

Werk

Titel: Regionale Tektonik und Stratigraphie

Jahr: 1933

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1933_0008|log8

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

Vordergrund standen, während die Rand- und Vorlandgebiete kaum berührt wurden. Eingeleitet wurde diese Periode durch das monumentale Werk der Mission d'Andalousie (M. BERTRAND, W. KILIAN u. a.), dann folgen Arbeiten der Pariser Schule (R. NICKLÈS, R. DOUVILLÉ). In den letzten Jahren hat insbesondere P. FALLOT eine Reihe wichtiger und wertvoller Untersuchungen durchgeführt, die sich auf den ganzen Gebirgsbogen von den Balearen bis zum Rif verteilen. Die Arbeiten von H. A. BROUWER und seinen Schülern, von M. BLUMENTHAL, R. V. KLEBELSBERG, R. STAUB greifen sachlich nicht in unser engeres Gebiet ein, doch werden wir uns mit den darin ausgesprochenen Synthesen auseinanderzusetzen haben.

II. Regionale Tektonik und Stratigraphie.

1. Der Guadalquivirbruch von Andújar bis Alcaraz.

(H. G.)

Das Becken des Guadalquivir mit seinen weitgedehnten Olivenplantagen und Feldern, die den Reichtum Andalusiens darstellen, wird im Norden von der Sierra Morena begrenzt, einem Gebirge, das wegen seines düsteren Charakters, seiner Unwirtlichkeit und geringen Besiedlung hinreichend berüchtigt ist. Der Gegensatz zwischen beiden Landschaften ist denkbar groß und tritt besonders noch dadurch hervor, daß sie stets scharf aneinander grenzen. Unmittelbar neben den Olivenplantagen beginnen Eichengestrüpp und dürftiger Graswuchs, die allein die Hänge der Sierra Morena bedecken. Neben dem tiefgründigen, lockeren Boden, den die relativ jungen Schichten des Guadalquivirbeckens bilden, erscheint unmittelbar das gefaltete und z. T. kristalline Grundgebirge mit seiner geringen Bodenbedeckung, wenn es nicht überhaupt als nackter Fels zu Tage tritt.

Dank dieser scharfen Grenze in der Landschaft wurde der Nordrand des Guadalquivirbeckens schon frühzeitig als Verwerfung erkannt, besonders in seinem westlichen Teil, wo durch die orographischen Verhältnisse die Gegensätze in der Landschaft noch stärker betont werden. Im untersuchten Gebiet ist diese Störungsline ein recht kompliziert gebautes tektonisches Gebilde, aus einer Schar von Verwerfungen und Flexuren bestehend. Nach Osten zu verklingen die Störungen in der Gegend von Alcaraz.

Schichtfolge.

Die Schichten des Guadalquivirbeckens, die nach Norden an Brüchen abstoßen oder an Flexuren zum Ausstrich kommen, zeigen,

(1190)

daß das Becken zeitweise größere Ausdehnung besessen hat, als es der heutigen Verbreitung dieser Schichten entspricht; sie enthalten aber auch gleichzeitig Anzeichen dafür, daß der primäre Beckenrand in nicht allzugroßer Ferne im Norden lag.

Die paläozoische Unterlage besteht aus stark gefalteten Schiefeln, Grauwacken und Quarziten, in denen mächtige Granitintrusionen stecken. Diese Gesteine wurden nicht im einzelnen untersucht, es sei deswegen auf die einschlägige Literatur verwiesen.

Wie überall im Guadalquivirbecken bildet die Trias in terrestrischer Fazies das tiefste Glied der Beckenschichten. Sie liegt stets diskordant auf dem variscisch gefalteten Untergrunde, verdankt also einer weiten terrestrischen Extension ihre Entstehung. Ihr Liegendes ist meist tiefgründig verwittert und örtlich sekundär rot gefärbt. Die vortriassische Einebnung ist nicht vollständig gewesen. Örtliche Auftragungen des Paläozoikums bis zu Höhen von einigen 10 m haben noch bestanden, an welche sich die Triasschichten anlagerten.

Entlang der Sierra Morena sind meist basale Konglomerate entwickelt, die ihre größte Mächtigkeit im Westen des untersuchten Gebietes nördlich von Marmolejo erreichen. An beiden Ufern des Guadalquivir, der hier in das Paläozoikum einschneidet, ist das Auflager des Buntsandsteins aufgeschlossen, dessen allein erhaltene Basisschichten aus einer bis zu 20 m mächtigen, wenig verfestigten Konglomeratmasse bestehen. Die meist ausgezeichnet gerundeten Gerölle sind vorherrschend ein körniger Quarzit; sie besitzen Durchmesser bis zu einigen Zentimetern. Das Bindemittel ist ein rötlich-violetter, sandiger Ton, dessen Farbe meist auch auf die Gerölle übergegangen ist.

Weiter nach Osten treten derartige Quarzitkonglomerate an der Basis des Buntsandsteins immer wieder auf, ohne daß eine ebenso große Mächtigkeit erreicht wird, meist bleibt sie unter 10 m. In der Umgebung von Linares treten Sandsteine und Arkosen an die Stelle der Konglomerate und noch weiter östlich, in der Gegend von Alcaraz liegen rote Tone an der Basis der Trias.

Höhere Schichten der Trias, insbesondere der Keuper, treten nicht an die Guadalquivirstörung heran. Er ist bereits vor Ablagerung des Tertiär erodiert worden. Daß er ursprünglich vorhanden war, geht mit Sicherheit aus seiner gleichmäßig aushaltenden Fazies gipsführender Tone und Mergel hervor, in der er nur wenige 100 m von der Störung entfernt angetroffen wird. Sie haben eine Mächtigkeit bis zu 60 m, ohne daß die Grenze gegen

die in ähnlicher Fazies entwickelte tiefere Trias genauer festzulegen wäre. Der Gips findet sich in dünnen Lagen den Tonen eingeschaltet. Er fehlt nur nordwestlich Alcaraz.

Das Hangende bilden marine Dolomite und Kalke (Carñiolas und Jura) von hellgrauer und gelblicher Farbe. Auch sie haben ehemals über die heutige Guadalquivirstörung hinübergegriffen. Zweifellos ist dies für den ganzen nordöstlichen Teil der Sierra Morena, etwa von Linares an, der Fall gewesen. Denn von hier an treten die Dolomite in einzelnen Zeugenbergen noch dicht an die Störung heran und umfassen schließlich gemeinsam mit der terrestrischen Trias im Liegenden den Nordostsporn des Gebirges von drei Seiten.

Das Tertiär liegt im Bereich der Guadalquivirstörung allen bisher beschriebenen Schichten auf und greift auch örtlich auf das Paläozoikum über. Die Sedimentation beginnt mit dem Burdigal, an dessen Basis geringmächtige hellgelbe Kalke entwickelt sind. Sie können in mürbe Kalksandsteine übergehen und auch vereinzelte Gerölle führen. Die Transgression muß sehr ruhig, aber doch so rasch vor sich gegangen sein, daß es zu keinen ausgesprochenen Konglomeratbildungen kommen konnte. Wo sich einmal häufiger Gerölle finden, wie nordwestlich Andújar, entstammen sie den Basalkonglomeraten der Trias in ihrem unmittelbaren Liegenden. In solchen Fällen ist die Trennung von Burdigal- und Triaskonglomerat oft schwierig, da auch die rote Farbe in das Tertiär übergehen kann, wenn sie auch hier meist etwas abgeschwächt ist.

Über diesen Basalbildungen folgen helle Mergel, in die sich mit unregelmäßigen Abständen weitere Kalk- und Sandsteinbänke einschalten. Südlich La Carolina ist es zur Bildung ausgedehnter Austernbänke gekommen, die ausschließlich aus den großen Schalen der *Ostrea crassissima* LAM. bestehen.

Wie die Trias, erreicht auch das Miozän am Nordrand des Guadalquivirbeckens keine großen Mächtigkeiten, da die höheren Schichten auf die zentralen Teile des Beckens beschränkt sind.

Die jüngsten Schichten sind mächtige, unverfestigte Aufschüttungen, die vorherrschend aus Quarzsanden und Kiesen mit unregelmäßig eingelagerten Quarzgeröllhorizonten bestehen. Ferner finden sich kräftig rotbraun gefärbte, tonige Sande eingeschaltet, die den Eindruck von eingeschwemmten Roterden machen. Stets sind aber die obersten 30—40 cm hellgelb gebleicht. Die rotbraune Farbe kommt daher erst dort zum Vorschein, wo an steileren Hängen kleine Rutschungen stattgefunden haben, wodurch die

Berge ein eigentümlich rot und gelb geflecktes Aussehen erhalten. Die Mächtigkeit dieser Schottermassen ist nordwestlich Andújar am Cerro del Moro am größten und erreicht hier den ansehnlichen Betrag von 200 m.

Diese Schotter liegen auf Burdigal, Buntsandstein und auch unmittelbar auf Paläozoikum. Entlang der Guadalquivirstörung finden sie sich nur noch in kleineren Erosionsresten von geringer Mächtigkeit, so bei La Carolina im Hangenden des Burdigal und schließlich am Ostende des Guadalquivirbruches in der Gegend von Alcaraz. Sie greifen hier von Molasse auf Jura über, den sie weithin oft nur als lockere Schotterbestreuung bedecken und mit dem sie das Ostende der Sierra Morena umrahmen.

In Ermangelung von Fossilien läßt sich das Alter dieser Schotter nur aus ihrer Lagerung ableiten. Eine schwache Diskordanz besteht zum Liegenden, das noch Burdigal enthält. Während nun im Westen bei Andújar und La Carolina die Schotter in etwa 500 m Höhe liegen, steigen sie im Osten bei Alcaraz bis auf 1180 m an. Zu dem heutigen Entwässerungssystem zeigen sie keinerlei Beziehung. Es dürfte sich demnach um jungmiozäne Ablagerungen handeln, wie sie weiter östlich größere Verbreitung erlangen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Lückenhaftigkeit der Sedimente, die für das ganze Guadalquivirbecken charakteristisch ist, nach Norden noch zunimmt. Der Südrand des Mesetablockes tauchte nur teilweise und für kurze Zeiten so tief hinab, daß er mit Sedimenten bedeckt wurde, die bei geringer Rückläufigkeit der Bewegung gleich wieder durch die Erosion mehr oder weniger beseitigt wurden. Bei derartig stark schwankender Lage der Grenze jeweiliger Sedimentation und Abtragung kann von einer so scharfen Nordgrenze des Beckens nicht die Rede sein, wie sie jetzt durch die Guadalquivirstörung gegeben ist.

Tektonik.

(Hierzu Prof. 4—6, Taf. 1 u. die Lagerungskarte Taf. 2.)

Die Guadalquivirstörung hat nicht den einheitlichen und einfachen tektonischen Bau, wie man ihn bei der klaren landschaftlichen Trennung der Sierra Morena vom Guadalquivirbecken erwarten könnte. Besonders überrascht die Tatsache, daß die Sprunghöhe der Verwerfung im untersuchten Gebiet selten einmal 100 m erreichen dürfte, was HENKE (1926) veranlaßte, ihren Verlauf unmittelbar am Südfuß der Sierra Morena zunächst überhaupt abzulehnen, bis er sich auf Grund weiterer Exkursionen (HENKE

(1193)

1927) mit den geringen Verwerfungsbeträgen dieser berühmten Störung abfinden mußte.

Der Bau des Beckennordrandes wechselt zwischen flexurartiger Aufbiegung und Aufstieg an Verwerfungen. An den mehr ost-west-streichenden Abschnitten der Störung herrscht flexurartiger Charakter vor, wobei Neigungswinkel bis zu 20° gemessen wurden. Ihre steil nordöstlich bis nordnordöstlich streichenden Teile sind dagegen als Verwerfungen ausgebildet. Ihr Einfallen ist steil und geht meist nach Südosten, jedoch kommen auch saigere und steil nach Nordwesten fallende Störungen vor. Dies Verhalten ist das gleiche, wie es von CHALÓN (1904) und anderen für die erzführenden Gänge von Linares angegeben wird. Nur am nordöstlichen Ende der Sierra Morena nimmt die Störung deutlich den Charakter einer Überschiebung an, die mit 60° nach Nordwesten einfällt.

Neben Vertikalverstellungen an diesen Sprüngen, die im Gebiet von Linares wechselnden Bewegungssinn zeigen, sodaß es zur Bildung von Gräben und Horsten gekommen ist, kommen auch Blattverschiebungen vor. HENKE (1926) wies an dem etwa ost-westlich streichenden Guindogang nördlich La Carolina an der Versetzung eines Quarzporphyrganges einen horizontalen Verschiebungsbetrag von 100 m nach in dem Sinne, daß die südliche Scholle relativ nach Osten bewegt wurde, ohne nennenswerte Vertikalverschiebungen auszuführen.

Überblickt man nun das Kartenbild der Guadalquivirstörung und sieht, wie die im allgemeinen west-östlich verlaufende Hauptstörung sich nordöstlich Andújar in eine Schar nordöstlich streichender Verwerfungen aufsplittert, die sich nach Ostnordost vorstaffeln, und wie sich diese Erscheinung in schwächerem Maße bei Navas und Chiclana wiederholt, so liegt es nahe, hier nach der Ursache des regelmäßigen Wechsels im Bau der Störung je nach ihrem Streichen zu fragen. Diese ist zunächst in der Struktur des tieferen Untergrundes zu suchen. Denn solange die Guadalquivirstörung etwa ost-westlich streicht, weicht sie nicht mehr als 20° von der Streichrichtung des Grundgebirges ab. Örtlich ist sogar das jüngere Streichen bereits in dem des Grundgebirges vorgezeichnet wie in der Sierra de Córdoba, wo das Streichen der Granitkörper und der jüngeren Eruptivgesteine mit Annäherung an die Flexur deutlich in die Ost-West-Richtung einlenkt. Es scheint demnach, daß das gefaltete Grundgebirge eine Abbiegung noch so lange im wesentlichen bruchlos erlaubte, als diese nicht mehr als etwa 20° von seinem Streichen abwich. Wo die Ab-

(1194)

senkung, weiter nach Norden vorgreifend, notwendig zu stärkerer Abweichung vom alten Streichen kam, wurde der Biegungswiderstand zu groß. Es boten sich aber gleichzeitig in der neuen Richtung zahlreiche Querklüfte zur Auslösung der Spannungen dar, sodaß an ihnen die Absenkung des Guadalquivirbeckens sprungweise nach Nordosten vorgreifen konnte.

Mit dieser Vorstellung des Bewegungsmechanismus läßt sich die weitere verbinden, daß neben der Absenkung eine relative Ostbewegung des Guadalquivirbeckens einhergegangen ist. Anzeichen dafür liegen, wie schon erwähnt, vor. Die nordoststreichenden Sprünge würden dann zugleich als Fiederklüfte zu deuten sein. Über ihr Verhalten zu den in gleicher Richtung streichenden Erzgängen von Linares ist noch zu wenig bekannt, um Schlüsse auf das Alter der Erze ziehen zu können, die, wie auch KRUSCH (1928) neuerdings wieder betonte, zu der älteren Bleierzformation zu rechnen sind. Immerhin ist ihr nachtriassisches Alter durch das Auftreten der Erze auch in der Trias durch HENKE (1926) erwiesen, und da von ihm Bewegungen, die jünger sind als die Erzbildung, nur in geringem Ausmaße beobachtet werden konnten, stehen jungtertiäre Tektonik und Erzbildung möglicherweise in engem zeitlichen Zusammenhang. Die Anordnung und bis zu 3 m anschwellende Mächtigkeit der Gänge des Linaresdistriktes würden als Fiederklüfte der Guadalquivirstörung eine befriedigende Erklärung finden.

Neben der räumlichen Gliederung der Guadalquivirstörung ist auch eine zeitliche Differenzierung festzustellen. Die Schotter des Jungmiozän sind von Verwerfungen und Verbiegungen noch betroffen worden. Diese sind daher frühestens der attischen Phase, wahrscheinlich aber der rhodanischen zuzurechnen. Ihr junges Alter kommt deutlich in der Morphologie zum Ausdruck.

Vor dem Burdigal haben ältere Bewegungen stattgefunden, die sich an Brüchen bei Vilches nachweisen lassen, wo das Burdigal über mehrfach verworfene Trias transgrediert. Vorburdigale Verbiegungen der Trias kommen auch deutlich in der Isohypsenkarte der Triasunterkante zum Ausdruck, wenn man sie mit derjenigen der Tertiärunterkante vergleicht (Taf. 2). Es zeigt sich, daß eine nordöstlich streichende Flexur südöstlich von Linares die rasche Zunahme der Triasmächtigkeit unter dem Burdigal bewirkt. In dieser Zone haben nur unbedeutende nachmiozäne Bewegungen stattgefunden, die sich erst weiter nordwestlich am La Carolina-Sprung und seinen Begleitern ausgewirkt haben. Das durch sein mächtiges Tertiär auf geringer Triasunterlage ausgezeichnete

Becken von La Carolina stellt demnach eine burdigale Angliederung an das Guadalquivirbecken dar, das durch die nachmiozäne Orogenese seine heutige Abgrenzung nach Nordwesten erhielt.

Im weiteren Fortstreichen gegen Westen scheint sich die Guadalquivirstörung bis in die Gegend von Córdoba im ganzen gleichförmig zu verhalten, dann jedoch an Intensität und Sprunghöhe abzunehmen. Das zeigen insbesondere die geologischen und geophysikalischen Untersuchungen von SIÑERIZ an dem unter Tertiär untertauchenden kleinen Kohlenbecken von Villanueva de la Mina nördlich Sevilla, wo die Miozänmolasse mit ganz flachem Fallen von durchschnittlich 3—4° vom Sierra Morena-Rande nach Süden absinkt. Hier handelt es sich also nur noch um eine ganz geringfügige Flexur; von einem evtl. vormiozänen Bruch, den SIÑERIZ aus einigen seiner Messungen erschließen will, kann keine Rede sein. Vielmehr erweisen die Bohrungen sowie die magnetischen und seismischen Daten ein ganz allmähliches Absinken der Oberfläche des Paläozoikums bis auf mindestens 7 km Entfernung vom Gebirgsrande. Auffallend ist, daß die Guadalquivirflexur in diesem Gebiete nicht posthum ist, denn weder verbreitert sich die Karbonmulde unter dem Miozän, noch stellt sich nach der Tiefe zu Trias ein. Das läßt an die Möglichkeit denken, daß die alte vormiozäne, durch den Triasrand gekennzeichnete und die junge nachmiozäne, am Tertiärausstrich verfolgbare Störungszone in dem Gebiet westlich von Andújar—Córdoba nicht mehr wie im allgemeinen im Osten zusammenfallen, sondern sich spitzwinklig überschneiden.

Einzelbeschreibungen.

Gebiet nördlich Andújar.

(Blätter 904 u. 883.)

Die Guadalquivirstörung ist auf dieser genau ost-westlich streichenden Strecke eine Flexur. Ein schönes Profil ist durch das Tal des Río Jándula kurz vor seiner Einmündung in den Guadalquivir aufgeschlossen. Auf die sich nach Süden absenkende Erosionsfläche der paläozoischen Schiefer legt sich das Burdigal mit hellen Kalken, die zahlreiche Austern führen, und schwach sandigen Mergeln auf. Es fällt mit 10° nach Süden ein. Nur wenig südlich des jetzigen Ausstriches des Burdigal schaltet sich unter diesem und über dem Paläozoikum die Trias mit roten Sandsteinen und Tönen ein (vgl. Abb. 1). Sie nimmt nach Süden rasch an Mächtigkeit zu, da sie um ca. 2° stärker geneigt ist als das Miozän, sodaß ihre Sandsteine am rechten Steilufer des Guadalquivir schon eine Wand von etwa 10 m Höhe bilden.

Im weiteren Verlauf der Flexur nach Osten bewirkt die geringe Diskordanz zwischen Trias und Miozän, daß bald dieses, bald der Buntsandstein dem Paläozoikum auflagern. Da ferner einzelne Erosionsreste des

Buntsandstein bis zu 2 km weit in das Gebirge hinaufreichen, auch dort, wo an der Flexur das Miozän unmittelbar dem Paläozoikum aufliegt, muß der Miozäntransgression hier eine schwache Wellung des Untergrundes vorgegangen sein. Die vormiozäne Verebnung steigt jetzt mit den Höhen des südlichen Gebirgsabfalles an und scheint auch in seinen höheren Teilen morphologisch von Bedeutung zu sein.

N

S

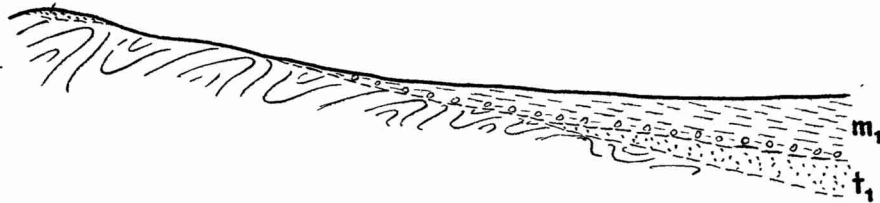


Abb. 1. Profil der Guadalquivirflexur am Rio Jándula westlich Andújar.

Erklärung s. Abb. 2.

Maßstab 1 : 9000.

An verschiedenen Punkten des Ausstriches der Burdigalbasis erwiesen sich diese Schichten als recht fossilreich. Der Kalk kann örtlich als Muschelbrekzie entwickelt sein, in der dann allerdings nur selten gut erhaltene Stücke zu finden sind. Von Muscheln sind Austern, große *Pecten* und *Pectunculus* häufig. Ferner findet sich *Clypeaster* meist in Bruchstücken. Von Interesse ist auch ein Säugetierzahn, über den mir Herr Professor Dr. E. STROMER, München, in dankenswerter Weise mitteilte, daß ein Kronenbruchstück eines Huftierzahnes, wohl eines Perissodactylen, vorliege. „Da die Substanz des Fossiles an sich sehr fest und gut ist, lohnt es sich in der betreffenden Ablagerung nach vollständigeren Resten zu suchen.“

Gebiet von La Carolina und Linares.

(Blätter 884 u. 905.)

Mit der Umbiegung der Guadalquivirstörung nach Nordosten nordöstlich Andújar wird aus der Flexur eine saiger stehende Verwerfung. Sie ist in den kleinen Tälchen, die aus dem Gebirge herunterkommen, mehrfach aufgeschlossen und zeigt, daß auch die jungmiozänen Schotter von ihr noch betroffen worden sind; mit den liegenden Burdigalmergeln stoßen sie gegen Granit ab (Abb. 2). Nordöstlich des Cerro del Moro

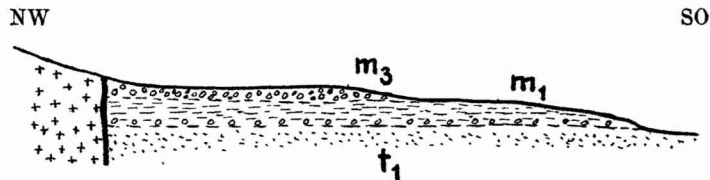


Abb. 2. Profil des Guadalquivirbruches nordöstlich Andújar.

t_1 Tiefere Trias, m_1 Burdigal, m_3 Jungmiozän.

Maßstab 1 : 50 000.

(1197)

treten keine nachpaläozoischen Sedimente mehr an diese Verwerfung heran, doch ist sie als deutliche Geländestufe noch einige Kilometer im Streichen zu verfolgen.

Der 6 km östlich aufsetzende Parallelbruch übernimmt nun die Fortführung der Guadalquivirstörung. Von kleinen spitzwinklig abzweigenden Teilstörungen abgesehen, ist es eine einheitliche bis über La Carolina hinaus zu verfolgende Verwerfung, der La Carolina-Sprung HENKE'S. Auch sie steht mit nur geringen Abweichungen von einigen Grad saiger. Gute Aufschlüsse lagen z. Z. bei Baños de la Encina, wo die Verwerfung durch Straßenbau angeschnitten wurde und in einem Bahneinschnitt nordöstlich La Carolina. Von den beiden Parallelstörungen, die hier zu beobachten sind, fällt die nordwestlich gelegene mit 80° nach Nordwest, die südwestliche, innerhalb der Trias gelegene, mit etwa 70° südöstlich. An der Grenze gegen das Paläozoikum ist eine 1 m mächtige Breccie entwickelt, die stark vererzt ist (Abb. 3).

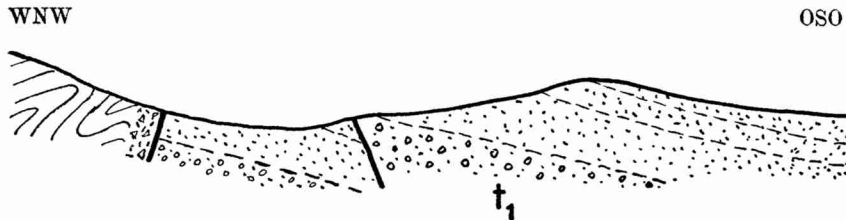


Abb. 3. Profil der Guadalquivirstörung nördlich La Carolina.

Signaturen wie Abb. 2.

Längenmaßstab 1:900 (überhöht).

Südwestlich von Linares ist die Trias gegen einen kleinen Granithorst verworfen, über den das Burdigal ungestört transgrediert.

Das Tertiärbecken von La Carolina steht nur im Südwesten mit dem Guadalquivirbecken in unmittelbarer Verbindung. Nach Südosten schließt sich ein tektonisches Hochgebiet an, in dem das Tertiär vollständig abgetragen ist. Nur die sehr widerstandsfähigen Basiskonglomerate der Trias liegen noch in Erosionsresten auf dem variscischen Untergrunde, der hier vorherrschend aus Granit besteht. Die Heraushebung dieser Scholle ist im Nordwesten an nordöstlich streichenden Brüchen erfolgt. Sie ist in sich zu einem flachen Gewölbe verbogen, dessen südöstliche Abdachung die Mesa de Linares bildet. Die Isohypsenkarte der Triasunterkante, aber auch diejenige des Tertiär zeigen deutlich diese Aufwölbung. Nahe an ihrem nordwestlichen Rande ist in sie ein nordöstlich streichender Graben um etwa 40 m eingesenkt, der als solcher auch in der Landschaft ausgezeichnet in Erscheinung tritt, sodaß es sich auch hier um junge, nachmiozäne Bewegungen handeln dürfte.

Im übrigen ist die Mesa de Linares heute ein trostloses Ruinenfeld durch die zahllosen auflässig gebliebenen Gruben, die sich in mehr oder weniger fortgeschrittenen Stadien des Verfalls befinden. Nur sehr wenige besonders leistungsfähige Schächte sind noch in Betrieb.

Nach Südosten, in der Höhe der Stadt Linares, legt sich das Tertiär

der noch geringmächtigen Trias auf. Nur 3 km östlich der Stadt befindet sich ein kleiner Triasaufbruch, der deswegen von besonderem Interesse ist, weil hier das Burdigal auf flexurartig abbiegenden Schichten der Trias mit deutlicher Diskordanz aufliegt. Erst südlich von Linares schwillt also die Trias im Untergrunde des Tertiär zu größerer Mächtigkeit an, während sie weiter nördlich vor dem Burdigal bis auf die Basisschichten abgetragen wurde. Auch das Tertiär hat in dieser Zone posthum eine deutliche Abbiegung gegen das Becken hin erfahren.

Folgt man der Richtung der Flexur weiter nach Nordosten, so erscheint entlang der Bahnstrecke Baeza—Vilches eine Schar saiger stehender Verwerfungen, an denen die Trias staffelförmig gegen das Becken abgesunken ist. Das Tertiär ist bis auf kleine Reste erodiert, zeigt aber auf einem Berge östlich des Bahnkilometers 297 dicht südwestlich Vilches, daß auch hier wieder z. T. vorburdigale Bewegungen stattgefunden haben (Abb. 4). Das Profil im Liegenden des nur in geringer Mächtigkeit er-

NW

SO

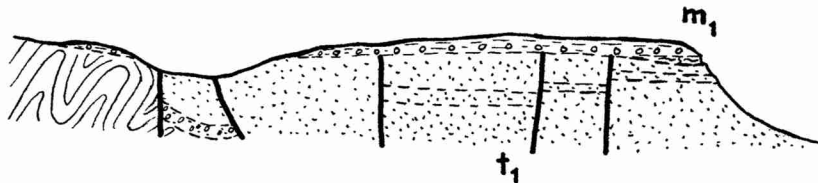


Abb. 4. Vorburdigale Störungen bei Vilches.

Signaturen wie Abb. 2.

Maßstab 1 : 10 000.

haltenen Burdigal ist am vollständigsten auf der Ostseite des Berges, die zugleich seine höchste Erhebung darstellt, denn hier liegt noch ein kleiner Rest von Carnioladolomiten der Trias auf. Weiter nach Westen wird an saiger stehenden Verwerfungen die Trias mehrfach disloziert, was an der Versetzung einzelner Sandsteinbänke besonders gut beobachtet werden kann. Leider lassen sich nur selten Sinn und Betrag des jeweiligen Verwurfes feststellen, da in dem eintönigen Triasprofil zu viele einander ähnliche Horizonte sich wiederholen. Jedenfalls liegt das Burdigal ungestört darüber mit deutlichem Einfallen nach Westen, also auffälligerweise vom Becken fort. In einem kleinen Tälchen am Westende des Berges, dicht unterhalb der Bahn, erscheint schließlich das Paläozoikum mit dunklen Phylliten an einer mit 60° nach Osten fallenden Störung mit deutlicher Schlepplage der Trias.

Gebiet zwischen Vilches und Castellar.

(Blätter 885 u. 906.)

Das Paläozoikum besteht zumeist aus Quarziten und rauhen Schiefeln, nur zwischen Vilches und Übeda treten einige Vorkommen von Granit (mit einer Reihe alter Abbaue auf Bleizinkerzgänge) heraus. Die Trias lagert einer mehr oder weniger stark zersetzten und oftmals 20 m tief durch Eisenhydrat rot infiltrierten Einebnungsfläche auf und beginnt i. a. mit einem mäßig groben Basalfanglomerat von 1—10 m Dicke, über dem

(1199)

Granit jedoch mit etwa 5 m grober Arkose. Darüber folgen Sandsteine, tonige Sande und Letten, schließlich dicht unter den Carniolas bunte Gipsmergel. Ein gutes Bild des Schichtaufbaus liefert ein Profil am Jarabancil 3 km nordöstlich Vilches:

Hangendes: Helle Carniolasdolomite

60 m grüne und rote Tone mit Gips und einzelnen geringmächtigen Sandsteinbänkchen

5 m feinschichtiger, heller Sandstein, feinkörnig und wenig verfestigt

10 m rote und grüne Tone mit steinmergelartigen Lagen, kleinen Kalkkonkretionen und Kalkgeröllchen (Vertretung des Muschelkalk?)

20 m rote und helle, mittelkörnige Sandsteine mit Kreuzschichtung, oft zwei Bänke bildend, von denen dann die untere meist hell gefärbt ist

70 m dunkelrote und violette, sandige Tone mit vereinzelt Sandsteinbänken

5—10 m Basalkonglomerat mit gut gerundeten Geröllen vorherrschend aus Quarzit

Liegendes: Paläozoikum.

Burdigal ist in einzelnen kleinen Relikten der Erosion entgangen; die Fazies, helle Mergel und geröllführende Kalke von wenigen Metern Mächtigkeit, ist zwar küstennäher als im eigentlichen Guadalquivirbecken, aber von einem nahen Strande, der etwa mit der heutigen Störungslinie zusammenfiel, kann keine Rede sein.

Die Struktur ist sehr einfach, im allgemeinen fallen die Schichten mit einer sanften Flexur von wenigen Grad Gefälle, das zwischen Vilches und Navas gegen Südsüdosten geht, von da ab ziemlich plötzlich gegen Südosten umschwenkt. Selten sind steilere Schichtneigungen, die örtlich, z. B. nördlich Navas bis zur Senkrechten gehen können. Die Grundgebirgsinseln südlich Vilches stellen Aufwölbungen dar, die durch 70—90° fallende Störungen z. T. horstartig gestaltet sind.

Zwei Störungsphasen lassen sich unterscheiden, einer schwächeren vorburdigalen folgte die nachburdigale Hauptbewegung, allerdings keineswegs auf streng posthunen Bahnen. Man könnte erwarten, daß die Flexur bereits in vormiozäner Zeit angelegt wurde. Davon ist aber keine Rede, vielmehr greift das Miozän, z. B. bei und südlich Vilches, gerade nach Süden und Südwesten auf ältere Gesteine über; es herrschten also zum mindesten stellenweise früher umgekehrte Schichtneigungen als heute.

Gebiet zwischen Castellar und Génave.

(Blätter 864, 865 u. 886)

Die Schichtfolge ist die gleiche wie weiter westlich, dagegen ist die Tektonik des Sierra Morena-Randes hier etwas komplizierter, indem die Flexur durch die Einschaltung niedrig angeordneter Falten treppenförmig gestuft ist. Es hat den Anschein, als ob der abermalige Knick im Verlauf der ganzen Abbiegungszone, die bei Chiclana stärker nach Nordosten herumschwenkt, ähnlich wie bei Navas, nur in verstärktem Maße, zu Dislokationen führte.

Nördlich von Castellar liegt am Rio Montizón eine erste Sattelungs- und Muldenzone, die von steilen Brüchen durchsetzt wird. In nächster

(1200)

Nähe des Paläozoikum sind hier noch Carniolas und ein kleiner Rest von Miozän erhalten, letzterer allerdings auf tieferer Trias auflagernd, sodaß man auch hier wieder ältere Bewegungen annehmen muß. Eine große Mulde streicht sodann von Castellar über Chiclana in die Sierra Morena hinein, in deren Zentrum Carniolas und 40 m sandiges Burdigal erhalten sind. Östlich und südlich von Chiclana folgen zwei gegeneinander versetzte Störungen, die beide an ihrem Westende als 60—75° nordfallende Überschiebungen beginnen und im Fortstreichen nach Osten in steile, echte Verwerfungen übergehen. Hier lassen sich also in Verbindung mit gewissen Drehbewegungen deutliche Pressungserscheinungen feststellen, die antibetisch gerichtet sind. Nord- und Südbewegung kommen sich zwischen Beas und Chiclana auf etwa 10 km nahe; zwischen diesen beiden Überschiebungszonen keilt gewissermaßen das Nordostende der Guadalquivirsenke aus (vgl. Prof. 4, Taf. 1).

Zwischen Beas und Génave wird der Bau dann wieder einfacher, im wesentlichen handelt es sich um eine 5—10° fallende Flexur. Durch die Trias stoßen gelegentlich kleine Grundgebirgshorste durch, andererseits findet sich in der Sierra Morena eine mit 20° eingefaltete, etwas unsymmetrische Buntsandsteinmulde, in deren Mitte noch etwas Burdigal (Lithothamnienkalke, Kalksandstein mit Quarzgeröllen) erhalten ist. Das gleiche Auflager von Miozän auf bunter Trias zeigt eine Kuppe etwas weiter südlich, während der unmittelbar östlich angrenzende höhere Berg von einer Carniolasplatte bedeckt wird. Zwischen beiden muß eine Störung hindurchlaufen, und zwar eine renegeante, an der vorburdigal der Ost-, später der Westflügel abgesunken ist. Augenscheinlich handelt es sich um die Fortsetzung des großen Randbruches der Guadalquivirscholle, der ja bei Beas den gleichen Wechsel im Bewegungssinn aufweist und der hier mit verschwächerter Sprunghöhe in die Sierra Morena hineinläuft (vgl. Abb. 5, S. 20).

Der Nordostsporn der Sierra Morena.

Gebiet um Génave—Alcaraz—Terrinches.

(Blätter 814, 840, 865.)

In dem nordöstlich anschließenden Gebiet sind keine Verwerfungen zu beobachten und zugleich verläuft der Ausstrich der Schichten auch wieder mehr in Ost-West-Richtung.

Nordwestlich Génave fällt die Flexur mit etwa 5° nach Südosten, auf die Trias legen sich Carniolas und Jura.

Erst die Nordostspitze der Sierra Morena zwischen Alcaraz und Terrinches ist wieder von Verwerfungen umrahmt, die steil nach Nordosten streichen. Noch in relativ jugendlicher Zeit muß diese Scholle aufgestiegen sein, denn sie erhebt sich orographisch bis zu 1100 m und damit mehr als 100 m über die westlich benachbarten paläozoischen Flächen.

Die südöstliche Randstörung ist eine Überschiebung, die mit 60° einfällt und noch von einer Reihe ähnlicher kleinerer Parallelstörungen begleitet wird. Noch bei Reolid, unmittelbar am Fuß der Betischen Kordillere findet sich eine größere Auftragung paläozoischer Schiefer und Quarzite, die an einer mit 70° nordwestfallenden Störung der Trias aufgeschoben sind. Hier stehen diese noch deutlich antibetischen Störungen den betischen auf nur 2 km gegenüber.

Weiter nach Osten sinkt das Massiv der Sierra Morena an zahlreichen Verwerfungen verschiedenen Streichens unter die Trias. Die größeren Grundgebirgsauftragungen westlich Alcaraz sind Horste oder einseitig gekippte Schollen. Die kleineren Quarzitklippen nördlich Génave dagegen sind überwiegend sedimentär von Trias ummantelt. Sie lassen sich als fossile Inselberge auffassen, die der triadischen Einebnungsfläche in der unterirdischen Fortsetzung der Sierra-Morenaschwelle aufsitzen (vgl. BRINKMANN 1932).

Trotz der starken Einengung, die zwischen dem Ostende der Sierra Morena und dem sich vorwölbenden Nordrande der Betischen Kordillere stattgefunden hat, konnten sich doch noch wenigstens zeitweise offenstehende Klüfte verschiedener Richtung bilden. In unmittelbarer Nähe eines kleinen paläozoischen Horstes südwestlich von Alcaraz beobachtete ich in den Tonen der oberen Trias einen saiger stehenden Sandsteingang von 7—10 cm Mächtigkeit, der N 70° O streicht. Dieser kreuzt einen weiteren saigeren Gang gleicher Mächtigkeit mit dem Streichen N 70° W, dessen Gangfüllung aus Gips besteht. Dieser Gipsgang wird mit seinem südöstlichen Ende durch den Sandsteingang um mehrere Dezimeter nach Nordosten versetzt.

In einem Hohlwege 2 km südöstlich von Villanueva de la Fuente ist eine Diskordanz von 25° innerhalb der Trias aufgeschlossen. Da es sich in der Liegendscholle um gut gebankte Sandsteine mit mehreren Dezimeter mächtigen Tonzwischenlagen handelt, ist Kreuzschichtung ausgeschlossen. Die Diskordanz ließ sich im Gelände nicht weiter verfolgen. Sie mag aber auch bei ihrer lokalen Beschränktheit ein Hinweis darauf sein, daß Buntsandstein und Keuper in der terrestrischen Fazies vorliegen, die durch ihre Eintönigkeit im allgemeinen eine genauere Trennung beider Formationen unmöglich macht.

Nördlich Alcaraz schließt sich die Ausräumungsfurche des Guadalquivirsystems, und die flach lagernde Tafel des Jura beschreibt einen weiten Bogen um das untertauchende Ostende der Sierra Morena, stets die breite Furche der weicheren Triasgesteine zwischen sich und dem Paläozoikum lassend. Die Isohypsenkarte der Triasunterkante (Taf. 2) zeigt, daß der Nordostsporn der Sierra Morena in einer flachen Einmündung der Trias und ihrer hangenden Schichten liegt, aus der er an Verwerfungen resp. Überschiebungen aufgestiegen ist.

2. Das Guadalquivirbecken.

(R. B.)

Die Sierra Morena im Norden und die Kalkketten der Betischen Kordillere, insbesondere der Sierra de Jaén und der Sierra de Cazorla im Süden und Südosten umrahmen die vom Guadalquivir durchflossene Senke, ein weites, leichtwelliges, fruchtbares, von Ackerflächen und Olivenhainen bedecktes Gelände. Schichtprofil und Lagerung sind recht einfach: den größten Teil der Oberfläche nimmt das Miozän ein, das auf beträchtliche Strecken fast horizontal liegt; darunter kommen in Erosionsfenstern und

(1088)

flachen Aufwölbungen höhere Trias, örtlich auch Unterkreide und Eozän heraus.

Schichtfolge.

Die ältesten Schichten sind rote Letten und Sandsteine, die im Guadalimartale und nahe dem Beckennordrand angeschnitten sind und wohl dem höheren Buntsandstein angehören, vielleicht auch terrestrische Äquivalente des Muschelkalk darstellen. Darüber folgen die bunten Tone des Keuper, die von Norden nach Süden ständig mächtiger und zunehmend gips- und salzreicher werden. Am Guadalimar sind es erst wenige Zehner Meter, zwischen Jaén und Baeza aber decken die Gipsmergel, wenn auch stark kleingefaltet, große Flächen, sodaß man eine Dicke von mehreren hundert Metern annehmen muß. Über der bunten Trias sind vielfach, sei es in zusammenhängender Schicht, sei es in Form von einzelnen Schollen, noch 20—50 m graue, brecciöse Dolomite erhalten, die man wohl als norisch-rätische Carniolas¹⁾ ansprechen darf. Grüne, stark zersetzte ophitische Extrusiva finden sich in den Triasaufbrüchen nahe dem Beckensüdrand häufiger, und zwar sind sie allemal in die obersten Keuperhorizonte dicht unterhalb der Carniolas eingeschaltet.

Schwach diskordant liegt sodann — unter Ausfall des in der Sierra de Jaén mehrere hundert Meter mächtigen Jura — auf Keuper und Carniolas die Unterkreide. Auf ein ganz geringmächtiges, feines Basalkonglomerat folgen graue cephalopodenführende Mergel und Steinmergel bathyaler Fazies, in die sich nach oben hin immer mehr dünnplattige Sandsteine einschalten, die sich schließlich zu braunen Kalksandsteinbänken zusammenschließen. R. DOUVILLÉ hat bereits einige dieser Neokomvorkommen, die sämtlich auf den südlichen Teil des Beckens beschränkt sind, aufgefunden und festgestellt, daß sich in der tieferen grauen Serie Cephalopoden des Mittelvalendis bis Barrême, in den braunen Sandsteinen Orbitolinen des Apt finden. Die Mächtigkeit des tieferen Neokom bzw. Apt beträgt in den nördlichsten Vorkommen 40 bzw. 10 m; mit der Annäherung an die Sierra de Jaén nimmt sie augenscheinlich zu, bei Jódar sind es insgesamt 400—500 m. Auch die Fazies unterliegt einer gewissen Änderung, denn im unteren Neokom stellen sich die sandigen Lagen augenscheinlich umso tiefer und stärker ein, je weiter man gegen Norden und Osten vorschreitet.

1) Auf der Karte Taf. 1 sind Carniolas und Jura vereinigt.

Es folgt — wiederum unter Ausfall einer mächtigen, in der Sierra de Jaén entwickelten Schichtserie — flach diskordant auf Keuper und Unterkreide marines Eozän (Lutet nach R. DOUVILLÉ) mit wenigen Metern grober Arkosen und heller Mergel, die nur von zwei Stellen nordöstlich Jaén bekannt geworden sind.

Das Miozän ist zum Unterschied von Kreide und Palaeogen sehr weit verbreitet. In geringerem Maße gilt das noch vom Aquitan, das nicht über die Beckenmitte nach Norden hinausgreift, jedenfalls längs des ganzen Nordrandes, im Guadalimartale und am Ostrand nördlich von Cazorla fehlt. In dieses Bild fügt sich auch die Faziesverteilung ein: im Süden, bei Jaén, Jimena usw. ist das Aquitan als „Moronit“ ausgebildet, als (?) abyssales Radiolarien-Diatomeen-Globigerinensediment, dessen blendendweiße kieselige Mergel und lichte, hornsteinführende Kieselkalke oft schon äußerlich an die Tiefseegesteine des alpinen Jura erinnern. In einer weiter nördlich gelegenen Zone, bei Arjona und Villargordo, südlich Baeza sowie nordwestlich Peal stellen sich z. T. recht grobe bräunliche Kalksandsteine und Lepidocyclinenkalke von 100 bis 200 m Mächtigkeit ein, die Holzreste und Bruchschill als Anzeichen für Flachwasser und Festlandsnähe führen. Im Burdigal, dem Höhepunkt der Transgression, greift das Meer nach Norden und Osten weit über die Grenze des heutigen Beckens hinaus. Im Süden der Guadalquivirsenke entwickeln sich die Burdigalmergel ganz allmählich aus dem aquitanen Moronit, am Nord- und Ostrand aber, wo das Burdigal übergreift, beginnt es überall mit harten Basalbildungen, Konglomeraten und Breccien, über denen klotzige, lichtgelbe mürbe Molassesandsteine und bankige Lithothamnienkalke folgen. Die Mächtigkeit ist sehr wechselnd und kann von 1 m bis über 100 m anschwellen. Darüber folgt eine einheitliche, über das ganze Becken ausgebreitete, etwa 500 m messende Decke von hellgraugrünen, sehr fossilarmen Molassemergeln, der „greda“ (Kreide), dem Hauptackerboden Andalusiens. Gegen oben hin stellen sich in diesem mächtigen Mergelpaket wiederum Bänke von mürben Kalksandsteinen ein, die sich gelegentlich zu dickeren Lagen zusammenschließen können. Sie bilden die zentrale Plateaufläche, auf der z. B. Baeza und Úbeda gelegen sind. Sehr wahrscheinlich gehören sie bereits dem Helvet an und leiten den Rückzug des Meeres ein, der mit Ende des Mittelmiozän einsetzt.

Jüngere Ablagerungen sind kaum vorhanden. Erwähnenswert sind höchstens die vielfach ausgezeichnet erhaltenen Flußterrassen, die von der starken jungen Erosion Kunde geben.

(1204)

Wie man aus den obigen Angaben ersieht, macht das ganze Becken nach der normalen, ja sogar recht mächtigen Sedimentation der Triasperiode während des jüngeren Mesozoikum und Alttertiär eine Zeit „stratigraphischer Unterernährung“ durch. Der ganze Jura fehlt, im Norden des Beckens vielleicht primär, im Süden infolge vorneokomen Wiederabtrags; ähnlich ist es mit der Mittel- und Oberkreide. Das Neokom bleibt recht geringmächtig und beginnt erst mit dem Mittelvalendis, während im inneren Teil der Betischen Ketten die Kreide bereits mit dem Berrias einsetzt. Das Eozän mißt nur wenige Meter. Bestätigt wird dies Bild durch die Faziesverteilung, die im tieferen Neokom, im Apt und Eozän auf eine nahe nördliche Küste hindeutet. Noch im Aquitan ist, wie sich aus der Verbreitung der Lepidocyclinensandsteine ergibt, die alte Strandlinie von Bedeutung, und erst die burdigale Überflutung schreitet über sie hinweg. Verzögerte Senkung und mehrmals eingeschaltete Hebungs- und Abtragsperioden sind also das Kennzeichen des Guadalquivirbeckens in älterer Zeit; im Untergrunde der heutigen Senke steckt somit eine alte Hochscholle, die sich vom Beginn des Jura bis ans Ende des Alttertiär in ihrem epirogenen Verhalten an die Sierra Morena-Mesetamasse anschließt und erst im Miozän zum eigentlichen Vortiefentrog wird. Die Grenzen dieses Guadalquivirblockes gegen den südlichen Gebirgsrahmen sind durch eine altangelegte Abbiegungszone gekennzeichnet, die, wie unten gezeigt wird, wahrscheinlich noch durch Nachbrüche verschärft wurde.

Tektonik.

(Hierzu Prof. 5 u. 6, Taf. 1 u. die Lagerungskarte Taf. 2.)

Von der nördlichen Randstörung gegen die Sierra Morena fallen Trias und Miozän fast konkordant mit wenigen Grad Neigung bis zur mittleren Tiefenlinie des Beckens ein, die etwa durch die Orte Andújar-Baeza-Úbeda-Villanueva¹⁾ angegeben wird (vgl. die Lagerungskarte Taf. 2). Weiter südlich heben sich die Schichten wieder etwas heraus, sodaß der triadische Untergrund erneut in größeren Flächen zutage kommt. Der Nordflügel dieser breiten, ganz flachen Mulde ist nur wenig gestört, je näher man aber dem Süd- und Ostrande des Beckens kommt, desto stärker werden die Deformationen. Besonders gut läßt sich die Zunahme

1) Diese Tiefenlinie scheint, nach der Herkunft der Basalgerölle des Miozän zu urteilen, schon in ihren wesentlichen Teilen altangelegt zu sein. Nur im nordöstlichen Teil des Guadalquivirtrogs fallen orogene und epirogene Beckenachse nicht mehr zusammen, sondern letztere biegt nach Nordosten ab und läuft zwischen Beas und Chiclana hindurch.

der tektonischen Beanspruchung in Richtung auf das Betische Gebirge an dem Verhalten eines mobileren Horizontes, des salinaren Keuper, ablesen. Während die bunten Letten am Guadalimar etc. noch in voller Konkordanz mit dem Liegenden und Hangenden lagern, sind sie in den Aufbrüchen von Jaén-Villagordo-Jimena wirr gefältelt und zerknittert, und die Carniolasplatte hat sich in einzelne, in die Keupermassen eingekeilte Schollen aufgelöst. Ja, geradezu eruptive Formen kann der Keuper in diesen Gebieten annehmen und als Quellkuppe oder als hand- bis meterbreite Gangfüllung mit allen Kennzeichen magmatischer Intrusion, wie Einschlüssen von Nebengesteinsschollen und Schlierengefüge, in das Miozän eindringen. Mit dieser starken Mobilität hängt es zusammen, daß die Grenze zwischen dem Keuper und den jüngeren Formationen auch dort, wo sie auf der Karte als normal angegeben ist, fast nie das ursprüngliche Auflager zeigt, sondern meist durch Abscherungen und Durchspießungen gestört ist.

Wie aus der Kleintektonik, so ergibt sich auch aus dem regionalen Bilde, daß die aktiven tektonischen Kräfte, die das Guadalquivirbecken beeinflussten, von der Betischen Kette her einwirkten. Vor der Sierra de Jaén streicht die Triassattelzone etwa ost-westlich, bei Jódar biegt sie mit dem Gebirge gegen Südosten um. Hier in der weit nach Süden vorgreifenden Senke des Guadiana menor, im Zwickel zwischen den Gebirgen von Jaén und Cazorla, kommt es infolge der starken Einengung zur Bildung gelegentlich fiedrig gestellter Falten und schmaler Aufbruchszonen, in deren Vergitterung sich die Richtung der beiden Rahmen widerspiegelt.

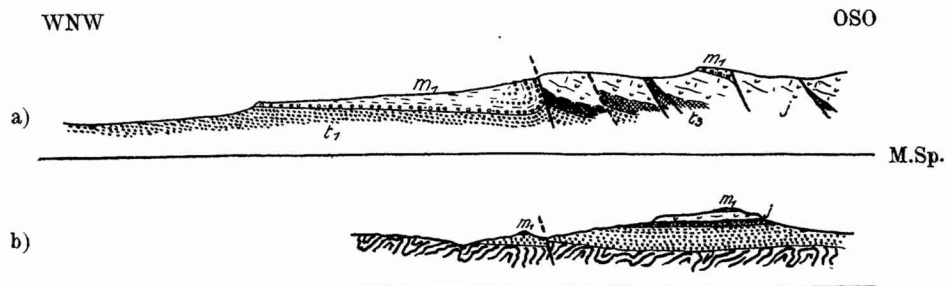


Abb. 5. Zwei Profile durch den Randbruch des Guadalquivirbeckens bei Beas (a) und dessen nordöstliche Fortsetzung westlich Génave (b).

In beiden Fällen gehört der Nordwestflügel zur vormiozänen Hochscholle, die nachburdigal überschoben wurde.

t_1 Tiefere Trias, t_3 Höhere Trias (Keuper), j Jura, m_1 Burdigal.

Maßstab 1 : 100 000.

(1206)

Dazu stimmen auch die Vergenzen der Sättel und die Aufschuppung der Keuperkeile, die allemal gegen außen gerichtet sind.

Verhältnismäßig einfach erscheint die Tektonik am Ostrande des Beckens, wo der Jura der Sierra de Cazorla auf das zuweilen überkippte Miozän der Vortiefe steil aufgefahren ist. Diese Störung aber hat, wie Profil Abb. 5a zeigt, schon eine ältere Vorgeschichte: vormiozän wurde sie als Verwerfung angelegt, an der das heutige Becken gegenüber der Sierra anstieg, später ist sie sodann renegant zur Überschiebung geworden, die gegen die nunmehr sinkende Vortiefe gerichtet war. Prinzipiell ähnliche Verhältnisse, wie sie bei Beas erschlossen sind, müssen am gesamten Ost- und Südrand der Guadalquivirscholle herrschen, denn überall, bei Cazorla, bei Jódar, bei Jimena, bei Jaén, bei Martos, kommen einander die Punkte sehr nahe, wo Miozän einmal auf Obertrias, andererseits auf mächtigem Jungmesozoikum auflagert. Man gelangt so zu dem Schlusse, daß der südlichen und östlichen Beckengrenze eine \pm breite Abbiegungszone folgt, die, wie bereits oben hervorgehoben, epirogen angelegt und in einzelnen orogenen Rucken zur Flexur, örtlich auch wohl zu Verwerfungen fortgebildet wurde. Stellenweise ist diese große Randstörung in jüngerer Zeit wieder aufgelebt, im übrigen aber trennt sie im Untergrund unter der Jungtertiärdecke den alten, lange Zeit positiven Guadalquivirblock von der ehemaligen betischen Geosynklinale.

Diese Betrachtung im weiteren Rahmen gibt auch zugleich die Möglichkeit, das Alter des Abbruchs genauer zu fassen. Das Neokom (Mittelvalendis) ruht einesteils auf höherem Jura (nach R. DOUVILLÉ vielleicht sogar Tithon), anderenteils auf Trias, wir haben also mit einer kimmerischen Anlage zu rechnen. Ein zweiter Ruck abwärts an der gleichen Fuge muß sich aus analogen Gründen zwischen Senon und Eozän (? in der laramischen Phase) vollzogen haben. Erheblich jünger ist dann die Umkehr der Bewegungsrichtung und Überschiebung, von der noch Burdigal betroffen wurde. Damit sind auch zugleich die tektonischen Bewegungsphasen im Becken selbst bezeichnet: ganz schwache kimmerische und laramische Verbiegungen, wie sie in dem flachen Übergreifen des Neokom und Eozän zum Ausdruck kommen; die Hauptfaltung war nachburdigal bzw. nachhelvetisch, wobei es nach den Befunden in der übrigen subbetischen Randzone naheliegt, an die steirische Phase zu denken.

Einzelbeschreibungen.

Nordteil des Beckens.

Gebiet um Vilches—Castellar—Villacarrillo.

(Blätter 885, 886, 906, 907.)

Über der tieferen Trias der Sierra Morena-Überdeckung folgen rote sandig-letttige Schichten und schließlich etwa 40 m bunte Tone mit Gips-schnüren, die man dem Keuper zurechnen darf. Mit steiler Schichtstufe setzen darüber hellgraue, körnige Carniolasdolomite ein, die an manchen Stellen in 50 m Mächtigkeit erhalten sind. Das Miozän (nur Burdigal ist nachweisbar) legt sich flach diskordant auf Carniolas oder Keuper und greift nur gelegentlich bis eben auf die tiefere sandige Trias herab. Über dem ganz geringmächtigen Basalkonglomerat von wenigen Metern folgen helle Molassemergel. Die ganze Schichtplatte fällt mit etwa 2° gegen Südsüdosten ein.

Nordostende des Beckens.

Gebiet um Villanueva—Beas—Génave.

(Blätter 865, 886.)

Auch hier sind Trias und Burdigal am Aufbau der Landschaft beteiligt, doch ist die Tertiärdecke nur noch lückenhaft erhalten. Die harten Basalbildungen des Miozän sind mächtiger geworden: längs der Straße Villanueva—Beas sind es 20—30 m helle Lithothamnienkalke, die einem dünnen Basalkonglomerat aufliegen; an der Randstörung schwillt dieser Komplex sogar zu einem 150 m mächtigen Paket an, in dem Bänke von Konglomeraten, echinodermenführenden gröberen und feineren Sandsteinen und Lithothamnienkalken mit hellen Mergeln wechseln. Bemerkenswert ist, daß alle Gerölle südlicher Herkunft sind. Es handelt sich also um einen örtlichen, von der betischen Kette stammenden Schuttkegel.

Die Ostgrenze des Beckens wird durch eine weithin durchstreichende Störung gebildet, jenseits welcher plötzlich mächtige Juradolomite anstehen, die wiederum Burdigal in Erosionsrelikten tragen. Profil Abb. 5 a unterrichtet über die Geschichte dieses Randbruches. Vor dem Miozän sank der Ostflügel um 300—500 m ab, und der Jura wurde im heutigen Guadalquivirbecken beseitigt; nachburdigal wurde der ehemals tieferliegende Teil auf das Becken aufgeschoben und stieg dabei um etwa 400 m, sodaß die Trias diesseits und jenseits jetzt wieder ungefähr auf gleicher Höhe liegt. Nach Norden läßt sich diese wichtige Störung bis zu ihrem Eintritt in die Sierra Morena verfolgen, vgl. Profil Abb. 5 b westlich von Génave, nach Süden reicht sie erheblich über Villacarrillo hinaus.

Mittlerer Teil des Beckens.

Gebiet um Arjona—Baeza—Úbeda—Villacarrillo.

(Blätter 906, 907, 926, 927.)

Hier tritt ausschließlich flachlagerndes Miozän zutage. Die tieferen 200—350 m bestehen aus einförmigen hellen Mergeln, in den höheren Teilen schalten sich Bänke von hellen Sandsteinen ein, die die auf 750—800 m gelegene Hochfläche der „Loma“ bedingen und einen wichtigen Grundwasserhorizont für die auf der Höhe liegenden Orte bilden.

Südteil des Beckens nördlich der Sierra de Jaén.

Gebiet um Arjona—Martos—Jaén—Villargordo—Jimena.

(Blätter 925, 926, 927, 946, 947.)

Dieser Teil der Guadalquivirsenke weist durch die Beteiligung von Unterkreide, Alttertiär und Aquitan eine sehr viel reichere stratigraphische Skala auf. Von triadischen Schichten treten die bunten Gipsmergel des Keuper heraus, deren beträchtlicher Salzgehalt von zahlreichen kleinen Salinen ausgebeutet wird, ferner meist in stark gestörter Lagerung die Carniolas. Magmatische Erscheinungen, wie sie im spanischen Keuper häufig sind, lassen sich auch hier nachweisen, einmal in Form von Ophiten, die wie südöstlich Villargordo stets dicht unter der Carniolasgrenze eingeschaltet sind, zum andern durch hydrothermale Metasomatosen von Hämatit, durch die die basalen Schichten der Carniolas vererzt wurden. Meist handelt es sich um dichten Roteisenstein, der in einer Reihe kleiner Gruben abgebaut wird und früher verhüttet wurde, heute aber nur noch als Farberde (almagro) benutzt wird. Bei Garciez $4\frac{1}{2}$ km nordnordöstlich Jimena treten in enger Verbindung mit Ophit auch gröber kristalline Roteisenerze auf.

Die Unterkreide lagert auf Keuper und Carniolas, sie beginnt mit einem ganz geringmächtigen Basalhorizont, in den bunte Tonbrocken eingebacken sind. Dann folgen hellgraugrüne bathyale Mergel und Mergelkalke, in deren tieferem Teil die Ammoniten z. T. pyritisch, höher dagegen flachgedrückt erhalten sind. R. DOUVILLÉ hat hierin Cephalopoden des Mittleren und Oberen Valendis, Haunterive und Barrême nachweisen können. Nach oben hin stellen sich, insbesondere in den gegen Osten gelegenen Vorkommen, Sandsteine ein, über denen braune bankige, orbitolinenführende Sandsteine und sandige Mergel des Apt folgen. R. DOUVILLÉ hat bereits eine Anzahl dieser eigenartigen Kreiderelikte aufgefunden, ich konnte weitere hinzufügen, doch wird eine genaue Nachsuche sicherlich noch mehr liefern, da die Kreide wegen ihrer großen faziellen Ähnlichkeit nur aus nächster Nähe vom Miozän zu unterscheiden ist. Einige Spezialprofile mögen folgen. 10 km ostnordöstlich Jaén, südlich km 256,0 der Straße nach Baeza („Venta de Chica“ bei R. DOUVILLÉ) sind mit steilem Südfallen erschlossen:

| | |
|---|---------|
| helle Miozänmergel | |
| 5 m weißliche Mergel | |
| 1 „ weißlicher, basal grober Arkose-Kaolinsandstein mit Nummuliten | } Eozän |
| 12 „ hellgrüngraue Mergel mit Cephalopoden und Pyritkonkretionen (Neokom) | |

Keupergipsmergel.

Beim Gehöft Peñaflor 7 km nördlich Mancha Real lagern flachgemuldet

10 m braune Aptsandsteine mit Orbitolinen

ca. 40 „ grünliche Cephalopodenmergel (Neokom)

auf Keuper und Carniolas. 2 km westlich Jimena, nördlich km 16,4 der Straße nach Mancha Real („Buena Vista“ bei R. DOUVILLÉ) sind in einer diskordant von Miozän überdeckten Mulde erhalten

ca. 10 m braune Orbitolinen sandsteine (Apt)

| | |
|---|-------------------|
| „ 20 „ grünlichweiße Mergel mit hellen plattig-glimmerigen Kalksandsteinen, die nach unten abnehmen | } tieferes Neokom |
| „ 15 „ weiße und grünliche Mergel | |

Keuper.

Das Eozän ist am besten bei km 256 (s. oben S. 23) erschlossen, wo die groben Sandsteine fast den Eindruck eines terrestren Granitschuttes machen. Sie scheinen sich im Fortstreichen direkt auf den Keuper zu legen, sodaß eine geringe Diskordanz gegen die Kreide bestehen würde. Die von R. DOUVILLÉ bestimmten Foraminiferen weisen auf Mittellutet.

Die typische Fazies des Aquitan ist der „Moronit“, eine wohl 50 bis 100 m mächtige Folge weißer, gelegentlich auch rosa gefärbter kieseliger Mergel, die in lichte plattige Kieselkalke mit Hornsteinlagen und -schnüren vom Aussehen der jurassischen Aptychenkalke und Hornsteinkalke übergehen können. Es handelt sich um ein Diatomeen-Radiolarien-Globigerinengestein, wie zahlreiche Untersuchungen, insbesondere an der typischen Lokalität Morón südlich Córdoba, ergaben (vgl. die Literaturangaben und die Dünnschliffabbildungen bei R. DOUVILLÉ S. 97 ff. und Tafel 16). Der Moronit findet sich vor allem im südlichen Teil des Beckens. Nördlich der großen Keuperaufsattelung, im Raume südlich Villargordo und Arjona verschwindet diese Fazies und wird durch eine 100 und mehr Meter mächtige Folge von \pm sandigen Kalken und braunen, oft recht groben, gutgeschichteten, z. T. flyschähnlichen Sandsteinen, die mit graugrünen sandigen Mergeln wechseln, ersetzt, deren Alter durch *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) *tournoueri* LEM. et DOUV., eine im Aquitan von Baena (südlich Córdoba) häufige Form, festgelegt wird. Kriechspuren, Austernschill und Treibholz sind in dieser Serie häufig. Das Burdigal besteht wiederum aus hellen Molassemergeln.

Je weiter man von der Mitte des Guadalquivirbeckens gegen Süden, gegen die Sierra von Jaén vorschreitet, desto mehr belebt sich die Lagerung, wobei die Hauptaktivität vom Keuper ausgeht. In einer ganzen Reihe von kleineren und größeren Aufbrüchen, von schmalen Spaltenfüllungen, lakkolithischen Kuppeln bis zu breiten, etwa west-östlich streichenden sattelförmigen Wölbungen durchbricht diese mobile Serie das Miozän, wobei die Tendenz zur Nordbewegung umso deutlicher wird, je mehr man sich der Sierra nähert. Zahlreiche Carniolaschollen und einzelne Ophite sind mit hochgeschleppt. Der Keuper ist eigentlich immer von Störungsflächen und Abscherungsbahnen begrenzt, die die Erkennung der Verbandsverhältnisse mit dem Hangenden sehr erschweren. Bereits das Neokom dürfte übergreifend auf Trias lagern. Weitere flache Diskordanzen liegen augenscheinlich zwischen Neokom und Eozän sowie zwischen Eozän und Miozän. Nicht ganz klar ist das Verhältnis zwischen Aquitan und Burdigal. Das Burdigal kommt sehr oft mit Keuper in Kontakt und zwar auch an wenig gestörten Punkten, sodaß ich zwischen diesen Stufen, wenn nicht eine Diskordanz, so doch eine Zeit der Erosion annehmen möchte, während der das Aquitan an manchen Stellen ausgeräumt wurde.

Tertiärbucht des Guadiana menor.

Gebiet um Jódar—Peal—Cazorla.

(Blätter 927, 928.)

Auch hier besteht der Untergrund aus salzreichem Keuper mit einzelnen Resten von Carniolas. Unterkreide ist ebenfalls stellenweise erhalten und erreicht bei erheblich stärker sandiger Faziesentwicklung als weiter westlich bedeutende Mächtigkeiten. Der Kern der Cuevas del Aire (westlich Jódar) enthält die Horizonte Hauterive bis Apt (nach R. DOUVILLÉ)

(1210)

in einer 400–450 m mächtigen eintönigen Folge von grauen und grünlichen Mergeln mit regelmäßig eingeschalteten Kalk- und Kalksandsteinbänken. In bestimmten Horizonten führen sie reichlich Fossilien, besonders im Apt findet man außer zahlreichen Orbitolinen auch Bänke, die fast ausschließlich von Requierien gebildet werden. Daneben kommen Schnecken (*Chemnitzia* und *Nerinea*) und Austern häufig vor. Die Kreide des Cerro Nando 3 km nordöstlich Jódar, in der man, ziemlich schlecht erschlossen, ähnliche Gesteine trifft, dürfte mit der der Cuevas del Aire zusammenhängen, da man im Zwischengebiet 1¹/₂ km nördlich Jódar in einem s. Zt. im Bau befindlichen Stollen neben Lithothamnienkalk und Keuper auch Mergel und Kalksandsteine der Kreide antraf. Eine Anzahl weiterer kleinerer Vorkommen liegt nördlich von Jódar.

Aber nicht nur in der Unterkreide machen sich in diesem Gebiete Einflüsse eines nahen Strandes bemerkbar, auch das Aquitan und Burdigal weisen z. T. Flachwasserfazies auf. Um Jódar ist noch typischer Moronit entwickelt, an der alten Brücke über den Guadalquivir nördlich Jódar fand R. DOUVILLÉ dagegen das Aquitan bereits aus Lepidocyclinenkalk aufgebaut und in der Sierra de Don Pedro (3 km südlich der Mündung des Guadiana menor in den Guadalquivir) besteht es aus einer mehr als 100 m mächtigen Wechselfolge von Lithothamnienkalk, feinschichtigen Kalksandsteinen und Mergeln. Weiter östlich bei Peal, Cazorra und Quesada schließlich fehlt es ganz. Das tiefere Burdigal ist nordöstlich Jimena, an den Cuevas del Aire, am Cerro Nando und nördlich Jódar als über 100 m mächtige Platte von Lithothamnienkalk ausgebildet, die gegen Nordwesten, gegen den Guadalquivir und gegen den Guadiana menor allmählich auskeilt. Höher folgen alsdann im ganzen Gebiet hellgraue Mergel.

Das tektonische Bild wird von kurzen steilen Sätteln, kuppelförmigen Aufbrüchen und schmalen Schuppen beherrscht, in denen Keuper und Kreide durch die Miozändecke durchstoßen, wobei zwei einander sich kreuzende Richtungen, die nordöstliche und die nordwestliche, besonders heraustreten. Eine derartige Sattelzone beginnt westlich Jódar mit der nordöstlich gestreckten Aufwölbung der Cuevas del Aire, deren Bau besonders klar in dem Verlauf des hier über 100 m mächtigen Lithothamnienkalks herauskommt, der als steile, hochragende Mauer die ganze Sierra mantelförmig umzieht. Auf der Nordfront stehen die Schichten saiger, auf der Südflanke fallen sie mit etwa 45° ab. Das Miozän liegt der Unterkreide mit schwacher Diskordanz auf, sodaß das Neokomprofil nach Süden hin immer vollständiger wird. Etwas gegen Süden versetzt bildet der Cerro Nando die Fortsetzung der Cuevas del Aire nordöstlich von Jódar. Die Heraushebung ist hier nur noch gering, sodaß die Lithothamnienkalke und Molassesandsteine die höheren Teile des Gebirgsstockes aufbauen. Nur an seinem westlichen Fuße kommen unter dem hier flachlagernden Tertiär schwachsandige Mergel, wahrscheinlich des Barrême und Kalksandstein des Apt zum Vorschein. Im weiteren Fortstreichen folgt sodann südlich des Guadalquivir der breite Buckel der Sierra de Don Pedro, die von zwei schmalen unter 45–60° nach Nordwesten herausgeschuppten Keuperstreifen begleitet wird. Senkrecht zu der eben genannten Linie verläuft eine andere, ebenfalls niedrig versetzte Aufpressungszone, die nördlich des Guadalquivir beginnt und sich längs der Bahnlinie gegen Südosten fortsetzt.

Form und Richtung dieser Tektonik werden bis zu einem gewissen

Grade aus der besonderen Lage und Vorgeschichte des Gebietes verständlich. Die Senke am unteren Guadiana menor ist ein tief in die Sierra eindringender Vorsprung des Guadalquivirbeckens. Im ganzen Becken lagert, wie eben schon hervorgehoben, Neokom bzw. Jungtertiär unmittelbar auf Trias auf, der Jura fehlt und setzt erst in der eigentlichen Sierra plötzlich in großer Mächtigkeit ein. So tritt bei Jódar noch Keuper unter dem Miozän heraus, wenige km südlich ist die Serrezuela de Bedmar bereits aus mächtigen Jurakalken aufgebaut. Den gleichen Unterschied finden wir zwischen Peal und Cazorla wieder. Man wird zu der Annahme gedrängt, daß sich die gleiche renegeante Störungszone, die zwischen Beas und Villanueva zutage tritt (vgl. Abb. 5), im Untergrund verdeckt fortsetzt, und zwar müßte sie westlich an Cazorla vorbei auf Quesada zustreichen, dann nach Westen umbiegen und vor der Sierra de Jaén über Jódar, Jimena, Mancha Real auf Jaén zu weiterlaufen. Hier bietet sich auch die Möglichkeit, das Alter der ersten Bewegung in dieser großen Strukturfuge genauer als bei Beas zu bestimmen; es ist einerseits jünger als Lusitan, das bei Cazorla nachgewiesen ist (wahrscheinlich sogar jünger als Tithon, das weiter südlich im Innern der Kalkketten stets konkordant mit dem tieferen Jura verknüpft ist), andererseits älter als Obervalendis bzw. Hauterive, die dem Keuper bereits transgressiv auflagern. Es handelt sich also mit Sicherheit um jungkimmerische Bewegungen, und zwar spricht die größte Wahrscheinlichkeit für die Hilsphase. Dieser große alte Randbruch der Guadalquivirscholle, der sich am Guadiana menor winkelt, schuf den Rahmen für die spätere Faltung der Tertiärbucht. Im Jungtertiär (? im Mittelmiozän) drangen die Kalkketten gegen Norden und Westen vor und schoben sich auf den Rand des Guadalquivirbeckens auf. Sie konnten zwar den starren Untergrund des Beckens nicht erheblich deformieren, wohl aber vermochten sie das leicht bewegliche Deckgebirge abzuscheren und zusammenzuschieben, wobei zwei sich durchkreuzende Faltenscharen entstanden.

3. Sierra de Jaén.

(H. G.)

Dieser westliche Abschnitt des untersuchten Nordrandes der Betischen Kordillere ist der am wenigsten einheitlich gebaute Teil. Es fehlen hier die durchgehenden Leitlinien, und jede der Sierren ist eine tektonische Individualität. Auch in der Landschaft prägt sich diese Eigentümlichkeit deutlich aus. An einer etwa ost-westverlaufenden Linie steigen die Sierren unvermittelt aus der ihnen vorgelagerten Hügellandschaft des Guadalquivirbeckens auf. Sie bilden keinen einheitlichen Gebirgswall, sondern erheben sich als einzelne kleine Massive, ein jedes deutlich von dem nächsten getrennt durch breite Senken, die sich oft tief in das Gebirge hinein erstrecken. Die Sierren erreichen Höhen von 1700 m und bilden oft sehr bizarre Felsformen. Dagegen tragen die offenen breiten Täler mit ihren Wein- und Olivenpflanzungen den freundlicheren Charakter der Guadalquivirsenke weit in das Innere des Gebirges hinein.

(1212)

Für dieses Gebiet liegt die eingehende Bearbeitung durch R. DOUVILLE (1906) vor, die eine auf zahlreiche Fossilfunde auch älterer Autoren gegründete Stratigraphie enthält. Ihre Richtigkeit fand sich in den meisten Punkten bestätigt. Nur dadurch konnte in verhältnismäßig kurzer Zeit die neue Aufnahme des Gebietes bewältigt werden. Allerdings ergaben sich an vielen und für die Tektonik entscheidenden Stellen erhebliche Abweichungen von DOUVILLE'S Darstellung des Gebietes, sodaß wir zu einer gänzlich anderen Auffassung des Gebirgsbaues gekommen sind als dieser Autor.

Schichtfolge.

Als älteste Formation kommt die Trias an vielen Stellen zwischen den Sierren zum Vorschein. Sie tritt in derselben Fazies wie im Guadalquivirbecken auf. Es sind vorherrschend leuchtend rote Tone mit Gips; örtlich führen sie auch Salz, worauf einige Solquellen hindeuten, die in der Gegend von Bedmar in Salzgärten ausgenutzt werden. Nur die höheren Schichten der Trias scheinen zutage zu kommen, da mächtigere Sandsteineinlagerungen fehlen, wie sie in der tieferen Trias aufzutreten pflegen. Auch handelt es sich stets nur um kleinere Aufbrüche, die weit hinter der Verbreitung der Formation zurückbleiben, wie sie R. DOUVILLE auf seiner Karte angibt. Durch ihre hohe Mobilität steigen diese Schichten an Störungen häufig zwischen stratigraphisch jühere hinauf.

Die im Hangenden des gipsführenden Keuper auftretenden Carñiolas sind bei den kleineren Triasaufbrüchen wegen ihrer größeren Starrheit meist in der Tiefe zurückgeblieben. In größeren Aufbrüchen am Nordrand der Sierren und an ihrem Ostende erscheinen sie als etwa 50 m mächtige graue Dolomite, die über den weicheren Keupergesteinen meist als Bergkuppen hervortreten.

Der Jura beteiligt sich mit Kalken in hohem Maße am Aufbau der Sierren. Durch seine Mächtigkeit von mehreren 100 Metern, mit der er sich unvermittelt einstellt, macht er den Gegensatz zur Schichtfolge des Guadalquivirbeckens sehr auffällig. Die Kalke sind gut gebankt durch Einschaltung geringmächtiger Mergel. Ihre Farbe wechselt von dunkelblaugrauen bis zu weißen und schwach rötlichen Farbtönen. DOUVILLE schied eine geringmächtige dunkle und fast fossilleere Fazies von einer hellen, mächtigeren und fossilführenden. Das Nebeneinander dieser beiden Fazies glaubte er am besten durch Heranführung der „faciès sombre“ in einem Deckenschub von Süden her deuten zu können.

Die Klärung dieser Faziesverhältnisse ist dadurch außerordentlich erschwert, daß in der Gegend von Jaén der Jura sehr fossilarm ist. Im untersuchten Gebirgsabschnitt sind bisher überhaupt noch keine sicher bestimmbareren Jurafossilien gefunden worden. Alle Folgerungen DOUVILLE's über die fazielle Entwicklung und gegenseitige Vertretung der einzelnen Jurahorizonte beruhen auf Analogieschlüssen aus weiter südlich gelegenen Gebieten. Es ist vor allem also nicht erwiesen, ob die helle oder dunkle Fazies jeweils den ganzen Jura vertreten kann. Wir haben eher den Eindruck gewonnen, daß die dunkle Fazies den unteren und mittleren Jura beherrscht, wobei sich im oberen Lias helle Mergel einschalten (Toarcien von Torres) und auch helle Kalke entwickelt sein können. Im hangenden Teil dieser dunklen Serie sind am Jabalcux und San Cristobal dunkle Kieselkalke eingeschaltet. Erst im Malm scheinen die hellen Kalke vorherrschend zu werden unter Führung von schwach rötlichen, knotigen Kalken. Letztere hält DOUVILLE für Tithon, doch kann hier auch Lusitan vorliegen, das häufig rötliche Kalke führt. Es muß daher fraglich bleiben, ob der Jura in der Sierra de Jaén überhaupt vollständig entwickelt ist. Seine hangenden Schichten scheinen unter der transgredierenden Kreide meistens zu fehlen. Die geringe Mächtigkeit der dunklen Fazies deutet überdies darauf hin, daß hier bereits vor-kretazisch stärkerer Abtrag stattgefunden haben kann.

Die Unterkreide lagert ohne sichtbare Diskordanz dem Jura auf. Ihr Liegendes besteht in dem ausgezeichneten Profil der Schlucht des Rio frio aus hellen massigen Kalken des Malm mit geringmächtigen rötlichen Knollenkalken. Am Jabalcux und San Cristobal sind es die dunklen Kieselkalke, über denen die hellen Mergel und Kalksandsteine der Unterkreide lagern. Am Nordrand des Gebirges treten bereits große Lücken im Liegenden der Kreide auf. So liegen etwa 3 km südöstlich von Jaén helle Mergel und Kalke mit *Desmoceras* und *Hamulina* auf Trias, während der gesamte Jura ausgefallen ist.

Die rein marine Fazies der Unterkreide ist eine sehr eintönige Folge hellgelber bis grünlicher, oft etwas sandiger Mergel, in die sich in gleichmäßiger Wechsellagerung gelbliche Kalkbänke einschalten. Ihre Mächtigkeit beträgt ziemlich gleichmäßig etwa 200 m. Durch zahlreiche Forscher sind bereits Fossilien gesammelt worden, durch die Valendis, Barrême und Hauterive nachgewiesen worden sind.

Im Apt treten die Mergel zurück, und die meist gut gebankten hellen Kalke können zu großer Mächtigkeit anschwellen,

in der Schlucht des Rio frio beträgt sie mehr als 150 m. Orbitolen erfüllen die Kalke und Mergel; sie treten bei Anwitterung der Gesteinsoberfläche besonders deutlich hervor. Auch in einem glaukonitischen Kalksandstein, der an der Westseite des Zumbel alto an der Basis des Apt auftritt, sind sie in großen Mengen vorhanden.

Als Mittlere Kreide faßt man im „Vraconnien“ zweckmäßig die eintönige Schichtfolge des Alb, Cenoman und Turon zusammen, die aus sandigen gelben Mergeln mit knolligen Kalkbänken besteht. Die Kalke verwittern gelb, sind aber auf frischem Bruch dunkel blaugrau gefärbt. Durch seinen Fossilreichtum ist dieser Horizont schon seit langem bekannt, und der Fundpunkt am Tiro nacional unmittelbar südlich Jaén ist eine viel besuchte Lokalität. Aber auch an anderen Stellen, bei Pegalajar und südöstlich Mancha Real, erwies sich dieser Horizont immer wieder fossilreich, besonders häufig sind Seeigel (*Hemiaster* und *Micraster*). Die Mächtigkeit beträgt etwa 100 m.

Die oberste Kreide, die Senon und Maastrichter Stufe umfaßt, besteht wieder aus gebankten Kalken, in denen Mergel fast fehlen. An der Basis sind sie gelblich und häufig oolithisch, nach oben zu hellgrau bis weiß. Sie erreichen 150—200 m Mächtigkeit und bilden die schönen Bergzinnen der Serrezuela de Pegalajar und anderer Sierren.

Im Hangenden der Kalke treten örtlich in geringer Mächtigkeit nochmals mergelig-sandige Schichten auf, die nach NICKLES einige Fossilien der Maastrichter Stufe geliefert haben. An der Paßhöhe südlich Mancha Real, die der Fußweg nach Pegalajar benutzt (nicht die neue, weiter westlich führende Straße) trifft man folgendes Profil an:

Miozän

- 20 m weiße, hellgrüne oder schwach rötlich gefärbte Mergel mit Kalksandsteinbänken
- 10 m hellgraue Mergel mit hellen Kalkbänken, allmählich übergehend in die liegenden dünnbankigen Kalke des Senon.

Das Tertiär ist mit Eozän und Miozän vertreten. Während das Eozän als Nummulitenkalk nach DOUVILLE nur in kleinen tektonischen Schollen auftritt, findet sich das Miozän in weiter Verbreitung. Es sind helle sandige Mergel, die nur in ihrem unteren Teil, dem Aquitan, häufiger Fossilien führen und zwar meist Lepidocyclinen, Globigerinen und Radiolarien. In schöner Erhaltung sind sie im Tal des Guadabullón unterhalb von La Guardia zu finden. Südlich vom San Cristobal finden sich Sandsteinbänke mit Rippeln diesen tiefen Schichten des Miozän eingelagert.

Das Burdigal besteht aus ähnlichen hellen Mergeln, an deren Basis sich etwa vom Tal des Guadabullón an nach Osten rasch mächtiger werdende Lithothamnienkalke einschalten. Während sie südlich Mancha Real noch etwa 20 m messen, sind sie in der Gegend von Torres auf 50—60 m angewachsen und erreichen bei Jódar über 100 m Mächtigkeit.

Jüngere Schichten als miozäne sind in diesem Gebiet bisher nicht nachgewiesen worden, wenn man von den häufig durch Kalk gut verfestigten quartären Flußterrassen absieht.

Tektonik.

(Hierzu Prof. 5 u. 6, Taf. 1.)

In der Beurteilung des Baues der Sierra von Jaén sind wir zu wesentlich anderen Ergebnissen gekommen als R. DOUVILLÉ (1906), der für dieses Gebiet einen großzügigen Deckenbau annahm. Für weitere Gebiete der Betischen Kordillere glauben andere Autoren (M. BLUMENTHAL, H. A. BROUWER, L. GENTIL) dasselbe Bauschema aufzeigen zu können, was für die einzelnen, meist weiter im Innern des Gebirges liegenden Arbeitsgebiete nicht bestritten werden soll. Weiter wurde von Geologen, die eine umfassende Betrachtung des alpidischen Systems auf Grund der in den Alpen gewonnenen Anschauungen versuchten, der Deckenbau der Betischen Kordillere in vollem Umfange übernommen. Jedenfalls hatten die „Klippen von Jaén“ überall Eingang in die Literatur gefunden, oft unter Weglassung der vielen Fragezeichen und einschränkenden Bemerkungen, die DOUVILLÉ selbst noch gemacht hat.

Der eingehenden Bearbeitung der Sierra von Jaén durch DOUVILLÉ kann hier nichts Gleichwertiges an die Seite gestellt werden. Bei dem weit gesteckten Rahmen dieser Arbeit konnte nur wenig Zeit auf dieses eine Gebiet verwendet werden, dessen interessante, z. T. aber auch sehr komplizierte Tektonik weiterer Studien wert wäre. Immerhin liegen so entscheidende Beobachtungen vor, daß DOUVILLÉ's Klippentheorie auf keinen Fall aufrecht erhalten werden kann, — auch nicht in der Modifikation BLUMENTHAL's (1927). Drei allgemeinere Tatsachen sind gegen sie anzuführen, während die wichtigsten Einzelbeobachtungen im nächsten Abschnitt beschrieben werden. 1. Die Trias greift nicht so weit und nicht in so großer Verbreitung in die Täler nach Süden ein, wie dies DOUVILLÉ darstellt und für die Deutung der Sierren als Klippen notwendig ist. Insbesondere fehlt Trias an so entscheidenden Stellen wie an dem Eingang in die Schlucht des Rio frio südlich des Zumbel alto. Zwischen dem San Cristobal und der Sierra von Pegalajar ist sie

nur in kleinen Aufbrüchen mit steil stehenden Störungen erschlossen. 2. Statt der von DOUVILLÉ angegebenen Trias erfüllt Miozän fast ausschließlich die Talsenken. Es lagert den in den Sierren auftauchenden Gesteinen an oder auf und ist nur am Nordrand einiger dieser Ketten von ihnen überschoben worden. Ein Einfallen des Miozän im Süden unter die „Klippen“ konnte in keinem Fall beobachtet werden. Südlich des San Cristobal liegt es annähernd konkordant auf Unterer Kreide und trennt diesen Berg von der südlich aufsteigenden Jurakette. In der Sierra de Pegalajar und dem östlich anschließenden Mojón blanco liegt das Miozän — immer in der gleichen Fazies — auf Oberer Kreide und ist mit dieser gefaltet worden. 3. An der Nordseite, also der Stirnseite der „Decken“ DOUVILLÉ's, tauchen vielfach die älteren Schichten unter das Miozän hinab und unterscheiden sich dadurch in keiner Weise von den östlichen auch von DOUVILLÉ für autochthon gehaltenen Sierren.

Es ist nach allen Beobachtungen gänzlich unmöglich, zwischen Trias resp. Miozän und einer als wurzellos angenommenen Jura- und Kreideserie mehr oder weniger flachliegende Bewegungsbahnen anzunehmen oder sie in die Trias oder das Miozän hineinzukonstruieren, wie dies BLUMENTHAL möchte. Wir müssen deswegen zur Annahme der Autochthonie der Sierren von Jaén zurückkehren und werden diese in den zahlreichen Einzelbeobachtungen bestätigt finden.

Die einzelnen Sierren sind demnach nachmiozäne Aufwölbungen des älteren Untergrundes, die z. T. eine deutliche Nordbewegung erfahren haben, was an einigen mehr oder weniger steilstehenden Nordüberschiebungen zum Ausdruck kommt, deren horizontaler Verschiebungsbetrag aber 2 km nicht übersteigt. Diese Nordkomponente der Bewegung ist in der Umgebung von Jaén am deutlichsten ausgeprägt, tritt aber schon südlich Mancha Real und weiter am östlichen Gebirgsrande weniger in Erscheinung, da hier das Miozän durch seine steile Aufrichtung ohne Randüberschiebungen zum Faltenbau überleitet.

Aber auch vor dem Miozän muß eine ausgesprochene Tektonik bereits vorhanden gewesen sein. Es bestand ein Bruch am Südrand des Guadalquivirbeckens, der den plötzlichen Ausfall der mehrere 100 m mächtigen Juraserie im Vorland der Sierren erklärt und auf dessen kimmerische Anlage bereits hingewiesen wurde. Er muß noch südlich von Jaén hindurchstreichen, denn die für das Guadalquivirbecken charakteristische Schichtfolge Trias/Neokom ist 2¹/₂ km südöstlich von Jaén mitten zwischen dem Cerro de

Jaén und dem San Cristobal am linken Ufer des Rio de Jaén erschlossen, also schon etwa 1 km im Inneren des Gebirges. Da man einen im allgemeinen ost-westlichen Verlauf dieser alten Störung annehmen kann, sind die beiden flankierenden Sierren mit ihren Jura- und Kreideschichten über diese tektonische Linie vorgestoßen, was mit den beobachteten Überschiebungen an ihrem Nordrande gut übereinstimmt.

Im Inneren des Gebirges deutet die Diskordanz unter dem Miozän auf eine vorhergehende Faltung und Abtragung, die aber durch die jungmiozäne Überformung heute nicht mehr in ihren einzelnen Strukturlinien zu entwirren ist.

Einzelbeschreibungen. Westende der Sierra de Jaén.

Gebiet um Martos.

(Blatt 946.)

Die Stratigraphie und Fazies der Jura-, Kreide- und Tertiärsedimente ist die gleiche wie bei Jaén.

Tektonisch besteht die Sierra aus zwei nach Norden bewegten und aufeinander geschobenen etwa ost-westlich streichenden Sätteln. Der nördliche läßt sich vom Peña de Jaén her verfolgen und taucht bei Jamilena ab. Ich möchte jedenfalls die Oberkreideplatte der Fuente dicht östlich Jamilena, an deren Nordfuß Keuper mit aufgeschleppt ist, als ein durch die Tertiärdecke durchgestoßenes Bruchstück des westlichen Sattelschlusses deuten. Südlich einer schmalen stark spezialgeschuppten Tertiär- und Keuperzone¹⁾ folgt sodann der Jura der Jabalcuxantiklinale, auf deren flachfallender Südflanke mächtige Unterkreide auflagert. Auch dieser Sattel sinkt gegen Westen ein, nur im Peña de Martos ist der Jurakern noch einmal stark herausgehoben und an einer durch Keuper geschmierten Bewegungsfläche nach Nordnordosten auf das Neokom überschoben.

Die hier im Sinne der Autochthonie gegebene Darstellung weicht so stark von der deckentheoretischen Auffassung, wie sie R. DOUVILLÉ s. Zt. vertreten hat, ab, daß eine genauere Diskussion der Argumente für und wider notwendig erscheint. DOUVILLÉ's Synthese ist ja gewiß bestechend, und man kann verstehen, wie er zu dieser Ansicht gekommen ist; das kleine Massiv der Fuente bei Jamilena z. B. macht aus der Ferne unbedingt den Eindruck einer auf Miozän schwimmenden Kreideklippe. Untersucht man aber die Kontakte genauer, so stellt sich zwar heraus, daß der Nordrand von einer 50°, stellenweise auch vielleicht nur 30° südfallenden Überschiebung gebildet wird, im Süden dagegen fällt überall die Randstörung steil rechtsinnig (etwa 70°) gegen das Tertiär ein. Dasselbe gilt für die nördliche Randstörung des ersten Sattels, die südlich der Straße

1) Im Paß zwischen dem Fuente-Massiv und dem Jura des Jabalcux-Sattels sind z. B. von Nord nach Süd auf kaum 100 m Breite folgende Schubsetzen erschlossen: Keuper, Burdigalmergel, Carniolas, Aptmergel, Keuper, Neokommergel, Aptsandstein.

Jaén—Torredonjimeno als zumeist 50° — 75° , ausnahmsweise einmal 25° einfallende Aufschiebung ausgebildet ist und die dort, wo sie einige km östlich Jamilena nach Süden umlenkt, in eine 50° — 60° normalfallende Verwerfung übergeht. Ähnlich steilstehende (60° — 70° südfallende) Bewegungsflächen trifft man am Nordrande des Jabalcuxsattels. Aus diesen Tatsachen, denen sich weitere anreihen ließen, ergibt sich, daß alle Störungen relativ steil in die Tiefe setzen; horizontal durchlaufende Schubbahnen, wie sie DOUVILLÉ zeichnet, wurden in keinem Falle, weder von mir noch von DOUVILLÉ beobachtet. Aus der lokalen Tektonik läßt sich somit ein Deckenbau keinesfalls begründen.

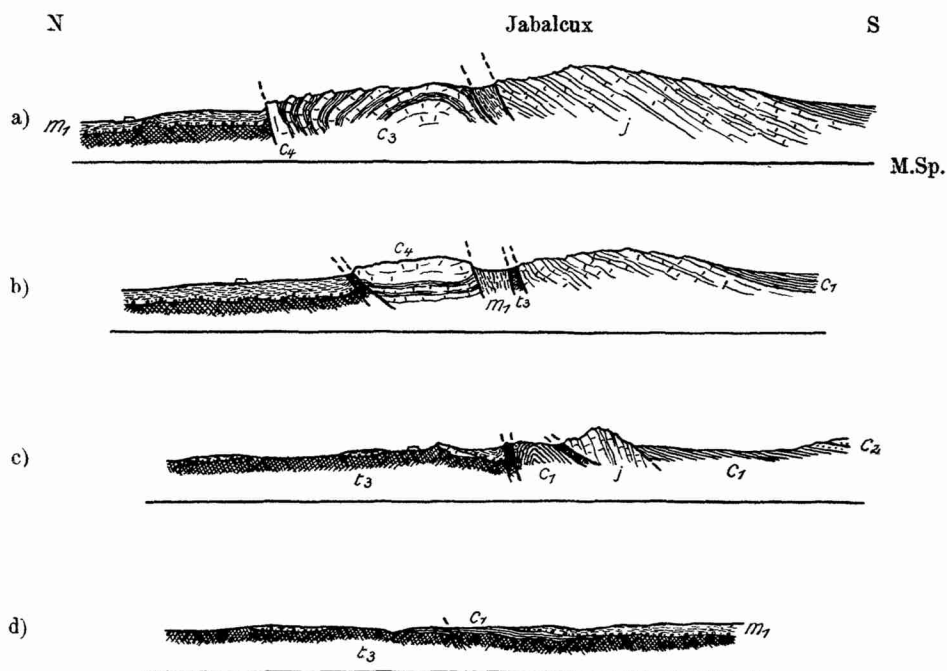


Abb. 6. Vier Profile durch das Westende der Sierra de Jaén.

- Zwischen Jamilena und Jaén.
- Dicht östlich Jamilena durch das Oberkreidemassiv der Fuente.
- Dicht östlich Martos durch den Jura des Peña de Martos.
- Unweit westlich Martos. Keuper—Neokom—Miozän—Schichtfolge der Guadalquivirhochscholle.

t_3 Keuper, j Jura, c_1 Neokom, c_2 Urgoapt, c_3 Oberalb,
 c_4 Oberkreide, m_1 Untermiozän.

Maßstab 1 : 100 000.

Hinzu kommt noch, daß die von DOUVILLÉ aufgestellte Deckenfolge nicht haltbar ist. Der Peña de Martos, der aus Jura in „facies clair“ aufgebaut ist, wird von DOUVILLÉ als autochthon gedeutet und durch eine nord-südstreichende steile Querstörung von dem Deckenland abgetrennt. In

Wirklichkeit ist aber der Jura mitsamt etwas Keuper an einer etwa 35° fallenden Bewegungsbahn nach Norden und Nordosten auf die Unterkreide aufgeschoben. Tektonisch liegt also der Peña de Martos hoch und müßte der „zweiten Decke“ angehören, faziell liegt er tief und müßte autochthon sein, — auch hier Widersprüche, die sich nur durch die Aufgabe der Deckenhypothese lösen lassen.

Man kann schließlich angesichts des plötzlichen Abbruches der Sierra de Jaén bei Martos auf Grund regionaler Betrachtung wohl zu der Vorstellung kommen, daß der Zug der auf Trias und Miozän schwimmenden Kalkklippen hier gegen Westen frei in die Luft ausstreicht. Die Beobachtung aber, daß westlich Martos, so schon 3 km nordwestlich der Stadt, so nach L. MALLADA bei Santiago de Calatrava 18 km weiter westlich, die Unterkreide auf Obertrias normal auflagert, erweist, daß die Lösung des Problems in ganz anderer Richtung zu suchen ist. Westlich Martos herrscht die Schichtfolge Trias—Neokom—Jungtertiär, d. h. die des Guadalquivirbeckens, m. a. W. der alte Randbruch der Guadalquivirscholle muß bei Martos scharf nach Süden umbiegen, und diese Umbiegung, der spätere posthume Bewegungen folgten, bedingt die westliche Begrenzung der Sierra de Jaén.

Wenn man also an der Idee des Deckenschubes festhalten will, so kann er nur vorneokom stattgefunden haben, denn bereits die Sedimente der Unterkreide verschweißen die Sierra mit dem Vorlande. Mir erscheint demgegenüber die Annahme eines autochthonen Gebirges weit plausibler, das bereits im Alttertiär aufgefaltet und später in einzelne Schollen zerstückelt wurde. Für ein relativ hohes Alter der Gebirgsbildung spricht die Tatsache, daß das Miozän diskordant auf dem im wesentlichen fertigen Bau liegt, ja daß bereits das Eozän (sandige Mergel des Lutet-Barton nach DOUVILLÉ) östlich Jamilena auf Mittelkreide auflagert. Vorburdigale (pyrenäisch-savische) und laramische Bewegungen haben also sicher stattgefunden.

Die Sierren beiderseits des Rio de Jaén.

(Blatt 947.)

Die steil südfallenden Schichten des Cerro de Jaén, die unmittelbar über der Stadt aufsteigen und die Ruine des Castillos tragen, gehören offenbar der Oberen Kreide an. DOUVILLÉ (1906) hatte ihre stratigraphische Stellung nicht sicher angeben können, da sich nur einige unbestimmbare Orbitolinen gefunden hatten. Aus tektonischen Rücksichten hatte er sie dann in das Apt gestellt. Daß diesen Kalken aber im Gegensatz zu der sonstigen Entwicklung des Apt der Orbitolinenreichtum fehlt, hebt er selbst hervor; auch pflegt letzteres nicht so dünnbankig entwickelt zu sein. Dagegen besteht vollständige fazielle Übereinstimmung mit den Schichten, die wenig weiter südlich am Peña de Jaén anstehen und die auch DOUVILLÉ zur Oberen Kreide rechnet. Der Nordrand des Gebirges wird demnach westlich Jaén aus einem nach Norden übergelegten Sattel aus Mittlerer und Oberer Kreide gebildet, der an einer mit 70—80° südfallenden Störung auf Trias und Molasse des Vorlandes überschoben ist (vgl. Abb. 7).

Nach Süden folgt jenseits einer Schuppenzone der Jurasattel des Jabalcux. Beide etwa ost-westlich streichenden Sättel biegen an ihren Ostenden nach Süden ab, sodaß im Tal des Rio de Jaén das Miozän in breiter Bucht in das Gebirge eingreift. Diese Abbiegung kommt in der annähernd

(1220)

nord-südlich verlaufenden Streichrichtung des Gebirges südlich Jaén zum Ausdruck. Sie ist von zahlreichen, ähnlich streichenden Störungen begleitet, die auf der Karte nicht alle zur Darstellung kommen konnten.

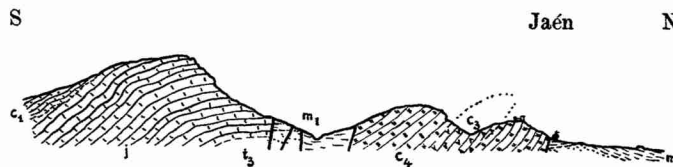


Abb. 7. Profil der Sierras südlich Jaén.

Signaturen wie Abb. 6.

Maßstab 1 : 120 000.

Die Kreide des südlichen Sattelflügels am Peña de Jaén grenzt mit steil südfallender bis saiger stehender Verwerfung an das Miozän. In steiler Schichtstellung taucht die Obere Kreide südlich unter dem Miozän wieder hervor und steigt unter starker Spezialfaltung zum vorderen Gipfel des Zumbel alto an. Im weiteren Verlauf des Kammes nach Süden findet sich ein tektonisch stark reduziertes Profil der tieferen Kreide, sodaß die hellen Kalke am südlichen Gipfel in Übereinstimmung mit M. BLUMENTHAL (1927) bereits zum Jura zu stellen sind. An seinem Südhang stehen denn auch bald rötliche Malmkalke an und weiter ist eine durchgehende Folge heller Kalke bis hinab in die Schlucht des Rio frio so gut aufgeschlossen, daß es gänzlich unmöglich ist, hier eine flachliegende Störung anzunehmen, wie sie DOUVILLÉ zeichnet. Diese Jurakalke sind im Westen an einer steil stehenden Verwerfung über das Neokom der Südflanke des Jabalcux-Sattels herausgehoben, wodurch die steilen Felswände am Eingang zur Schlucht bedingt sind. Folgt man ihr abwärts, so zeigt sich, daß das zunächst sehr geringe Einfallen der Jurakalke nach Osten allmählich steiler wird. Es legt sich konkordant das Neokom darauf mit Einfallswinkeln, die schon über 45° hinausgehen. Die weicheren Schichten bedingen eine kleine Verbreiterung des sonst klammartigen Engtales. In einer letzten engen Klamm werden schließlich die mit 45° nach Osten einfallenden Orbitolinenkalke des Apt durchschnitten, die dann unter das Miozän des Talkessels des Rio de Jaén untertauchen. Hier im Rücken der „Klippe“ des Zumbel alto erlaubt demnach das durchgehende und wenig gestörte Jura-Kreideprofil nicht, die horizontale Bewegungsbahn einer Decke anzunehmen.

Jenseits des Rio de Jaén tauchen die Kreideschichten mit Apt und Neokom unter dem Miozän wieder hervor und lagern mit umlaufendem Streichen und nur geringem Einfallen an drei Seiten dem Jura des San Cristobal auf; die Lagerungsverhältnisse schließen also auch hier einen miozänen Deckenschub aus.

Die Sierras südlich Mancha Real.

(Blatt 947.)

Im Durchbruchstal des Guadabullón ist ein sehr interessantes Profil (Abb. 8) aufgeschlossen, das eine deutliche Nordüberschiebung zeigt und bei flüchtiger Betrachtung geradezu zur Anwendung der Deckentheorie ein-

lädt. Wenige Kilometer weiter östlich sind aber alle Anzeichen dieser Nordbewegung bereits erloschen.

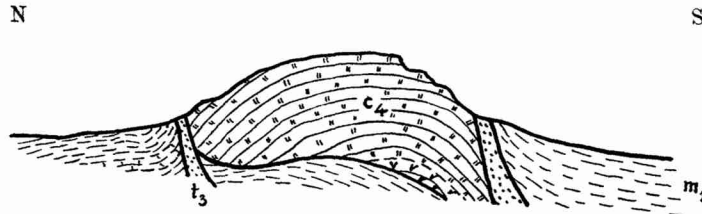


Abb. 8. Der abgescherte Kreidesattel am Westende der Sierra de Pegalajar bei La Guardia.

Signaturen wie Abb. 6.

Maßstab 1 : 25 000.

Der gleichmäßige Gewölbebau der Serrezuela de Pegalajar ist in den gebankten Kalken der Oberen Kreide gut zu erkennen. Überraschenderweise erscheinen aber unter ihnen aquitane Mergel mit *Lepidocyclinen* und *Globigerinenkalk*, die etwas unterhalb der Abzweigung der Straße nach La Guardia an der Straße Jaén-Málaga gut aufgeschlossen sind. Schon von HAUSMANN (1843) wurde hier das Tertiär beobachtet und in seiner Lagerung unter der Kreide richtig erkannt. Im Süden wird das Miozän an einer steil südfallenden Störung gegen Obere Kreide und kleine Keuperschollen verworfen, denen wiederum Miozän auflagert. Die Abscherung des Kreidengewölbes kann demnach nicht weit im Süden erfolgt sein, sodaß die Schubweite dieser Nordbewegung nicht mehr als 1 km beträgt. Daß die Sierra de Pegalajar keine Klippe im Sinne DOUVILLE's ist, geht aus den weiteren Aufschlüssen an der Südseite hervor, wo am Fußwege nach Pegalajar das fossilführende *Vraconnien* mit 45° nach Süden einfällt und zwar unter die steil aufgepreßten Tone und Gipse des Keuper.

Noch deutlicher zeigen die Aufschlüsse am Nordrand der Sierra deren Autochthonie. Vom Durchbruch des Rio Guadabullón nach Osten wird ihr tektonischer Bau rasch einfacher und besonders übersichtlich dadurch, daß der Lithothamnienkalk des tieferen Miozän an Mächtigkeit zunimmt und steil aufgerichtet ähnlich einer Teufelsmauer den Fuß der Sierra begleitet. Die neue Straße von Mancha Real nach Pegalajar schneidet diese Aufrichtungszone spießbeckig und erschließt folgendes Profil:

Burdigalmergel

20 m Lithothamnienkalk

50 m helle Mergel mit mürben Sandsteinen (Aquitane);

an der Basis eine mürbe Kalksandsteinbank, die wenig gerollte Blöcke aus dem unmittelbaren Liegenden enthält, in das sie vielfach taschenförmig eingreift.

Obere Kreide mit hellen dichten gut gebankten Kalken.

Eine Diskordanz ist zwischen Kreide und Tertiär nicht erkennbar. Weiter zeigt das Straßenprofil, daß der einfache Gewölbebau des Westendes der Sierra durch einige Spezialfalten belebt ist, in deren Mulden auch Miozän auftritt.

(1222)

Die Sierra de Pegalajar scheint sich nach Westen noch etwas über den Guadabullón hinaus fortzusetzen. Das Castillo von La Guardia steht nämlich auf einem Felsen von Oberer Kreide, der rings von Miozän umgeben ist. Nördlich eines kleinen Keuperhorstes tritt sie nochmals als nordöstliche Bergnase am Massiv des San Cristobal auf, wiederum durch Miozän vom Jura dieses Massives getrennt und an steilen Störungen etwas von ihm überschoben. Es liegt nahe, in diesen kleinen Kreideresten die westliche streichende Verlängerung der Achse der Sierra de Pegalajar zu erblicken, die dann um etwa 2 km nach Nordwesten versetzt erscheint, was bei der schon besprochenen Nordbewegung des San Cristobal sich in den tektonischen Bau dieses Gebietes gut einfügen würde.

Das Ostende der Sierra de Pegalajar zeigt im Paß südlich Mancha Real das stratigraphisch wichtige Profil mit den höchsten Schichten der Kreide, das schon bei der Schichtfolge (S. 29) wiedergegeben wurde. Das hangende Tertiär ist von Südost her an einer etwa 30° südöstlich fallenden Störung durch die Obere Kreide des Mojón blanco überschoben worden. Diese östliche Fortsetzung der Sierra de Pegalajar zeichnet sich im übrigen durch ruhige Lagerung ihrer Schichten aus, die einen flachen westnordwestlich streichenden Sattel bilden, in dessen Kern noch Apt erscheint. Sein nördlicher Flügel taucht mit 30—45° Einfallen unter das Miozän des Vorlandes unter.

Das Ostende der Sierra von Torres bis Jódar.

(Blatt 927 und 948.)

In der Gegend westlich Torres wird die Tektonik durch zahlreiche Störungen wieder kompliziert. Ein nordwestlich streichender Tertiärgraben greift tief in das Gebirge ein. Auch hier stehen die Verwerfungen steil, und Keuper ist an ihnen oft in kleinen Fetzen aufgepreßt worden.

Torres selbst liegt am Fuß einer eng gepreßten Kreideantiklinale (vgl. Taf. 1, Prof. 5), in der vorherrschend Orbitolinenkalke auftreten. Der Jura des südlich anschließenden Monte agudo schießt mit neokomen Mergeln und Kalken mit Aptychen und kleinen verkiesten Ammoniten und Miozän in seinem Hangenden steil nach Norden unter den Südschenkel der Antiklinale ein. Im Norden liegt diese selbst an 60—70° geneigter Überschiebung dem Miozän auf, das zur Ummantelung des nördlich vorgelegerten Juramassivs des Aznatin gehört. Sowohl Jura wie Miozän dieses auch nach DOUVILLE'S Ansicht autochthonen Massivs zeigen eine ungewöhnlich starke Spezialfaltung, die an seinem Nordrande zu einer schönen liegenden Falte im Lithothamnienkalk geführt hat (Abb. 9).

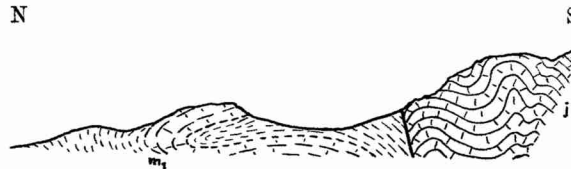


Abb. 9. Liegende Falte im Lithothamnienkalk bei Jimena.

Signaturen wie Abb. 6.

Maßstab 1 : 100 000.

(1223)

Das Miozän östlich des Aznatin schließt sich in den breiter werdenden Talmulden nunmehr zu der Senke des Guadiana menor zusammen. Außer zahlreichen kleinen Keuperaufbrüchen wölbt sich in den Cuevas del Aire noch einmal die Untere Kreide über das Miozän auf. Im Süden sind auf das sie umhüllende Tertiär an steiler Störung helle, massige Jurakalke aufgeschoben, die die Serrezuela de Bedmar bilden. Deutlich kommt diese tektonische Linie in der Landschaft zum Ausdruck: Die 1370 m hohe Serrezuela de Bedmar fällt im Norden steil zu einem Paß von nur 1140 m ab, in dem miozäne Mergel anstehen. Nach den im Jura vorhandenen Kluftflächen zu urteilen, fällt die Überschiebung mit etwa 70° nach Süden ein.

Der Jura der Serrezuela de Bedmar findet seine östliche Fortsetzung in den steil aufgerichteten Kalken der Colondrina, worauf schon DOUVILLÉ hinwies. Sie ist der östliche Ausläufer der Sierras von Jaén, von dem aus der Blick über die Tertiärbucht des Guadiana menor hinwegschweift bis hinüber zu dem südlichen Ansatzpunkt des Gebirgsbogens von Cazorra-Alcaraz.

Anhang:

Gebiet zwischen Priego und Cabra (Prov. Córdoba).

(R. B.)

(Blätter 967, 968, 989.)

Etwa 60 km südwestlich Jaén und 70 km nordwestlich von Granada liegt das Gebirge von Priego und Cabra, das durch die von W. KILLIAN beschriebenen fossilreichen Tithonaufschlüsse der Fuente de los Frailes 2 km östlich Cabra bekannt geworden ist. Was mich zu einer kurzen Begehung dieses Gebietes veranlaßte, war die Beobachtung, daß am Nordrand der Sierra von Jaén kimmerische Bewegungen, wie sie insbesondere im Randbruch der Guadalquivirscholle zum Ausdruck kommen, eine Rolle spielen. Man konnte vermuten, daß die jungjurassische Tektonik im Innern der Betischen Ketten noch an Bedeutung gewinnt und konnte das umso mehr, als darüber bereits gewisse Andeutungen vorliegen. M. BERTRAND und W. KILLIAN schreiben (S. 567), daß sie sich nur mit großem Zögern die Hypothese einer Diskordanz zwischen Jura und Kreide für das Gebiet von Montefrio—Priego—Cabra zueigen gemacht hätten, nachdem sie sie für die Gebiete weiter südwestlich hätten ablehnen müssen. Immerhin sehen sie darin bis auf weiteres die beste Erklärung für das Auftreten von Neokomschollen unmittelbar auf Keuper. P. FALLOT dagegen, der diese Gegend vor einigen Jahren besuchte, konnte sich dieser Ansicht nicht anschließen und hielt die Kontakte Keuper-Kreide für anormal.

Zwischen Alcaudete (5 km nordöstlich Zamoranos) und Zamoranos quert man eine Sattelachse, in der, im einzelnen mannigfach gestört, folgendes Profil zu beobachten ist:

| | |
|---|-------------------------|
| ca. 200—300 m Bunte Gipsmergel | } Keuper |
| „ 60 m schwarze, braun verwitternde dickbankige und plattige Kalke | |
| „ 50 m sandige Schiefertone mit dünnplattigen Sandsteinen und einzelnen dolomitischen Lagen | } höherer Buntsandstein |
| + 20 m rote dickbankige mittelkörnige mürbe Sandsteine | |

(1224)

Bei Zamoranos, Zagrilla und Carcabuey liegen entweder auf Keuper oder auf einer wenig mächtigen Unterlage von Carniolas bzw. Jurakalken eine größere Anzahl von Neokomschollen, die aus graugrünen und hellgrauen Cephalopodenmergeln bestehen, in die sich nach oben hin einzelne dünnplattige Sandsteine einschalten. Im ganzen genommen, lagern diese Reste ziemlich flach, im einzelnen aber kommt es infolge der mobilen Keuperunterlage zu vielen Kleinfaltungen, Abscherungen und Störungen. Daher rührt es, daß die Neokombasis, die eigentliche Transgressionsfläche, nur sehr selten zu fassen ist. Man sieht dann, z. B. zwischen Carcabuey und Zagrilla, wie das Neokom mit einigen Metern rosa und hellgrau gefärbter etwas sandiger Mergel beginnt, die aufgearbeitete Keuperbrocken, gelegentlich auch kleine Kalkgerölle, führen.

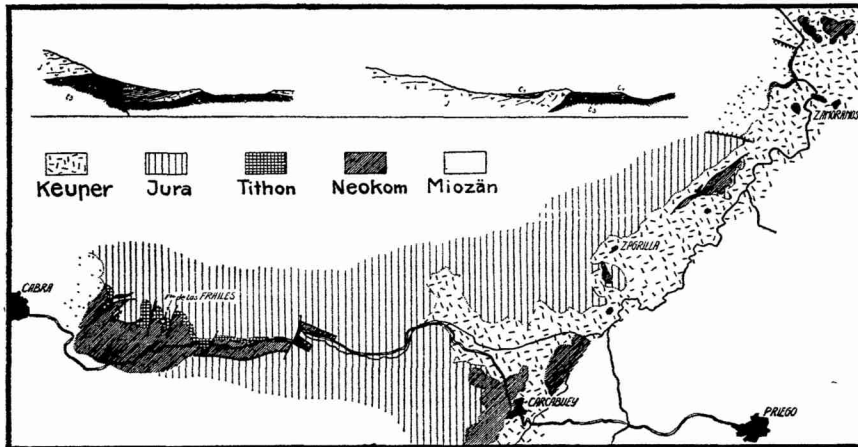


Abb. 10. Kärtchen der Gegend zwischen Cabra und Priego (Prov. Córdoba) zur Veranschaulichung der starken vorneokomen Orogenese.

Maßstab 1 : 225 000 (Profile dreifach).

Westlich von Carcabuey steigt das Neokom auch auf höhere Horizonte des Jura hinauf, dann setzt es eine Strecke aus und liegt von der Paßhöhe der Straße nach Cabra ab auf Tithon, wie z. B. an der Fuente de los Frailes, wo

| | |
|---|---------------------|
| + 100 m hellgraue Mergel | Hauterive-Barrême |
| 0,5—1 m hellgraue Kalkmergel mit Bruchstücken von gerollten und angelösten Ammoniten, wohl transgressiv lagernd | (? oberes) Valendis |
| 2 m hellgraue und rosa Mergelkalke | Berrias |
| 8 m vorwiegend rote fossilreiche Knollenkalke und primärbrecciöse Kalke | Tithon |
| weiße dickbankige fossilleere Marmorkalke von großer Mächtigkeit | tieferer Malm |

erschlossen sind. An den Hängen weiter westlich gegen Cabra zu ist das Profil im wesentlichen das gleiche, doch deutet sich eine leicht ungleichförmige Auflagerung der Kreide darin an, daß die Berriasmergelkalke

stellenweise fehlen. An einem Punkte liegt das Neokom sogar auf hellen Crinoidenkalken, wie sie sonst dem tieferen Malm eingeschaltet sind.

Als Ergebnis darf man somit festhalten, daß die von BERTRAND und KILIAN vermutete Diskordanz an der Basis des Neokom zu Recht besteht. Ja, man darf sogar behaupten, daß die kimmerische Orogenese bereits die Hauptzüge des heutigen Gebirgsbaus schuf und damit eine für alpine Gebirge ungewöhnliche Intensität erreichte. Von Zamoranos bis Carcabuey folgt man der Flanke eines großen nordöstlich streichenden Sattels, gegen Cabra zu kommt eine Mulde, in der noch Tithon erhalten ist. Die jüngere nachneokome Einmuldung verläuft dagegen längs der Straße Carcabuey—Cabra in ost-westlicher Richtung. Ob dieser Unterschied im Streichen der älteren und jüngeren Faltung regionale Bedeutung hat, müssen weitere Untersuchungen erweisen. Nach der spanischen geologischen Übersichtskarte hat man den Eindruck, daß Nordoststreichen in der weiteren Umgebung von Cabra und Priego größere Verbreitung besitzt.

4. Der Gebirgsbogen Cazorla—Alcaraz—Hellín.

(H. G.)

Die Sierren, die von den nord-südstreichenden Ketten von Cazorla über die allmählich nach Osten umbiegende Zone südlich von Alcaraz schließlich mit südöstlichem Streichen in das Faltengebirge von Hellín übergehen, sind der am weitesten nach Norden vorgetriebene Teil der Betischen Kordillere. Hier hat die Nordbewegung eine großartige Schuppentektonik geschaffen, die gegen das nach Osten untertauchende Ende der Sierra Morena gerichtet ist. Die Faltung der Schichten ist fast gänzlich unterdrückt zu Gunsten einer Übereinanderstapelung von Schollen, die sich am besten mit der Aufstauung von Eisschollen vergleichen läßt. Neben dieser Eintönigkeit der Tektonik, die wenigstens der Großartigkeit nicht entbehrt, geht eine solche des stratigraphischen Aufbaues einher, da sich vorherrschend nur Trias und Jura am Gebirgsbau beteiligen, gegenüber deren Verbreitung alle übrigen Formationen in den Hintergrund treten.

Schichtfolge.

Die roten terrestrischen Triasgesteine treten in der gleichen Fazies, in der sie das Ostende der Sierra Morena umgeben, im Liegenden der Juraschuppen an vielen Stellen hervor. Z. T. sind es schmale, an der Basis der Schollen aufgeschürfte Streifen, z. T. aber auch in großen, tief eingeschnittenen Erosionsfenstern freigelegte Flächen. Das liegende Paläozoikum ist aber noch nirgends von der Erosion erreicht worden.

Der Buntsandstein ist nur dort mit Sicherheit auszuscheiden, wo die vorherrschend aus roten Tönen und Sandsteinen bestehende

(1226)

Schichtfolge durch die Einschaltung des marinen Muschelkalk unterbrochen wird. Dies ist nur in der weiteren Umgebung von Siles der Fall, wo aber das Liegende des Buntsandstein nicht erschlossen ist, sodaß seine Mächtigkeit unbekannt bleibt.

Der noch in der Gegend von Siles fossilführende Muschelkalk in germanischer Fazies geht nach Nordosten rasch in eine sandigtonige Fazies über, wie sich an einer Reihe von Profilen in dieser Richtung beobachten ließ. Während noch in der Gegend von Fábricas eine etwa 30 m mächtige, vorherrschend grau und grünlich gefärbte Zone mit einigen Dolomitbänkchen möglicherweise die Vertretung des Muschelkalk darstellt, läßt sich eine solche am Außenrande des Gebirges bei Alcaraz nicht mehr nachweisen. Die kleine Diskordanz bei Villanueva de la Fuente (S. 16) macht das Vorhandensein von Schichtlücken in diesem Gebiete wahrscheinlich. Jedenfalls schneidet die Nordgrenze der Verbreitung des marinen Muschelkalk mit ihrem nordöstlichen Verlauf den Schuppenbogen von Alcaraz ab.

Der Keuper ist durch seine Gipsführung ausgezeichnet. Er erreicht seine größte Mächtigkeit im Süden des Gebietes mit etwa 200 m. Sie nimmt nach Nordwesten allmählich ab, ebenso wie die Gipsführung, die westlich von Alcaraz gänzlich fehlt, weiter nördlich allerdings wieder einsetzt.

Der Übergang zum Jura vollzieht sich allmählich durch Einschaltung grauer dolomitischer Bänke von 0,5—2 m Mächtigkeit, die mit mattgrünen Mergeln wechsellagern. Nach dem Hangenden zu treten die Mergel bald ganz zurück, doch bleiben die Dolomite zunächst noch gut gebankt. Erst in den höheren Lagen der etwa 300 m mächtigen Schichtfolge erscheinen massige Dolomite. Ihre Farbe ist meist hellgrau bis gelblich, oft sind sie brecciös. Diese dolomitische Fazies dürfte den unteren und mittleren Jura umfassen, ohne daß sich an der Basis der Carniolas-Horizont ausscheiden ließe. Im Malm werden rötliche und gelbe Kalkbänke von wenigen Dezimetern Mächtigkeit herrschend, denen gleich mächtige helle Mergellagen zwischengeschaltet sind. In ihnen kommen häufig Fossilien, meist Perisphincten und Belemniten, daneben auch zahlreiche Brachiopoden vor, die bereits P. FALLOT aus diesem Horizont beschrieben und dadurch dessen lusitanisches Alter nachgewiesen hat. Die Mächtigkeit dieses Horizontes scheint nicht über 50 m hinauszugehen. Im Hangenden erscheinen in der Gegend von Cazorla und Siles massige helle Kalke, die eine Mächtigkeit von 100 m erreichen können. Es sind die obersten Juraschichten, die nach Norden und Osten ebenfalls in dolomitische Fazies über-

gehen und dadurch nicht mehr auszuscheiden sind, in weiten Gebieten zweifellos auch bereits durch Erosion beseitigt wurden.

Am Ende der Jurazeit ist ein allgemeiner Rückzug des Meeres festzustellen, denn wo die Unterkreide in unserem Gebiete auftritt, ist sie an der Basis in terrestrischer Fazies entwickelt. Es sind meist bunt gefärbte Tone und Sandsteine von wechselnder Mächtigkeit, die an die terrestrische Trias erinnern, nur nicht mehr derartig leuchtende Farben besitzen. Im östlichen Teil des Schuppenbogens finden sich lose eingestreute Quarzitzerölle an der Basis des Wealden, die sich zu einzelnen Schotterbänken verdichten können. Stets liegt der Wealden auf stark verkarsteten Jurakalken und Dolomiten. Erst hierüber folgen marine Sedimente mit glaukonitischen Sandsteinen, Austernbreccien und Mergelkalken, die durch häufig eingeschwemmte Holzreste noch die Nähe des Landes verraten. Da die Unterkreide nur in kleinen Resten im südlichen Teil des Gebietes erhalten ist, läßt sich ihre Mächtigkeit nicht ermitteln, östlich Fáblicas sind etwa 100 m erschlossen. Im Norden scheint der Wealden nicht mehr zur Ablagerung gekommen zu sein.

Auch das Urgoapt ist in seiner Verbreitung auf den südlichen Teil des Gebietes beschränkt. Aus den marinen Schichten des Wealden entwickeln sich graue bis gelbliche Mergel mit Kalkbänken, die oft massenhaft Orbitolinen führen und bankweise von Requienien erfüllt sind. Im oberen Teil der bis zu 150 m mächtigen Serie werden die Kalke dickbankig und von blaugrauer Farbe. In den Sierras von Cazorla greift das Urgoapt diskordant bis auf Jura hinab und ist hier durch konglomeratische Einschaltungen ausgezeichnet. Ähnliche konglomeratische Kalke liegen östlich Siles auf fossilführendem Lusitan, ohne selbst Fossilien zu enthalten. Ihrer Fazies nach dürften sie aber ebenfalls dem Urgoapt angehören. Schließlich führen westlich Elche de la Sierra einige Kalkbänke des höheren Apt Gerölle, ohne daß in diesem Gebiet eine transgressive Lagerung desselben nachweisbar ist; überall liegt hier Urgoapt normal auf Wealden.

Höhere Kreide ist nur an einem Punkte mit Sicherheit nachweisbar, bei La Noguera, südlich Peñas de San Pedro. Hier treten helle, splittrige, gut gebankte Kalke mit Rudisten auf, die an der Oberfläche herauswittern und dann an der zelligen Struktur ihrer Schale leicht erkannt und von ebenfalls zahlreich vorkommenden Korallen unterschieden werden können. An ihrer Basis liegen 5 m unverfestigte Quarzitschotter unmittelbar dem Jura auf, sodaß diese sowohl eine Vertretung des Wealden, wie

(1228)

auch der Utrillasschichten darstellen können. Die Mächtigkeit der Kalke beträgt etwa 120 m. Sie werden von Tertiär überlagert.

Das Burdigal ist wieder weit verbreitet. Es liegt diskordant auf allen Schichten vom älteren Jura bis zur oberen Kreide. Auf Trias wurde es nicht beobachtet, wenn auch nordöstlich Fábricas nur noch 40 m Juradolomit zwischen Trias und Miozän erhalten sind. An der Basis des marinen Burdigal können Quarzitschotter entwickelt sein mit Geröllen von Walnuß- bis Hühnereigröße. Wenn überhaupt feineres Material zwischen den Geröllen eingelagert ist, so besteht es aus einem tonigen Sand von braunroter bis violetter Farbe, die wahrscheinlich aus einer roten Verwitterungsdecke oder aus dem Wealden übernommen ist. Derartige Basisschotter erreichen ihre größte Mächtigkeit in der Gegend von Peñas de San Pedro mit etwa 50 m, setzen sich aber nicht weit nach Süden und Westen hin fort. In diesen Gebieten beginnt dann das Burdigal mit Kalken, in die hin und wieder kleinere Gerölle eingestreut sind und die südlich Alcaraz reich an Austern, Seeigeln und großen *Pecten* sind.

Über diesen basalen Bildungen lagert regelmäßig eine bis zu 70 m mächtige Folge von hellgelben Molassemergeln und mürben Molassesandsteinen, die den Sockel zu den gern in Felswänden stehenden Lithothamnienkalken bilden. Diese erreichen eine Mächtigkeit von 60—80 m. Sie sind äußerlich den massigen Jurakalken ähnlich, bilden aber mit Vorliebe Überhänge und Höhlen, daher denn auch in diesem Horizont die meisten der durch ihre prähistorischen Wandbemalungen berühmt gewordenen Höhlen der weiteren Umgebung angetroffen werden. Im frischen Anbruch sind die Lithothamnienkalke leicht an der reichlichen Führung von Kalkalgen-Detritus erkennbar, wodurch das Gestein oft eine poröse Struktur annimmt. Ferner sind auch in diesem Horizont immer wieder vereinzelt kleine Gerölle, meist aus paläozoischen Gesteinen, eingestreut. Während die Molassemergel sehr gleichmäßig im ganzen Gebiet entwickelt sind, fehlen die Lithothamnienkalke im Südwesten in den Sierras von Cazorla. Diese marinen Bildungen umfassen außer dem Burdigal möglicherweise auch das Helvet.

Das Jungmiozän (Torton-Sarmat) ist in kontinentaler Fazies entwickelt. Weit verbreitet sind Quarzitschotter, die vielfach unmittelbar der Molasse auflagern, aber auch auf älteren Horizonten bis hinab zur Trias vorkommen. Die Gerölle dürften z. T. aus aufgearbeiteten Basisschottern des Burdigal, der Ober- oder Unterkreide stammen, z. T. scheint aber auch neues Material von Nordwesten aus der Sierra Morena herangeführt worden zu sein, da

dort die größte Mächtigkeit dieser Schotter am Cerro del Moro (vgl. S. 7) beobachtet wurde. Während diese Schüttung gut gerundeter Gerölle im ganzen Gebiete einheitlich festzustellen ist, zeigt sich das aus sandigen und fanglomeratischen Massen bestehende höhere Jungmiozän stark von den in seiner Umgebung anstehenden Gesteinen abhängig, die das Material zu seinem Aufbau geliefert haben. Im Süden des Gebietes tritt unter kontinentalem Jungmiozän, dieses z. T. vertretend, eine limnische Ablagerung auf, die aber die Molasse noch diskordant überlagert. Westlich Elche de la Sierra ist es eine etwa 30 m mächtige Folge von Konglomeratbänken in Wechsellagerung mit hellgrauen Mergeln. An der Basis ist ein geringmächtiges Braunkohlenflözchen entwickelt. Nach Osten zu verschwinden die Konglomerate rasch und es treten splittrige Kalke, die durch feinschichtige Polierschiefer ausgezeichnet gebankt sind, an ihre Stelle. Einige Lagen der Mergel sind stark bituminös und daher dunkel gefärbt, andere Bänke wiederum schwach verkieselt. Bei dieser Fazies dürfte es sich um eine randliche Bildung des innerbetischen Tertiärbeckens von Hellín handeln, das durch seine Schwefelführung von wirtschaftlicher Bedeutung ist.

Tektonik.

(Hierzu Prof. 3 u. 4, Taf. 1.)

Die tektonische Entwicklung des Schuppenbogens Cazorla—Alcaraz—Hellín ist jung. Zur Zeit der kimmerischen Bewegungsphasen kann es in diesem Gebiet noch nicht zu wesentlichen Schichtverstellungen gekommen sein, da unter der allerdings nur spärlich anzutreffenden Unterkreide der Jura nur wenig abgetragen ist. Auch das einzelne Vorkommen von mariner Oberkreide südlich Peñas de San Pedro läßt noch auf das Anhalten ruhiger Sedimentationsverhältnisse schließen. Selbst das Burdigal ist nach den Beobachtungen im einzelnen Aufschluß noch konkordant mit seinem Liegenden verfaltet und erst das Kartenbild läßt seine diskordante Auflagerung erkennen. Im nördlichen Teil des Gebietes, im heutigen Schuppenbogen, muß eine schwache Aufwölbung der Schichten bestanden haben, die in der Gegend von Fábricas kulminierte. Der Jura hat aber vor dem Burdigal in diesem Gebiete noch als zusammenhängende Tafel bestanden. Erst südlich des Rio Mundo liegt das Burdigal auf so kurze Erstreckung einmal auf Urgoapt, dann wieder auf Jura, daß hier die nordwestlich streichenden Brüche zweifellos vorburdigales Alter haben.

Erst nach dem Burdigal setzten die Schollenbewegungen ein,

die zur Ausbildung des Schuppenbogens geführt haben. Im westlichen Teil des Schuppenbogens sind die Juraschollen auf das Tertiär des östlichen Guadalquivirbeckens aufgeschoben entlang einer bereits im Mesozoikum angelegten Störung. Die randlichen Schollen sind hier die am steilsten aufgerichteten. Dagegen kann bei Alcaraz, wo keine ältere Störung den Außenrand des Gebirges begleitet, die Schuppenstruktur unbehindert nach Norden verklingen. Die im Inneren des Bogens mit etwa 45° nach Süden geneigten Schuppen legen sich nach außen zu immer flacher unter Verringerung ihrer Überschiebungsbeträge, bis sie schließlich in die fast ungestörte Juratafel übergehen. Zu dieser großartigen Einfachheit des Baues dieser äußeren Schuppenzone hat die einfache und einheitliche Gliederung des Materials in liegende plastische Trias und hangende starre Juratafel zweifellos beigetragen. Da die Trias auf den Bewegungsbahnen stets nur in geringer Mächtigkeit auftritt, muß eine Abscherung dicht unter der Basis des Jura stattgefunden haben, sodaß sich dieser verhältnismäßig selbständig vorbewegen konnte. Dabei schob sich entsprechend seiner Starrheit eine Scholle auf die andere. Dagegen zeigen die in etwas tieferem Erosionsschnitt liegenden großen Triasaufbrüche im Süden der Schuppenzone deutlich nach Norden vergente Sättel und Mulden.

Der innere Teil des Schuppenbogens, soweit er südlich des Rio Mundo noch in die Untersuchung einbezogen wurde, zeigt einen nicht so einheitlichen Bau. Während im Norden die Streichrichtungen aus der Nord-Süd-Richtung im Westen allmählich über die Nordost-, die Ost-West- in die Nordwest-Südost-Richtung übergehen, vergittern sich hier alle diese Richtungen in komplizierter Weise. Die zeitlichen Unterschiede in dieser Zone mögen hierbei von Bedeutung sein, worauf oben schon hingewiesen wurde. Daneben zeigt eine starke und im Streichen häufig wechselnde Spezialfaltung, daß die Bewegungsfreiheit hier im Innern des Bogens begreiflicherweise eingeengt war.

Es bleibt nun noch die Frage nach dem Alter dieser Bewegungen zu erörtern. Zu dem noch in vollem Umfange eingeschuppten marinen Miozän liegen die terrestrischen, resp. limnischen Ablagerungen des Torton-Sarmat scharf diskordant. Die Hauptbewegungen haben demnach in der zweiten steirischen Phase stattgefunden — unter der Voraussetzung, daß die Molasse noch Helvet enthält, sonst käme auch die erste steirische Phase in Betracht. Aber auch das Jungmiozän ist noch von Dislokationen betroffen worden, im Norden vorherrschend von Verwerfungen und Überschiebungen, im Süden durch Aufbiegung der Beckenränder zu

Fallwinkeln bis zu 30° . Das Alter dieser nachmiozänen Phase läßt sich in unserem Gebiet nicht näher bestimmen. In Analogie mit dem östlich anschließenden Gebiet bei Hellín dürften diese jüngeren Bewegungen der rhodanischen Phase zuzuordnen sein. Auch die etwas ältere attische Phase muß in Betracht gezogen werden, zumal sich diese im nördlichen Vorlande bei Fuentealbilla östlich Albacete nachweisen ließ. Hier liegt eine deutliche Winkel-diskordanz von $50-60^\circ$ in wohlgeschichteten Schneckenkalken, deren pontisches Alter sich im Hangenden der Diskordanz faunistisch belegen ließ¹⁾. Damit sind die orogenen Vorgänge in unserem Gebiete zum Abschluß gekommen.

Die jungen epirogenen Bewegungen lassen sich besonders gut im östlichen Teil des Gebietes verfolgen, da hier zwischen Vorland und Gebirge ein ungestörter Zusammenhang besteht und dieses selbst noch kaum von der Erosion zerschnitten worden ist. Die tischebene Fläche der Mancha, die als nachpontische Verebnung das neukastilische Becken überspannt, geht nach Süden in ein schwach ansteigendes, sanft gewelltes Hügelland über, über das sich einige inselbergartige Aufragungen erheben. Auf das jungmiozäne Alter dieser fossilen Inselberge hat R. BRINKMANN (1932) bereits hingewiesen. Derartige Inselberge finden sich nun nicht nur an den Rändern des Tertiärbeckens, sondern auch weiter südlich der gleichmäßig ansteigenden Verebnung aufgesetzt, ohne daß allerdings hier noch korrelierte Sedimente in größerer Verbreitung erhalten geblieben wären. Noch während des Pont können keine wesentlichen Höhendifferenzen zwischen Vorland und Gebirge bestanden haben, da die im Jungmiozän entwickelte Morphologie sich sonst nicht so gut hätte erhalten können. Erst mit dem Oberpliozän und wahrscheinlich im Diluvium sich fortsetzend trat die Herauswölbung der jetzigen Gebirgszone ein, die in dem allmählichen Anstieg der nachpontischen Verebnung von 800 m Höhenlage am Gebirgsrand bis auf 1600 m im Gebiete der Sierra del Mundo zwischen Siles und Elche de la Sierra zum Ausdruck kommt. In diesem mächtigen Massiv kulminiert sie, um nach Süden wiederum

1) Da meine eigenen Aufsammlungen von diesem wichtigen Fundpunkte leider verloren gingen, hatte Herr Dr. R. TEICHMÜLLER die Freundlichkeit, diesen nochmals zu besuchen und einiges Material zu sammeln. Herr Dr. W. WENZ bestimmte davon folgende Formen:

Coretus thiollierei (MICHAUD),

Bulimus sp., (*Bythinia*)

?*Hemicycla gualinoi* (MICHAUD).

Beiden Herren möchte ich hier nochmals meinen herzlichen Dank aussprechen.

abzusinken. Nur wenige tiefe Erosionsschluchten mit ihren Nebentälern geben der Landschaft den Charakter eines Hochgebirges.

Einzelbeschreibungen.

Sierra de Cazorla bis zum Guadalquivirdurchbruch bei Villanueva.

(Blätter 907 u. 928.)

Der Gebirgsstock, den der Guadalquivir in einem tief erschlossenen Querprofil durchbricht und schließlich mit seinem höchsten Oberlauf umfaßt, ist fast ausschließlich aus Jura aufgebaut. Es sind 400—500 m mächtige, graue bankige Dolomite von oft brecciöser Struktur, die jedenfalls größtenteils metasomatisch aus Kalken entstanden sind. Dafür spricht die gelegentliche Einschaltung kalkig-mergeliger und dann oft fossilführender Lagen und ferner die Tatsache, daß in der näheren Umgebung von Cazorla die dolomitische Fazies auf den tieferen Teil des Jura beschränkt ist. Im Malm herrschen dünnplattige, z. T. mergelige Kalke von grauer, z. T. auch roter Farbe vor, die oft voll von Ammoniten stecken und aus denen P. FALLOT eine Fauna des Lusitan beschrieben hat. Der oberste Malm besteht vor allem nördlich Cazorla aus 100 m massigen bis dickbankigen hellen Kalken, die schon durch ihre karrige Verwitterung und Terrarossadecke auffallen. Unter dieser mächtigen Juraplatte kommen gelegentlich bunte Keupergipsmergel hervor, FALLOT wies bei Bujaraiza (am Guadalquivirknie 29 km nordnordöstlich von Cazorla, außerhalb der Karte) sogar fossilführenden Muschelkalk in Form von grauen plattigen fukoidenreichen Kalken nach. Die Kreide lagert oftmals einer alten Landoberfläche auf, an der der Juradolomit rötlich verfärbt ist und der Kalk Karstschlotten mit Bohnerzkonglomeraten aufweist. Darüber folgen weiße, hellrote, grünliche und dunkle, feinsandig-glimmerige Tone und Sandsteine, in höheren Niveaus Austernbreccien und schillführende Mergelkalke. Diesen ganzen Komplex muß man, wie die Überlagerung durch Urgoapt bei Siles lehrt, als kontinentale bis litorale Fazies des tieferen Neokom, d. h. als Wealden ansehen. Auch nordnordöstlich von Cazorla fand sich ein kleiner Rest von Urgoapt, allerdings unmittelbar ohne sichtbare Diskordanz auf Jura auflagernd; er beginnt mit einem groben Basalkonglomerat von roten und grauen bis faustgroßen Jurakalken und -dolomiten, über denen noch etwas heller Requiendienkalk folgt. FALLOT hält einen Teil der Dolomite bei Vacarizuela, 9 km nordnordöstlich von Cazorla, für Oberkreide. Ich konnte keine weiteren Belege für diese Auffassung beibringen und habe den fraglichen Komplex dem Jura zugerechnet. Der Primärkontakt zum Tertiär ist bei Cazorla selbst durch die Überschiebungen gestört, 5—10 km weiter nördlich aber ist die Miozänbasis verschiedentlich erschlossen. Die basalen Lagen bestehen aus Kalkkonglomeraten, Molassesandsteinen und sandigen Austernbreccien, sehr selten aus rein kalkigen Bildungen. Nach oben gehen sie in die bekannten Molassemergel über.

Wie bereits oben angedeutet wurde, setzen in der Sierra de Cazorla die ersten schwachen orogenen Bewegungen bereits innerhalb des Mesozoikum ein. Der Wealden liegt flach diskordant und greift von den obersten Jurakalken bis auf die Lusitanplattenkalke und tieferen Dolomite herab, wie man gerade an dem kleinen Vorkommen nordnordöstlich von Cazorla gut sehen kann. Urgoapt liegt wiederum transgressiv und beginnt mit einem Basalkonglomerat, das verschiedenen Jurahorizonten entnommen ist.

Aber diese schwachen Verbiegungen treten doch gegenüber der nachburdigalen (wohl mittelmiozänen) Hauptphase ganz zurück. Damals entstand ein intensiver Schuppenbau, bei dem ein ganzer Stapel von 20—70° ostfallenden Juratafeln übereinandergeschoben wurde. FALLLOT hat die Grundzüge der Tektonik bereits an Hand einer Kartenskizze und einer Reihe von Profilen klargestellt, die ich in allen wesentlichen Punkten nur bestätigen kann. Unsere Karte Taf. 1 gibt von diesem Bau ein zwar ungefähres, aber unzureichendes Bild, denn die Überschiebungen konnten nur dort kartiert werden, wo breitere Streifen von Keuper, Kreide oder Tertiär zwischen die Schollen eingeschaltet sind, nicht aber dort, wo die einförmigen Juradolomite in sich geschuppt liegen. In der Verteilung der eingeklemmten Zwischenmittel herrscht eine gewisse Regel: Miozän findet sich vor allem in den randlichen Teilen, so um Cazorla und östlich Villacarrillo, Keuper dort, wo tiefere, Wealden dort, wo höhere Stockwerke des Überschiebungsbau entblößt sind, d. h. ersterer besonders in den Tälern, letzterer überwiegend auf den Bergkämmen. Man darf daraus wohl den Schluß ziehen, daß Keuper auf den meisten Bewegungsbahnen als Gleitmittel mitgenommen, aber nicht überall bis zutage gefördert wurde, wie es Prof. 4, Taf. 1 andeutet. Aus diesem Profil ersieht man zugleich die allgemeine Gesetzmäßigkeit im Einfallen der Schubflächen, die sich vom Außenrand zum Innern des Gebirges immer mehr verflachen. Der Randsprung gegen das Guadalquivirbecken fällt mit 75°, am Ostrand der Karte ist die Neigung der Schicht- und Bewegungsflächen nur noch 15—20°; somit erscheint es nicht ausgeschlossen, daß in noch weiter innen gelegenen Zonen echte Decken und Klippen auftreten. Das nordnordöstliche Gesamtstreichen ist unmittelbar nördlich Cazorla durch eine quere Einwalmung unterbrochen. Am Nordrand tauchen die Schuppen axial ab, und Miozän stellt sich auf allen Bewegungsfugen ein, sodaß man einen Eindruck erhält, wie kompliziert die Struktur in Wirklichkeit ist. Bei Cazorla selbst tauchen alsdann die einzelnen Juraschuppen wieder unter dem Tertiär auf. Diese Eindellung bringt den großen Randsprung des Guadalquivirbeckens zum Verschwinden. Bis über den Guadalquivir nach Süden hinaus bildet er noch den Außenrand des Gebirges, dann taucht er ab, läßt sich noch eine Strecke als Überschiebung von tieferem auf höheres Miozän verfolgen und verliert sich schließlich nordwestlich von Cazorla. Immerhin geben die Keupervorkommen um Peal einen Anhaltspunkt für den ferneren Verlauf.

Gebirge zwischen Beas und Siles.

Sierras de Segura.

(Blätter 865, 886, 887.)

Schichtfolge und Fazies sind im ganzen recht ähnlich wie in der Sierra de Cazorla und unterscheiden sich von derjenigen am Rande des Guadalquivirbruches weiter nordwestlich durch größere Vollständigkeit, größere Mächtigkeit und küstenfernere Fazies. Die Trias wird auf der Strecke von Génave nach Siles allgemein feinkörniger, der Keuper mächtiger und gipsreicher, vor allem aber stellt sich Muschelkalk in mariner Entwicklung ein. Wo der Muschelkalkstrand genau verläuft, ob etwa ein Küstensaum von Muschel-sandsteinfazies entwickelt ist, wie man aus einigen Andeutungen von L. MALLADA entnehmen kann, wurde nicht im einzelnen untersucht. Bei Siles und

(1234)

Orcera ist es jedenfalls eine 20 m mächtige Folge von dünnplattigen mergeligen Kalken, die sehr an den deutschen Wellenkalk erinnern; M. SCHMIDT hat kürzlich über die Fauna berichtet. Die Keupermergel messen ungefähr 150 m. Carniolas und der größte Teil des Jura sind dolomitisch entwickelt und lassen sich weder trennen noch im einzelnen gliedern, nur der jüngste, aus kompakten hellen Kalken bestehende Jura hebt sich, wie nördlich Cazorla, gut ab. Mit flacher Diskordanz, sei es auf Juradolomit, sei es auf Jurakalk, folgt Wealden in Form von blaßbunten glimmerigen Sanden und Letten, grau-grünen sandigen Mergeln und groben bräunlichen Sandsteinen mit Holz und marinem Schill; oft ruht er mit einer Lage von Bohnerzgeröllen auf einer zerschratteten Unterlage auf; zwischen Siles und Orcera finden sich an der Basis sogar bis faustgroße Quarzitgerölle. Die Mächtigkeit beträgt 40—80 m, sie schwankt wohl schon primär, dann aber auch infolge der ungleichförmigen Überlagerung durch Urgoapt. Diese Diskordanz läßt sich beim Cortijo de la Hueta zwischen Siles und Orcera, wo das Urgoapt auf engem Raume bald auf Juradolomit, bald auf verschieden mächtigem Wealden auflagert, nachweisen. Eine Bestätigung bildet in gewissem Sinne auch die Fazies des Urgoapt, denn sowohl zwischen die grauen Mergel an der Basis, wie auch zwischen die hellen Requiencalken im höheren Teil schieben sich fein- bis gröberkonglomeratische Bänke ein, deren Komponenten vorwiegend dem Jura entnommen sind. Jüngere Schichten sind nicht entwickelt.

Wie stratigraphisch, so ist auch tektonisch dies Gebiet die Fortsetzung der Sierra de Cazorla. Schuppen bilden in vielfacher Wiederholung das Bauelement, das gilt im kleinen für die Schar der Muschelkalkdurchspießungen in der Keuperfläche von Siles und Orcera, das gilt auch im großen für die mehrmalige Wiederholung der Folge Juradolomit—Jurakalk—Wealden—Juradolomit im Gebirge, wobei zu bedenken ist, daß die Karte nur einen geringen Bruchteil der Störungen zur Darstellung bringt. Das Streichen biegt allmählich aus der Nord-Südrichtung nach Nordnordost und Nordosten um; das Einfallen unterliegt ähnlichen Gesetzmäßigkeiten wie bei Cazorla. Bei Beas fallen die Schubflächen etwa 50—70°, weiter gebirgseinwärts gegen den Guadalquivir zu legen sie sich flacher auf 20—30°, versteilen sich wieder auf 45—75° bei Orcera und werden südlich Siles abermals flacher (20—40°). Die reine Faltung spielt demgegenüber nur eine sehr geringe Rolle. Der lange Jurazug östlich Génave ist rein erosiv herauspräpariert und kaum gemuldet. Eher kann man schon die von Jura- und Muschelkalkschollen durchschwärmten Keuperflächen von Siles und Orcera als einen großen, in sich geschuppten Sattel ansehen, denn diese Aufwölbung setzt sich nach Südsüdwesten bis fast an die Quelle des Guadalquivir fort.

Der Gebirgsbogen südlich Alcaraz.

(Blätter 815, 841, 866.)

Aus der Schuppenzone von Cazorla—Siles entwickelt sich der Gebirgsbogen von Alcaraz durch allmähliches Umschwenken der Streichrichtungen aus der Nordost- in die Ost-Westrichtung, die etwa an dem Ostrande der Kartenblätter weiter in die Nordwest-Südostrichtung übergeht. Einen entsprechenden Bogen beschreibt der Außenrand des Gebirges von Bienservida nach Alcaraz, um dann etwa dem Südrande des Blattes Robledo zu folgen. Morphologisch hebt sich das Gebirge südwestlich Alcaraz sehr scharf heraus.

Hier haben die Nebenflüsse des Guadalquivir die Juratafel des Vorlandes zerschnitten und eine breite Talaue in der Trias zwischen dem Außenrand des Gebirges und der Sierra Morena geschaffen. Demgegenüber besitzen die Gewässer nordöstlich Alcaraz, die zu dem innerspanischen Tertiärbecken abfließen, keine große Erosionskraft. Die Juratafel ist erst wenig zerschnitten und trägt hier in etwa 1000 m Höhe eine Verebnung, aus der das Gebirge nach Süden allmählich ansteigt. Eine lose Geröllbestreuung, die sich nur örtlich zu Schottern verdichtet, ist auf ihr in großer Verbreitung festzustellen. Entsprechend der Anlage der Verebnung in der flachlagernden Juratafel des Vorlandes liegen diese Schotter meist dem Jura auf, doch ist südlich Alcaraz auf den Höhen bei Vianos auch noch Molasse unter ihnen erhalten. Es ist hier folgendes Profil zu beobachten:

Torton: Quarzschotter in schwachem Erosionsrelief auf
 Burdigal: 40 m helle Molassemergel mit einigen etwa 20 cm mächtigen mürben Kalksandsteinbänken
 2—5 m hellgraue, schwach sandige Kalke mit Austern, Seeigeln und großen *Pecten*
 Jura: vorburdigal verkarstete Kalke.

Der Jura zeigt nach Süden zunehmend gestörte Lagerung, indem zunächst Brüche auftreten, an denen die südliche Scholle gehoben und randlich auf die ihr nördlich vorgelagerte aufgeschoben ist. Im Gegensatz zu dem Außenrand in der Gegend von Cazorla behalten die Schollen nahezu flache Lagerung. Erst etwa 10 km gebirgseinwärts stellt sich steileres Südfallen der Schollen bis zu 45° und mehr ein, zugleich unter Zunahme der Überschiebungsbeträge. Da die Triastone zwischen den Juraschollen oft zu nur wenige Dezimeter messenden Fetzen ausgequetscht worden sind, konnten sie in Karte und Profilen nur dort ausgeschieden werden, wo sie noch größere Mächtigkeit besitzen. In Wirklichkeit konnte zwischen dem Außenrande des Gebirges und der Gegend von Fábricas eine 12—15 malige Wiederholung des mehr oder weniger vollständigen Juraprofiles beobachtet werden. Nur an einer Stelle und sicherlich nicht zufällig gerade an der höchsten Erhebung des Gebietes, am 1800 m hohen Almenara findet sich Molasse in den Jura eingeschuppt. Etwa 20 m mächtige glaukonitische Kalksandsteine, die einzelne kleine Gerölle führen, liegen an dem Südhange des Berges auf hellen verkarsteten Malmkalken. Die mit etwa 40° nach Süden fallenden Schichten sind von ähnlich fallenden Juradolomiten wiederum überschoben.

Im südlich anschließenden Quellgebiet des Rio Mundo ist die Trias durch die lebhaftere Erosion der unmittelbar zum Mittelmeer abfließenden Gewässer in größeren Gebieten bloßgelegt worden. Die Tektonik dieser mobilen Schichten läßt manchmal noch Mulden und Sättel erkennen, jedenfalls öfters bald nördliches und bald südliches Einfallen der Schichten, so nordöstlich Fábricas bei Paterna und Bogarra. Da diese Triassättel im Streichen oft unmittelbar in Juraschuppen übergehen, ist es sehr wahrscheinlich, daß auch in ihrem Untergrunde die Trias noch Faltenwurf zeigt, der aber im Hangenden durch die Starrheit der Juratafel vollständig in die beschriebene Schuppenstruktur abgewandelt wurde.

Südlich des Rio Mundo beginnt auch der Jura an der Faltung teilzunehmen. Das mächtige Kalkmassiv der Sierra del Mundo, das regenreiche Einzugsgebiet der starken Karstquelle des gleichnamigen Flusses, zeigt zwar

wieder vorherrschend flache Schichtlagerung, daneben aber eine intensive Spezialfaltung, die sich besonders kräftig in mergelreichen Lagen ausgewirkt hat. Aber auch in grobbankigen Horizonten kommen nach Norden vergente liegende Falten vor, z. B. am Padroncillo, nördlich der Straße Siles—Fábricas. In schon vorburdigal versenkten Zonen beteiligt sich in diesem südlichen Gebiet auch Kreide am Aufbau des Gebirges.

Die nördliche Verbreitungsgrenze des marinen Muschelkalk verläuft etwa mit dem Südrande unseres Untersuchungsgebietes. Seine Verzahnung mit der terrestrischen Fazies ist in mehreren Profilen zu beobachten. Bei 40,8 km der Straße Siles—Fábricas sind noch einige Horizonte deutlich marin entwickelt:

| | |
|-------|--|
| | Rote Tone |
| 0,3 m | hellgelb verwitternder Dolomit |
| 10 „ | grüne und rote Tone |
| 0,2 „ | hellgrauer dichter Kalk |
| 10 „ | bunte sandige Tone mit gelblichen Sandsteinbänken |
| 1,5 „ | dünnplattige graue Kalke mit grünlichen Mergeln, im Hangenden zahlreiche Rhizocorallien |
| 25 „ | grüne und wenig rote Tone |
| 5 „ | dünnplattige graue Kalkbänke und wellenkalkähnliche Mergel |
| 15 „ | graugrüne sandige Tone rote Tone. |

Weiter östlich bei Bogarra dürfte das folgende Profil derselben Zone entsprechen:

| | |
|------|---|
| | Grünliche Mergel |
| 6 m | graugrünliche dünnplattige Kalke mit wulstigen Schichtflächen |
| 10 „ | grünliche Mergel mit einzelnen stark sandigen Kalkbänken |
| 3 „ | dickbankige, helle, unreine Kalke mit Lagen sandiger Mergel |
| 3 „ | grüne Mergel mit knotigen Kalkbänken |
| 2 „ | grünliche Mergel tiefrote Tone und Sandsteine. |

Die Triasaufbrüche schließen sich gegen Osten mehr und mehr infolge eines allgemeinen schwachen Axialgefälles. In gleichem Maße nimmt die Verbreitung der Molasse zu, die nunmehr häufig die höchsten, bei Beteiligung des Lithothamnienkalkes auch am schönsten geformten Bergzinnen bildet. Der Padraastro südwestlich Bogarra zeigt folgendes gut aufgeschlossene Molasseprofil:

| | |
|-------|---|
| 50 m | helle Lithothamnienkalke mit einzelnen, z. T. paläozoischen Geröllen |
| 30 „ | helle oder schwach rötliche, gebankte Lithothamnienkalke |
| 20 „ | mürbe, rötliche, glaukonitführende Sandsteine mit etwa walnuß- großen Geröllen und Lithothamnientrümmern |
| 15 „ | helle sandige Kalke mit Lithothamnientrümmern |
| 0—2 „ | Dolomitskonglomerat Juradolomit. |

Die andauernde starke Zufuhr von grobklastischem Material und die Aufarbeitung der Lithothamnienkalke deuten auf bewegtes Wasser und eine verhältnismäßig nahe gelegene Küste.

Gebiet um Peñas de San Pedro und Liétor.

(Blätter 816, 842, 867.)

Der Ostflügel des Schuppenbogens von Alcaraz, den unser Gebiet darstellt, ist von nordwestlichem Streichen der Schichten wie auch der Störungen beherrscht. Die Intensität der tektonischen Bewegungen nimmt rasch ab. Tertiär stellt sich daher in größerer Verbreitung ein, während sich die Trias auf kleinere Aufbrüche beschränkt. Der Jura ist auch hier noch die am weitesten verbreitete Formation und zeigt in seiner Ausbildung keine nennenswerten Abweichungen von dem westlich anschließenden Gebiet. Kreide ist in kleinen Resten in seinem Hangenden an zahlreichen Stellen erhalten. Ein Profil durch den Wealden war durch Straßenbau an der Nordseite der Talsperre in der Südost-Ecke des Blattes Liétor gut aufgeschlossen:

Miozäne Mergel und Kalke

- 20 m rote Tone mit einzeln eingestreuten Quarzitgeröllen von Durchmesser bis zu 3 cm
- 2—5 „ eisenschüssiger brauner Sandstein mit grünlichen und gelben Mergelzwischenlagen
- 8 „ helle grobe Quarzitschotter, unverfestigt weißer, splittriger Jurakalk, stark verkarstet.

Da auch an der Basis des Burdigal mächtige Quarzitschotter in unserem Gebiete angetroffen werden, besteht die Möglichkeit, daß hier nicht Wealden, sondern unteres Miozän vorliegt. Die roten Tone scheinen mir aber für Wealden zu sprechen, da sie an der Basis des Burdigal sonst nicht beobachtet worden sind. Wealden und Tertiär liegen in einem nordwestlich streichenden Graben, der auch auf der Südseite der Talsperre in den steilen Jurawänden ausgezeichnet aufgeschlossen ist. In seiner nordwestlichen Verlängerung findet sich nördlich Liétor wiederum Molasse und kontinentales Jungmiozän versenkt. Und schließlich liegt in derselben Richtung das Vorkommen von Oberkreide bei La Noguera, allerdings ohne daß ein unmittelbarer tektonischer Zusammenhang in dem schlecht aufgeschlossenen Zwischenstück festzustellen war. Das Profil der Oberkreide und des hangenden Tertiär ist südöstlich des Ortes gut erschlossen, die Schichten fallen schwach nach Nordwesten ein und alle härteren Bänke treten als Felsen hervor.

Tertiär:

Hangendes nicht aufgeschlossen

- 20 m gut gebankte Kalksandsteine, im Hangenden konglomeratisch und Lithothamnienrümmer führend
- 35 „ farblose Quarzitschotter
- 15 „ Quarzitkonglomerat mit rötlich-braunem, kalkig-sandigem Bindemittel
- 30 „ braune Quarzitschotter und Sande

Kreide:

- 100 m schwach rötlich, grünlich oder gelblich gefärbte, gut gebankte, dichte Kalke
- 10 „ weißer kristalliner Kalk, splittrig brechend, auf den angewitterten Flächen treten Rudistentrümmer und Korallen hervor

(1238)

15 m gelbe Mergel mit meist grobkristallinen, oft schwach rötlichen Kalkbänken

5 „ farblose Quarzitschotter, nur an der Basis etwas verkittet

Jura:

Dolomit.

Für das kontinentale Jungmiozän sind zwei Arten seines Auftretens in unserem Gebiete charakteristisch: einmal tritt es in Verbindung mit Molasse auf, diese meist diskordant und übergreifend überlagernd, dann aber findet es sich auch häufig über gekappten Triassätteln. Schon vor dem Torton müssen demnach diese durch Umkehrung des Reliefs Vertiefungen zwischen den Sattelflanken aus Jura gebildet haben.

Durch die geringe erosive Zerschneidung des Gebietes ist in den tektonischen Bau kein so guter Einblick zu gewinnen wie weiter westlich. Der nunmehr gegen Nordosten gerichtete Schuppenbau tritt als beherrschendes Element dennoch deutlich hervor. Neben der reinen Schollentektonik macht sich hier schon wieder eine Faltung der Schichten bemerkbar, die zu dem westlich anschließenden Gebiet der Faltentektonik bei Hellin überleitet. Die örtlich noch recht kräftige Einbeziehung des Torton-Sarmat in die letzten orogenen Bewegungen veranschaulicht das Profil von El Berro, am Westrande des Blattes Peñas de San Pedro.

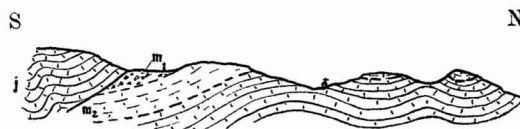


Abb. 11. Eingeschupptes Jungmiozän bei El Berro.

j Jura, *m*₂ Burdigal, *m*₁ Jungmiozän.

Maßstab 1 : 25 000.

5. Betische Außenketten zwischen Hellin und dem Mittelmeer.

(R. B.)

Bei Hellin mündet der weitgeschwungene Bogen der Sierra von Alcaraz in einen Gebirgsknoten ein, aus dem sich zwei Systeme lösen, ein gegen Nordosten, gegen Chinchilla—Almansa strebendes, ein zweites, das über Jumilla—Villena schließlich in Südvalencia das Mittelmeer erreicht. Der Bau dieses letzteren Gebirgsstranges ist im Prinzip einfach, es sind Falten, die mit sanftem Axialgefälle gegen das Meer absinken, sodaß im Westen Jura, im Osten Kreide das Hauptbaumaterial liefern. Von Interesse sind starke Faziesdifferenzen in Kreide und Tertiär, die im regionalen Zusammenhang Bedeutung gewinnen.

Schichtfolge.

Tiefere Trias ist nirgends erschlossen, man darf sie aber, nach den Verhältnissen weiter nördlich zu urteilen, zweifellos im Unter-

(1239)

grund in nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit erwarten. Bunte Gipsmergel des Keuper, in die ab und zu Ophite eingeschaltet sind, treten als Ältestes zutage. Über ihnen folgen die Carñiolas, die sich zumeist als rd. 40 m graue dickbankige, z. T. brecciöse und rauchwackenartige Dolomite vom Jura abgliedern lassen. Letzterer besteht aus einer etwa 300 m mächtigen, sehr einförmigen Folge dunkelgrauer plattiger bis bankiger Kalke und Mergelkalke, die oft infolge späterer Dolomitisierung sehr fossilarm sind.

Die Unterkreide ist eine Epoche stärkerer Faziesdifferenzierung, während der eine vorwiegend marine Entwicklung im Osten und Süden einer kontinental-fluviatilen Ausbildung im Westen und Norden gegenüber steht. Bei Hellín beginnt der Wealden mit roten und weißen Letten, in die Bänke von groben Quarzitschottern eingeschaltet sind. Nördlich von Jumilla ist das Korn schon stark verfeinert, es sind blaßbunte, feine Sande und Letten mit einzelnen dolomitischen Sandsteinen. Bei La Encina schließlich dürfte nur noch der tiefere Wealden festländisch in Form von roten und grünen Tonen mit hellen Sandlagen ausgebildet sein, im höheren Teil stellen sich dagegen schon sandig-oolithische Schillkalke, also Flachseegesteine, ein.

So bereitet sich bereits im Wealden die Ingression des Urgoapt vor, in der die kalkige Fazies, die das höhere Barrême, Apt und Unteralb umfassen mag, bis in die Gegend von Albacete, also bis in die Randgebiete der Meseta vordringt. Bei Caudete ist das Urgoapt 100 m mächtig; es entwickelt sich mittels einer Wechsellagerung von hellbraunen Oolithkalken und graugrünen, etwas sandigen Mergeln aus dem Wealden und geht nach oben in bankige, lichtgraue bis rosa gefärbte, oftmals zoogene Kalke mit Requienien, Orbitolinen und Austern über.

Nach dem Urgoapt folgt wieder eine regressive Periode, in der der Westteil des Gebietes abermals trocken fällt. Faßt man die Aufschlüsse im Raume Yecla—Fuente La Higuera zusammen, so ergibt sich auf 30 km Entfernung folgender stufenweiser Faziesübergang:

| | |
|--|--|
| Bei Yecla | zw. Yecla und Caudete, 7 km Entfernung von Yecla |
| Feine weiße und rote Sande mit Lagen von grünlichen Tonen und bräunlichen, mürben Sandsteinen. | Wechselfolge von marinen, graugrünen sandigen Mergeln, grauen fossilreichen Kalken und braunen Sandsteinen mit kontinentalen roten, weißen und grünen Sanden und Letten. |

| | |
|--|--|
| zw. Yecla und Caudete, 15 km Entfernung von Yecla Marine hellgraue, sandig-mergelige Schillkalke, grünliche, rauhe, fossilreiche Mergel und grobe, helle Sandsteine mit einzelnen Lagen von blaßbunten Letten. | Bei Fuente La Higuera, 30 km Entfernung von Yecla Lichtgraue z. T. zoogene Kalke und grünliche fossilreiche Mergel mit einzelnen sandigen Lagen. |
|--|--|

also eine fast lückenlose Verknüpfung der bunten fluviatilen Utrillaschichten mit cephalopodenführenden Ablagerungen des Oberalb, die zugleich den Nachweis für die schon früher (BRINKMANN 1931, S. 78) behauptete stratigraphische Stellung der im Keltiberikum Innerspaniens weit verbreiteten Utrillasserie liefert. Bemerkenswert ist, daß im Wealden wie im Oberalb die Faziesgrenzen quer, fast senkrecht zum Streichen der Ketten verlaufen, mit anderen Worten, die regionaltektonische Stellung des Gebietes um Hellín hat sich im Laufe der Zeit erheblich verschoben: in der Unterkreide war es noch Randgebiet der Meseta, heute ist es in den Bau der Betischen Kordillere einbezogen.

Die Oberkreide beginnt mit einer regionalen Senkung und Transgression; in dem beträchtlich erweiterten Meeresraum lagert sich eine etwa 400 m mächtige, faziell nicht weiter differenzierte Serie von dickbankigen, weißen, rötlichen und hellgrauen Kalken ab, die oftmals Rudistentrümmer führen. Im allgemeinen liegen die hellen Kalke, in die zuweilen grobe Sandkörner eingestreut sind, an der Basis, oben herrschen mehr graue Töne, ein Farbunterschied, der auch nach der sehr häufigen Dolomitisierung erhalten bleibt. Jüngere Kreidestufen als dieser bis ins Senon reichende Komplex sind zwischen Hellín und Fuente La Higuera nicht erhalten. Sie finden sich erst in Südvalencia und zwar in derart küstennaher Fazies, daß es wohl als fraglich gelten darf, ob sie ehemals überhaupt sehr viel weiter gegen Westen gereicht haben. In der Sierra Grossa, um Játiva etc. beginnt das höhere Untersenon mit 100 m sandigen Kalken mit groben Quarzkieseln, die Actaeonellen und andere Vertreter einer dickschaligen Flachsee-fauna enthalten. Darüber folgen 400 m helle, schwachsandige, rudistenführende Marmorkalke des Campan und schließlich Maastricht mit ausgesprochen regressiver Fazies, 100 m nicht selten grobsandige Kalke mit Austern und Echiniden.

Mit Ende Senon hebt eine längere Festlandsperiode an. Im Eozän lag die Küste weiter südlich; einigermaßen sicheres Oligozän konnte bislang nur im südlichen Valencia nachgewiesen werden. Dort sind es grobe terrestre Konglomerate, die nach Norden hin allmählich in braunrote und graugrüne gipsführende

Letten und plattige Süßwasserkalke übergehen. Auch im westlichen Teil des Gebietes, z. B. bei Hellin und Ontur kennt man stellenweise bräunliche Konglomerate und bunte Letten, die das marine Miozän unterlagern und die man für Oligozän halten könnte. Aber wahrscheinlich handelt es sich doch nur um altmiozäne Schotter, die als kontinentale Sedimente die burdigale Senkung und Transgression einleiteten. Marines Miozän, Burdigal und Helvet, sind wieder weit verbreitet. Gewöhnlich beginnt die Transgression mit Konglomeraten von 1–20 m Mächtigkeit, die aus mesozoischen Kalken und Wealdenquarzitgeröllen auf sekundärer Lagerstätte bestehen. Bei Hellin bauen sich darüber 100–150 m mürbere oder festere lichtgelbe klotzige Molasse-Sandsteine auf. Geht man jedoch im Streichen der Ketten weiter gegen Osten, so überschreitet man ganz ähnlich wie in der Unterkreide eine querlaufende Faziesgrenze: etwa von Jumilla ab verfeinert sich die Korngröße, hellgraue Molassemergel und reinere Lithothamnienkalke ersetzen die vorwiegend sandige Entwicklung des Westens.

Mit dem Ende des Helvet zog sich das Meer unter Hinterlassung von Gips- und Salzlagen zurück, die 15 km südlich Hellin ausgedehnte Schwefellager vom sizilianischen Typus entstehen ließen. Auch weiter nördlich lassen sich noch einige Spuren dieser Eindampfungsperiode nachweisen, so z. B. südlich Ontur. Im übrigen entstanden während der jungmiozänen Trockenzeit jene flächenhaften Eindeckungen mit rotbraunen terrestren Schottern, unreinen Sandsteinen und Letten, die ja in Innerspanien so verbreitet sind. Ihre Mächtigkeit wechselt stark, da es sich, wie auch der Geröllinhalt erweist, vielfach um Ablagerungen in abgeschlossenen intermontanen Becken und örtlichen Senkungsfeldern handelt.

Postmiozänes, wahrscheinlich pliozänes Alter haben einige kalireiche basische Ergußgesteine („Jumillit“ A. OSANN'S), die zwischen Hellin und Jumilla gang- und deckenförmig auftreten und mit denen an einer Stelle Apatit-Hämatitgänge in Verbindung stehen. Es handelt sich jedenfalls um Angehörige jener jungen, der mediterranen Sippe zugehörigen Eruptivprovinz, die sich von Capo de Gata (Almeria) in sporadischen Vorkommen durch die Provinz Murcia verfolgen lassen.

Tektonik.

(Hierzu Prof. 1 u. 2, Taf. 1.)

Frühere Untersuchungen (BRINKMANN 1931) hatten gezeigt, daß die betische Außenzone in Südvalencia in Form regelmäßiger Falten-
(1242)

wellen, die nach Norden immer flacher und weniger nordvergent werden, ausklingt. Die Grenze gegen das Vorland wurde bereits in der epirogenen Entwicklung des Mesozoikums angelegt und durch die orogenen Vorgänge im Tertiär mit steigender Schärfe herausgearbeitet. Aus den regionalen Zusammenhängen ergibt sich somit, daß die tektonische Fortsetzung des Bogens von Alcaraz in dem Gebirgsstrang zu suchen ist, der über Jumilla nach Yecla und Caudete weiterstreicht, nicht dagegen in den Falten, die von dem Gebirgsknoten von Hellín gegen Nordosten ausstrahlen.

Die Frage ist nur, in welcher Weise sich die Teilsysteme westlich und östlich Hellín miteinander verknüpfen. Im Bogen von Alcaraz herrscht, vor allem in den peripheren Teilen, ein vielfacher Schuppenbau, der durch die Gleitfähigkeit der spröden Jura-dolomitplatte auf dem Keuper sicherlich erleichtert wurde. Daß aber der Schichtaufbau des mesozoischen Deckgebirges und seine mechanischen Eigenschaften den Baustil nicht ausschließlich bestimmen, zeigt sich zwischen Hellín und Jumilla, wo die gleiche Serie von Keuper-Jura mit etwas Unterkreide und Miozän in recht regelmäßige Mulden und Sättel gelegt ist. Der Übergang zwischen Schuppen- und Faltentektonik vollzieht sich im Raume um Hellín. Bereits bei Elche werden die Überschiebungen seltener, und flache, allerdings nicht lang aushaltende Wölbungen treten an ihre Stelle, doch erreichen einzelne ost-südöstlich bis östlich streichende Überschiebungen noch Hellín. Hier aber stoßen sie, z. T. unter geringer Vergitterung, gegen die Front eines neuen, von Süden heraufsteigenden und gegen Westen bzw. Nordwesten vergenteten Bogens, der sich z. T. als Nordost-System ins Vorland verliert, z. T. aber auch rasch nach Osten abbiegt und in Form von weiterhin durchstreichenden Falten weiterläuft. Gleichwohl bestehen aber auch hier noch gewisse Unterschiede, die besonders an der Art des Auftretens des Keuper deutlich werden. Während dieser bei Hellín und Jumilla normal im Kern der Antiklinalen austritt, bricht er in Südvalencia gewissermaßen eruptiv aus den Firsten des im übrigen ebenmäßigen Faltenbaus hervor. Zweifellos ist das eine Folge des östlichen Axialgefälles, das das Deckgebirge immer mehr anschwellen läßt, bis schließlich in der Nähe der Küste eine mehr als 1500 m mächtige Kalkplatte dem Keuper aufruht.

Ein besonderer Zug der Gegend um Jumilla ist es ferner, daß das Miozän mit Vorliebe auf dem Keuper lagert, sodaß eine postmiozäne Mulde eine ältere Sattelachse überdeckt. Diese Erscheinung ist durch eine in diesem Gebiet recht merkliche vor-

burdigale Faltung bedingt, sodaß sich das Miozän über die bereits eröffneten Sattelkerne hinweglegen konnte. Bei der jüngeren intra- und postmiozänen Orogenese wirkten die aus Jura bestehenden Synklinalfüllungen als Widerlager, zwischen denen sich die mobileren ehemaligen Sattelzonen einmuldeten (vergl. Abb. 12).

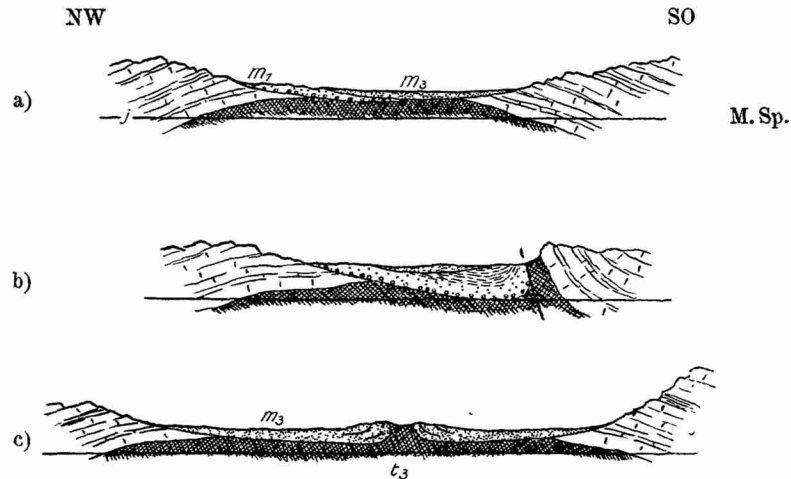


Abb. 12. Drei Profile bei Jumilla zur Erläuterung des Verhaltens eines vormiozän eröffneten Keupersattels bei späterer Nachfaltung.

- a) u. b) 7 bzw. 5 km westlich von Jumilla.
c) 8 km nordöstlich Jumilla.

Signaturen siehe Abb. 14.

Maßstab 1 : 50 000.

Mit den obigen Feststellungen ist auch bereits das Wesentliche über die Zeit der Auffaltung gesagt. Intramesozoische Bewegungen lassen sich nicht nachweisen. Wenn auch manches darauf deutet, daß an der Basis des Wealden eine längere Lücke mit teilweiser Erosion liegt, so fehlt doch eine eigentliche Diskordanz. Die Hauptphasen der Gebirgsbildung liegen zwischen Oberkreide und Burdigal, zwischen Burdigal und Helvet, zwischen Helvet und Jungmiozän und schließlich zwischen Jungmiozän und Diluvium. Die vorburdigale Faltung erreichte ihre größte Intensität zwischen Hellin und Yecla, wo marines Miozän bis auf Keuper hinabgreift, und klingt nach Osten rasch ab, wie die sehr geringe Diskordanz zwischen Kreide, Oligozän und Miozän in Südvalencia erweist. Umgekehrt ist die erste steirische Phase (zwischen Burdigal und Helvet) die Hauptfaltung des Ostens, doch reicht sie auch noch bis südlich von Hellin. Die jüngeren, nachhelvetischen und nachsarmatischen Bewegungen, die man mit einer gewissen Wahrschein-

(1244)

lichkeit auf die zweite steirische und die rhodanische Orogenese beziehen darf, wechseln wiederum den Schauplatz. In Südvalencia beschränken sie sich auf schwache, mit der Zeit abklingende posthume Verstellungen, westlich von Yecla dagegen erreichen sie noch erhebliche Bedeutung, wobei sich die jüngere pliozäne Phase eher kräftiger erwies als die ältere. Man sieht, die Auffaltung des Gebirges um Hellín vollzog sich in einer Anzahl von Einzelrücken, die sich über eine ziemlich lange Zeitspanne verteilen. Damit gewinnt dieses Gebiet eine gewisse Sonderstellung gegenüber Südvalencia einerseits, dem Bogen von Alcaraz andererseits, die beide intramiozän wesentlich aus einem Guß entstanden.

Einzelbeschreibungen.

Gebiet um Hellín.

(Blätter 843, 868, Mapa milit. 66, Flurkarte Hellín.)

Die Schichtfolge unterscheidet sich nur wenig von der der westlich angrenzenden Gebiete. Keupergipsmergel und dunkle Carnioladolomite kommen in einigen Antiklinalen zutage, die grauen Dolomite und Kalke des Jura bilden das Gerippe der Bergzüge. Der Wealden ist kontinental ausgebildet und anscheinend recht mächtig, aber selten erschlossen. An der Basis lagern rote und weiße Letten und Sande mit Lagen von groben bis faustgroßen Quarzgeröllen, höher folgen bunte glimmerig-sandige Tone und mürbe Sandsteine. Das marine Miozän beginnt im allgemeinen mit einigen Metern austernführender Kalkkonglomerate, stellenweise aber, z. B. bei Losa, 10 km nordwestlich Hellín, lagern unter der Molasse noch kontinentale Schichten, lebhaft rosa, grünlich und weiß gefärbte Letten mit Konglomeratbänken. Ob es sich hier um Oligozän oder um lokale Schüttungen untermiozänen Alters handelt, war nicht zu entscheiden, eine deutliche Diskordanz zum Hangenden ließ sich jedenfalls nicht nachweisen. Im marinen Miozän dürften die Stufen Burdigal und Helvet stecken, darauf deutet die gut erschlossene Diskordanz nahe der Venta Minateda (etwa bei km 313 der Straße nach Murcia, 8 km südöstlich Hellín), auf die uns Herr R. TEICHMÜLLER aufmerksam machte. Hier lagert eine obere fast horizontale Molasse-Sandsteinserie einer tieferen, mit 10—20° eingemuldeten diskordant auf. Leider ist dies die einzige Stelle, und auch eine Weiterver-

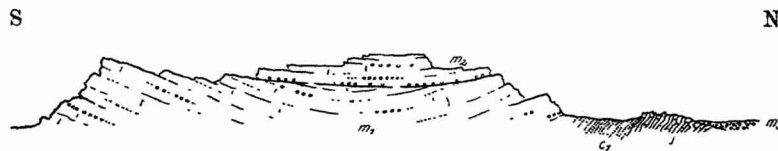


Abb. 13. Ansichtsskizze der intramiozänen Diskordanz bei Minateda südlich Hellín.

j Jura, *m*₁ Burdigal, *m*₃ Jungmiozän, *c*₁ Wealden, *m*₂ Helvet.

Maßstab 1 : 50 000.

(1245)

folgung durch Kartierung war nicht möglich, da die beiden Stufen petrographisch völlig ident sind. Jungmiozäne Schotter sind weit verbreitet, zwischen Hellín und Agra entwickeln sie sich unter Zwischenschaltung heller Gipsmergel aus dem marinen Mittelmiozän.

Bei Hellín verschlingen sich drei Gebirgsstränge: von Westen streichen die Ausläufer der Sierra von Alcaraz heran, als deren sinngemäße Fortsetzung man die Ketten von Jumilla-Yecla ansehen muß. In der Fuge aber, die beide Systeme trennt, entspringt eine nordöstlich streichende Schar von Falten, die mit ihrer Wurzel gerade bei Hellín tief nach Süden hineingreift. Diese drei Richtungen durchkreuzen und vergittern sich bis zu einem gewissen Grade, wie man an der dreizipfeligen Gestaltung der Miozänmulden nordwestlich Hellín besonders augenfällig erkennt. Die von Westen herankommenden Falten und steil südfallenden Überschiebungen setzen noch gerade ein wenig in die Front der nord-südlich verlaufenden Faltenzone hinein, dann aber beherrscht das letztere System das Feld, in dem sich örtlich noch recht intensive junge Bewegungen abspielten, wie die mehrfach wiederholten gegen Westen gerichteten Aufschuppungen von Molasse auf Jungmiozän in den Cuchillos bei Agra, 4 km südlich Hellín, zeigen.

Die Nord-Süd-Tektonik ist auf einen schmalen Streifen beschränkt, wenig weiter östlich nahe der Bahn verlaufen die Achsen bereits in nord-östlicher bis ostnordöstlicher Richtung, ohne daß man ein deutliches Umschwenken aus dem einen ins andere Streichen feststellen könnte.

Die Faltung westlich Hellín spielte sich im wesentlichen in der steirischen Phase ab, in der Nord-Süd-Zone dagegen verteilen sich die Bewegungen auf einen längeren Zeitraum, und ähnlich ist es weiter östlich. Hier erweisen insbesondere die Aufschlüsse bei Minateda das Vorhandensein von Diskordanzen zwischen Wealden und Burdigal, zwischen „Burdigal“ und „Helvet“, zwischen Helvet und Jungmiozän und schließlich zwischen Jungmiozän und Diluvium, von denen die ersten beiden etwa gleich stark, die letzten beiden dagegen sehr viel schwächer sind.

Ketten zwischen Hellín und Yecla.

(Blätter 844, 845, 869, Mapa mil. it. 66, Flurkarten Hellín, Jumilla, Yecla.)

Über dem Keuper und Jura, dessen bankige und plattige dunkelgraue Kalke und Dolomite etwa 300 m Mächtigkeit erreichen, folgt Wealden mit deutlich feinerem Korn als bei Hellín: blaßrote und graugrüne, glimmerige Sande und Sandletten, mürbe braune karbonatische Sandsteine, aber anscheinend keine Konglomerate. Mittel- und Oberkreide sind in einem Einbruch bei Jumilla erhalten, es sind typische rotweiße sandige Utrillaschichten, überlagert von zinnenartig verwitterndem, lichtem Oberkreidedolomit. Das Burdigal beginnt gelegentlich mit 20—30 m ganz groben Kalkkonglomeraten, darüber folgen bei Jumilla helle Molassemergel, während weiter westlich (Minateda, Acebuchal) und ebenso weiter nördlich, zwischen Jumilla und Ontur diese höheren Horizonte noch durchaus sandig oder sandig-kalkig bleiben. Im marinen Miozän dürften wiederum Burdigal und Helvet vereint stecken, dafür spricht, daß 10 km südöstlich Ontur, bei Casa Zorro im hangenden Teil dieser Serie 10 m hellgraue, grobkristalline dickbankige Gipse erschlossen sind, die den definitiven Merresrückzug einleiten. Es hat den Anschein, als ob die Jungmiozänschotter diskordant darüber

folgen, denn schon in geringer streichender Entfernung ist dieser Gips-horizont nicht mehr anzutreffen.

Der Bau ist der eines ziemlich einfachen Faltengebirges. Beherrschend tritt ein 45 km langer Sattelzug mit Keuperkern heraus, den zwei weitere bei Hellín und Ontur begleiten. Heute liegen diese Zonen ziemlich tief und sind von Miozän überdeckt, d. h. gegenüber den Jurakämmen zu flachen Mulden umgestaltet. Diese Umkehr der Verhältnisse geht westlich Jumilla sogar so weit, daß die südliche Sattelflanke auf den begrabenen Sattelnkern überschoben ist (vgl. Abb. 12).

Etwa 13 km westlich Jumilla findet sich jenes Vorkommen eines dunklen Ergußgesteins, das A. OSANN den Typ seines Jumillit lieferte. Es handelt sich um eine stockförmige, größtenteils im Keuper steckende Masse, die aber auch noch jungmiozäne Schotter kontaktmetamorph verändert hat. Verschiedene Stollen zeugen von dem alten Bergbau auf hydrothermale Gang-füllungen und Trümmerzonen mit Apatit und grobblättrigem Eisenglanz, die sich in dem Jumillit und seinem Nebengestein finden. OSANN hielt die Eruptiva für Mittelmiozän, erwähnt aber schon, daß die Gänge noch ins Jungmiozän hineinsetzen. Ein zweites wohl petrographisch eng verwandtes Vorkommen fand sich auf einer Bergkuppe 3 km ost-südöstlich von Torre de Agramón (südlich Hellín), wo diskordant auf Jura eine Decke eines dunklen Ergußgesteins flach auflagert.

Ketten zwischen Yecla und Caudete.

(Blätter 819, 845, Mapa mil. it. 66, Flurkarten Yecla, Caudete.)

Eine Exkursion zwischen Yecla und La Encina hat hauptsächlich palaeogeographisches Interesse, da man auf 30 km Entfernung den schrittweisen Übergang von den Utrillasschichten zu dem marinen Obergault verfolgen kann. Bei Yecla findet man noch rotweiße Sande, allerdings von sehr feinem Korn und mit einigen Einlagerungen von grünen Letten und mürben braunen Kalksandsteinen. Bei Casa Rovira 2 km nordöstlich Yecla sind erschlossen

| | |
|---|------------------------------|
| weiße und rötliche Dolomite | } Oberkreide |
| grüne, sandige Mergel mit <i>Natica</i> , <i>Enallaster delgadoi</i> | |
| DE LOR., wechselnd mit grauen, fossilreichen Kalken | |
| mürbe, gelbliche Sandsteine, bunte fein- bis mittelkörnige Sande und Letten | |
| eisenschüssige Sandsteine mit Lagen von marinen grünlichen Sandmergeln | |
| Liegendes nicht erschlossen | } Oberalb, insges. 100—150 m |

Noch weiter gegen Nordosten, bei der Fuente del Saz, 5 km südwestlich Caudete tritt die gleiche Serie zutage, nur mit noch etwas stärker kalkigem und marinem Einschlag, der im nächsten Profil, am Südhang der Sierra de Santa Barbara 4 km nordwestlich Caudete schon entschieden vorwiegt. Dort beobachtet man:

| | |
|--|-----------|
| 60 m mehrfacher Wechsel von jeweils einige Meter dicken, hellgrauen, mergelig-sandigen, schillführenden Kalken mit grünlichen, sehr fossilreichen, rauhen Sandmergeln. | } Oberalb |
| <i>Enallaster delgadoi</i> DE LOR., | |
| <i>Diploporia lusitanica</i> DE LOR. | |

(1247)

| | | |
|---|---|------------|
| 3 m braunrote und grünliche fossileere Letten | } | Oberalb |
| 2 „ grober brauner dickbankiger Sandstein | | |
| 20 „ grüne marine Mergel, braune schillführende Sandsteine und mergelige Kalke | | |
| 20 „ lichtbräunliche Kalke mit dunkelgrünen Mergeln dickbankige, graue organogene Kalke | } | Urgoapt |
| Recht gut sind auch die Aufschlüsse am Südhang des Peñon Grande südlich Caudete: | | |
| hellgraue und rosa dickbankige Hippuritenkalke | | Oberkreide |
| 100 m Wechsel von jeweils mehrere Meter dicken Paketen von hellbraunen, sandigen Dolomiten und Kalken mit grünlichen, sandigen Letten und seltenen Einschaltungen bunter, feiner Sande. | } | Oberalb |
| Im tieferen Teil bräunliche Sandsteine mit Holz und Bruchschill im Wechsel mit grünlichen Sandmergeln. | | |
| Grünlichgraue, rauhe, knollige Mergel und Kalke mit Nerineen, Requierien, Orbitolinen. | | |
| | | Urgoapt |

In der faziellen Gesamtentwicklung ähnelt dieses Profil dem der Fuente del Saz; die isopischen Linien laufen demnach etwa in nordnordwestlicher bis westnordwestlicher Richtung, d. h. senkrecht zum Streichen des Gebirges, ja, die kontinentale Fazies hat sogar die Tendenz, sich nach Süden hin noch etwas zu verbreitern.

Zum Wealden sind einige Aufbrüche bunter, ziegelroter und grüner Tone und Sande zu rechnen, die erweisen, daß die Stufe in diesem Gebiet noch größtenteils oder ganz in festländischer Entwicklung vorliegt. Die Oberkreide besteht aus dickbankigen reinen, unten hell gefärbten, oben grauen Rudistenkalken. Das marine Miozän ist fast ausschließlich als heller Molassemergel ausgebildet, Konglomerate und Kalksandsteine sind nur an der Basis in relativ geringer Mächtigkeit entwickelt.

Im Gegensatz zu den recht einfachen Falten zwischen Hellin und Yecla stellen sich weiter östlich eine Reihe von Schuppen und Überschiebungen ein, die ihre Fortsetzung in den streichenden Störungen finden, die in Südvalencia, insbesondere bei Fuente La Higuera, den betischen Außenrand kennzeichnen. Wie dort handelt es sich z. T. um Keuperkeile, die das Miozän durchstoßen, also um zwar recht intensive, aber doch auf schmale Zonen begrenzte Störungen, die erst in sehr junger, nachsarmatischer Zeit nach der eigentlichen Hauptfaltung entstanden sind. Aber hier, wie in Südvalencia, ist es wahrscheinlich, daß diese Bewegungen einer älteren Fuge, nämlich dem südvalencianischen Abbruch, folgten (vgl. Abb. 14).

Südvalencia.

Stratigraphie und Tektonik wurden bereits früher (BRINKMANN 1931) eingehend dargestellt, sodaß an dieser Stelle nur einige stratigraphische Berichtigungen einzufügen sind. Die bunten Letten und Sande am Bahnhof Fuente La Higuera, die bereits früher nur mit Bedenken ins Oligozän gestellt wurden, gehören, wie ähnliche Vorkommen bei Caudete erweisen, in den Wealden und stellen somit eine Aufpressung im Kern der Gupur-ruchoaantiklinale dar. Ferner hat sich dank der vollständigeren Profile bei

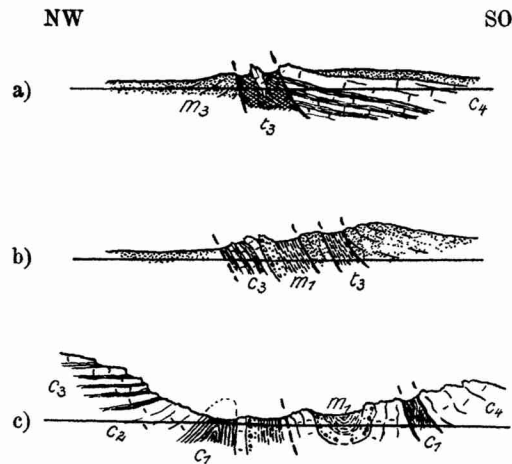


Abb. 14. Drei Profile durch die nachmiozäne Schuppungszone zwischen Yecla und Caudete.

? Fortsetzung des südvalencianischen Abbruchs.

- a) 7 km nordwestlich Yecla.
- b) 4 km südwestlich Caudete.
- c) 5 km nördlich Caudete.

t_3 Keuper, j Jura, c_1 Wealten, c_2 Urgoabt, c_3 Obergault,
 c_4 Oberkreide, m_1 Burdigal, m_2 Jungmiozän.

Maßstab 1 : 50 000.

Caudete-Yecla herausgestellt, daß die grauen Dolomite c_4 nur eine metasomatische Fazies der tieferen Oberkreidekalke c_2 darstellen. Sie sind also aus der Schichtfolge zu streichen, wodurch die c_3 -Sandkalke ins unmittelbare Liegende der c_5 -Kalke rücken. Die Fossilien, die für c_3 auf Santon, für c_5 auf Campan hindeuten, stehen damit nicht in Widerspruch. Durch diese Umstellung wird das tektonische Bild als Ganzes wenig verändert, nur der südvalencianische Abbruch verliert an Bedeutung. Andererseits zeigen aber gerade die Verhältnisse bei Caudete, daß die Annahme einer durchlaufenden Strukturfuge im Untergrunde der Montesamulde doch ihre Berechtigung besitzt.

6. Das Bruchfaltenland östlich von Hellin und Albacete.

(R. B.)

Nördlich von dem östlichen Sektor des betischen Außenrandes erstreckt sich ein Berg- und Hügelland, das sowohl orographisch wie strukturell zwischen den höheren Faltenkämmen des Betikums und der ebenen Tertiärtafel der Mancha vermittelt. Es reicht von Hellin und Albacete über Almansa bis ins mittlere Valencia, also in typisch keltiberisches Gebiet hinein, und bildet so ein interessantes Bindeglied zwischen den verschiedenen Gebirgssystemen.

(1249)

Schichtfolge.

Wie die Schichtfolge in großen Zügen beschaffen sein muß, läßt sich gewissermaßen schon rein deduktiv aus der Lage des Gebietes ableiten. Den Grundpfeiler der mesozoischen und auch noch der tertiären Paläogeographie bildet der Mesetablock, dem diagonal im Südwesten die betische Geosynklinalfurche vorgelagert ist. Je weiter man also in Südostspanien landeinwärts geht, desto mehr unterliegt der Schichtaufbau terrestrischen Einflüssen, die Mächtigkeiten nehmen ab, Schichtlücken und Abtragsperioden stellen sich ein. Das trifft auch für das vorliegende Gebiet zu, läßt sich aber erst für das jüngere Mesozoikum belegen, da ältere Schichten als die bunten Gipsmergel des Keuper nicht zutage treten. Muschelkalk und Buntsandstein dürften aber im Untergrund vorhanden sein und in gleicher Weise von Osten nach Westen geringmächtiger und randnäher werden, wie es sich in Valencia s. Zt. zeigen ließ. Der Jura ist im Vorland der Betischen Kordillere als eine Folge plattiger grauer Kalke mit einzelnen Mergellagen, im ganzen also stärker tonig als weiter südlich, ausgebildet und wohl aus diesem Grund weniger stark dolomitisiert. Fossilreich sind besonders die oft rötlichen Kalke des Lusitan, aber auch tiefere Horizonte sind nachweisbar. R. TEICHMÜLLER erwähnt z. B. von Chinchilla konglomeratische Gesteine des Mittleren Lias, die er auf die gleiche regressive Epoche zurückführt, die sich in Nordvalencia und den angrenzenden Teilen der Provinz Cuenca bemerkbar machte.

Die höchsten Schichten des Jura, Portland und Tithon, dürften wohl nicht mehr abgelagert sein, heute jedenfalls fehlen sie, und der Wealden lagert einer uneben erosiven Oberfläche auf, im allgemeinen dem Malm, gelegentlich aber auch dem Lias. Meist beginnt er mit groben, hellen und rötlichen Sanden mit bis faustgroßen gutgerundeten Milchquarz- und Quarzitgeröllen, höher folgen sodann Sandsteine und Letten von bunter und graugrüner Farbe. Die Mächtigkeit beträgt bei Chinchilla etwa 60 m und nimmt gegen Süden und Osten auf mehr als 100 m zu. Dabei verfeinert sich das Korn etwas, wenn auch nicht erheblich, grobe Schotter reichen jedenfalls noch bis Hellín und Alpera. Das Urgoapt verhält sich ähnlich wie der Wealden; bei Chinchilla und Pétrola sind es 5—20 m, bei Alpera bereits 40 m, bei Caudete 100 m Kalke, die vielfach zoogen aus Orbitolinen, Austern, Requienien aufgebaut sind. In der nächsten Verlandungsepoche, den Utrillasschichten, sind derartige Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede weniger ausgesprochen, wohl deshalb, weil sich damals

(1250)

der Beckenrand bereits erheblich nach Westen in das Kerngebiet hinein vorgeschoben hatte. So entstand eine ziemlich gleichförmig etwa 100 m dicke Folge roter und weißer Sande und mürber Sandsteine, in der nur das Kleiner- und Spärlichwerden der Gerölle gegen Südosten die wachsende Entfernung vom Abtragsgebiet andeutet. In den obersten Schichten schalten sich dolomitische Sandsteine ein, und daraus entwickelt sich allmählich die marine Oberkreide, die mit gelblichen, gut gebankten, zinnenartig verwitternden dolomitischen Kalken beginnt und nach oben in hellgraue Bankkalke übergeht. Verglichen mit den Verhältnissen Südvalencias, dürfte es sich ausschließlich um ältere Oberkreide (Cenoman, Turon, Emscher) handeln, Senon fehlt und wurde mit großer Wahrscheinlichkeit zwischen Albacete und Almansa nicht mehr abgelagert.

Nach einer langen Erosionsperiode beginnt die Sedimentation wieder mit lokalen groben, terrestren Schottern, die wohl ins basale Miozän, vielleicht auch noch ins Oligozän gehören, allgemein wird sie alsdann mit der Burdigaltransgression, die den größten Teil des Gebietes etwa bis an die Linie Chinchilla—Alpera unter Wasser setzt. Die Sedimente sind sämtlich relativ küstennah, Austernbreccien mit angebohrten Geröllen, organogene Trümmerkalke und Sandkalke, nur zwischen Pozo-Cañada und Tobarra schieben sich örtlich etwa 50 m hellgraue feinsandige Mergel zwischen die Flachseeabsätze ein. Mit dem Mittelmiozän beginnt eine Umkehr des Großreliefs: das betische Gebirge mitsamt seinem unmittelbaren Vorland hebt sich heraus und zwingt das Meer zum Rückzuge, statt dessen bildet sich das kontinentale neukastilische Becken, das die Schuttmassen der umliegenden aufsteigenden Bergländer aufnimmt. Unser Gebiet lag damals am Rande der Schwellenregion, dort, wo sich das große Becken in eine Anzahl intermontaner Senken aufteilte, und läßt daher die Zusammenhänge zwischen Abtrag und Aufschüttung besonders gut übersehen. Die Ausfüllung der Hohlformen besteht aus rotbraunen Fanglomeraten sowie unreinen Sandsteinen und Letten sehr wechselnder Mächtigkeit, also den typischen Ablagerungen semiariden Klimas, worauf schon E. KAISER hinwies. Es ist nun von Interesse, daß sich hier auch die zu den Sedimenten korrelierten Positivformen, d. h. Felsfußflächen mit aufgesetzten Inselbergen nachweisen lassen, die die Analogie mit rezenten Trockengebieten noch enger gestalten (BRINKMANN 1932). Das Material der Pedimentflächen und der Berge besteht aus Jura oder Kreide, in einigen Fällen auch aus Molasse, wodurch erwiesen wird, daß für die Landschaftsformung

im wesentlichen der Zeitraum des Obermiozän zur Verfügung stand. Die Süßwasserkalke des Pont dürften im größten Teile des Gebietes nicht zur Ablagerung gelangt sein, sondern sich auf das Senkungsfeld der valencianischen Bucht einerseits, des inneren neukastilischen Beckens andererseits beschränkt haben.

Tektonik.

(Hierzu Prof. 2, Taf. 1.)

Das allgemeine Bild der Virgation von Hellín wurde bereits oben S. 57 skizziert. Hier handelt es sich darum, die Achsen und Dislokationen zu verfolgen, die bei Hellín aus den betischen Falten entspringen, um alsdann nach Nordosten ins Vorland abzuschwenken. Die Außengrenze des Betikums ist bei Hellín nicht ganz leicht zu ziehen, denn weder Verlauf, noch Form und Vergenz, noch das Alter der Falten liefern anfangs Kriterien zur Unterscheidung. Je weiter man aber gegen Norden vorschreitet, desto augenfälliger treten die strukturellen Besonderheiten heraus, die letzten Endes die Abtrennung des gesamten Stranges vom betischen System doch rechtfertigen.

Im großen und ganzen handelt es sich um ein Faltengebirge mit ziemlich lang durchstreichenden Axialelementen, aber mit nur ziemlich geringer Einengung. Die Intensität des Zusammenschubes ist dabei am Virgationspunkt bei Hellín und Ontur am stärksten und nimmt von da aus langsam ab, sowohl im Streichen der Ketten gegen Nordosten, wie auch quer dazu gegen Nordwesten. Das ersieht man schon aus den durchschnittlichen Fallwinkeln, die im Süden häufig zwischen 25° und 50° liegen, sich bei Pozo-Cañada, Pétrola und Montalegre auf $10\text{--}30^{\circ}$ mindern, bis schließlich in den letzten Ausläufern bei Peñas de San Pedro und nördlich der Bahn Albacete-Almansa 10° nur noch selten erreicht werden. Das gleiche Bild ergibt sich bei einer Betrachtung der tektonischen Asymmetrien. Große Bedeutung haben diese nirgends, denn Überfaltungen sind sehr selten, und die Überschiebungen weisen steile, kaum unter 70° liegende Schubflächen auf. Wo sie aber vorkommen, und das ist besonders zwischen Hellín, Ontur bis nach Bonete hin, da sind sie stets gegen Nordwesten gerichtet. Der aktive Schub ging also immer gegen außen, d. h. gegen die schwachbewegte Randzone des Faltenbündels. An die Stelle der Überschiebungen treten in diesen Außengebieten echte steile Verwerfungen, die Mulden zu Gräben, Sättel zu Horsten und Halbhorsten umformen, wofür die Gegend nördlich Pozo-Cañada Beispiele bietet.

(1252)

Alle diese Tendenzen wirken zusammen und bedingen es, daß sich der Baustil der Ketten auf dem Wege von Hellín und Ontur bis nach Chinchilla, Bonete und Alpera stark gewandelt hat. Aus regelmäßigen, stärker zusammengeschobenen, mit Überschiebungen verknüpften Falten sind schwach verbogene Schichtplatten und Horste geworden. Dieser Übergang von der plastischen zur spröden Reaktionsform vollzieht sich im Streichen in einem im wesentlichen gleichbleibenden Gesteinsmaterial, kann also eigentlich nur durch das Verhalten des tieferen Untergrundes bedingt sein.

Auch hinsichtlich der Alters- und Intensitätsverhältnisse der orogenen Bewegungen nimmt dieser Gebirgsstrang eine vermittelnde Stellung zwischen Betikum und Keltiberikum ein. Während sich an der Wurzelung bei Hellín prä-, intra- und postmiozäne Bewegungen noch ungefähr die Wage halten, treten im Norden und Nordosten die jüngeren Phasen mehr und mehr zurück, wohingegen die Diskordanz zwischen Oberkreide und Burdigal (? savische Faltung) an Bedeutung gewinnt.

Einzelbeschreibungen.

Die Achsen zwischen Tobarra, Pozo-Cañada und Pétrola.

(Blätter 816, 817, 843.)

Der Jura ist in seinen tieferen Teilen noch z. T. dolomitisch und dickbankig, gegen oben wird er dünnplattig und mergeliger und führt dann vielerorts, z. B. im Bahneinschnitt südlich Pozo-Cañada (vgl. RICHTER u. TEICHMÜLLER S. 25), eine reiche Malmfauna. Darüber folgt, oft auf einer zerfressenen und denudierten Oberfläche, der Wealden mit graugrünen und bunten, nicht selten geröllführenden mürben Sandsteinen und Letten, also in durchaus kontinentaler Fazies. Nur nordwestlich Tobarra fand sich eine dünne Kalksandsteinbank mit undeutlichen marinen Fossilien. Das Urgoapt reicht gerade noch von Osten her in das Gebiet hinein, bei Viltores, 5 km südwestlich Pétrola, ist es zum letzten Male anzutreffen und ~~zwar in Form~~ von 7 m sandigen und mergelig-knolligen Kalken, die den Wealden von den bunten, rotweißen Sanden der Utrillas-Schichten trennen.

Das marine Miozän ist faziell reich gegliedert. Um Pozo-Cañada, z. B. am Bahnhof, beginnt es mit einem *Perna*-reichen Basalkonglomerat, höher folgen wechselnd grobe gelbliche Molassesandsteine, sandige organogene Kalke und zuweilen auch Lagen von hellen Mergeln, die sich allerdings von den typischen Molassemergeln Valencias oder des Guadalquivirbeckens durch einen höheren Feinsandgehalt unterscheiden. Ein durchgehendes Profil am Nordwesthang der Sierra Calzada zwischen Pozo-Cañada und Tobarra zeigt

| | | |
|------|--|----------------------------|
| | Bräunliche, terrestrische Konglomerate und Sandsteine | Obermiozän |
| 10 m | feine, weißrote Sande, ähnlich den Utrillas-Schichten | } Burdigal - (?) Helvet |
| 15 " | Molassesandkalke mit Geröllen, <i>Perna</i> , <i>Ostrea</i> usw. | |
| 50 " | hellgraue, feinsandige Mergel | |
| 2 " | grobe, konglomeratische Schalenbreccie | |
| | bunte Sande und Letten | Wealden. |

5* (1253)

Oder an der Basis treten terrestre Schotter auf, die nach oben hin allmählich in marine überleiten. Es dürfte sich um lokale Deltabildungen handeln, jedenfalls rechtfertigt der Übergang nicht die Zurechnung zu einer älteren Stufe, etwa dem Oligozän. Das Jungmiozän ist weit verbreitet und in der bekannten festländischen Fazies entwickelt.

Wie bereits in dem einleitenden Überblick erwähnt, ist gerade in der Gegend von Hellin die Grenze zwischen Betikum und Keltiberikum schwierig festzulegen, da weder tektonisch noch faziell tiefgreifende Unterschiede bestehen. Als beste Trennung darf man wohl die große, zumeist von Jungtertiär verhüllte Keuperfläche zwischen Tobarra und Ontur ansehen, die sich gewissermaßen als ein keilförmiger Ausläufer der großen ruhig gelagerten Schichtplatte um Almansa zwischen die betischen und die Vorlandsketten einschiebt. Bei Tobarra kommen noch nach Nordwest gerichtete Überschiebungen und Überfaltungen der Jurasattel über die mit Wealden und Jungtertiär erfüllten Mulden vor. Zwischen Tobarra und Pozo-Cañada sind an die Stelle von Überschiebungen echte steilfallende Verwerfungen getreten, und zwischen Pozo-Cañada und Peñas de San Pedro schließlich sinken die Jurafalten in immer sanfter werdenden Wellen unter die weiten Tertiärflächen der Mancha unter.

Die Störungen verteilen sich mit etwa gleicher Intensität auf die vorburdigale und die nachburdigale, intramiozäne Phase. Jüngere Bewegungen, die noch das Obermiozän ergriffen, sind wenig verbreitet, können aber örtlich doch noch erhebliche Intensität erreichen, so z. B. in dem Aufbruch der Sierra Madroño zwischen Tobarra und Ontur, wo Schotter gemeinsam mit Keuper zwischen Jura eingeklemmt sind.

Gebiet von Chinchilla und Alpera.

(Blätter 791, 792.)

Die Schichtfolge ist ähnlich der von Tobarra und Pétrola, nur mit noch stärker kontinentalem Einschlag, entsprechend der größeren Nähe der Meseta. Der Obere Jura ist wieder fossilreich, z. B. bei Casa Gualda südlich Chinchilla. Der Wealden ist bei Chinchilla auf vielleicht 50 m grobe Sande und bunte Tone zusammengeschrumpft. Ähnlich reduziert sich das Urgoapt von 40 m hellgrauen bankigen Kalke bei Alpera auf 15 m bei Chinchilla. Die Utrillas-Schichten werden gröber und führen bei Villar und Higuera bereits kleinere Gerölle. Über dieser etwa 100 m mächtigen Serie erhebt sich die Oberkreide mit unten dolomitisch-sandigen, oben reiner kalkigen Bänken, die an ihrer bezeichnenden Verwitterung zu gelblichen Felszinnen leicht kenntlich sind. Bei Chinchilla und Alpera liegen ferner die nördlichsten Burdigalvorkommen.

Tektonisch scheint das selbst zu einem ganz schwachen Sattel verbogene Kreidemassiv des Monte Aragón, dessen Südrand gerade noch auf der Karte zwischen Chinchilla und Alpera dargestellt ist, eine gewisse Rolle als Widerlager zu spielen. Sämtliche von Südwesten heranstreichenden Achsen hören nämlich südlich des Massivs entweder auf, oder aber sie biegen in die Ostrichtung um, sodaß der Südrand des Monte Aragón von einer langen jungtertiären Mulde begleitet wird, der die Bahn Albacete-Almansa folgt.

Zeitlich gliedern sich die tektonischen Ereignisse wieder in vorburdigale und intramiozäne, während jüngere Störungen nicht nennenswert sind.

(1254)

Es scheint aber, daß in diesem Gebiet die ältere (? savische) Phase die bedeutsamste war, transgrediert doch bei Alpera die Molasse auf Keuper, der wohl ähnlich wie in Mittelvalencia horstartig zwischen den umgebenden Kreidetafeln aufgestiegen ist.

Gebiet um Fuente Álamo und Montalegre.

(Blätter 792, 818, Flurkarten Fuente Álamo, Montalegre.)

Die Trias ist mit roten und grünen Tönen vertreten, die Gipslager von über 10 m Mächtigkeit enthalten. Bei Montalegre wird ein solches ausgebeutet. In den tieferen Horizonten treten sehr gleichmäßig feinkörnige Sandsteine auf, die ebenfalls bei Montalegre in einer langen Reihe von Steinbrüchen gut aufgeschlossen sind. Nach oben schließt die Trias mit grauen und gelben Dolomiten ab, den Carniolas, aus denen u. a. der Burgberg von Montalegre besteht.

Aus den Carniolas entwickeln sich ohne scharfe Grenze die mächtigen hellen Jurakalke, die in ihren höheren Horizonten fossilführend sind, sodaß JIMÉNEZ DE CISNEROS (1912) eine ansehnliche Liste von Versteinerungen des Malm aus der Gegend von Fuente Álamo zusammenstellen konnte.

Die untere Kreide ist in limnisch-terrestrischer Fazies entwickelt. An dem Bergrücken Los Cuchillos, der sich etwa mitten zwischen Alpera und Montalegre in nord-südlicher Richtung erstreckt, ist das Wealdenprofil gut aufgeschlossen. An einer Störung grenzt folgende steil aufgerichtete Schichtserie an die Triastone:

Hangendes: Jungmiozäne Fanglomerate

Wealden: 50 m graue, schwach grünliche, glimmerreiche Tonmergel mit eingeschalteten schwarzen, splittrigen Kalkbänken, die Höhe des Bergrückens bildend

20 m rötliche und grüne, glimmerreiche Tone mit einzelnen gelben Sandstein- und Dolomitbänken

Störung gegen Trias.

Die Basis des Wealden wie auch der Jura sind an der Störung ausgefallen. Einige Kilometer weiter nördlich ist im Bahneinschnitt südlich Alpera eine Jurascholle im Hangenden der Trias vorhanden, der die Wealdentone ohne ausgesprochene Basalbildungen auflagern.

Das Apt ist in mariner Fazies entwickelt und besteht aus sandigen gelben Mergeln mit Kalkbänken, die häufig Orbitolinen führen. Oft sind die Kalke glaukonitisch und enthalten außerdem einzeln eingestreute Quarzkörnchen.

Das marine Miozän tritt durch die mächtige Entwicklung der Lithothamnienkalke in der Landschaft hervor; der Arabí im Süden und der Mugrón im Norden sind mit ihren schroffen Felswänden die beiden beherrschenden Berge des Gebietes. In den Kalken finden sich häufig einzelne Gerölle von 1—2 cm Durchmesser. Unter den Lithothamnienkalken treten 30—50 m mächtige Molassemergel und -sandsteine auf. Sie liegen mit schwacher Diskordanz auf verschiedenen Horizonten der Kreide und zwar im Osten des Gebietes vorherrschend auf jüngeren als im Westen. Am Nordfuß der Peñas blancas südlich Fuente Álamo ist diese diskordante Lagerung vom Apt im Osten bis zum Wealden im Westen sehr schön zu verfolgen.

Das kontinentale Jungmiozän ist auf die weiten Talauen beschränkt. Tektonisch ist das Gebiet von der, steil nach Nordnordosten streichenden Achse Alpera—Montalegre—Fuente Alamo beherrscht. In ihrem nördlichen Abschnitt ist sie am schärfsten herausgehoben, was in dem breiten Ausstrich der Trias zum Ausdruck kommt. Erst südlich dieses Ortes verschwindet sie im Sattelkern, der sich zugleich in eine Schar sehr eng gepreßter Sättel und Mulden aus Jura, Unterkreide und Miozän auflöst. Diese nehmen in der Umgebung von Fuente Álamo nordöstliches Streichen an und vereinigen sich schließlich nördlich Ontur mit dem dortigen großen Triasaufbruch. Eine schwache Vergenz nach Südosten ist im ganzen Verlauf dieser Achse festzustellen.

Eine weitere Aufbruchzone kleineren Ausmaßes strahlt von der Nordostecke des Beckens von Ontur aus, schwenkt südlich um den Arabi nach Nordnordosten herum und scheint sich in den Störungen südöstlich von Montalegre zu zerschlagen.

Umgebung von Almansa.

(Blatter 793, 819, Flurkarte Almansa.)

Nur in zwei Aufbrüchen kommt die Trias zutage: einmal im Orte Almansa selbst, wo das Castillo auf saiger stehenden, etwa nord-südlich streichenden Gipsen und Dolomiten der obersten Trias erbaut ist. Das andere, durch seinen Gipsreichtum ausgezeichnete Vorkommen liegt südöstlich von Almansa an der Bahn nach Encina. Beide Vorkommen liegen im Miozänbecken von Almansa, dessen Ränder bereits aus Kreide bestehen. Jura tritt daher in diesem Gebiete garnicht zutage.

Auch Wealden ist nur in einem kleinen Vorkommen eisenschüssiger Kalksandsteine an der Puerta de la Mancha südöstlich von Almansa erschlossen. Erst das Apt hat größere Verbreitung und umrahmt mit seinen wohlgebankten mächtigen Kalken und Mergeln das Becken von Almansa.

Das Alb ist im Süden des Gebietes mit bunten Tonen und wenig verfestigten weißen und rötlichen Sandsteinen in der Fazies der Utrillaschichten entwickelt. Solche bilden 7 km nördlich von Yecla den Sockel der Montillas. Weiter nach Norden wird dagegen die marine Entwicklung des Alb mit gelben, sandigen Mergeln, Sandsteinen und Dolomiten herrschend. Nur geringe Einschaltungen matt rötlicher Tone erinnern hier noch an die terrestrische Fazies. Das Meer reichte demnach zur Zeit des Alb von der südlichen Provinz Valencia her bis in die Gegend von Almansa, während sich das Land im Süden noch über Yecla und Caudete hinaus gegen Südosten erstreckte.

Die Obere Kreide ist wieder in rein mariner Fazies weit verbreitet. Es sind wenig gebankte, graue Dolomite, die in ihrem hangenden Teil auch schwach rötliche Farbtöne annehmen können. In dem Höhenzug La Sin Puerta, 12 km nördlich Yecla, ist in diese Dolomite eine etwa 50 m mächtige Folge von weißen Mergeln mit hellgrauen Kalkbänken eingeschaltet. In ihrem Hangenden treten Lagen von Feuerstein auf, über denen nochmals Dolomite folgen.

Das Burdigal ist nur durch Molassemergel und Sandsteine vertreten. Letztere werden nördlich von Yecla in Steinbrüchen abgebaut.

Das weite Kreidegebiet südlich Almansa stellt eine nur geringfügig