufen unseres subbetischen Sektors weist die Kreide Verhältnisse auf, die am auffälligsten von einer normalen und lückenlosen stratigraphischen Schichtkolonne abweichen; sie zeigt also dem Penibetikum ganz entgegengesetzte Zustände. Nach ihren Kontaktverhältnissen findet sich die Kreide: 1° auf der germanischen Trias, 2° über dem oberen Lias und 3° in Anlagerung um die jurassischen Klippenberge. Inwieweit es sich hier um mechanische Berührung oder transgressive Auflagerung handelt, soll noch in anderem Zusammenhange erörtert werden.

Wenn wir uns zuerst dem Kreidekomplex der Sierra de las Harinas zuwenden, so erörtern wir das Gebiet, wo sich die Auflagerung vorwiegend auf die bunte, germanische Trias vorfindet. Die meist roten, kalkreicheren, schiefrigen oder auch bankig-bianconeähnlichen Typen der penibetischen Zone sind hier ersetzt durch eine ausgesprochen mergelige, weissgrau getönte Formation, was schon ein erster Überblick über diese abgerundeten, milden Hügel erkennen lässt; die auf diesem Untergrund stets weissen oder grünlichgrauweissen Ackerschollen (vorw. Olivenpflanzungen) geben, aus der Ferne gesehen, diesen Gehängen einen hellen, puderigen Überzug, was auch sprechend in der lokalen Namengebung, Sierra de las Harinas, der „Mehlberg", zum Ausdruck kommt.

Im allgemeinen passt die vorwiegende Ausbildungsweise in den verschiedentlich schon hervorgehobenen Mergeltypus: weissliche, rostgetupfte, gelegentlich etwas knollig-lentikuläre Mergel, innerhalb welcher etwas härtere Kalkmergel sich abheben. Strecken mit Mergelkalkeinlagen, diese mit Kieselknauern, oder auch Mergelsandsteine heben die sonst selten gut wahrnehmbare Schichtung besser ab und können so sehr vorwiegend werden, dass eine wohlgebankte Serie

vorliegt (Nordende der Sierra de las Harinas, Los Villares, Cerro de la Huerta etc.); feiner Sandgehalt kann sich einstellen. Nach langem Suchen gelingt es etwa einen schlechten Ammonitenabdruck oder ein Seeigelrest zu finden, was — auch ausserhalb unseres Gebietes — die sonst manchen oligozänen Mergeln sehr ähnlich sehenden Gesteine stratigraphisch roh einordnen lässt.

Die gefundenen Fossilreste erlauben in unserem Gebiet keine stratigraphische Stufung, welche auch durch die innerhalb der Kreide geltenden unbestimmten Baulinien sehr erschwert würde. Bezugnehmend auf benachbarte Gebiete mit analoger Kreideentwicklung (Estepa, Puente Genil, Nordrand der Sierra von Grazalema) kann nach den dortigen, auf Valenginien bis Hautrivien hinweisenden Ammonitenformen ohne Fehlschluss angenommen werden, dass diese Stufen wohl den Hauptteil der Kreide unseres subbetischen Gebietsteiles ausmachen.

Ungewiss ist die Abgrenzung des Anteiles, welcher der oberen Kreide zukommt. In den Hügeln, welche die Strasse von Pruna nach Moron de la Frontera quert, zeigen die Neocommergel einen gewissen Übergang in Flyschfazies. In noch Kreidetypus aufweisendem Schichtverband finden sich feingeschichtete Sandkalke, gelbanwitternde Kalksandsteine, darin gelegentlich etwas Glaukonit und feine Glimmerblättchen, und in der Strecke nächst Pruna (km 1) ist der helle Kreidemergeltypus durch flyschartige, teils rötliche, teils grünbraune Lagen ersetzt. Ob hier nun schon tertiärer Flysch oder möglicherweise Oberkreideflysch vorliegt, vermag ich anhand von Fossilfunden nicht zu entscheiden; der letzt erwähnte Fall ist nicht ausgeschlossen; die Auffassung des ganzen Hügelgebietes als Lutétien, wie dies die schöne Karte der Provinz Cadiz von J. Gavala tut, geht sicherlich zu weit und verlangt eine paläontologische Stütze.

Von dem Kreidekomplex der Sierra de las Harinas zu jenem übergehend, der sich nordwärts an die Sierra del Tablón anschliesst, finden wir den Fall vor, dass die Kreidemergel und Mergelkalke im Nordhang des eben genannten Berges auf dem mergelig-bankigen oberen Lias folgen, ein Zustand, der wieder vollkommen an das schon erwähnte Archidona erinnert. Weiter nördlich, jenseits des Arroyo del Brozquez erscheint nun unter der vorwiegend mergeligen, auch etwa rosa oder ganz lichtgrünlich getönten Kreide eine Bankserie, die auch morphologisch sich in dem Bergrücken El Canchal-Lebronas ausprägt. Weil hier eine gewisse Unsicherheit besteht, ob in dieser Kalkfolge nicht etwa wieder — zu einem Teile wenigstens — Oberlias zum Vorschein kommt, wird sie als Lebronasserie bezeichnet. Es handelt sich um silexreiche Plattenkalke von grau-grünlicher oder im frischen Kern mehr blaugrauer Farbe; es sind sehr dichte und matt getönte Kalke, die im Handstück von den gleichfalls splittrig-muschelig brechenden Kalken mit Pseudogrammoceras am Puerto del Zamorano

ganz ununterscheidbar sind. Und doch ist ihre Einfügung in das Kreideprofil eine vollkommene und müssen sie gewiss auch in demselben stratigraphisch belassen werden. Ausgesprochener Mimetismus zwischen Unter(?)-Kreide und Oberlias liegt vor.

An der Basis der Lebronasserie (Nordseite des Bergrückens) stellen sich wieder normale mattweisse, mergelige Kreidekalke ein. Im Liegenden derselben wurden brecciöse Lagen konstatiert, die voller Aptychen [1]) waren (*Apt.* cfr. *Malbosi* PICT., *Apt. Didayi* COQ.); daran schliesst sich eine mergelige flyschartige Serie an, die der Trias aufruht (Arroyo de la Rabidilla). Es erscheint mir nun fraglich, ob die flyschartigen Bildungen aus der Kreide hervorgehen oder schon einem tertiären Flysch entsprechen; Lagerungsweise und Fossilgehalt lassen im Stiche.

Eine gleiche fazielle Anfügung von Kreide und Flyschbildungen zeigen auch die Mergelformationen bei Villanueva de San Juan und bei Algámitas. Auch hier geben Funde von Nummulitenkalken keine Anhaltspunkte, doch hat man den Eindruck, es handle sich bei den bunten Mergeln, die gegen die westlichen Triasflächen angrenzen, um tertiäre Flyschbildungen; die roten und violettbraunen Töne erinnern an die Nachbarschaft der Trias, aus welcher durch Aufarbeitung ihre bunten Farbnuancen übergenommen wurden.

3. Der geologische Bau.

Ausser der Andeutung durch die schematisch gehaltenen Strukturlinien, die die mehrfach schon erwähnte geologische Karte der Provinz Cadiz enthält, war über den geologischen Bau der vorliegenden Berggruppen sozusagen nichts bekannt. Hier, wie so oft im Subbetikum, zeigt es sich deutlich, dass fast jeder Berg für sich selbst ein individualisiertes Bauobjekt ist und wenig Zusammenhang mit der Umgebung aufweist und mit einer entfernteren Nachbarschaft fast jede direkte Verbindung abgebrochen ist. Es sind des öfteren nur über kurze Längserstreckung anhaltende Antiklinalstücke, mehr nur Brachyantiklinalen, was im Grunde genommen für sich schon mehr für diesseitige, subautochtone Faltenbildungen spricht und nicht für

---

[1]) Die Untersuchung des Schliffbildes der aptychenführenden Feinbreccie von der Basis der Lebronaskalke, was in meiner Abwesenheit in dankenswerter Weise Prof. P. FALLOT ausführte, zeigte sowohl die Kalkkomponenten als auch den Kalkzement voller *Calpionellen*. Wenn man auch den strikten Leitwert dieser Foraminiferen für Tithon-Neocom anzweifeln kann — ich fand im Rif der Bokoya (Span. Marokko) Calpionellen in zusammenhängendem Schichtprofil nächst Lepidocyclinenführenden Gesteinen —, so dürfte ihre Anwesenheit in der vorliegenden Kalkbreccie im Zusammenhang mit dem Aptychenvorkommen und der faziellen Beschaffenheit des Gesamtprofiles sicherlich das Neocom, wahrscheinlich das untere Neocom, anzeigen. Die untere Kreide scheint hier also auf die Trias zu transgredieren, ohne dass etwelche Spuren des benachbarten mächtigen Lias vorhanden wären.

gross angelegte Faltenwellen, wie sie eher einer Überschiebungsmasse zukommen.

Eine solche wohl individualisierte Bauform liegt in der Sierra del Tablón vor, die von S gesehen als wichtigste Struktur die ganze Umgebung stark überragt. Der elliptische Grundriss der grossen Liaskuppel zeigt in der durchgeführten Kartierung deutlich die Beeinflussung durch eine belangreiche Störung auf der Südseite. Hier wird die in sich wieder gewellte Falte durch einen West-Ost gerichteten Bruch abgeschnitten. Diese Störung geht im Ost- und Westende des Berges unvermittelt aus, wenigstens fehlt in den dortigen Formationen jeder Anhaltspunkt zu ihrer Festlegung. Aber auch in der mittleren Partie wird durch das hier im Erosionsschutz erhalten gebliebene Miozän die Störung auf längere Erstreckung verdeckt. Immerhin in dem Abschnitt der Casilla de Encebro ist der Bruch recht gut aufgeschlossen. Mit starkem Südfallen (örtlich 70°) und von Dislokationsbreccie behaftet, fällt die Störungsfläche unter die südlich anstossenden Kreidemergel bei Encebro ein; unter diesen folgt aber im Beobachtungspunkte nicht direkt die mächtige Liasserie, sondern gipshaltige Trias hat sich hier dazwischen gezwängt (Prof. 3, Fig. 4).

Der Lias-Südflügel der Falte scheint weitgehend eliminiert zu sein, wenn auch Andeutungen für denselben schon der Nordflügel der Störung enthält. In Anbetracht, dass die Kreide im Südflügel erhalten ist, und südöstlich von Encebro spornartig eine Liaskalk-Bergrippe mit vorwiegendem NW-fallen vorspringt, ist es anzunehmen, dass hier der teilweise erhaltene und verstellte Südflügel der Struktur liegt und jener nicht unter der Kreide westlich von Encebro in der Tiefe zu suchen ist; das Fehlen der Liaskalke unter der Kreide (Kreiderand südlich der Miozänüberdeckung) muss wohl auf Rechnung der stattgehabten Dehnungen, Zerrungen und Auswalzungen, wie sie mit den so kapriziösen Bewegungen der „Triastektonik" zusammengehen, gestellt werden.

In dem begleitenden Querprofil (Prof. 4) ist eine vorwaltende Nordvergenz der Tablónfalte angenommen worden. Im Bereich der Möglichkeit ist aber ebensosehr eine nach S überliegende Falte, was sich sehr wohl in die Linie jener Strukturen fügen würde, auf deren Südvergenz als Ausdruck antibetischer Bewegungen jüngsthin hingewiesen wurde (123). Für eine sichere Entscheidung fehlen in diesem Gebiete die Beobachtungen und wurde so der im Rande der Triaszone von Antequera doch vorwaltende Nordschub konstruktiv zugrunde gelegt.

Die Tablón-„Klippe" kann also als ein kreideumhüllter Liashalbdom gelten, der innerhalb der Triasumrahmung, die an seinen Rändern „emporquellt", sich anhebt. Dementsprechend lässt sich diese Bauform nur auf ca. 4 km Längserstreckung verfolgen; im E und W nimmt sie in abtauchender Tendenz an der Trias ihr Ende. Weitere Komplikation zeigt sich im Westende.

Über der teils geringmächtigen mergeligen Kreide folgen dort die Dolomite und Kalke von El Navazo. Sie umgeben nahezu konzentrisch das ausgehende Ende des Tablónrückens. Sie sind am ehesten als verschobene und verwalzte Hangendteile zur Trias von Pruna — wie übrigens auch die Klippen von Pruna — zu betrachten. Nach der Art, wie diese Formationen die Kreide überragen, sind sie leichthin über die Kreide hinangeschoben (Prof.5). Auch ein Vergleich oder gar Zusammenhang mit den Dolomiten des Peñon de Algámitas kann in Frage kommen; um sie aber auf kürzestem Wege mit jenem Berge zu verbinden, hätte man eine Triasüberbordung über den ganzen Rücken der Tablónfalte anzunehmen, was die Verhältnisse unnötig kompliziert.

An den Nordschenkel der Tablónfalte schliesst in ihrem Ostende am Puerto del Zamorano der mächtige Felsklotz des Peñon de Algámitas unmittelbar an. Sein Bau ist mühsam deutbar und verschleiert sich um so mehr, je näher man dieser sozusagen ungeschichteten Dolomitmasse kommt. Den Schlüssel gibt die Ostseite. Die weissen Massenkalke zeigen hier an, dass es sich um eine generell steil ostgeneigte Schichtserie handelt; deren Liegendteil liegt im Dolomit des Felskammes und seines Westabsturzes vor, wo steiler S- bis SSW-fall angedeutet ist und an dessen Fusse auf kurze Erstreckung (Fig. 4) die Trias aussticht, mit welcher natürlich kein normaler Verband vorliegt. Die Peñonzacke als Ganzes sieht also aus wie eine von ENE her der basalen Trias aufgeschobene Schuppe.

Die fast rechtwinklig zum Tablónrücken gestellte Längserstrekkung des Peñon und die daraus sich ergebende Richtung der bestimmenden Bewegung ist auffällig, liegt aber ganz innerhalb der Erscheinungsformen, wie sie sich im Subbetikum einstellen können, wo die massigen Kalkmassive auf ihrer mobilen Triasunterlage je nach Verteilung der horizontalen und vertikalen Bewegungskomponente eine der örtlichen Ausweichmöglichkeit entsprechende Lage einnehmen. Es ist auch sehr naheliegend, zu schliessen, dass einer Hauptfaltung in Süd-Nord (resp. NW)-richtung eine solche in entgegengesetzter Richtung mit örtlichen Ablenkungen folgte, ein Fall wie P. Fallot und der Verfasser zur Erklärung des Faltungsbildes der Sierra Arana (125) bei Granada angenommen haben.

Die zwischen den beiden gestörten Faltenformen zu liegen kommende Synklinale ist bei dieser Bauweise natürlich auch stark zerdrückt und unvollständig entwickelt; am Puerto del Zamorano erscheinen beide Strukturen geradezu ineinander hineingedrückt und ist deshalb auch kaum von einer eigentlichen Mulde die Rede. Ost- und westwärts stellen sich darin dann mergelige Kreide und die daraus hervorgehenden flyschartigen Bildungen ein; beiderseits gehen dieselben auf die Trias aus ohne jedwede Liaskalk- oder Dolomitzwischenschaltung oder der Aufbereitungsprodukte derselben.

Durch den Triaskorridor geschieden, der zwischen Pruna und dem Rio Guadamanil sich hinzieht und natürlich, wie alle diese Trias-

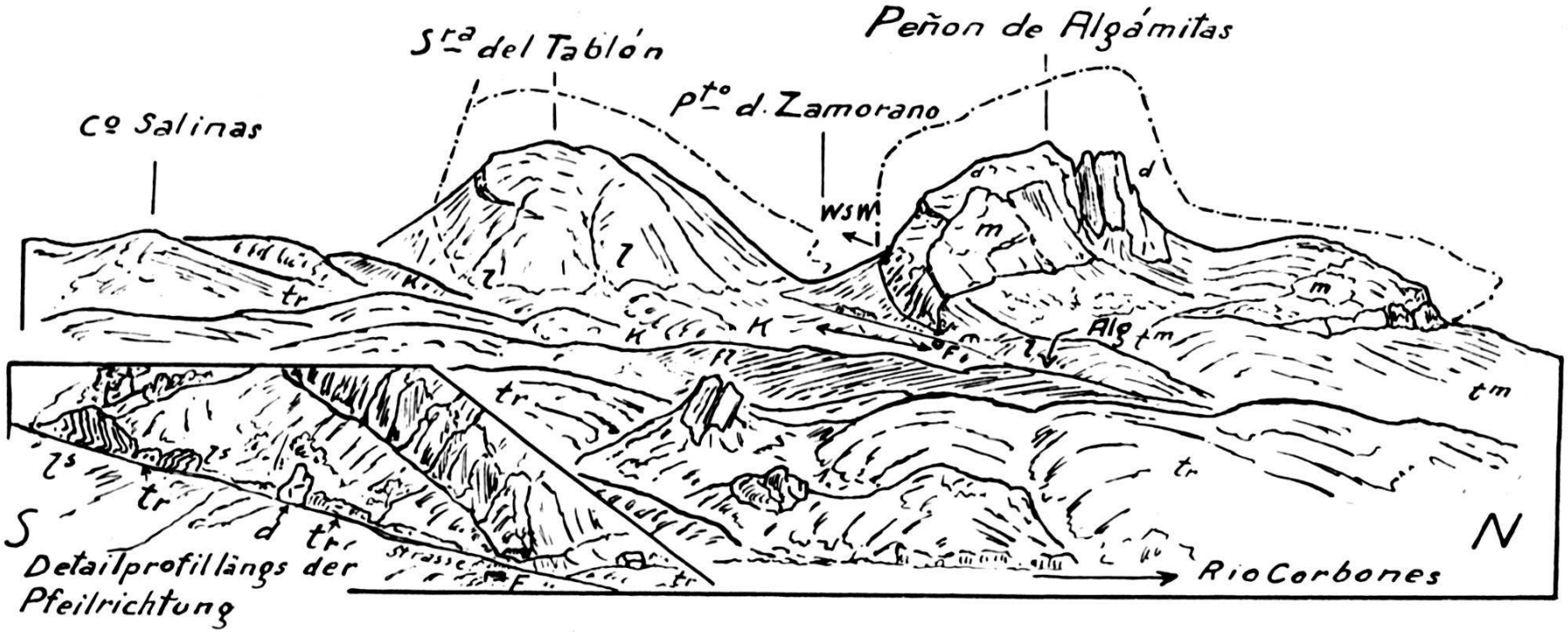


Fig. 4. *Landschaft westlich des Rio Corbones;* sie zeigt die beiden isolierten, subbetischen Liasberge und lässt insbesondere den gegen WSW gerichteten Aufschub der Liasserie des Peñon erkennen.

fl = Flysch; K = Kreide; l = plattige Liaskalke (l^s = Toarcien); m = weisse Massenkalke; d = Dolomit; tr = Trias im allgemeinen (bunte Mergel, Dolomit, Sandsteine und Gips etc.); t^m = Miozänüberdeckung auf Trias; Alg = Tal und Lage des Dorfes Algámitas; F = Fuente Muñoz (Quelle und Brunnen).

aufbrüche, nichts mit bruchbedingtem, horstförmigem Aufragen zu tun hat, schliesst sich an die Kreideflächen am Arroyo Brozquez und dem Lebronas das ausgedehnte Kreidegebiet der Sierra de las Harinas und ihrer Dependenzen an. Der innere Bau, dem übrigens nicht näher nachgegangen wurde, ist hier im wesentlichen durch flachwellige Faltung bestimmt; ein SE-fallen, besonders im nördlichen Teil, herrscht vor. Da die Triasunterlage auch hier da und dort unter der Kreide — auch unter den Flyschmergeln — sich anzeigt, ist es gleichfalls zu schliessen, dass kein ausgedehnter Liaskalkkern sich vorfindet, es sei denn isolierte, kleinere Komplexe.

Ein solcher kleiner Kalkkern mit fast elliptischem Grundriss erscheint im Nordende bei dem Cortijo de la Cabrera, ein weiterer unter Los Villares. Es sind flachgelagerte, blauschwarze Kalkbänke mit Kiesel, auflagernd auf dickbankigeren, hellen, in einzelnen Bänken etwas spätigen Kalken. Es handelt sich ohne Zweifel um einen tektonisch isolierten Rest von Tablón-Lias, der hier die gleiche Lage als Kernformation zur Kreide einnimmt und der an ihrem Fusse ausstreichenden Trias aufgeschoben ist (Prof. 7, Fig. 3).

V. Die posttektonischen Formationen.

Von Antequera, Ronda Estepa etc. ist die miozäne (burdigale) Eindeckung des postoligozänen, paroxysmal gefalteten Gebirge schon genugsam beschrieben (102, 103, 104, 106 und besonders für anschliessendes Gebiet: 120). In den Südrand unseres Kartengebietes ragt mit hohem Steilabbruch der nördliche Erosionsrand des zusammenhängenden Rondamiozäns. Es enthält die gewöhnliche quarzreiche, gelblichweisse Kalkmolasse und fällt flach südostwärts.

Auch an den höher aufragenden subbetischen Berggruppen haben sich ziemlich ausgedehnte Erosionsreste der gleichaltrigen Bildungen erhalten. Sie zeigen trotz des geringen Abstandes eine schwach veränderte Ausbildung. Es sind mehr quarzsandige, feinkörnige Ablagerungen (bes. bei Villanueva de San Juan), die etwa von stärker verfestigten, kalkreicheren Bänken durchzogen werden.

Das Miozänvorkommen im Südfusse der Sierra del Tablón zeigt einen merkbar stärkeren klastischen Einschlag. Insbesonders bei den Felsköpfen von El Navazo geht das miozäne Sediment in eine Dolomitbreccie über, die der Unterlage innig angefügt ist, so dass eine Scheidung geradezu schwierig wird; der Gehalt an weiter nicht bestimmbaren Pectinidenschalen erweist aber das junge Alter.

Es ist bekannt, dass in äusseren Zonen des Subbetikums burdigalische Sedimente noch in stark gestörten Gebirgsbau einbezogen sind (112, p. 300). Dieser Zustand gilt kaum mehr für das südwestliche Andalusien, wenn auch seinerzeit L. Gentil im Miozän hier noch weitreichenden Deckenbau glaubte zu sehen. Unser subbetischer

Abschnitt zeigt nachmiozän nur ganz unbedeutsame Bewegung, die höchstens zu ganz flacher Verbiegung führte.

VI. Die tektonische und fazielle Differenzierung zwischen Peni- und Subbetikum.

Das durchgangene Gebiet kann als ein recht typisches Teilstück für den Cordillerenbau in seiner subbetischen Zone s. l. gelten. Der Grad der Auflösung in Einzelteile ist darin weitgediehen; diese können aber trotzdem in zonale Beziehungen von fazieller und tektonischer Eigenart gebracht werden, so dass der durch den Verfasser schon 1927 eingeschlagene Weg, Gleiches und Ähnliches in eine Zone zusammenzufügen, das Bild einigermassen vereinfacht und somit gerechtfertigt erscheinen mag. Dazu gehört das Auseinanderhalten einer peni- und subbetischen Zone[1]). Solche Scheidung stützt sich auf geographische, tektonische und fazielle Momente.

In geographischer Hinsicht ist besonders die Lage des Penibetikums am Innenrand der subbetischen Zone vonab dem Becken von Granada bis ins Campo de Gibraltar deutlich gezeichnet. Hier liegen vorgelagert den höhern und nächst inneren betisch-paläozoisch-kristallinen Gebirgen die zusammenhängenden Kalkketten, während weiter auswärts im Subbetikum die Aufteilung in Einzelberge und Einzelmassive die Regel wird (s. Fig. 1).

Die geologische Differenzierung beider Zonen lässt sich nach den im Gebiet von Almargen-Olvera, von Ronda und in nächst angrenzenden Strecken festgestellten Befunden in den hier folgenden Gegenüberstellungen ausdrücken.

Tektonische Gesichtspunkte.

1. *Penibetisch:*

Aneinanderreihung von in der Längsrichtung beständigen Hauptfalten (vgl. Fig. 1); ihre Vergenz ist nach aussen gerichtet, sie bleibt zwar zufolge des nicht hinreichend tief gehenden Aufschlusses oft in der Schwebe, wird aber durch das Vorhandensein südwärts einfallender Schuppungsflächen dennoch dargetan.

---

[1]) Eine Abänderung der Bezeichnung „Penibetikum" läge nunmehr nahe, da in ihrer ursprünglichen Definition diese Zone als die Frontalpartie zur betischen Decke von Málaga gedacht war, was auch in ihrer sprachlichen Bedeutung zum Ausdruck kommt. Da sich aber die Loslösung dieser Zone von der Einheit von Málaga für jene Teile, die unter dasselbe einfallen, aufdrängt (121, 122), so bleibt nach dieser „Amputation" ein winziger Teil als echt „penibetisch" (Pénibétique-solidaire) übrig. Um jedoch jeder Verwirrung auszuweichen, möchte ich den Term stets noch auf die gleichen Strecken angewandt wissen, und so das Penibetikum einfach als die innerste Einheit der subbetischen Zone s. l. ansehen, die allüberall südlich der Triaszone von Antequera oder ihrer streichenden Fortsetzung gelegen ist.

Subbetisch:

Vorwiegen einzelner Klippenberge (in morphologischem Sinne); ihre Vergenz ist wechselnd, soweit von einer solchen die Rede sein kann.

2. *Penibetisch:*

Der innere Verband der Faltenreihen bleibt im Längs- und Querprofil deutlich erhalten. Einzelstrukturen lösen sich in der Längsrichtung ab und sind in der Querrichtung durch flyscherfüllte Synklinalen voneinander geschieden.

Subbetisch:

Die Auflösung in einzelne Falten und Schuppen oder ruinenförmige Einzelberge ist viel verbreiteter; auch da wo sich grössere Zusammenhänge einstellen, tritt wieder plötzlicher Unterbruch ein.

3. *Penibetisch:*

Vorhandener Schuppenbau unterbricht nur lokal die Kontinuität in der Längsrichtung.

Subbetisch:

In „Kleinklippen" kann von Kontinuität überhaupt nicht die Rede sein.

4. *Penibetisch:*

Ein Triaskern gesellt sich zur Seltenheit in normaler Schichtfolge unter die Hülle der Jura-Kreidesedimente.

Subbetisch:

Der Kontakt hangender Schichtstufen zur Trias ist fast durchgehend ein mechanischer.

5. *Penibetisch:*

Der in Einzelfällen zum Vorschein kommende Triaskern zeigt eine bedeutend weniger gestörte Lagerungsweise als in der

Subbetischen

Zone, woselbst der innere Bau der Trias allermeist chaotisch ist.

6. *Penibetisch:*

Die ophitischen Gesteine spielen keine Rolle, was freilich in der nicht hinreichenden Blosslegung der Trias begründet sein dürfte.

Subbetisch:

Abkömmlinge ophitischer Intrusionsgesteine durchschwärmen in grosser Zahl die subbetische Trias.

7. *Penibetisch:*

Der Südrand ist gegeben durch die Überschiebung der Dolomite der Rondaïden und das diesen auflagernde Betikum von Málaga.

Subbetisch:

Der Südsaum ist gegeben durch die Aufbeulung der Triaszone von Antequera oder deren streichende Fortsetzung, örtlich noch überdeckt von Flysch von penibetischem Typus.

8. *Penibetisch:*

Der Aussenrand ist eine schärfer nicht fassbare Aufschiebung auf die Triaszone von Antequera.

Subbetisch:

Der Aussenrand geht allmählich in regelmässiger gebaute Falten über (Präbetikum), ein Fall, der in unserer Transversalrichtung nicht feststellbar ist.

B. Stratigraphisch-fazielle Gesichtspunkte.

a) Verbindende Merkmale.

1. Penibetische und subbetische Zone gehören der gleichen Triasprovinz mit germanisch-andalusischer Fazies an, in welcher eine lagunär-salinäre Sedimentfolge vorherrscht; ohne dass dadurch aber die stratigraphische Einordnung in den Keuper gegeben wäre. Die beiden Kompartimente dieses Faziesraumes gehen in der Strecke der Zone von Antequera ineinander über.
2. Jura, Kreide und Tertiär (Flysch) lassen sich in ihrer Fazies und in ihrem Faunengehalt auf ein und dieselbe geosynklinale Vortiefe beziehen; die vorhandenen unterschiedlichen Merkmale liegen für jede Formation innerhalb der in der Querrichtung sich geltend machenden Faziesdifferenzen; diese entsprechen in allgemeinen Zügen einer zunehmenden Meerestiefe in der Richtung vom Peni- zum Subbetikum.

b) Unterschiedliche Merkmale.

1. *Penibetisch:*

Die Ausbildung des Lias ist nicht einheitlich (geringmächtige Kalke mit Nerineen, eine dolomitische Schichtabteilung, ersetzt und gefolgt von hellen Massenkalken (untergeordnet) und Plattenkalken); von dieser Schichtfolge leitet geschlossener Übergang in höherjurassische Kalksedimente über, ohne dass sich eine mergelreichere Abteilung einstellt. Die episodische Fazies des „Ammonitico rosso" ist nur in östlicheren Strecken beobachtet; Faunengegenüberstellung ist mangels Fossilgehalt nicht durchführbar.

Subbetisch:

Der Lias schwillt in seiner unteren Abteilung zu grosser Mächtigkeit an (Dolomit und Dolomitbreccien, mächtige weisse Massenkalke und Plattenkalke wechseln ab). Bezeichnend ist, dass der Oberlias eine ausgesprochene Zunahme mergeliger Sedimente aufweist; Cephalopoden führende Mergelkalke und Mergel stellen sich ein, die das Toarcien-Aalenien repräsentieren. Die Fazies der Knollenkalke („fausse brèche", Ammonitico rosso) tritt sporadisch im Oberlias auf.

2. *Penibetisch:*

Oberjurasedimente (Malm und Tithon) in Form lichter, gebankter Kalke mit öfterer Einschaltung der roten oder grüngrauen Knollenkalkfazies (besonders im Tithon, daneben im Kimmeridgien) machen mit Ausnahme der Gegend von Ronda den Hauptbestandteil der Jurakalkfolge aus; der Dogger verliert sich grösstenteils in dieser „série compréhensive".

Subbetisch:

Der Malm zeigt eine lückenhafte Entwicklung und ist eher fossilarm; weite Strecken zeigen dessen Abwesenheit; eine Schichtlücke liegt verschiedentlich zwischen Oberlias und Neocom.

3. *Penibetisch:*

Allgemeinverbreitung besitzt besonders in einer höheren Abteilung die Kreide als rote, schiefrige oder dünnbankige (dann bianconeartige Suturkalke) Kalke oder mergelige Kalkschiefer (Typus couches rouges); Mergelausbildung ist untergeordnet und in der Oberkreide zu Hause. Rosalinengehalt ist gewöhnlich. Die dünnbankig-lentikuläre, hellweisslich-grünliche Mergelkalkfolge des Subbetikum tritt nur in einer innersten Zone mehr hervor.

Subbetisch:

Eine ausgesprochen mergelreichere Fazies herrscht vor; die kalkig-penibetische Ausbildung fehlt; weisse bis grüngraue Mergelkalke und Mergel, denen sich nach oben etwa rosageflammte Schichten beigesellen, sind typisch; Rosalinen sind gleichfalls der oberen Kreide eigen; Cephalopoden sind verbreitet und zeigen gewöhnlich Valenginien-Hautrivien an.

4. *Penibetisch:*

Die an und für sich ubiquiste Flyschfazies zeigt einen stärker detrigen-groben Charakter; dies zeigt sich besonders in der starken Anteilnahme von gelegentlich grobklastisch werdenden Quarzsandsteinen; diese, der Aljibesandstein, gewinnen mehr in höheren Partien und dann besonders im SSW an Bedeutung.

Subbetisch:

Der Alijbesandstein setzt im allgemeinen aus und findet sich weiter nach aussen nur mehr als mürbe Quarzsandsteine. Die bunten Flyschpartien ähneln sich beidseitig, doch ist die enge Verknüpfung mit mergeliger Kreide in subbetischen Strecken zu beachten. (Auch gewisse penibetische Strecken zeigen diese fazielle Angleichung von Tertiär- und Kreidesedimenten).

5. *Penibetisch:*

Die Flyschtransgression fällt, soweit ihr Alter fixiert ist, in inneren Zonen ins Lutétien; weiter nach aussen ist eine obereozäne Transgression festzustellen.

Subbetisch:

Bei noch unzureichender Untersuchung sind die Verhältnisse noch nicht genügend zu übersehen, doch sind Anzeichen vorhanden, dass die Transgression hier verspätet (Obereozän) einsetzt. Die Frage des Flyschüberganges der höheren Kreide ist gestellt, aber noch nicht abgeklärt.

6. *Penibetisch*

ist die Flyschbasis als Mergel- und Mergelkalksandsteinserie, wie sie westlich des Meridians von Ubrique stark hervortritt, nicht verbreitet.

Subbetisch

dagegen ist die oben genannte Schichtabteilung, die durch hellziegelrote Farbtöne sich abhebt, im S stark verbreitet. Ihre Beziehungen sind noch näher festzulegen.

Aus der vorangestellten Gegenüberstellung mögen Bindung und Trennung, die zwischen Sub- und Penibetikum vorhanden sind, genugsam hervorgehen. Weitere Untersuchungen haben viele der angeführten Punkte noch zu prüfen und zu ergänzen. Für den Bezirk Olvera-Almargen, der uns der Ausgangspunkt der Übersicht war, sei nur nochmals hervorgehoben, dass gerade hier ein traît-d'union für die auseinandergehaltenen Zonen sich einstellt. Es ist die Klippenzone von Olvera, die nebst penibetischen Merkmalen den Bautypus des Subbetikums vorzeigt und durch ihre Triasunterlage sich auch an dasselbe knüpft.

VII. Zur Entstehung des heutigen Faltungsbildes — das Klippenphänomen.

Regellosigkcit wird zur Regel, dies gilt für viele Strecken subbetischen Gebirgsbaues und trifft auch in unserem Sektor zu. Ständig steht man wieder vor stratigraphischen oder tektonischen Lücken, die als Wirkung von Abtrag und orogenetischen Vorgängen die restlose Entzifferung erschweren. Es ist deshalb begreiflich, dass dieses Gebiet Nährboden für zahlreiche Hypothesen liefert. Einige Gedankengänge, die im besonderen in ihren Folgerungen vom südwestlichen Andalusien ausgehen, mögen zum Schlusse Fragen der Genese dieser Zustände etwas näher rücken.

Es ist schon darauf hingewiesen, dass nach den neueren Auffassungen das Penibetikum das südliche Kompartiment zum Subbetikum darstellt und die nur lokal differenzierte Triasunterlage mit demselben gemeinsam hat. Wo ein Trias-Liasprofil vorhanden ist, zeigt dasselbe die Kontinuität der Ablagerung, die generelle Vertiefung des Meeresraumes nach stratigraphisch höheren Schichten zu. Das Vorhandensein irgendwelcher gebirgsbildender Vorgänge in dieser Zeit ist ausgeschlossen und Schlussfolgerungen, die in einer betisch-axialen Zone gewonnen wurden, auf das peni-subbetische Gebiet übertragen zu wollen, wie dies kürzlich A. H. Banting (119) ausführte, ist nicht anwendbar. Der Verfasser muss deshalb, wie er dies gemeinsam mit P. Fallot bei Besprechung einer mehr östlichen Strecke subbetischer Falten dargelegt hat (125), eine altkimmerische (vorliasische) Faltung für das Penibetikum und angrenzendes Subbetikum ablehnen. Wenn auch seinerzeit J. Gavala von einer jurassischen Gebirgsbildung sprach (29, p. 40, 62, p. 73), und mit derselben die Ophitintrusionen in genetischen Zusammenhang brachte, so beruht diese Annahme gewiss auf der Missdeutung der so gewöhnlichen,

aber tektonisch jüngeren Störungskontakte zwischen Jurakalken und ihrer Triasunterlage; die Ophitperforationen möchte ich vielmehr für eine kratogene Erscheinung halten, sie dauerte auch viel länger und geht durch den ganzen Lias — wenigstens örtlich — durch und hat ihre letzten Ausläufer in der Kreide, eventuell gar im Tertiär (Rif).

In stratigraphisch tieferen Schichtgruppen finden wir also keine Anhaltspunkte, welche vermittelst einer Orogonese verantwortlich wären für das heutige gestörte Nebeneinander. Steigen wir höher in der Formationsreihe, so finden wir eigentlich bis ins Tertiär resp. Kreideende keine zwingenden Belege dafür, dass stärkere Bewegungen Platz gegriffen hätten, soweit wir uns an die Auskunft, geliefert durch die fazielle Beschaffenheit der Sedimente, halten.

Auf andere Wege leitet die Verbreitung der einzelnen Formationen, ihre gegenseitigen Beziehungen und Kontakte, die wirklichen und scheinbaren Erosionslücken und daraus gefolgerten Transgressionen. Diesbezüglich liefert das besprochene Gebiet krasse Beispiele; die verstreuten Klippenberge, die über die Trias ausgebreiteten Kreideflächen ohne Lias-Malmzwischenschaltung und die allgemeinen Überdeckungen durch Eozänflysch und Miozänmolasse gehören hierher.

Wenden wir uns erst den vortertiären Vorgängen zu, so stellt sich die Frage nach der Bedeutung der Klippen, oder sagen wir mit einem mehr neutralen Ausdrucke, der Formationsrelikte, die insgesamt die Trias als Substrat aufweisen. Ist ihre Bildung das Produkt einer mechanischen Durcharbeitung, der Effekt tektogenetischer Vorgänge, oder ist die Auflösung einer einstmals zusammenhängenden Sedimentdecke allein die Wirkung des Abtrages? Diese Fragen sind je nach mehr tektonischer oder stratigraphischer Einstellung schon verschiedenartig beantwortet worden.

In den Jahren 1926 und 1927 entschied man sich in allgemeinen Synthesen von tektonischer Betrachtung ausgehend (R. STAUB, M. BLUMENTHAL) für grossangelegten Deckenbau und sah demzufolge in der Klippenbildung ein rein tektonisches Phänomen, das durch tertiäre Erosion noch besonders hervorgehoben wurde. Demgegenüber hatte J. GAVALA betont, dass in SW-Andalusien erst auf die Unterkreide eine Emersion folgte, auf deren Rechnung die Aufteilung der Jura-Kreidedecke in Reliktberge zu schreiben sei (62, p. 74); voran herrschte Kontinuität und Konkordanz. Neuerdings nun hat die Auffassung der Anlage eines alten Erosionsreliefs als Folge vorangehender Orogenese in R. BRINKMANN und H. GALLWITZ ihre Befürworter gefunden. In ihrer bedeutsamen Arbeit (124) schliessen sie aus den Kontaktverhältnissen bei Jaën und Cabra, dass eine kimmerische Faltungsphase vorliegt, aus welcher sich die Überlagerung des Neocom (Valenginien) auf Trias einerseits und Tithon andererseits ableitet (p. 21 und 38). Während also GAVALA von einer vollkommenen Konkordanz von Tithon und Neokom ausgeht, kommen unsere deutschen Fachgenossen

zur Auffassung, dass in präneocomer Zeit eine gebirgsbildende Phase sich eingeschaltet hat.

Unserer Auffassung nach liegt in beiden Darstellungen ein Kern der Wahrheit. Wie lassen sich aber diese Widersprüche klären, und welche Anhaltspunkte liefert unsere Transversalrichtung bezüglich der Klippenbildung?

Vorausgeschickt mag werden, dass der Verfasser seit 1928 von einer extremen Deckentektonik abgekommen ist und im Subbetikum ein auf der Nord-, resp. Aussenseite der betischen Front (d. i. citrabetisch) entstandenes Faltengebirge sieht, in welchem es freilich auch noch zu deckenförmigen Dislokationen gekommen sein mag. Und was eine präneocome Orogenese anbetrifft, so konnte der Verfasser aus der penibetischen Zone, die ihm zwar noch als „capuchon pénibétique" zur Málaga-Einheit galt, immer wieder den innigen Zusammenhang von Tithon und Unterkreide hervorheben (106, p. 138, 108, p. 70, 109, p. 14, 120, p. 53); auch für schon subbetische Elemente nördlich Granada wurde dies neuerdings in wertvoller Mitarbeit von P. FALLOT angeführt (125), indem in der Tithon-Kreidegrenze der Sierra Arana sich absolut keine Indikationen für eine kimmerische Faltungsphase feststellen lassen. In dieser Hinsicht decken sich unsere Auffassungen also mit derjenigen von J. GAVALA.

Das Vorhandensein einer durchgehenden Sedimentation Tithon-Unterkreide schliesst freilich gewisse Bodenbewegungen absolut nicht aus, und gibt es gerade in penibetischen Falten da und dort Anweisungen, dass gerade in der unteren Kreide sich bestimmte Undulationen abzeichnen, welche Ursache von Sedimentreduktion und Bildung klastischer Sedimente sein können (z. B. die Espidorazone, 106, p. 133, ferner ähnliche Beobachtungen bei Grazalema etc.).

Und nun, übergehend zur subbetischen Zone unseres erweiterten Kartengebietes, ist hervorzuheben, dass die Verhältnisse dort stark jenen der Prov. Jaën und Cordoba ähnlich sehen, indem die Unterkreidemergel auf weite Strecken direkt der Trias aufliegen, andernorts aber wieder konkordant dem Oberlias (Sierra del Tablón) oder aber dem Tithon (Estepa, Puente Genil, Zahara-Grazalema) aufliegen. Die zu ziehenden Folgerungen sind also auch im westlichen Andalusien nicht eindeutig. Bestimmt heben sich in der subbetischen Zone ausgeprägte Ommissionsperioden ab, während welcher ein belangreicher Teil der Jurasedimente reduziert oder entfernt oder gar nicht abgelagert erscheint.

Die Kreidebasis der mir bekannten subbetischen Profile ist nirgends hinreichend detritogen-nerithisch, um daraus auf ein über ein gefaltetes Gebirge transgressiv hinweggreifendes Sediment schliessen zu können. Im Gegenteil, die Kreidemergel der Sierra de las Harinas und all der anderen Punkte der Prov. Cadiz etc. zeigen eine küstenferne, eher pelagisch zu nennende Fazies, worauf auch der selten fehlende Ammonitengehalt hinweist. Einstreuung der aufgearbeiteten

Triasbasis wurde nicht wahrgenommen, und wenn solches zutrifft, so ist ihre Einlogierung in die Mergelmasse durch tektonische Bewegungen ebenso gut möglich. Ebensowenig enthält die Kreide Abtragprodukte der Klippenberge, die ja innerhalb des Kreidemeeres nach rein stratigraphischer Interpretation als Relief vorhanden sein mussten

Nach dem Angeführten möchte man also mancherorts nicht nur die präneocome Bewegung ablehnen, sondern auch die Jura-Trias- und Kreide-Triaskontakte als insgesamt nur mechanisch durch die tertiäre (oder ev. spätcretazische) Gebirgsbildungsphase bedingt erklären. Damit in Übereinstimmung wäre auch die ausgezeichnete plastische Fügbarkeit der Kreidemergel anzuführen, die sich gegenüber tektonischen Verfrachtungen sehr mobil erwiesen und den spröden auseinandergezerrten Kalk- und Dolomitmassiven sich anschmiegen mussten. Gerade das flächenhafte Ausmass, z. B. der Harinaskreide, lässt sich mit dieser Vorstellung aber schwierig vereinbaren und gewisse Kreide-Triassäume, besonders im Südwesten, sprechen doch für eine sedimentär bedingten Kontakt beider Formationen.

Der Verfasser glaubt deshalb die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen durch die aus dem Triassubstrat sich ergebenden Umwälzungen, mit anderen Worten durch die Wirkungen der über lange Zeiten wirksamen „Triastektonik" erklären zu dürfen. Und dies nach den folgenden Gesichtspunkten und vielleicht in untenstehender Aufeinanderfolge.

Die ausgesprochen lagunäre Fazies, insbesondere der unteren Abteilung der citrabetischen Trias ist bekannt. Ihre Durchsetzung mit Gips-Salzstöcken machte sie zu einer äusserst mobilen Masse. Der Gipsgehalt ist allüberall in den vorhandenen Gipslinsen und -breccien ersichtlich, der Salzgehalt ist an der Oberfläche nur mehr diffus verteilt, die vollkommen analoge Triasentwicklung Nordmarokkos enthält aber die Djebels Mellah, die „montagnes de sel gemme" an der Oberfläche; sie dürften also in Andalusien wohl auch einmal bestanden haben oder teils noch in der Tiefe verborgen sein. Doch auch ohne ihre Einfügung liegt ein genügsam durch lagunäre Ausscheidungen in einem labilen Gleichgewicht gehaltene — man denke an die Volumvermehrung bei Gipsbildung aus Anhydrid — und gewiss sehr mächtige Schichtfolge vor. Bezüglich der Mächtigkeit sei nur daran erinnert, dass bei Petrolbohrungen im Tale des Rio Guadalete bis zu 600 m Tiefe noch Trias (ohne sandige Basis) durchsetzt wurde (GAVALA, 29, p. 24), wobei freilich über Schichtlage und tektonische Häufung man sich kein Bild zu machen vermag.

Diese Triasmasse durchlief die Einmuldung zur Vortiefe, in welcher sich die liasischen etc. Sedimente bildeten. Es genügte nun der geringste tektonische Impuls, um diese Sedimentmasse in Bewegung zu bringen; es formten sich diapire Gebilde; die salinäre Schichtfolge ging zur Extravasion über. Solche Vorgänge vollzogen sich natürlich submarin und vielleicht schon recht früh (juras-

sisch?) und örtlich möglicherweise zeitlich ungleich. Eine solche Periode gesteigerter „Triastektonik" kann als Folge die Auflösung der Juradecke in Einzelstücke bewirkt haben; diese glitten auf ihrer „konvulsiven" Unterlage auseinander (die Trias schaltete sich vielerorts dazwischen) — die Geburtsstunde der „Klippen" war vollzogen; die marine Kreide breitete ihre mergeligen Absätze über das vorhandene Relief; eine ausgesprochene Periode ruhiger, noch küstenferner Sedimentation folgte; sie wird erst gegen die obere Kreide zu leichthin verdrängt, woselbst sich flyschartige Bildungen einstellen.

Diese „gemischt-orogene" Phase war natürlich da besonders von Umwälzungen gefolgt, wo die lagunäre Trias besonders salinär entwickelt war. Es wurde andernorts schon darauf hingewiesen, dass nach S zu der „Keupercharakter" der Trias abnimmt, was sich dann besonders in der malagensischen Ausbildung (Betikum von Málaga) — also in ursprünglich sehr grosser Ferne — durch die vorwiegend psammitisch-psephitischen Ablagerungen kennbar macht. In der penibetischen Zone, woselbst der salinäre Charakter der Formation schon weniger ausgesprochen war als in äusseren, subbetischen Bezirken, kam es nicht zur Extravasion, die Jura-Kreidesedimentation ging durch, höchstens gefolgt von einzelnen Wellungen; die Bildung der „fausse brèche" (faciès de remaniement sousmarin) im Oberjura kann vielleicht damit in Zusammenhang gebracht werden.

Eine stärkere, rein orogene Phase stellte sich in voreozäner Zeit ein; sie war in der axialen Zone der Cordilleren gewiss von grosser Bedeutung, ob wirklich paroxysmal, wie P. Fallot, A. Marin und der Schreibende (117) im Jahre 1930 annahmen, möchte ich heute sehr bezweifeln. Diese Überprägung schon gestörten Landes bewirkte in der subbetischen Zone weitere Veränderungen und nachfolgende Erosion, deren Wirkungen dann durch die transgredierenden Flyschsedimente verhüllt wurden.

Eine neuerliche, bestimmende Tektogenese, der ich die Hauptveränderungen zuschreibe, setzte im jüngeren Paläogen ein (voraquitan?). Der Lepidocyclinen führende Flysch ist daran mitbeteiligt. Nunmehr wälzte sich die grosse Málagadecke heran, vor sich die auf das Penibetikum sich überschiebenden rondaïden Sedimente drängend. Diese tiefste Aufwühlung des betischen Vorlandes drängte das benachbarte Kompartiment heftig nach N; die subbetische Trias, von der zufolge ihrer Fazies und vorangehender „Zerknitterung" nicht als von einer versteiften „masse morte" die Rede sein kann, wurde nochmals in Mitleidenschaft gezogen; nunmehr, schon längst ihrer jurassischen Sedimenthülle durch präeozäne Erosion beraubt, wälzt sich in der Längsrichtung der heutigen Zone von Antequera, die in sich zerrüttete Masse domförmig in die Höhe, beidseitig über ihre Ränder quellend, Pseudodecken bildend. Als kläglicher Rest all der über sie hinweggegangenen Umwälzungen trägt sie die kleinen, versprengten Zeugenberge, die „Klippen" von Olvera.

Wohl stehen dieser theoretischen Auffassung des Werdens der peni-subbetischen Cordilleren auch manche Bedenken entgegen. Ihre Abwägung sei hier nicht weiter verfolgt, sondern bleibe es dem Fortschritt der Kenntnis des Landes anheim gestellt, als Prüfstein zu wirken.

Rückblickend seien allein nochmals die Phasen übersehen, welche in der Formung des Antlitzes des heutigen Gebirges in einer subbetischen Region seit der ersten Anbahnung zum alpinen Orogen besonders einflussreich waren:

1. Anfänge zur Bildung des alpinen Sedimentationstroges (Vortiefen-Geosynklinale): Spättrias-Beginn Lias.
2. Extravasionsphasen der subbetischen, lagunären Trias; Beginn der Klippenbildung: Spätjura-Frühkreide (vorwiegend vorneocom).
3. Ruhige Sedimentationsphase, gefolgt von voreozäner (obercretazischer?) Faltungsphase; tiefgreifender Abtrag; zonal verteilte, restliche Flyschmeere der Oberkreide.
4. Inundation durch das transgredierende tertiäre Flyschmeer; mächtige Nummuliten-Flyschbildungen: Eozän (pp. Lutétien, pp. Priabonien)-Mittel-Oligozän.
5. Paroxysmale Faltungsphase; Deckenbildung in der betischen Axialzone; kräftige Umwälzungen in der peni- und subbetischen Zone; posthume antibetische Bewegungen.
6. Tiefgreifender Abtrag, Inundation im Untermiozän (Burdigalien), neuerliche Emersion und schwache posthume Verbiegungen;
7. Pliozäne Ingressionen und postpliozäne Hebungen bis zur Jetztzeit.

Aus dieser Zusammenstellung geht also hervor, dass als wirklich aktive, regionale und rein orogenetische Phasen in unserem Cordillerenabschnitt in nachpaläozoischer Zeit allein eine laramisch-frühpyrenäische und eine savische Periode in Betracht kommen.

Ergänzende Literaturliste für 1933—34.

(Die Numerierung schliesst an die Liste in Lit. 120, Eclog. geol. helv. Vol. 26, an.)

119. Banting, A. H. Der Bau der betischen Kordillere und ihre Stellung im mediterranen Orogen. Geolog. Rundschau, Bd. XXIV, 1933.

120. Blumenthal, M. Geologie der Berge um Ronda. Eclogae geol. Helv. Vol. 26, 1933.

121. Blumenthal, Maurice. Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du Sud - Ouest de l'Andalousie. Comptes rendus d. s. d. l'Ac. d. Sciences, t. 197, p. 1138, Paris 1933.

122. Blumenthal, M. Sur l'autochtonie du pénibétique dans la province de Cadiz, ibid. t. 197, p. 1668, 1933.

123. BLUMENTHAL, M. Sur l'existence de poussées antibétiques en Andalousie. ibid. t. 198, p. 189, 1934.

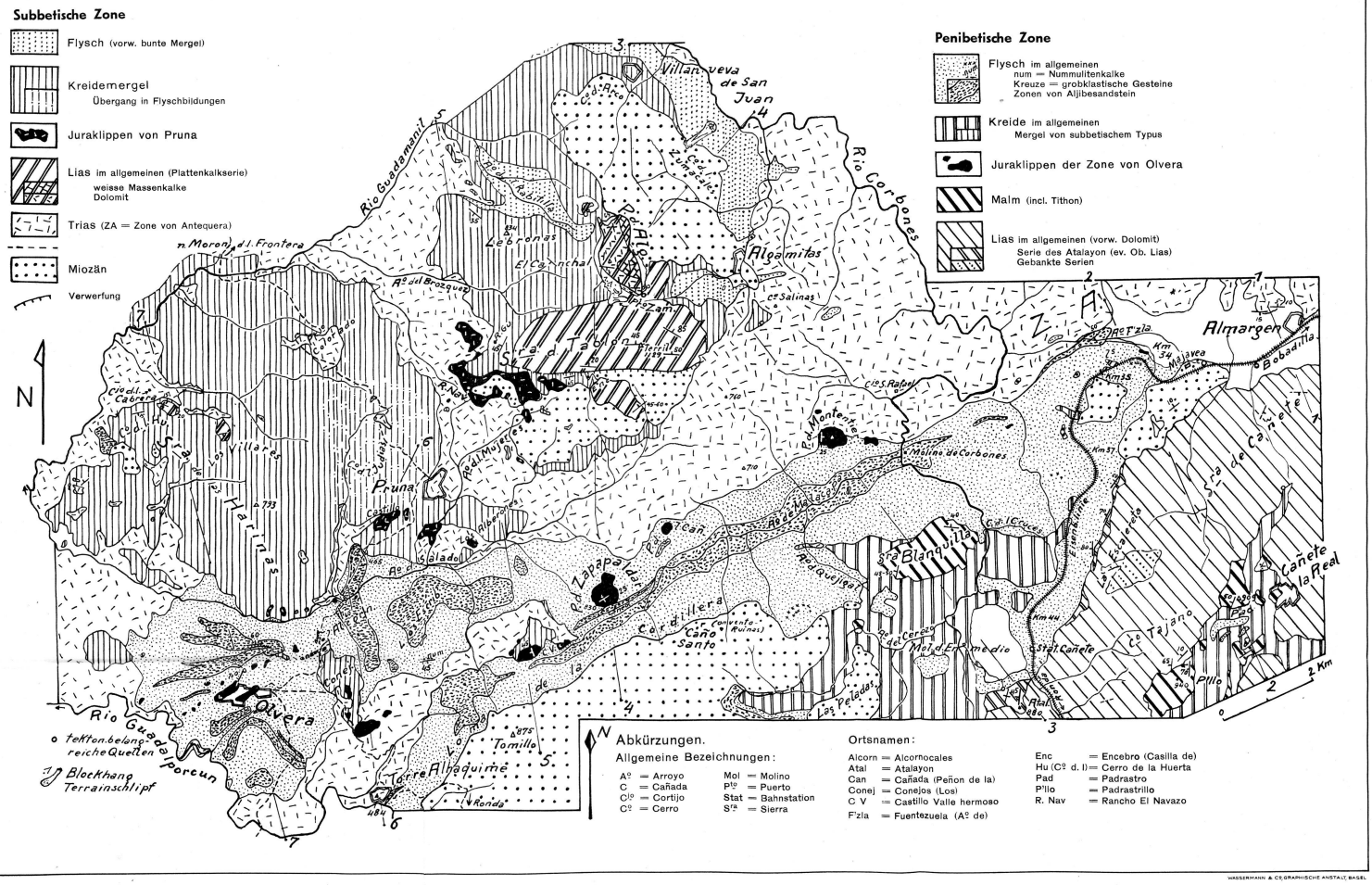
124. BRINKMANN, R. und GALLWITZ H. Der betische Aussenrand in Südost-Spanien. Abh. der Ges. d. Wissensch. z. Göttingen, Math.-phys. Klasse, III. Folge, Heft 8, Berlin 1933.

125. FALLOT, P. et BLUMENTHAL M. Observations géologiques dans la Sierra Arana entre Grenade et Guadix. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, S. geol. Num. ??, Madrid, 1934 (im Druck).

Manuskript eingegangen am 2. April 1934.

Geologische Kartenskizze des Grenzgebietes der drei andalusischen Provinzen Malaga, Sevilla und Cadiz (Almargen-Olvera).

1:75000



WASSERMANN & CIE. GRAPHISCHE ANSTALT, BASEL