

Werk

Label: Article

Jahr: 1931

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_0016|log49

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

II. Tektonik.

A. Das Alter der gebirgsbildenden Bewegungen.

1. Die variscische Faltung.

Ebensowenig wie in Keltiberien läßt sich auch in der Sierra de Guadarrama das genaue Alter der variscischen Faltung unmittelbar ermitteln. Die jüngsten zum Gebirgskerne gehörigen Schichten, die übertage anstehen, sind mitteldevonisch; andererseits lagert das Stephan am Südrand der Guadarrama bereits mit einer starken Diskordanz auf den steilgestellten Silurschichten. Bleibt so für die zeitliche Einstufung der Gebirgsbildung auch noch ein recht weiter Spielraum, so möchte ich doch aus ähnlichen Erwägungen heraus wie TRICALINOS (1928), LOTZE (1929) und SCHRIEL (1930) als Hauptphase die asturische ansehen.

Schwache Nachklänge der Faltung, die wohl der saalischen Phase zuzurechnen sind, geben sich in den nördlichen Hesperischen Ketten in einer ca. 10 bis 15° betragenden Winkeldiskordanz zu erkennen, mit der das Oberkarbon bei Luzón an dem auflagernden Buntsandstein abstößt. Im Nachbargebiet hat schon TRICALINOS entsprechende Lagerungsverhältnisse festgestellt. Bei Tamajón und Retiendas in der Guadarrama ist dagegen ein Unterschied im Einfallen von Karbon und Trias nicht nachweisbar. Doch glaubt auch HERNÁNDEZ-PACHECO (1923), daß während der Permzeit gewisse tektonische Vertikalbewegungen in der Guadarrama stattfanden.

2. Die kimmerische Faltung.

Jungkimmerische Bewegungen kommen darin zum Ausdruck, daß die Schichten der Kreide im Bereiche des Gebietes auf verschiedenaltige Gesteine übergreifen. Schon aus dem Kartenbilde (Taf. 5) ist diese Diskordanz ersichtlich. Noch besser kann man aber die Verhältnisse überschauen, wenn man den Untergrund der transgredierenden Kreide auf Grund der Kartierungsergebnisse rekonstruiert, wie das in Abb. 7 geschehen ist.

Jüngere Schichten als Lias sind nirgends mehr im Liegenden der Kreide vorhanden, sondern stellen sich erst weiter südlich in den Hesperischen Ketten ein. Aber auch der Lias selbst keilt etwa in einer Linie, die die Orte Licerias, Retortillo de Soria,

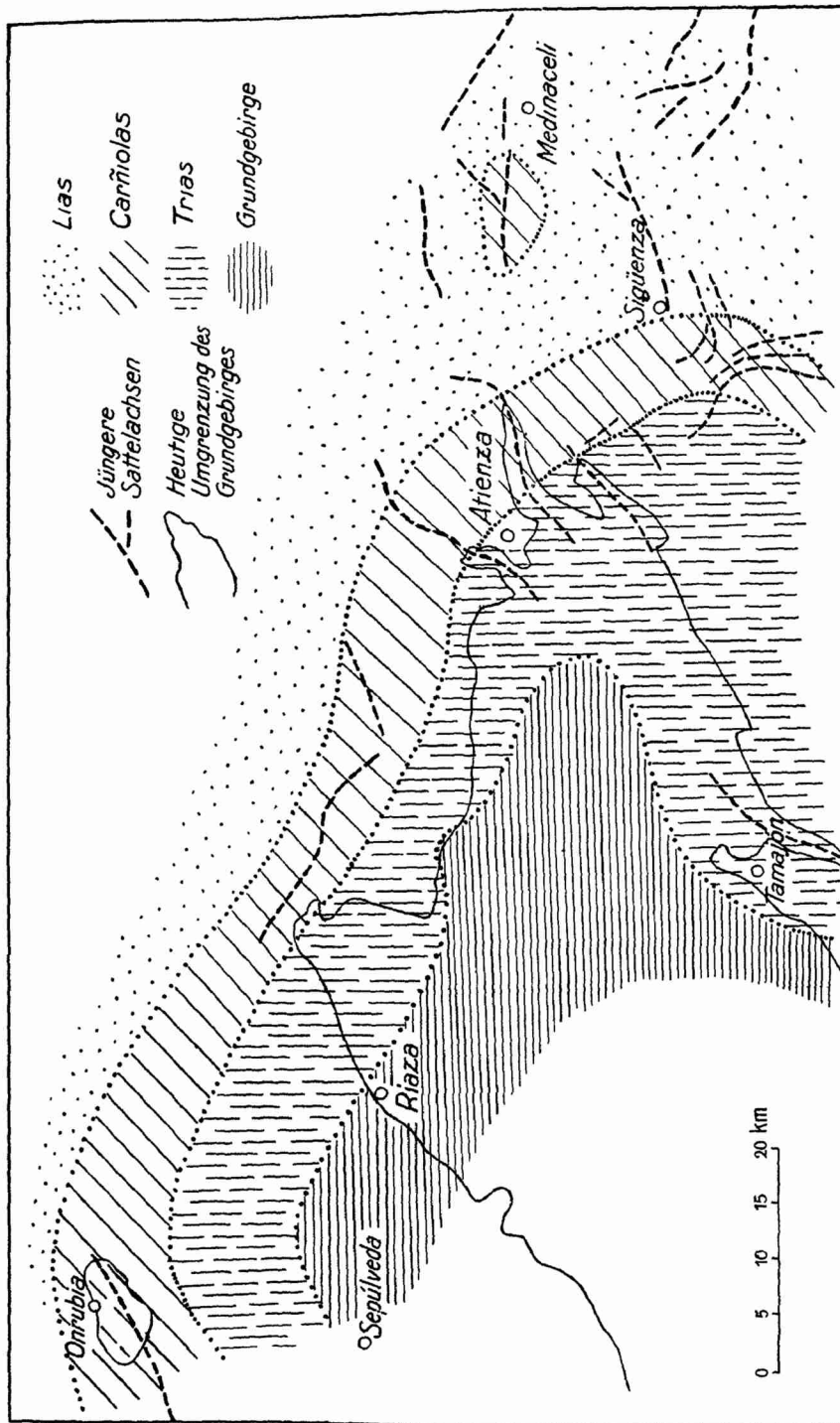


Abb. 7. Das Liegende der Kreide im Bereich der östlichen Guadarrama. Maßstab ca. 1:680 000.

Sigüenza und La Cabrera verbindet, aus, und weiterhin im Südwesten — so im Tale des Henares und Rio Dulce — liegen die Kreidesande auf den klotzigen Kalken der Carñiolas. An den Steilhängen bei Somolinos und Atienza und desgleichen bei Cercadillo, Santamera (Abb. 18) und El Atance kann man dann deutlich sehen, wie diese mächtige Kalkstufe plötzlich zwischen Kreide und buntem Keuper verschwindet, sodaß nunmehr Trias und Alb unmittelbar übereinanderliegen. Und schließlich greift an einigen Stellen noch weiter westlich die Kreide auch direkt auf den variscisch gefalteten Sockel über.

Dieser Formationswechsel an der Basis der Kreide kann nicht etwa durch primäre Sedimentationslücken erklärt werden, die sich ja in allen Stufen randlich durch ähnliche starke Faziesänderungen ankündigen müßten, wie sie oben aus der Trias beschrieben wurden⁷⁾. Er ist vielmehr das Ergebnis von Bewegungen und Abtragungen vor der Kreidetransgression. Etwa im Bereiche der heutigen altpaläozoischen Guadarrama muß damals ein Sattelgewölbe von großer Spannweite aufgestiegen sein, das sich nach Norden und Osten einsenkte (vgl. Abb. 7). Auch auf dem Profil der Taf. 5 ist diese Aufwölbung unter der Kreide deutlich zu erkennen⁸⁾.

Spezialfalten sind dagegen im Liegenden der Kreide nicht festzustellen, auch da nicht, wo die Kreide noch jetzt dicht an die Sattellinien heranreicht. Die Formationsgrenzen unter dem Alb gehen vielmehr, wie Abb. 7 zeigt, ohne Ausbiegung an zahlreichen Stellen über die heutigen Sattelachsen hinweg. Nur am Südflügel des Sattels von Miño greift die Kreide auf engem Raum auf Lias und Carñiolas über, ein Hinweis, daß diese tektonische Einheit bereits vor der Transgression angelegt war.

Die Zeitlichkeit der Bewegungen ist an der Guadarrama wegen der großen stratigraphischen Lücke zwischen Lias und Alb nicht sicher zu entscheiden. Nach RICHTER (1930) und SCHMEL (1930) sind aber in den nördlichen Iberischen Ketten entsprechende Vorgänge, die sich dort durch Winkeldiskordanzen bzw. begleitende Brüche als echt orogen erweisen, an die Basis des Wealden zu stellen, während gebirgsbildende Ereignisse aus der Kreide selbst nirgends in Keltiberien nachgewiesen sind. Die Bewegungen in der

7) Nur die Grenze Trias - Paläozoikum auf Abb. 7 mag teilweise auch ungefähr mit der ursprünglichen Sedimentationsgrenze der Trias zusammenfallen.

8) Da die Aufsattelung ihren Dimensionen nach fast epirogenen Charakter trägt, jedoch in einer orogenen Phase entstanden ist, gehört sie in den Bereich der Synorogenesen STILLE's.

östlichen Guadarrama vor der Kreidetransgression sind demnach wohl ebenfalls jungjurassisch.

3. Die tertiären Faltungsphasen.

Die spanischen Forscher, insbesondere HERNÁNDEZ-PACHECO (1923), haben bereits darauf hingewiesen, daß das Hauptscheidegebirge seine heutige Gestalt starker Heraushebung und Faltung in post-kretazischer Zeit verdankt. Diese jüngere Faltung ist am Ostende der Guadarrama, wo das Grundgebirge unter mesozoische Schichten untertaucht, besonders deutlich entwickelt, und dort läßt sich auch das Alter dieser Bewegungen näher untersuchen.

Nur unbedeutende orogene Vorgänge haben sich lokal vor Beginn oder innerhalb des Alttertiärs, in der laramischen bzw. pyrenäischen Faltungsphase, abgespielt. In der Randzone des Tajobeckens zwischen Báides und Tamajón und ebenso in der Kreidemulde von Campisábalos läßt sich überhaupt keine Winkel-diskordanz zwischen den Kreidekalken und den hangenden oligozänen (bzw. obereozänen) Sedimenten feststellen. Dagegen beobachtet man bei Torrelaguna (Provinz Madrid), daß die Kreide am Nordrande einer Mulde allmählich unter dem hangenden Tertiär verschwindet und daß diese Tertiärschichten, deren alttertiäres Alter allerdings nicht sichergestellt ist, dort etwa 20° flacher einfallen als die Kreidekalke (vgl. Abb. 8).

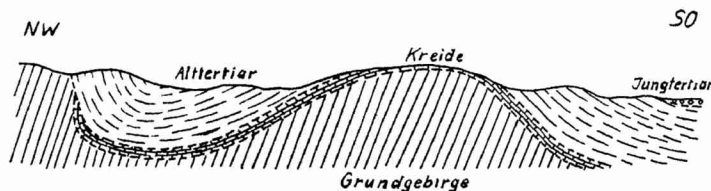


Abb. 8. Profil durch die Tertiärmulde und den Kreidesattel westlich Torrelaguna. Maßstab ca. 1:100 000.

Aus dem Duerobecken hat schon PALACIOS (1890) die Konkordanz von Kreide und Alttertiär beschrieben, und dem entspricht es auch, daß bei El Burgo de Osma die Kreide offensichtlich nicht stärker aufgerichtet ist als die anlagernden Schichten des Eozäns (vgl. Abb. 5).

Die Hauptfaltung der Keltiberischen Ketten wie auch der Guadarrama fällt in die Zeit zwischen Unteroligozän und Torton. Während die unteroligozänen Sedimente, z. B. bei Huérmeces, bis zur Saigerstellung auf-

gerichtet sind, liegen die jungtertiären Schichten, wie schon früher hervorgehoben wurde, im Bereiche des Gebirgsrandes gewöhnlich flach und übergreifend auf sämtlichen älteren Formationen, die vorher gefaltet und eingebnet sind. Auf der geologischen Karte des Gebietes (Taf. 5) und dem zugehörigen Profil tritt diese Diskordanz deutlich in Erscheinung, und ebenso lassen die Abbildungen 15, 16, 17, 18 und 27 (Taf. 8) die ungleichförmige Auflagerung der jungtertiären Konglomerate erkennen.

Die Faltung kann sowohl in der savischen wie in der steirischen Phase erfolgt sein.

Nach dem Innern des Tajobeckens zu, aber noch in der Nähe des Gebirgsrandes, haben nach Ablagerung des Jungtertiärs erneut gebirgsbildende Bewegungen stattgefunden. ROYO GOMEZ (1920 und 1926 b), der als erster auf ihre Bedeutung hingewiesen hat, möchte sie der rhodanischen Phase zuweisen. In dem nordöstlichen Ansläufer des Tajobeckens sind diese Bewegungen stellenweise recht kräftig gewesen, wie Abb. 19 und 20 veranschaulichen.

B. Die epirogenen Vorgänge in postvariscischer Zeit.

1. Die Guadarrama als Schwelle zur Triaszeit.

Nach der variscischen Hauptfaltung und Einebnung des entstandenen Gebirges lagerten sich zunächst, wohl nur in örtlich beschränkten Senken, Schichten des Oberkarbons ab, bis sich dann, nach einer nochmaligen schwachen Bewegungsphase, die Sedimente der Trias transgredierend über den älteren Untergrund ausbreiteten. Im Gebiete der heutigen Guadarrama kam indessen diese Formation nur sehr lückenhaft zur Ablagerung. Die Fazies- und Mächtigkeitsschwankungen, in der östlichen Umräumung des Gebirges, die im stratigraphischen Teil näher erörtert sind, lassen erkennen, daß sich hier, wie auch schon oben hervorgehoben wurde, von dem Abtragungsgebiet im Westen her eine ausgedehnte Schwelle in das Triasbecken vorwölbte.

Zur genaueren Umgrenzung dieser Schwelle an ihrer östlichen Endigung ist auf Abb. 9 die mutmaßliche ursprüngliche Ausdehnung der einzelnen Triasstufen sowie der Randfazies von Keuper und Muschelkalk dargestellt.

Die bereits auf S. 134 beschriebene Grenze, an der die mächtige untere Partie des Buntsandsteins auskeilt, verläuft vorwiegend in Richtung Westnordwest, die dort gleichzeitig die Streich-

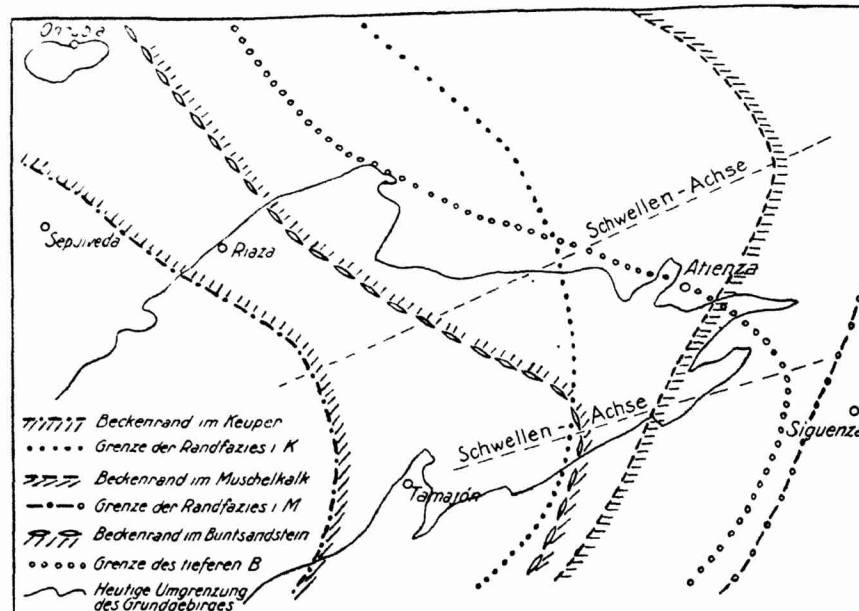


Abb. 9. Beckenränder und Faziesgrenzen in den einzelnen Triasstufen im Bereich der östlichen Guadarrama. Maßstab ca. 1 : 880 000.

richtung im Grundgebirge darstellt (vgl. Abb. 11). Demnach folgte die epirogene Absenkung des Triasbeckens zunächst noch auf große Strecken hin den im Untergrund vorgezeichneten Bahnen. Etwa parallel hierzu muß auch die Sedimentationsgrenze des gesamten Buntsandsteins gelegen haben.

Wesentlich anders war dagegen der Verlauf des Beckenrandes, als von Osten her das Muschelkalkmeer ingredierte. Die Sedimente dieser Stufe wurden am Ostrand der Guadarrama bis zu einer Linie abgelagert, die gegenüber den Buntsandsteingrenzen stark nach Nordosten abgelenkt ist und damit ungefähr senkrecht auf der Streichrichtung im Paläozoikum steht. Weiter nach Norden zu biegt diese Grenzlinie vermutlich ins heutige Duero Becken hinein und schneidet dann die südöstliche Sierra de la Demanda, wo SCHRIEL (1930) noch Muschelkalk nachwies.

Mit dem Keuper setzt wieder eine erhebliche Beckenerweiterung ein. Der Richtungsverlauf des Randes blieb dagegen wohl noch ähnlich wie im Muschelkalk.

Leider erlauben es die flächenhaften Abtragungen vor der Kreidetransgression und die mächtige jüngere Überlagerung in den Tertiärbecken beiderseits der Guadarrama nicht, die westliche

Fortsetzung jener triadischen Beckengrenzen zu rekonstruieren. Ihr Verlauf im Untersuchungsgebiet macht es aber wahrscheinlich, daß im Untergrund des Tajo- und Duerobeckens die kontinentalen Schichten des Buntsandsteins und Keupers noch ziemlich weit nach Westen vorgreifen. Diese trennende Schwelle hatte wohl schon die gleiche Längserstreckung wie die jetzige Guadarrama, wenn auch ihre Breite erheblich größer war und die Schwellenachse nicht immer konstant blieb (vgl. Abb. 9).

2. Die Transgression des Kreidemeeres.

Zur Zeit der Ablagerung der Carñiolas wich die Schwelle offenbar weit zurück. Doch deutet die sandige Fazies in den

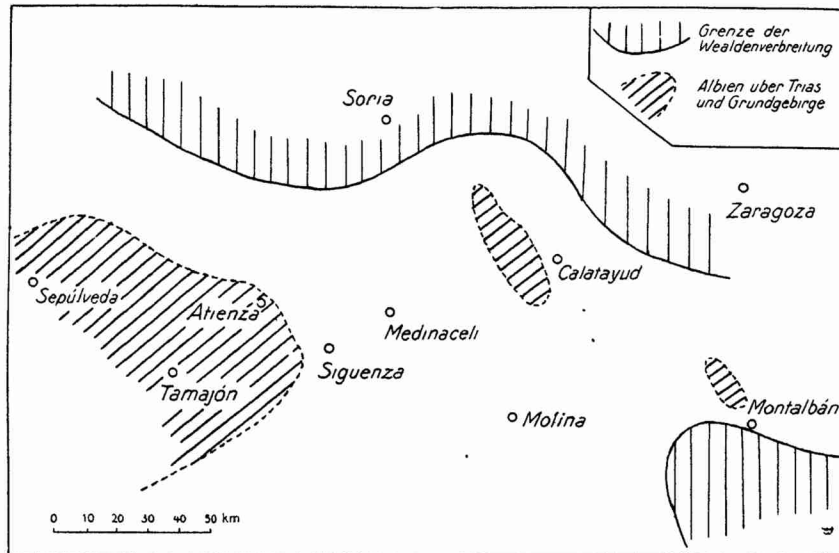


Abb. 10. Paläographische Verhältnisse im Bereiche der östlichen Guadarrama und der Keltiberischen Ketten vor der Kreidetransgression. Maßstab ca. 1 : 2 500 000.

Carñiolas bei Onrubia darauf hin, daß in der westlichen Meseta ein Hochgebiet noch fortbestand. Die Schichten des Jura breiteten sich vermutlich in annähernd gleichbleibender Fazies über Keltiberien und große Teile der Guadarrama aus, und erst durch die Bewegungen im Ausgange der Juraperiode wurde das paläogeographische Bild neu belebt. Wieder wurde die Guadarrama hochgewölbt, und zwar, wie ein Vergleich der Abb. 7 und 9 deutlich zeigt, ungefähr mit denselben Konturen wie zur Buntsandsteinzeit.

Zwei kleinere derartige Gewölbe entstanden nach RICHTER (1930) auch in den Iberischen Ketten. Diese drei Antiklinalen bildeten während der starken Regressionsphase im Wealden die Kerne der breiten Landmassen, die die Sedimentationsbecken im Norden, an der Demanda und bei Soria, und im Südosten, südlich Montalbán, voneinander trennten (vgl. Abb. 10). Im Urgo-Apt verbreiterte sich diese Landbarre nach Norden zu noch bedeutend. Erst in Alb und Cenoman gelang es dem Meere, das Zwischengebiet einschließlich der verstärkt herausgehobenen und inzwischen eingeebneten Schwellen zurückzuerobern. Zweifellos wurde damals die gesamte Guadarrama von Kreidesedimenten bedeckt, und ich kann der Ansicht von FERNÁNDEZ NAVARRO (1915) und E. HERNÁNDEZ-PACHECO (1923) nicht beipflichten, die in den Kreideresten innerhalb des Gebirges Ablagerungen in schmalen Buchten des Kreidemeeres sehen möchten.

3. Die Ausgestaltung der Tertiärbecken.

Die Verbreitung der alttertiären Sedimente ist im einzelnen noch zu wenig bekannt, als daß man von der Umgrenzung der Sedimentationsräume ein klares Bild gewinnen könnte. Es scheint so, als wenn während des Eozäns, nach dem erneuten und diesmal endgültigen Rückzug des Meeres aus Zentralspanien, vorwiegend im Bereiche des Duerobeckens Senkung und Sedimentation grobklastischer Gesteine stattfand, während die östliche Guadarrama (Mulde von Campisábalos!) und das nordöstliche Tajo Becken im wesentlichen von entsprechenden Bildungen freiblieben. Hier setzte erst im Unteroligozän (bzw. obersten Eozän) wieder Ablagerung ein. Ein einheitliches brackisch-limnisches Becken muß sich damals zwischen Tajo und Duero und über erhebliche Teile Keltiberiens ausgedehnt haben.

Erst nach der jungen Hauptfaltung zwischen Jung- und Alttertiär wurden die von einander getrennten Senken angelegt, in denen in der Folgezeit nach längerer Unterbrechung der Sedimentation die Zerstörungsprodukte der aufgefalteten Gebirgsketten aufgenommen wurden. Am Rande der Gebirge kamen konglomeratische Massen zur Ablagerung, die weit hin auch noch auf das junge Faltungsgebiet selbst übergriffen, und zwar in viel größerem Umfange, als sie heute noch dort erscheinen. Finden sich doch kleine Reste der jungtertiären Konglomerate an zahlreichen Stellen mitten im Mesozoikum, meist innerhalb der Keupersenkens, so bei Orna, Pozancos, Imón, Cinco-

villas, Miedes und Valderromán. Diese Vorkommen liegen im Bereiche des Zwischengebietes von Guadarrama und Hesperischen Ketten und vielfach in einem tieferen Niveau als die Konglomerate außerhalb des Gebirges. Wahrscheinlich haben sich in diesem Gebiet, das schon während der Trias und ebenso in der Kreidezeit Senkungszone war, erneut Senkungen im Tertiär abgespielt. Hier bestand wohl auch zur Zeit der Pontischen Stufe um die hohe Guadarrama herum eine freie Verbindung der Sedimentationsräume von Tajo- und Duerobecken, da sich in den Paramoskalken nirgend Randnähe andeutet, auch dort nicht, wo sie, wie bei Mirabueno, mit den mesozoischen Falten in Berührung treten.

Auch nach den allgemeinen Hebungen in posttertiärer Zeit, denen das Tertiär seine heutige hohe Lage über N.N. verdankt, blieben die starken Höhendifferenzen zwischen der eigentlichen Guadarrama und dem östlich anschließenden mesozoischen Faltungsfeld bestehen.

So bildet das Gebiet des östlichen Guadarramagebirges ein Musterbeispiel für die stete gesetzmäßige Wiederbelebung bestimmter Reliefunterschiede in epigenen und orogenen Zeiten, für die Konstanz der Hebungs- (und Senkungs-)tendenz in gewissen prädestinierten Zonen durch ganze Erdperioden hindurch.

C. Der tektonische Bau des Gebietes.

1. Das Strukturbild des Grundgebirges.

Den tektonischen Bau des Altpaläozoikums in der östlichen Guadarrama hat LOTZE (1929) bereits bei der Betrachtung des Keltiberischen Grundgebirges kurz behandelt. Er stellte fest, daß die paläozoischen Schichten am Ostende des Gebirges gegen Südwesten mit durchschnittlich 40° nach Nordosten hin einfallen, dabei einen flachen, gegen Südwesten zu konkaven Bogen beschreibend, und daß ferner innerhalb der jüngsten Schichtenfolge des Devons östlich Atienza eine überkippte Mulde vorliegt.

Weiter im Nordwesten bleibt das Streichen des Grundgebirges ziemlich konstant OSO—WNW, das Einfallen geht überall, oft mit ziemlich flachem Winkel, nach Norden. Bei Santibáñez ist die Streichrichtung der obersilurischen Schiefer 130° , während der Fallwinkel 40 — 70° beträgt. Ähnliche Lagerung trifft man auch

bei Onrubia an, wo das Grundgebirge aus jüngeren Schichten auftaucht. Dort biegt das Silur bei einem nördlichen Einfallen von etwa 50° von 125° auf 90° um.

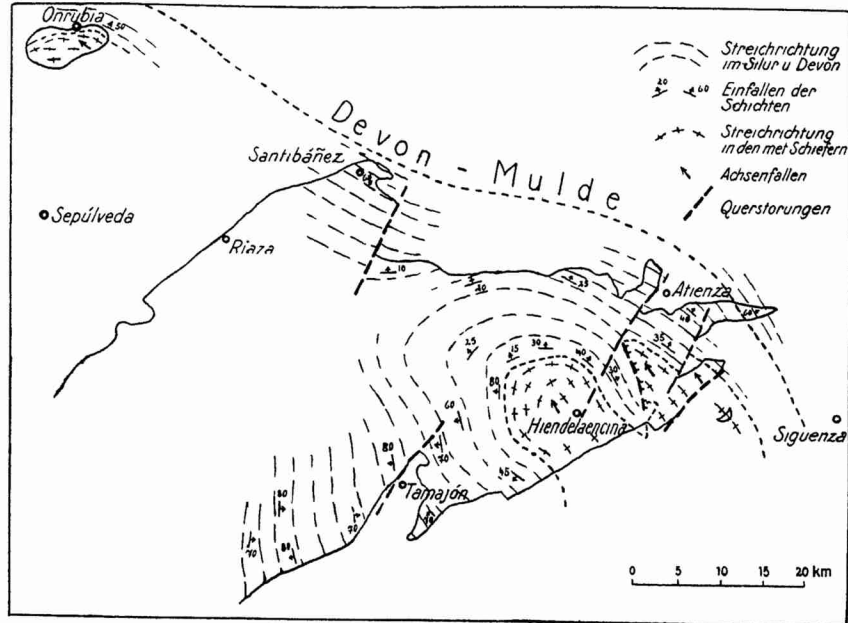


Abb. 11. Die Struktur des Grundgebirges in der östlichen Guadarrama. Maßstab ca. 1 : 880 000.

Das gesetzmäßige normale Einfallen des Paläozoikums nach Norden bzw. Nordosten läßt vermuten, daß in Fortsetzung des Devons von Atienza sich auch weiter westlich unter dem Deckgebirge Devon in Muldenform an das Silur anschließt (vgl. Abb. 11 und Profil der Taf. 5). Durch den oben erwähnten Fund von Devonkalk im Buntsandstein bei Cuevas de Ayllón wird diese Annahme fast zur Gewißheit!

Am Nordflügel dieser Devonmulde, die die Fortsetzung der Hesperischen Muldenzone LOTZE's darstellen würde, folgt wahrscheinlich in großer Ausdehnung im Untergrunde des Duerobeckens wieder Silur, das seinerseits weiter nördlich an das von SCHRIEL (1930) beschriebene Cambrium der Sierra de la Demanda grenzt.

Wesentlich schwieriger sind die Lagerungsverhältnisse im Südteil der östlichen Guadarrama, wo sich die metamorphen Schiefer von Hiedelaencina einstellen. Schon früher wurde betont, daß diese kristallinen Bezirke zweifellos zum ältesten Paläozoikum des Gebirges gehören und daß sie fast allseitig konkordant unter

jüngeres Silur einfallen. Die Streichlinien auf Abb. 11 geben diesen Kuppelbau um das Zentrum Hiendelaencina aufs beste wieder.

Das zweite Gneisgebiet weiter östlich ist offenbar ein Teilstück des gleichen kristallinen Gewölbes, das an einer streichenden Überschiebung nochmals herausgehoben ist.

Im Gesamtbild des Gebirgsbaues erscheint der Gneis als Kern eines Sattels, der in Richtung auf die Devonmulde steil nach Norden einschließt. Hierzu paßt auch recht gut die Orientierung der Streckung auf den Schieferungsflächen. Das Streichen der Streckungsachse ist stets NW—SO, das Einfallen bei einem Fallwinkel von 20—40° überall nach Nordwesten gerichtet.

Ungefähr das gleiche gilt auch für die Streckung in dem weit abliegenden Gneisgebiet von Onrubia, wo demnach ebenfalls eine solche Sattelendigung liegt.

Wie weit bei der Bildung dieser Sättel etwa die Intrusion der in der Tiefe steckenden Granite aktiv beteiligt war, sei hier nicht näher erörtert.

Nach Südwesten hin geht in der Guadarrama das Streichen der steil gegen Westen fallenden, weithin auch saiger stehenden nichtmetamorphen Schichten in Nordsüdrichtung über, ohne daß es aber bisher dort möglich war, die spezielle Falten tektonik zu klären. Ebenso macht die Frage der Scharung dieser nordsüdlich gerichteten Zone mit dem nordwestlich streichenden Südflügel der Devonmulde und des Kontaktverlaufes von kristalliner Guadarrama und Schiefergebiet östlich und südlich Riaza noch weitere Felduntersuchungen notwendig.

Am Nordostrand des Paläozoikums treten im Deckgebirge bedeutende Verwerfungen auf, die 30 bis 40° streichen. Diese Brüche sind ohne Zweifel bereits als Querstörungen im Grundgebirge angelegt (vgl. Abb. 11). Bei zweien von ihnen kann man nämlich beträchtliche Querverschiebungen innerhalb des paläozoischen Schichtkomplexes feststellen, die älter als die rein vertikale Absenkung der mesozoischen Sedimente sein müssen. Die Verwerfung bei Atienza führt außerdem in ihrer Verlängerung in das Erzgebiet von Hiendelaencina, wo ein bedeutendes Gangsystem mit der Störung parallel läuft.

Auch der Abbruch des Mesozoikums bei Tamajón folgt wahrscheinlich solcher alten Querstörung.

Das kleine Silurvorkommen bei Rata in den Hesperischen Ketten gehört nach der Lotze'schen Synthese des Keltiberischen

Grundgebirges ebenso wie die Guadarrama zum südwärts gefalteten Stamm des variscischen Orogens. Es fällt zwar auf, daß hier die Schichten im Gegensatz zum Paläozoikum der Guadarrama nach Südwesten hin einfallen, doch mag das damit zusammenhängen, daß im Bereich der Hesperischen Ketten die Faltung allgemein schwächer war als an der Umbiegungsstelle bei Atienza. So steht nichts im Wege, das Silur von Rata als eine normal einfallende Schichtenserie am Nordostflügel der Hesperischen Muldenzone zu betrachten.

2. Der saxonische Faltenbau.

a) Der Bauplan.

Daß das NO—SW gerichtete Hauptscheidegebirge und die angrenzenden, dazu fast senkrecht verlaufenden Hesperischen Ketten nach ihrer jüngeren Tektonik genetisch zusammengehören, zeitlich und ursächlich gleicher Entstehung sind, ist wohl bisher nie bestritten worden. Neuerdings haben STAUB (1926) und LOTZE (1928) noch ausdrücklich diesen tektonischen Zusammenhang betont. — In welcher Weise vollzieht sich nun aber der Übergang von dem einen zum anderen System?

Das erläutert am besten die tektonische Übersichtsskizze (Abb. 12), auf der nach der geologischen Karte (Taf. 5) und einzelnen Spezialuntersuchungen in Nachbargebieten die verschiedenen Sattel- und Muldenlinien des Faltungsfeldes eingetragen sind.

Innerhalb des Grundgebirges der Guadarrama sind naturgemäß die jungen Faltungserscheinungen nicht erkennbar. Wohl aber sieht man, wie am Südrande des variscisch gefalteten Gebietes und namentlich an seinem äußersten Ostende das Paläozoikum als Kern erzgebirgisch⁹⁾ gerichteter, dem gesamten Scheidegebirge paralleler Sättel unter das Deckgebirge untertaucht.

Andererseits reichen im Osten mehrere hercynische¹⁰⁾ Faltenachsen der Hesperischen Ketten in das Gebiet der tektonischen Karte hinein.

In dem zwischenliegenden Abschnitt sowohl, wie in den Bezirken weiter im Nordwesten und Süden erscheint die Lagerung zunächst ziemlich regellos. Zwischen weiten, flachen Tafeln treten

9) Ich gebrauche im Folgenden die für deutsche Verhältnisse geprägten Ausdrücke erzgebirgisch und hercynisch zur kürzeren und prägnanteren Bezeichnung der Richtung SW—NO bis WSW—ONO (Guadarrama), SO—NW bis OSO—WNW (Hesper. Ketten).

10) Vgl. Anm. 9.

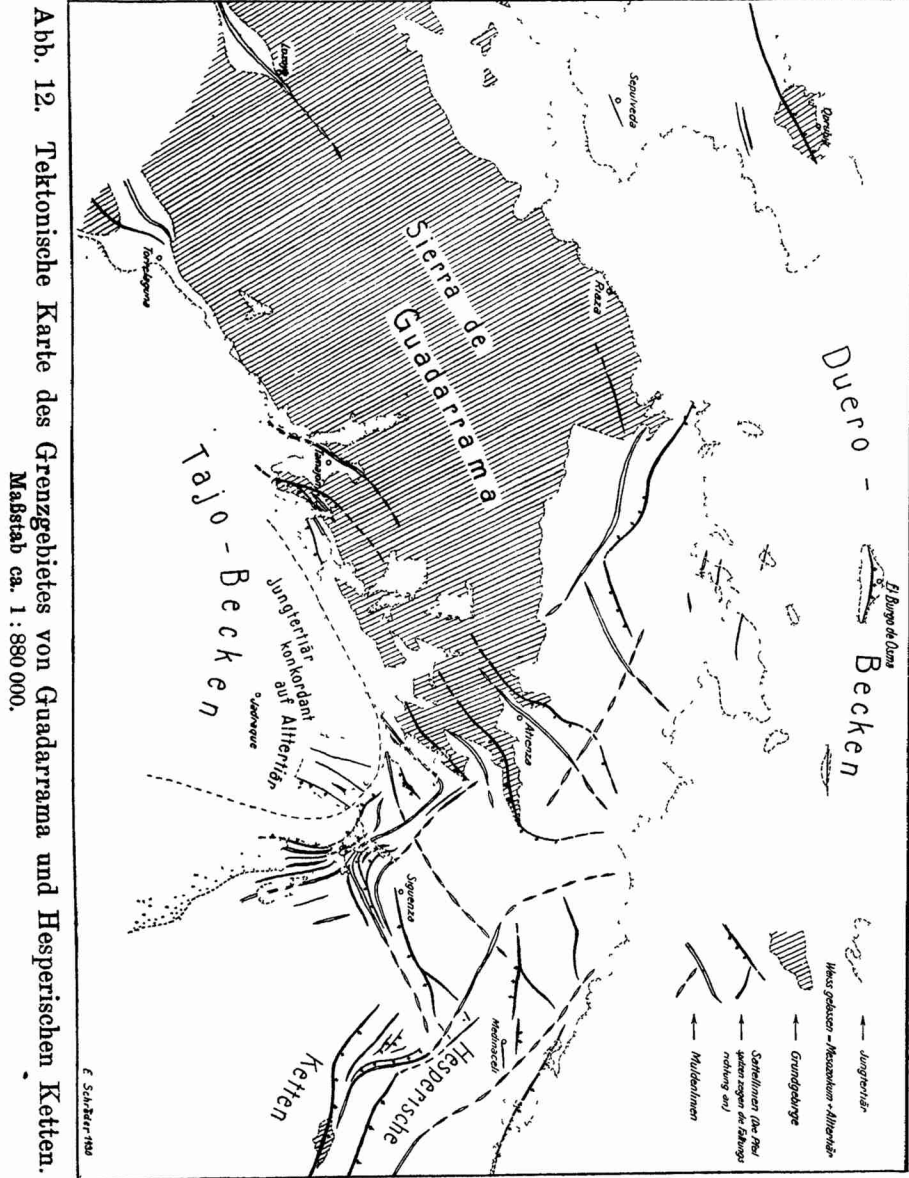


Abb. 12. Tektonische Karte des Grenzgebietes von Guadarrama und Hesperischen Ketten.
 Maßstab ca. 1 : 880 000.

in jenem Grenzgebiet (in engerem Sinne) einzelne kurze Sättel auf, die teilweise eine intermediäre Richtung (O—W) innehalten, im Norden zeigen sich unvermittelt wieder hercynische Elemente, und an der Innenseite des Gebirgsbogens scharen sich Falten verschiedener Richtung zu einem dichten, gekrümmten Faltenbündel zusammen.

(732)

Alle diese verschiedenartigen Verhältnisse werden verständlich, wenn man sie als das Ergebnis einer Vergitterung zweier gleichaltriger, aber verschieden gerichteter Gebirgssysteme, verbunden mit Knickungen und Umbiegungen der Falten in der Zone verstärkten Zusammenschubes, auffaßt. Daraus erklären sich dann im einzelnen die kurze Erstreckung mancher tektonischer Einheiten, das Auftreten von Zwischenrichtungen, das plötzliche Wiedereinsetzen einer bereits verlassenen Richtung, das Umschwenken aus dem einen in das andere Hauptstreichen.

Wie die Streichrichtung, so ist übrigens auch die Faltungsrichtung von Guadarrama und Hesperischen Ketten grundsätzlich verschieden. Im ersteren System lassen die unsymmetrisch gebauten Sättel eine Bewegungstendenz nach Süden hin erkennen, im Hesperischen Faltensystem dagegen nach Nordosten. Innerhalb des Bereiches der Achsenvergitterung und -umbiegung sind diese Unterschiede bei den Falten beider Orientierung zum Teil noch deutlich ausgeprägt. An anderen Stellen ist der Bewegungssinn nicht erkennbar, gerade umgekehrt oder, wie am Tajobecken, besonderen Gesetzmäßigkeiten unterworfen.

Im Folgenden sollen nun die besonderen strukturellen Eigentümlichkeiten der einzelnen Gebietsteile an Hand der Tafel 5 und Abb. 12 näher erörtert werden.

b) Die östliche Guadarrama.

Die Guadarrama stellt, im Großen betrachtet, einen mächtigen, erzgebirgisch streichenden Sattel dar, dessen altpaläozoischer und kristalliner Kern in weiter Ausdehnung bloßgelegt ist, während die Deckgebirgsschichten, soweit sie nicht schon bei der vorkretacischen Heraushebung denudiert sind, an den Flanken des Sattels größtenteils unter jungtertiären Aufschüttungen vergraben liegen. Immerhin genügen die Vorkommen von Trias und namentlich von Kreide in den Randzonen des Grundgebirges doch, um festzustellen, daß der Guadarramasattel einen unsymmetrischen Bau besitzt.

Am Südostrande von Torrelaguna bis hin nach Angón, erscheinen in einem Streifen von wechselnder Breite stark gestörte Kreideschichten, die oft in einem sehr steilen Winkel, lokal sogar überkippt, zum Tajobecken hin einfallen (vgl. Taf. 5). Anders ist es dagegen im Norden. Hier dehnt sich westlich Riaza eine Kreidetafel aus, die allmählich vom Grundgebirge nach Norden abfällt und nur eine sanfte Wellung erkennen läßt. Erst in der Gegend

von Sepúlveda stellen sich nach den Angaben von E. HERNÁNDEZ-PACHECO (1923) vereinzelt wieder kräftigere Spezialfalten ein.

Das Gesamtbild ist jedenfalls das eines Sattelgewölbes mit einem flachen Nord- und einem steilen Südschenkel. Und dieses Bauprinzip, das eine südwärts gerichtete Bewegungstendenz der Faltung veranschaulicht, wiederholt sich nun auch im Kleinen. Wo am Südrand Trias und Kreide in sich gefaltet sind, ist stets der Südostflügel des Spezialsattels bzw. der Nordflügel der Mulde wesentlich stärker aufgerichtet als der Gegenflügel, so im Sattel von Jókar und bei Angón, wo innerhalb der Kreideschichten eine nach Norden überkippte Mulde liegt. Dasselbe gilt für die tektonischen Einheiten, die sich bei Torrelaguna und Tamajón, aus dem Grundgebirge kommend, in die randlichen Deckschichten hineinerstrecken (vgl. Abb. 8). Besonders ausgeprägt ist hier die Asymmetrie in dem paläozoischen Sattel zwischen Tamajón und Muriel. An seiner Nordwestflanke fällt das Mesozoikum mit 5 bis 10° ein, während es an der Gegenseite saiger steht oder von Silur überschoben wird.

Schließlich zeigen auch die gleiche Bauart die erzgebirgisch gerichteten Spezialsättel, in die sich die Guadarrama-Antiklinale an ihrem Ostende beim Einsinken unter das Mesozoikum auflöst (vgl. Profil der Taf. 5). Hier tritt die Ungleichseitigkeit am schönsten bei dem Sattel von Cercadillo-Riva de Santiuste in Erscheinung, wo sie schon an der verschiedenen Breite des Muschelkalkausstriches erkennbar ist (Taf. 5). Bis Riva hat dieser Sattel eine normale Erstreckung, biegt dann aber plötzlich ab und endet in einem nord-südlich orientierten Ausläufer (vgl. Abb. 24, Taf. 6). Bemerkenswert sind die zahlreichen Querstörungen, an denen neben vertikalen auch zweifellos horizontale Verschiebungen stattgefunden haben.

Der Sattel von Cañamares-Romanillos besteht aus einem flachen Buntsandsteingewölbe, das jedoch zwischen Atienza und Bochones plötzlich steil zur Tiefe setzt. Zwei kleine Buntsandsteinvorkommen bei Barcones deuten die Fortsetzung dieser Hebungslinie an.

Der Sattel von Cardeñosa-Santamera, der im Profil der Abb. 18 geschnitten ist, wird im Südosten von einer bedeutenden Störung begrenzt, wie übrigens auch bei den übrigen Antiklinalen streckenweise die Abbiegung des Südflügels in eine steile Störung, wahrscheinlich eine Überschiebung, übergeht (Profil der Taf. 5).

Zum Faltensystem der Guadarrama gehört auch noch ein recht

isoliert liegendes, gleichfalls hercynisch streichendes Sattelgewölbe, der im stratigraphischen Teil mehrfach erwähnte Sattel von Onrubia südlich Aranda (Abb. 13), der im Nordwesten des Scheidegebirges aus Kreide- und Jungtertiär auftaucht. Auch dort erscheinen im Kern wie in der Guadarrama selbst metamorphe und nichtmetamorphe altpaläozoische Schichten, an den beiden Flanken Trias, Carñiolas und Kreide mit recht ungleichem Einfallen.

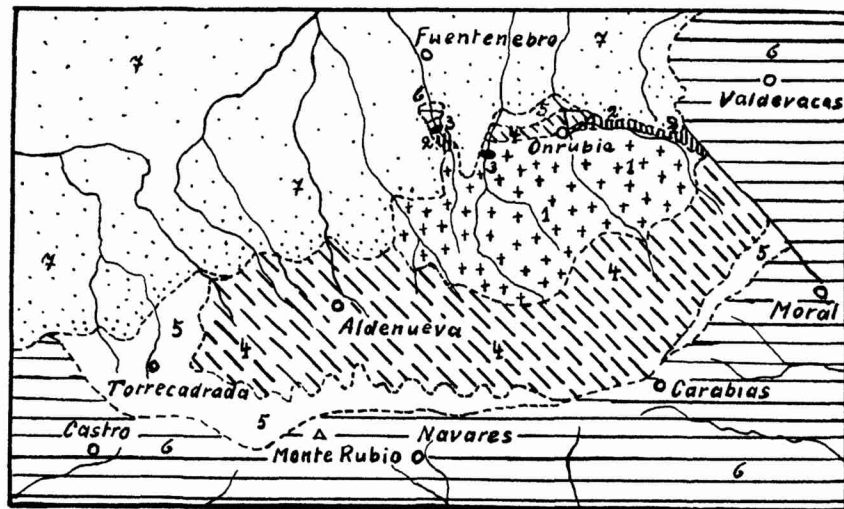


Abb. 13. Geologisches Kärtchen des Sattelgewölbes bei Onrubia. ca. Maßstab 1 : 225 000.

1 = metamorphe Gesteine, 2 = Silur, 3 = Granit, 4 = Trias, 5 = Carñiolas, 6 = Kreide, 7 = Jungtertiär.

Diesmal ist es aber der Südschenkel, der nur sehr wenig geneigt ist, während im Norden — bei Onrubia — die Schichten mit ca. 30° unters Jungtertiär versinken.

c) Die nördlichen Hesperischen Ketten.

TRICALINOS (1928) unterschied in den Hesperischen Ketten¹¹⁾ zwei Hebungsachsen, die Torremocha- und Aragoncilloachse, und nahm an, daß beide Hebungslinien, in deren Bereich mehrfach paläozoisches Gebirge zutage tritt, sich bis über Luzón und Maranchón hinaus erstreckten. Tatsächlich schließt sich aber der Sattel von Aragoncillo wenige Kilometer westlich des gleichnamigen Ortes, ohne daß in seiner Verlängerung noch einmal ältere

11) Ich verstehe hier unter Hesperischen Ketten wie LOTZE (1929) nur das Gebiet westlich des Beckens von Almazán.

Schichten erscheinen. Dagegen reicht der Torremocha-Sattel bis östlich Anguita, und südlich von ihm bildet sich außerdem eine neue Antiklinale heraus, die im Westen bei dem Orte Alcolea del Pinar endigt.

Beide Sättel bestehen im Bereiche der Karte (Taf. 5) vorwiegend aus Buntsandstein, unter dem in der Torremocha-Achse das kleine Karbonvorkommen von Luzón, in dem Alcolea-Sattel das Silur von Rata zutage kommen.

Beide Sättel sind außerdem nach Nordosten hin gefaltet worden. Fällt doch der Muschelkalkmantel an ihrem Südwestflügel mit 15 bis 25° ein, während dieselben Schichten am Nordrand steilgestellt, ja bei Rata in überkippter Lagerung aufgeschlossen sind oder, wie namentlich bei Luzón, von Buntsandstein überschoben werden.

Recht verwickelt ist die Lagerung bei Aguilar de Anguita, wo sich bereits die Einwirkung der Guadarramafaltung geltend macht. Zwischen den normalen Sattelschlüssen der beiden Antiklinalen, die im umlaufenden Streichen des Muschelkalkes zum Ausdruck kommen, erscheinen in enger Anlehnung an die Alcolea-Achse schmale Aufpressungszonen, begleitet von streichenden Überschiebungen und Querverwerfungen. Teilweise sind diese Spezialfalten noch hercynisch gerichtet, wie die Sättel bei Barbajosa, teils folgen sie der ungewöhnlichen Nordsüdrichtung.

Eine dritte Hebungsachse, die zum System der Hesperischen Ketten gehört, folgt dem Rande des Tertiärbeckens von Almazán zwischen Sagides und Blocona. Auch hier wölbt sich wieder ein Triassattel heraus, der nach Nordosten hin bewegt ist. Die prächtigen Aufschlüsse im Jalóntal (Bahnlinie Madrid-Zaragoza) zeigen aufs deutlichste, wie die ältere Trias im Westen ganz allmählich einsinkt, im Osten aber Trias und Carñiolas steil in die Tiefe schießen, von Jungtertiär flach überlagert (Taf. 6, Abb. 23). Streichende Störungen vervollständigen das Strukturbild dieses Sattels.

d) Das Gebiet der Vergitterung beider Gebirgssysteme.

Als Zone der Vergitterung möchte ich das ganze Gebiet bezeichnen, das sich von der Nordostecke des Grundgebirges bei Santiubáñez bis nach Sigüenza und Medinaceli erstreckt. Hier treten sowohl erzgebirgisch wie hercynisch gerichtete und intermediäre tektonische Elemente auf. Die Faltung ist im allgemeinen recht schwach, was schon daraus hervorgeht, daß nirgends Grundgebirge zutage tritt. Auf flache Lagerung weiter Bezirke deutet außerdem die große Ausdehnung der Carñiolasflächen hin.

Letztere hängt indessen auch noch mit einer tektonischen Sondererscheinung zusammen, die im ganzen Keltiberischen Gebiet zu beobachten ist: der *Faltungsdiskordanz* zwischen Trias und Carñiolas (vgl. Abb. 14). Wie schon TRICALINOS (1929) und RICHTER (1930) beschreiben, haben vielfach unter dem mächtigen Kalkkomplex der Carñiolas in den Keupermergeln bei der Faltung erhebliche Abscherungen und Ausquetschungen stattgefunden, die eine



Abb. 14. Schematische Darstellung der disharmonischen Faltung im Deckgebirge östlich der Guadarrama.

1 = Muschelkalk, 2 = Keuper, 3 = Carñiolas.

verschiedene Lagerung von Muschelkalk und Carñiolas bedingen und so eine wirkliche Diskordanz vortäuschen. Wäre das Gebiet im ganzen stärker herausgehoben und denudiert, dürfte man zweifellos ein wesentlich lebhafteres und klareres Faltenbild erwarten.

Erzgebirgisch gerichtete Falten.

Zu den erzgebirgisch verlaufenden Falten gehört zunächst der Buntsandseinsattel von Sigüenza. Sein Nordflügel fällt mit durchschnittlich 20° ein. Der Südflügel dagegen ist wieder wesentlich steiler, so östlich Bujarabal mit 70° geneigt. Die plötzliche Endigung des Sattels bei Torralba und bei Sigüenza, kenntlich an dem umlaufenden Streichen des Muschelkalkes, ist durch quergerichtete Muldenlinien bedingt.

Noch wesentlich kürzer ist der Sattel von El Atance, in dessen Kern Gneis erscheint und der im Süden von einer Störung abgeschnitten wird.

In der Guadarrama-Richtung verlaufen außerdem mehrere Sättel und ziemlich stark eingefaltete Mulden von annähernd symmetrischen Bau im Süden der Antiklinale von Sigüenza.

Eine weitere erzgebirgische Sattelachse taucht im Norden bei dem Orte Retortillo de Soria auf und trifft sich weiter westlich mit einer Hebungslinie des anderen Systems.

Wenig deutlich ist häufig der Muldenbau zwischen den Sattellinien, zumal wegen der oben gekennzeichneten Faltungsdiskordanz.

Hercynisch gerichtete Falten.

Das eben gesagte gilt im allgemeinen auch für die hercynisch gerichteten, den Hesperischen Ketten parallelen Mulden. Sie geben sich gewöhnlich nur dadurch zu erkennen, daß in ihrem Bereiche die quer verlaufenden Sättel von älterer Trias eintauchen.

Eine gut entwickelte Mulde von Lias und Kreide beobachtet man bei Ventosa nordöstlich von Sigüenza. Es ist gewiß kein Zufall, daß diese gerade an der Stelle liegt, wo sich Muldenachsen beider Systeme kreuzen, die Absenkungstendenzen also gleichsam addieren (vgl. Abb. 12).

Wesentlich bedeutender, sowohl hinsichtlich der horizontalen Erstreckung wie der Faltungsintensität, ist die gleichfalls hercynische Kreidemulde von Campisábalos, die dem alten Gebirge im Nordosten vorgelagert ist und damit weithin einen nordwestlichen bis ostwestlichen Verlauf der Paläozoikumsgrenze bedingt.

Als eine schwache Einmündung von Kreideschichten beginnt sie zwischen Somolinos und Hijes. In Richtung auf die Sierra de Pela biegt sich dann der Südfügel steil auf, während sich zugleich der Muldenkern vertieft und dort alttertiäre Schichten erscheinen (Abb. 15, Profil 1 u. 2).

Den Kamm der 1500 m hohen Sierra de Pela, den in seiner nordöstlichen Erstreckung Carñiolaskalke aufbauen, nimmt nunmehr die Kreide ein, bis diese selbst wieder durch diskordant auflagerndes Jungtertiär abgelöst wird.

Weiterhin legt sich der Nordschenkel der Kreidemulde, der an einer Überschiebung gegen Buntsandstein stößt, über, und das natürliche Liegende des Albiens, die Carñiolas, treten in saigerer bis überkippter Lagerung zwischen dieser Formation und dem Buntsandstein zutage (Profil 3). Streckenweise ist es bei dem intensiven Zusammenschub zu Abscherungen im Bereich der Albiensande und der cenomanen Mergel gekommen, sodaß dort Turon und Carñiolas an einer flachen Störung direkt übereinanderliegen, die älteren Schichten zuoberst (Profil 4).

Der Südfügel der Mulde fällt dagegen nur mit wenigen Graden nach Norden ein. Trotzdem hier also die Streichrichtung der Hesperischen Ketten nochmals aufgenommen wird, geht die Faltungsrichtung wie die der Guadarrama nach Süden!

Im Westen wird die Mulde zwischen Cantalojas und Grado del Pico von einer mächtigen Nordnordoststörung abgeschnitten. Diese Verwerfung geht bei Grado in eine Flexur über, an der sich die tief eingemuldeten Kreide- und Alttertiärschichten herausheben,

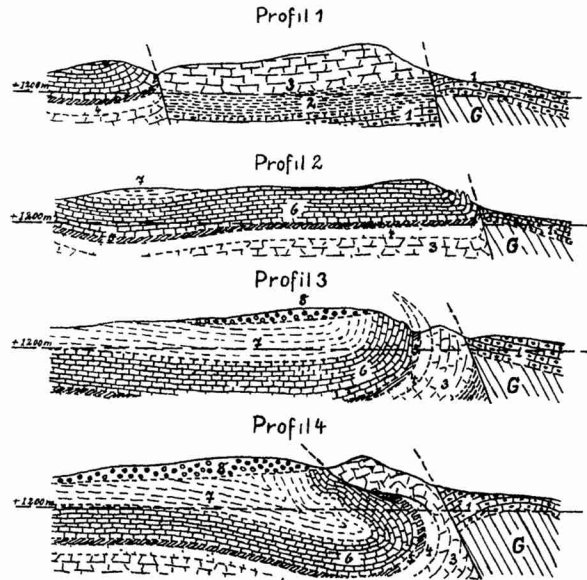


Abb. 15. Vier Profile durch die Sierra de Pela im Nordosten der Guadarrama. Maßstab 1 : 50 000.

G = Grundgebirge, 1 = Buntsandstein, 2 = Keuper, 3 = Carniolas, 4 = Albien, 5 = Cenoman, 6 = Turon u. Senon, 7 = Alttertiär, 8 = Jungtertiär.

sodaß das westliche Endstück der Sierra de Pela wieder von flachliegender Kreide gebildet wird.

Der Mulde von Campisábalos ist im Norden ein gleichgerichteter Sattel vorgelagert, welcher sich bei Cuevas de Ayllón am Erosionsrande des Jungtertiärs schließt. Ein kurzer, ebenfalls hercynischer Muschelkalksattel wölbt sich ganz im Süden des Vergitterungsgebietes zwischen Medinaceli und Torralba aus dem Keuper heraus. Er liegt in der Verlängerung der Torremocha-Achse.

Intermediäre Falten.

Zu diesen gehört in erster Linie die Antiklinale von Miño-Medinaceli, die vorwiegend ostwestlich streicht und sich, genau betrachtet, in drei Spezialsättel gliedert: einen Ostwestsattel, der nach Süden hin gefaltet ist (Steilstellung des Muschelkalkes bei Miño!), eine daran anschließende gleich streichende Aufwölbung, die ihre Steilseite im Norden hat, und eine erzgebirgisch gerichtete Sattelabzweigung. Bemerkenswerterweise sind die Querstörungen hier nordwestlich orientiert, also spießeckig zum vorherrschenden Faltenstreichen, aber parallel zu den Querverwerfungen der erzgebirgischen Sattelachsen.

Ungefähr ostwestlich streichen auch die schmalen Muschelkalkaufbrüche im Osten von Medinaceli und das flache Buntsandsteingewölbe bei Alcubilla und Romanillos. Und schließlich kehrt die Ostwest-Richtung ganz im Norden wieder bei kleinen Jura- und Kreidesätteln am Rande und innerhalb des Duerobeckens. Besonders hervorgehoben sei von diesen der Sattel von El Burgo de Osma (vgl. Abb. 5). Hier zeigt die Steilstellung der Schichten am Nordflügel den gleichen Faltungsschub nach Norden an, wie in der Antiklinale von Onrubia weiter westlich.

e) Die Umbiegungszone am Tajobecken.

Eine gesonderte Beschreibung erfordern die Lagerungsverhältnisse in der Umrandung des nordöstlichen Ausläufers vom Tajobecken.

Zwischen den hercynischen Hebungsachsen der Hesperischen Ketten und dem Ostrande des Tertiärbeckens liegt ein flachwellig gefaltetes Gebiet von Carniolas und Lias. Erst mit Annäherung

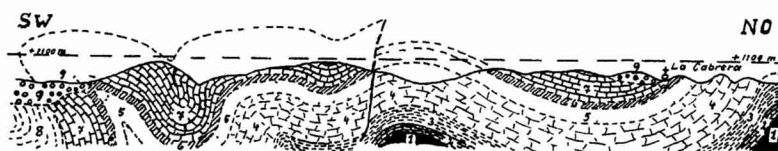


Abb. 16. Profil durch die Nord-Süd streichende Faltenzone am Rio Dulce. Maßstab 1:50 000.

1 = Buntsandstein, 2 = Muschelkalk, 3 = Keuper, 4 = Carniolas, 5 = Albien, 6 = Cenoman, 7 = Turon u. Senon, 8 = Alttertiär, 9 = Jungtertiär.

an das Jungtertiär verstärken sich wieder die Faltungserscheinungen. Bei Algora liegt eine fast Nord-Süd gerichtete relativ flache Kreidemulde, an die sich westlich einige parallele Sättel und Mulden anschließen. Die westlichste dieser Falten stellt einen zum Tajobecken hin überfalteten Sattel dar, der bei Aragosa im Tale des Rio Dulce gut aufgeschlossen ist. Die Abb. 25 auf Taf. 7 gibt diesen überkippten, ungefähr Nordnordost streichenden Sattel wieder. Ebenso ist er im Profil der Taf. 5 und auf Abb. 16 erkennbar.

Weiter aufwärts quert man am Rio Dulce auch die übrigen Nord-Südfalten, welche dann bei La Cabrera mit den erzgebirgisch gerichteten Sätteln und Mulden südlich Sigüenza zusammentreffen.

Jungtertiäre Überlagerung macht es zunächst unmöglich, die Kreidefalten im Fortstreichen weiter zu verfolgen. In der male-rischen Erosionsschlucht des Henares bietet sich dann aber zum zweiten Male ein prachtvoller Einblick in die Randtektonik des

Tajobeckens. Das Profil, das hier neben der Bahnstrecke Madrid-Sigüenza erscheint, stellt nach den Spezialaufnahmen Abb. 17 dar. Man erkennt mehrere steile Sättel und Mulden sowie zwei Nordost fallende Überschiebungen. Die Faltung ist hier noch wesentlich intensiver als am Rio Dulce, da inzwischen die erzgebirgisch streichenden Falten zwischen Sigüenza und Pelegrina in die Randzone eingelenkt und hier nun mit den Nordsüdfalten auf engem Raum zusammengedrückt sind.

Das gesamte Streichen des Faltenbündels dreht am Henares bereits langsam aus der Nordrichtung nach Westen hin und zwischen Viana de Jadraque und Huérmeces, wo die Kreide zusammen mit Alttertiär von neuem auftaucht, haben die steilen Randfalten be-

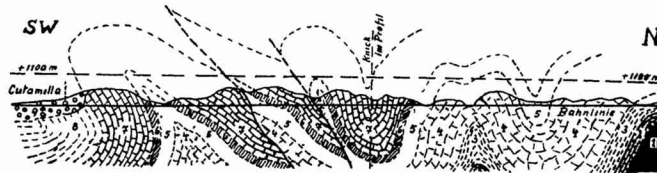


Abb. 17. Profil durch die mesozoische Faltenzone am Rande des Tajobekens. Nordwestseite des Henarestales. Maßstab 1:50 000.

(Bedeutung der Zahlen wie auf Abb. 15.)

reits ein nordwestliches bis westliches Streichen. Die Umbiegung des Alttertiärs in dem dortigen Abschnitt kann man auf Abb. 27 (Taf. 8) beobachten.

Im Salado-Tale nördlich Huérmeces ist die Kreide noch besonders stark zusammengeschoben worden, da sich unmittelbar nördlich der Sattel von El Atance herauswölbt. Dort bilden die Kreideschichten eine fast isoklinal gefaltete, nach Süden, d. h. wieder zum Tajobecken hin übergelegte Mulde, die von Keuper überschoben wird und ihrerseits alttertiäre Sedimente überschiebt (vgl. Profil der Taf. 5).

Die Kreide verschwindet dann wenig weiter westlich nochmals unter jungtertiärem Konglomerat und wird erst wieder bei Angón am Südrand der Guadarrama sichtbar.

Nicht alle Kreidefalten des Henarestales biegen indessen schon südlich des Sattels von El Atance um. Eine breite Kreidemulde behält zunächst das nordwestliche Streichen bei und erstreckt sich, im Osten von einer Randstörung und kleinen Parallelfalten begleitet, bis Santamera (vgl. Abb. 26, Taf. 7). Hier aber trifft sie auf den Sattel von Cardenosa-Santamera und knickt nunmehr in einem spitzen Winkel gegen Südwesten um, um weiterhin neben

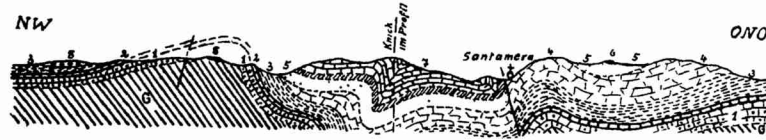


Abb. 18. Profil durch den Triassattel und die Kreidemulden bei Santamera. Maßstab 1:50 000.

G = Grundgebirge, 1 = Buntsandstein, 2 = Muschelkalk, 3 = Keuper,
4 = Carniolas, 5 = Albien, 6 = Cenoman, 7 = Turon und Senon,
3 = Jungtertiär.

diesem Sattel gleichfalls auf Angón zuzustreichen. An der Umbiegungsstelle ist der Außenflügel der Mulde steilgestellt und teilweise überkippt (Taf. 7, Abb. 26). In dem Profil der Abb. 18, das durch die Knickungszone gelegt ist, wird dieser Muldenschenkel zweimal geschnitten.

f) Die Nordostecke des Tajo Beckens.

Wie bereits oben (S. 156) erwähnt wurde, sind im Tajo Becken selbst in nachpontischer Zeit die tertiären Schichten bei einer erneuten Gebirgsbildung lokal stark gestört worden.

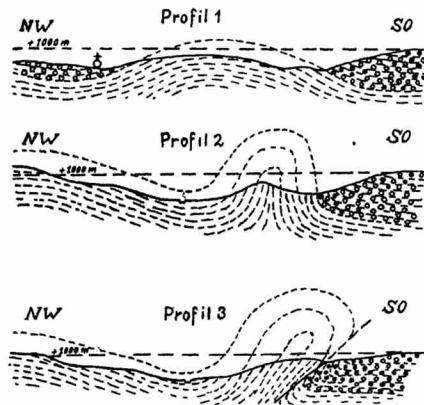


Abb. 19. Drei Profile durch die östliche Randzone des Alttertiärs im nordöstlichen Tajo Becken.

Henarestal bei Báides.

Maßstab 1:50 000.

Profil 1 ist durch das Gebiet zwischen Báides und Viana de Jadraque gelegt. Es zeigt einen kleinen symmetrisch gebauten Sattel. Dieser stellt sich weiter südlich, wo sich das Alttertiär im ganzen höher heraushebt, steil (Prof. 2) und legt sich schließlich an einer Überschiebungsfläche auf das Jungtertiär auf (Prof. 3).

(742)

Die auf Abb. 12 eingetragene Grenze zwischen dem konkordanten und diskordanten Verband von Alt- und Jungtertiär läßt sich an der Umbiegungsstelle des Gebirges mit großer Genauigkeit verfolgen. Sie geht den Kreiderandfalten ungefähr parallel und muß dann weiter im Westen unter der jungtertiären Decke neben der Guadarrama herlaufen. In Cañamarestal



Abb. 20. Diskordante und konkordante Auflagerung des Jungtertiärs im Cañamarestal nördlich Pinilla de Jadraque.

1 = Kreide, 2 = Alttertiär, 3 = Jungtertiär.

ist sie noch einmal übertage feststellbar. Dort biegen nämlich dicht bei Pinilla de Jadraque die alttertiären Mergelschichten und die auflagernden Miozänkonglomerate gemeinsam plötzlich saiger zur Tiefe, während nur wenig nördlich das Konglomerat noch diskordant Kreide und Alttertiär überdeckt (vgl. Abb. 20).

3. Zusammenfassende Betrachtungen über den Gebirgsbau.

Betrachtet man den tektonischen Bau im Zusammenhang, so fällt zunächst die starke Reneganz der tertiären zur variscischen Faltung im größten Teile des Gebietes ins Auge. Auf das abweichende Generalstreichen des Grundgebirges und Deckgebirges in den Hesperischen Ketten hat TRICALINOS (1928) hingewiesen. Noch ausgeprägter ist diese Reneganz in der östlichen Guadarrama, wo, wie bereits LOTZE (1929) feststellte, innere Struktur und äußere Kontur des Paläozoikums vielfach aufeinander senkrecht stehen (vgl. Abb. 11).

Eine offensichtliche Posthumität, die sicher nicht zufälliger Natur ist, besteht nur an der Nordostseite des Gebirgsendes. Hier folgte bereits die epirogene Senkung im Buntsandstein den Streichlinien im Untergrunde (Abb. 9), parallel verlief der Nordflügel des kimmerischen Sattengewölbes (Abb. 7), und nunmehr liegt in der gleichen Erstreckung die Kreidemulde von Campisábalos (Taf. 5 u. Abb. 12). Das Wiedereinsetzen der hesperischen Richtung in diesem Abschnitte während der jüngeren Gebirgsbildung ist also zweifellos mit bedingt durch die älteren tektonischen Vorgänge.

Im Sattel von Onrubia ist wieder deutliche Reneganz entwickelt, und den Darlegungen HERNÁNDEZ-PACHECO's kann man entnehmen, daß auch bei Sepúlveda das gleiche der Fall ist.

Aus dem regional verschiedenen Verhältnis von junger und alter Struktur erklärt es sich auch, daß parallele Querstörungen des Grundgebirges bei der Neubelebung im Tertiär in dem einen Falle, bei Atienza u. s. w., als streichende Störung der Deckgebirgsfalten aufrissen, im anderen Falle, bei Cantalojas, als Querverwerfung (Taf. 5).

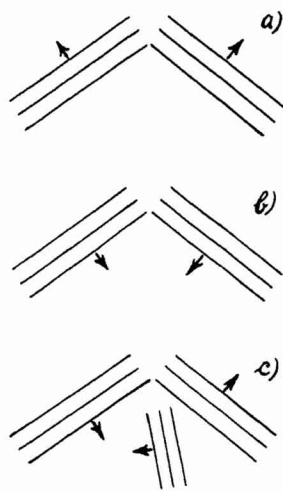


Abb. 21. Schema der verschiedenartigen Vorbewegung (Faltungsrichtung) zweier Gebirgsysteme.

(Fall c) entspricht den Verhältnissen im Untersuchungsgebiet.

Während die ältere Faltung alpidischen Charakter trägt, ist die junge Faltung ausgesprochen saxonisch. In mancher Beziehung lassen sich die Strukturverhältnisse unmittelbar mit denen im saxonischen Faltungsfeld Mitteldeutschlands vergleichen. H. STILLE (1926) und TRICALINOS (1928) haben schon auf die Ähnlichkeit der unsymmetrisch gebauten, oft von Überschiebungen begleiteten Sättel in den Keltiberischen Ketten mit denen deutscher Gebiete hingewiesen. Aber auch die Vergitterungserscheinungen im Zwischengebiet von Guadarrama und Hesperischem Achsensystem finden ihr Gegenstück auf mitteldeutschem Boden in der Vergitterung rheinischer und hercynischer Hebungachsen. Entsprechende Bilder von Interferenzerscheinungen, wie sie das Gebiet bei Sigüenza-Medinaceli zeigt, gibt auch STILLE's Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung (1921) wieder, und auch die einfache Umbiegung von Achsen aus der einen in die andere Richtung, die die Gleichaltrigkeit der verschiedenen Systeme beweist, findet sich in der Darstellung der Tektonik beider Gebiete.

Der Faltungsmechanismus im Schnittgebiet der erzgebirgisch gerichteten Guadarrama-Achsen und der hercynisch streichenden Hesperischen Ketten wird nur dann völlig verständlich, wenn man die verschiedene Faltungsrichtung weitgehend berücksichtigt. Wären beide Systeme nach Norden hin bewegt worden, so müßten jetzt im Zwischengebiet ganz flache Lagerung oder gar Zerrungserscheinungen auftreten (Abb. 21a), würden sie gemeinsam

eine Bewegung nach Süden zum Innenwinkel hin durchgemacht haben, wären zweifellos verstärkte Zeichen der Einengung und Faltenumbiegung im Großen die Folge gewesen (Abb. 21 b). So aber konnten sich gewissermaßen beide Systeme aneinander vorbeibewegen, wobei sich die abklingenden Falten gegenseitig durchkreuzten und miteinander zur Interferenz kamen (Abb. 21 c).

Wohl aber ist der in Abb. 21 b angedeutete Sonderfall in der Umbiegungszone am Rande des Tajobeckens verwirklicht, da sich hier mit den Hesperischen Achsen nord-südlich streichende Falten scharen, die nach Westen hin vorbewegt sind und damit in spitzem Winkel gegen die Guadarrama pressen.

Sowohl von Nordwesten wie Osten her geht hier also die Faltung gegen das Tajo Becken, dessen primäre Ausdehnung nach der Hauptfaltung sich aus der Grenze von konkordantem und diskordantem Verband des Alt- und Jungtertiär ergibt (Abb. 12)¹²⁾.

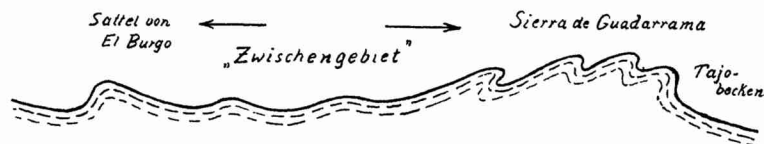


Abb. 22. Schematisches Nord-Süd-Profil durch die östliche Guadarrama und die angrenzenden Gebiete nach der saxonischen Hauptfaltung.

Umgekehrt scheint im Norden die Faltung auf das ursprüngliche Duerobecken, das sich allerdings nicht klar umgrenzen läßt, gerichtet zu sein. In dem Bau des Sattels von El Burgo de Osma prägt sich deutlich die Nordwärtsbewegung aus, ebenso in der Antiklinale von Onrubia¹³⁾. Zwischen diesen beiden Sätteln und der südwärts gefalteten Guadarrama liegt ein ungefaltetes bzw. schwach gewelltes Gebiet, das man in gewisser

12) Das nordsüdlich gerichtete Achsensystem taucht im Süden unter Jungtertiär unter, kommt aber in der Sierra de Altomira nochmals zutage. Da hier nach ROYO GOMEZ (1920) zwischen Alt- und Jungtertiär eine starke Diskordanz liegt, so verläuft der ursprüngliche Beckenrand noch weiter westlich und die jungtertiären Bildungen des heutigen Beckens greifen hier in weitem Umfange darüber hinaus nach Osten vor.

13) Auch die Sierra de la Demanda gehört zu diesem nordwärts gefalteten System, liegt aber schon innerhalb des Duerobeckens, soweit man hier überhaupt Faltenzüge und Becken ihrer primären Anlage nach noch scharf voneinander trennen kann und darf.

Weise mit dem Zwischengebiet der alpinen Gebirgsstämme vergleichen kann, in dem sich ebenfalls die Richtungsumkehr der Faltung vollzieht (vgl. Abb. 22). Bei Ablagerung der jungtertiären Schichten hat sich dann aber der Sedimentationsraum über die relativ niedrigen Nordfalten hinweg gleichsam als Innensenke des saxonischen Gebirges weit nach Süden ausgedehnt, so daß sich das Duerobecken in seiner heutigen Umgrenzung teilweise direkt an den flachen Nordflügel des Guadarrama-Großsattels anlegt.

Die rhodanische Faltung, die das Jungtertiär lokal stark dislozierte, beschränkte sich völlig auf die vorher noch ungefalteten Gebiete. Die Gebirgssysteme der Hauptfaltung wirkten damals, wie HERNÁNDEZ-PACHECO (1923) mit Recht hervorhebt, als starre Widerlager. Wir haben hier also ein, wenn auch räumlich sehr beschränktes Beispiel eines zonaren Wanderns der Faltung beckenwärts vor uns.