

Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode.

Von Albrecht Penck.

Über die Ursachen der mannigfaltigen klimatischen Veränderungen, welche Mittel-Europa seit der Mitte der Tertiärperiode erfahren hat, wird man erst dann volle Klarheit erhalten, wenn man ihren Wirkungen über grössere und zwar verschieden gelegene Teile der Erdoberfläche nachgespürt hat. Die Pyrenäen-Halbinsel bietet in dieser Hinsicht ein noch wenig untersuchtes Arbeitsfeld. Ihre Nachbarschaft zu Afrika lässt mutmassen, dass, falls das wärmere Klima, welches Mittel-Europa während der Miocän-Epoche genoss, durch eine Verschiebung der klimatischen Zonen bedingt war, auf ihr afrikanische Zustände herrschten. Unter gleicher Voraussetzung musste sich auch die Eiszeit auf ihr durch ein Klima höherer Breiten geltend machen, welches auf den zahlreichen Gebirgen des Landes Vergletscherungen zur Folge hatte. Dabei bietet die Thatsache, dass die Halbinsel als solche bereits seit der mittleren Tertiärperiode besteht und im Westen schon seit älterer Zeit ununterbrochen vom Atlantik bespült wird, einen festen Faden, um die Einzelheiten in den Erscheinungen zu einem Gesamtbild zu verknüpfen. Wenn wirklich grosse Verschiebungen der Klimagürtel eingetreten sind, so wird man in den nördlich und südlich befindlichen Gestadeländern des Atlantik gegenwärtige Analogien zu den früheren Zuständen der Halbinsel finden und so feststellen können, um welche Beträge die Klima-Zonen längs der Ufer eines Ozeans wanderten.

Diese Erwägungen ließen mich mit Freuden die Gelegenheit begrüßen, welche mir der 1892 in Huelva abgehaltene Amerikanisten-Kongress zu einer Bereisung Spaniens bot.

Es erschien mir als das zweckmässigste, mit meinen Untersuchungen, welche durch mancherlei Gründe erschwert und teilweise vereitelt worden sind, an jene Arbeiten anzuknüpfen, die ich 1883 in den West-Pyrenäen ausführte und damals auf die Ost-Pyrenäen nicht ausdehnen konnte. Der erste Teil der nachfolgenden Arbeit ist daher eine Fort-

setzung meiner Studie über die „Eiszeit in den Pyrenäen“¹⁾). Die beiden anderen Teile beschäftigen sich mit den tertiären und diluvialen Ab-lagerungen Central - Spaniens, welche eingehend gewürdigirt werden müssen, um die stattgehabten Klimaänderungen zu erkennen.. Was tüchtige spanische Geologen über das Tertiär der Halbinsel an Beob-achtungsmaterial veröffentlichen, vermag ich im Folgenden nicht zu erweitern, und ich muss mich beschränken, einen abweichenden Stand-punkt hinsichtlich der Erklärung jener Gebilde zu entwickeln; dagegen kann ich den Beobachtungsschatz jener vortrefflichen Forscher über das Quartär durch einige Angaben vermehren.

I. Die Eiszeit in den Ost-Pyrenäen nebst Bemerkungen über den Thalzug von La Perche.

Seit Veröffentlichung meiner „Eiszeit in den Pyrenäen“ sind nur wenige Arbeiten über diesen Gegenstand erschienen. Trutat²⁾ hat ganz kürzlich in seiner Schilderung der Pyrenäen auch eine Dar-stellung der alten Gletscher des Gebirges gegeben, welche ersichtlich nur auf älteren Beobachtungen beruht, ohne von den 1883 veröffentlichten Daten und Ansichten Notiz zu nehmen, wogegen Camena d'Almeida in seiner vorzüglichen Erforschungsgeschichte der Pyrenäen sich vornehmlich auf jene stützt³⁾. Die damals offen gelassene Lücke über die Ost-Pyrenäen besteht also noch heute, und um sie wenigstens in einigen Umrissen auszufüllen, durcheinigte ich die Thäler der Ariège und von Andorra sowie den langen Thalzug von La Perche, wobei ich mich der Begleitung meines Freundes E. Brückner erfreute. In Perpignan glückte es mir, meinen Freund J. Partsch zu treffen, welcher dieselbe Route, wie ich, bereits zurückgelegt hatte, und mit ihm gemeinsam machte ich genüsreiche Exkursionen um Prades.

Im Ariège-Thal befindet sich, ebenso wie in den anderen Thälern der Nord-Pyrenäen, eine Schotterterrasse, die nach Norden in den Thal-boden einsinkt, nach Süden aber mehr und mehr ansteigt, bis sie jäh aufhört, worauf Gletscher-Erscheinungen sich entwickeln. Man sieht jene Terrasse noch bei dem malerisch gelegenen Foix, weiter oberhalb ist sie noch unverkennbar bis zur Mündung des Scios oberhalb Mont-gaillard; dann hört sie mit einem Mal auf, und bereits beim Weiler Garrabel zwischen St. Paul und Mercus bemerkt man Gletscherschliffe und Moränen, welche nunmehr öfters, namentlich zwischen Verdun

¹⁾ Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig. 1883. S. 163 und in Sonder-Ausgabe. Leipzig 1884.

²⁾ Les Pyrénées. Paris, Bailliére, 1894. S. 78.

³⁾ Les Pyrénées. Développement de la connaissance géographique de la chaîne. Paris, Armand Colin. O. J. (1893). S. 319.

und Ax-les-Thermes sichtbar werden. Hiernach muss das Ende des Ariège-Gletschers weiter oberhalb, als früher von mir nach älteren Quellen verzeichnet, angesetzt werden. Es ist nicht bei Foix, sondern 6 km weiter thalaufwärts, unfern St. Paul, zu suchen.

Recht ausgedehnt sind auch die Gletscherspuren im oberen Ariège-Thal entwickelt. Südlich von Ax-les-Thermes erstreckt sich eine förmliche Rundhöcker-Landschaft; Endmoränen-Wälle aber queren das Thal erst in seinen obersten Verzweigungen in der Gegend von Hospitalet, ein postglaciales Ruhestadium in der Vergletscherung andeutend. Ausgedehnte Moränen auch bekleiden den Nordabfall des Col de Puymorens, auf dessen Höhe Leymerie¹⁾ bereits früher Granitblöcke beobachtete. Dieselben scheinen anzudeuten, dass der 1900 m hohe Pass vom Eis überschritten wurde. Mutmaßlich war es der Ariège-Gletscher, welcher in das Carol-Thal überfloss. Das würde etwa 600 m für seine Mächtigkeit ergeben.

Im Thal des Valira, des Hauptflusses der kleinen pyrenäischen Republik Andorra, wurden nicht selten Gletscherspuren gesehen. Bei Saldeu (1855 m) liegen zahlreiche erratische Blöcke umher, bei Canillo (1550 m) wird es von einem Endmoränen-Wall gequert, der Hauptort Andorra's, Andorra Vella, selbst liegt südlich von einem über und über abgeschliffenen Rundhöcker, am gegenüberliegenden Thalgehänge sieht man mindestens 200 m über Las Escaldas eine Ufermoräne sich entlang ziehen, welche, wie man mir erzählte, vor einem Thal unweit San Miguel einen kleinen See aufstaut. In Nebenthälern aufgestaute Schotter wurden auch schon weiter oberhalb, links von Encamp gesehen. Bis 3 km unterhalb des Dorfes Andorra lassen sich die Findlinge verfolgen, nämlich bis an den breiten Schuttkegel von Sa. Coloma (1000 m); dann folgen abwärts Überreste von Schotterterrassen. So hält sich denn der Valira-Gletscher Andorras genau in den Grenzen, die bereits 1864 E. Dupont²⁾ aufgefunden. Er entfernt sich, in der Luftlinie gemessen, nur wenig über 20 km vom Pyrenäen-Kamm und steigt bis 1000 m herab, während das Ende seines Gegenübers, des Ariège - Gletschers, 30 km weit vom First des Gebirges, in nur 450 m Meereshöhe lag. Entschieden war der Gletscher der Südseite weit kleiner als der der Nordabdachung, und es müssen bereits während der Eiszeit die beiden Abdachungen der Pyrenäen klimatisch verschieden begünstigt gewesen sein.

¹⁾ Récit d'une exploration géologique de la vallée de la Sègre. Bull. Soc. Géolog. (2) XXVI. 1869. S. 604.

²⁾ Sur divers phénomènes diluviens observés dans le département de l'Ariège et quelques vallées voisines. Annal. des Mines (4) V. 1844. S. 481.

Der Ostflügel der Pyrenäen wird von einer auffälligen Tiefenlinie schräge geschnitten, die im Norden durch den Lauf der Têt, im Süden durch den des Segre hervorgehoben wird. Die Thäler beider Flüsse sind vollständig gegeneinander geöffnet und verwachsen über dem 1622 m hohen Col de la Perche zu einem einzigen großen Thalzug, welcher den WNW streichenden Hauptkamm der Pyrenäen von der WSW gerichteten Kammflucht des Canigou (2785 m), des Puigmal (2909 m) und der Sierra de Cadí (2638 m) scheidet. Im Westen, wo den Jurakalk-Mauern der letzterwähnten Sierra an der einen Seite des Thalzuges die Granitberge der anderen Seite gegenüberstehen, macht dieselbe einen ähnlichen Eindruck, wie irgend eines der großen ostalpinen Längsthäler zwischen Kalk- und Central-Alpen; in der Mitte und im Osten dagegen, wo beide Flanken aus denselben Gesteinen bestehen, erinnert dieselbe eher an die breiten Thalzüge der rhätischen Alpen, ähnelt z. B. dem Engadin, und speziell die Landschaft um den Col de la Perche gemahnt an die Szenerie um Reschen-Scheideck, nur dass eine Ortler-Aussicht fehlt.

In ihrer Längserstreckung zerfällt der in Rede stehende Thalzug, welcher am besten nach dem Perche-Sattel benannt wird, in mehrere deutlich von einander gesonderte Becken. Gegen Osten verschmilzt er mit dem Tech-Thal zu den nur 100 m hoch liegenden Ebenen des Roussillon; in der Mitte erweitert er sich zu der nahezu 30 km langen und bis 6 km breiten, 1050—1500 m hoch gelegenen Ebene der Cerdanya, im Westen endlich verbreitert er sich um La Seo de Urgel (700 m) zu einem dritten Becken an der Mündung des aus Andorra kommenden Valira-Thales. Die beiden letzterwähnten Becken werden zwischen Bellver und La Seo durch einen 25 km langen, zum Teil schluchtartigen Durchbruch des Segre verbunden. Derselbe wird von breiten, vielfach zerschnittenen Felsterrassen begleitet, welche dem Flussefall entgegen nach Westen hin ansteigen, dermassen, dass sie zunächst nur 100 m, später bei der Brücke von Bar 300 m, endlich bei Vilanova sich fast 500 m über den Segre erheben.

Zwischen der Cerdanya und den Ebenen des Roussillon endlich stellt die Têt eine Verbindung her. Sie fliesst zunächst quer über den nördlichen Ausläufer der Cerdanya, hart am Col de la Perche vorüber, dann tritt sie in einen engen, ungemein malerischen Durchbruch ein, durch welchen sie unterhalb Prades die Ebene des Roussillon erreicht. Auch dieser Durchbruch ist, wenigstens von Olette an, von Terrassen begleitet, die sich 400—500 m hoch über den Fluss erheben.

Schräg zum Schichtstreichen verlaufend, kann der Thalzug von La Perche nicht mit der Faltung der Pyrenäen in Zusammenhang gebracht werden. Er ist zweifellos erst nach der eigentlichen Gebirgs-

bildung, welche bis in die ältere Tertiärperiode gedauert hat, entstanden. Dessen ungeachtet besitzt er ein hohes Alter, denn seine beckenförmigen Erweiterungen werden von jüngerem Tertiär eingenommen. Längst schon kennt man die Braunkohlen, welche in der Cerdanya nahe dem Nord- und Südende der Ebene ausgebeutet werden. Darüber lagern lebhaft gefärbte, rote oder braune Thone mit zahlreichen meist eckigen Gesteinstrümmern. Man sieht dieselben in der Gegend von Saillagouse in der französischen Cerdagne, dann den Segre abwärts häufig, namentlich in der Gegend von Bellver. Diese roten Thone kehren im Becken von La Seo de Urgel wieder, sie bilden hier den Hügel, welcher die schwächliche Festung trägt. Längs des Durchbruches fehlt das Tertiär am Segre, es scheint jedoch auf den Höhen der Terrassen vorzukommen, wenigstens hörte ich in Martinet von mehreren Braunkohlen-Funden auf der Höhe der Terrasse.

Die Braunkohlen-Formation der Cerdanya ist zu mehreren Malen, am vollständigsten 1885 von Ch. Depéret und L. Rérolle, beschrieben worden¹⁾. Beide Autoren kommen zu dem Schluss, dass eine den Eppelsheimer Sanden und den Oeninger Kalken äquivalente Bildung vorliege, und ihr Ergebnis ist durch die spätere Auffindung von *Dinotherium bavaricum* bestätigt worden²⁾. Sie schreiben den Ablagerungen einen lakustren Ursprung zu. Darnach müfste man das Kohlenlager auf die Zusammenschwemmung von Holz aus benachbarten Gebieten zurückführen, wie sich solches in kleinen Gebirgsseen auch wirklich ereignet³⁾. Allein mit dem Holz wird auch Schlamm in die Gebirgsseen hineingespült und dieser schlägt sich als Kruste auf den herbeigeschleppten Baumstrünken nieder, was man fast allenthalben in den grossen und kleinen Alpenseen wahrnehmen kann. Diese vegetabilischen Substanzen kommen in der Uferzone, bei kleinen Seen auch in der Mitte zwischen den Sedimenten zur Ablagerung, nirgends aber ist bislang am Boden eines grossen und breiten Gebirgssees eine solche Ansammlung von vegetabilischer Substanz angetroffen worden, dass dieselbe ein Kohlenlager bilden würde. Alle die neueren Auslotungen der Alpenseen wiesen an deren Grund nur Schlamm, nirgends Holzmassen nach. Wenn aber die Braunkohlenformation der Cerdanya lakustren Ursprungs ist, so müfste sie einem grossen See entstammen,

¹⁾ Note sur la Géologie et sur les Mammifères fossiles du bassin lacustre miocène supérieur de la Cerdagne. Bull. Soc. Géol. de France (3) XIII. 1884/85. S. 488.

²⁾ L. M. Vidal, Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona. Bol. Map. Geol. España. XIII. 1886. S. 1.

³⁾ Vgl. hierzu die von B. Studer an C. v. Leonhard berichteten Beobachtungen am Lungern-See. Neues Jahrb. f. Min. und Geol. 1836. S. 699.

und unter Bedingungen entstanden sein, die gegenwärtig sich nicht wiederholen.

Die Hauptablagerungsstätten pflanzlichen Materials sind jetzt die Sümpfe, nämlich teils die Torfmoore, teils die bewaldeten Swamps, wie solche namentlich in Nord-Amerika manche Flussläufe begleiten. Für eine analoge Entstehung der Kohlenflöze der Cerdaña spricht das Vorkommen zahlreicher gut erhaltener Blätter. Zarte Blätter, wie sie Rérolle beschreibt, halten keinen weiten Transport aus, ihre gute Erhaltung macht wahrscheinlicher, dass sie in kleinen Lachen, die keinem Sumpf fehlen, abgelagert wurden, als dass sie Kilometer weit in einen großen See hineingeschleppt wären. In gleiche Richtung weisen die Knochen landbewohnender Tiere in den die Kohle begleitenden Thonen. Wenn auch zweifellos Kadaver gelegentlich in Seen hineingeschwemmt werden, so ist dies doch immerhin ein seltener Fall, dagegen versinken häufig grosse Tiere leicht in sumpfigem Boden, und die Torfmoore sind es dementsprechend auch, welche z. B. die vollständigsten Funde eiszeitlicher Tiere enthalten. Nach alledem möchte ich mir die Cerdaña während der Kohlenbildung weniger als einen See vorstellen, denn als ein versumpftes Thal mit reichlichem Pflanzenwuchs und zahlreichen Altwassern, so etwa wie das heutige Enns-Thal oberhalb des Gesäuses.

Mit Recht sondern Depéret und Rérolle von der eigentlichen Braunkohlenformation der Cerdaña scharf den hangenden roten Lehm, welcher noch keine Fossilien geliefert hat. Derselbe erinnerte sie an die obermiocänen (bzw. unterpliocänen) Lehme des Rhone-Thals und von Pikermi, und sie möchten ihm, gleich den letzteren, einen halbkontinentalen Ursprung zuschreiben; zweifellos zeigt er eine Veränderung in der Landschaft an: die üppige Vegetationsdecke verschwand vom Thalgrund, von den benachbarten Höhen schwemmten die Bäche steinigen roten Verwitterungslehm herab und häuften ihn im Thal in Gestalt grosser flacher Schuttkegel an.

In welcher Richtung jenes alte Thal entwässert wurde, werden nähere Untersuchungen über das Material seiner Sande und Lehme möglicherweise aufhellen können. Jedenfalls aber haben seither Störungen seines Gefälles stattgefunden; denn die Braunkohlen-Formation der Cerdaña ist sichtlich disloziert worden, sie steigt sowohl nach Osten wie nach Westen hin an, wahrscheinlich hat sie sich einst ununterbrochen bis nach La Seo de Urgel erstreckt, denn wenn sie auch heute zwischen Bellver und der genannten Stadt noch nicht nachgewiesen ist, so zeigen doch die über dem Fluss befindlichen Felsterrassen an, dass einst ein breiter, nunmehr dislozierter Thalboden sich hier erstreckte. Den Segre - Durchbruch hat man darnach als

einen Einschnitt des Stromes in einen gehobenen Gebirgskörper zu betrachten; Flusgerölle, welche sich an mehreren Stellen, z. B. bei Martinet, 25–30 m über den Segre verfolgen lassen, sprechen für dessen allmähliche Arbeit.

Die Ablagerungen des Beckens vom Roussillon unterscheiden sich merklich von denen der Cerdanya¹⁾. Hier sind ganz enorme Geröllmassen zur Ablagerung gelangt, die ältesten im Meer, die jüngeren auf dem Land. Die Fauna jenes Meeres macht zweifellos, dass die Geröllbildung während der wahren, echten Pliocänzeit begann, und zwar zu der Zeit, als sich die Thone von Piacenza in Italien ablagerten, also entschieden später als die Bildung der Braunkohlen in der Cerdanya; Säugetierfunde in ihr machen zweifellos, dass sie noch fortduerte, als *Mastodon arvenensis* seinen Einzug im Arno-Thal, im Languedoc und in der Auvergne gehalten hatte (Asti-Stufe). Die Terrasse, welche im Têt-Thal bei Olette einsetzt, besteht gleichfalls aus Geröllmassen, die zu einer sehr losen Nagelfluh verkittet sind und auf französischen geologischen Karten als Diluvium angegeben werden. Dieselben erfüllen ein altes, einige hundert Meter tiefes Thal neben der heutigen Têt; nach ihrer Ablagerung haben noch Schichtstörungen stattgefunden, sie fallen deutlich südwärts und dürften daher dem Tertiär zuzuzählen sein. In manchen Lagen sind ihnen ganz riesige Blöcke, namentlich von Granit eingebettet.

Bis zu 1600 m Höhe ansteigend, bietet der Thalzug der Perche ausgezeichnete Gelegenheit, Einblick in die Entwicklung des eiszeitlichen Glacialphänomens in den Ost-Pyrenäen zu nehmen. Während man nun aber in den Thälern der Nord-Pyrenäen zwischen Saison und Ariège die alten Gletscherspuren bis 470 m herab verfolgen kann, ist der lange Thalzug zwischen La Seo de Urgel und Prades an keiner Stelle von Gletschern erfüllt gewesen. Nirgends finden sich im Segre-Durchbruch unterhalb Bellver erratische Blöcke, nirgends, wie bereits Leymerie²⁾ hervorhob, Moränen auf dem Tertiär der Cerdanya; was Depéret und Rérolle von Puigcerda als solche beschrieben, ist lediglich ein deutlich geschichteter, aus gut gerollten Gesteinen bestehender Diluvialschotter, mutmaßlich zwar eine fluvioglaziale, aber sicher keine glaciale Bildung. Moränen endlich fehlen auch selbst auf

¹⁾ Depéret, Note sur la Géologie du bassin du Roussillon. Bull. Soc. Géol. de France (3) XIII. 1884/85. p. 462. — Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. Thèse. fac. Sc. Paris 1885 und Annales des Sciences Géologiques. XVII. 1885. — Sur l'importance et la durée de la période pliocène. Compt. Rend. CIII. 1886. S. 1208.

²⁾ Récit d'une exploration géologique de la vallée de la Sègre. Bull. Soc. Géol. de France (2) XXVI. 1869. S. 604 (628).

dem Col de la Perche, und bis gegen Olette hin kommt man im Têt-Thal nirgends dazu, Glacialbildungen zu mutmassen. Lediglich vor dem Ausgang einiger von Nordwesten kommender Thäler sieht man Moränenwälle, die bereits von Charles Martins¹⁾ als solche erkannt worden sind: so z. B. vor dem Thal von Carol, nördlich Puigcerda, vor jenem von Angoustrine, namentlich aber unfern Mont-Louis im obersten Têt-Thal.

Diese Thatsache ist für Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze in den Pyrenäen wichtig. Alle Gletscher erstrecken sich mit ihren Zungen bis unter die Grenze des ewigen Schnees, und zwar um so mehr, je gröfser sie sind; wenn also die Pyrenäen-Gletscher den Perche-Thalzug nicht zu erfüllen vermochten, so muss dieser durchweg unter der eiszeitlichen Schneegrenze gelegen gewesen sein, und letztere muss sich in nicht unbeträchtlich gröfserer Höhe als 1600 m befunden haben. Zur näheren Bestimmung ihrer Lage kann der 18 km lange Têt-Gletscher dienen. Derselbe lehnte sich an ein Gehänge von 2600 m mittlerer Höhe und endete bei Mont-Louis 1650 m hoch, wo seine Endmoränen bis 1750 m Höhe ansteigen. Eine solche Entwicklung weist auf eine Höhe der Schneegrenze von nennenswert über 2000 m, während sie in den mittleren Pyrenäen zu etwa 1700 m Höhe bestimmt wurde, in den westlichen aber entschieden noch weit tiefer lag. Barg doch hier das Thal der Saison einen 8 km langen Gletscher, der bis 580 m Höhe herabstieg, und dabei steigt die Umwallung der vergletscherten Thalstrecke nur auf etwa 1600 m an²⁾. Hier muss die eiszeitliche Schneegrenze also ebenso wesentlich unter 1600 m Höhe gelegen gewesen sein, wie am Col de la Perche darüber.

Kurowski³⁾ zeigte, dass man aus der Höhenentwicklung eines Gletschers auf die Lage der Schneegrenze schließen kann. Dieselbe befindet sich im Niveau der mittleren Höhe der Gletscher-Oberfläche. Stellt man sich nun die Gletscher als dreieckige, gleichmäfsig von ihrer Zunge nach ihrer Umwallung hin ansteigende Flächen vor, so kann man nach einer einfachen Formel ihre mittlere Höhe berechnen⁴⁾. Dieselbe ergiebt sich für den Saison-Gletscher zu rund 1300 m, für den

¹⁾ Note géologique sur la vallée du Vernet et la distinction des fausses et des vraies moraines dans les Pyrénées orientales. Bull. Soc. Géolog. de France (2) XI. 1854. S. 442.

²⁾ Vgl. die Eiszeit in den Pyrenäen. S. 47. Die auf S. 44 angegebene Höhe der Umwallung des Saison-Gletschers bezieht sich nur auf den angrenzenden Pyrenäen-Kamm.

³⁾ Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe. Geogr. Abh. V. 1. Wien 1891. S. 115.

⁴⁾ Penck, Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894. Bd. I. S. 40.

Têt-Gletscher zu 2280 m, für den benachbarten, wahrscheinlich aber über den Col de Puymourens durch den Ariège-Gletscher gespeisten Carol-Gletscher zu 2180 m. Hiernach ist für die Eiszeit ein beträchtliches Ansteigen der Schneegrenze in den Pyrenäen nicht bloß von Nord nach Süd, sondern namentlich auch von West nach Ost anzunehmen. Auch die letztere Thatsache wiederholt sich in der Gegenwart. Der Pic d'Anie (2502 m) im Westen trägt stets grössere Schneeflecken, gänzlich verschwinden dieselben im Osten vom 2909 m hohen Puigmal. Letzterer liegt entschieden unter der heutigen Schneegrenze, ersterer taucht in dieselbe hinein, sodass auch ihr ein Anstieg von 500—600 m von West nach Ost zuzuschreiben ist.

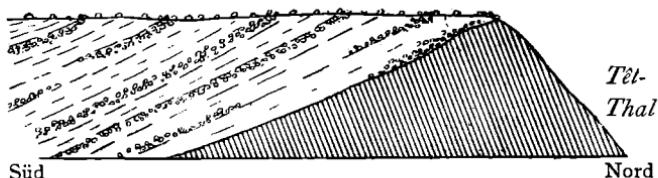
Während der Mangel an Gletscherspuren auf dem Col de la Perche bereits mehrfach hervorgehoben worden ist, wird zugleich des öfteren von dem Vorhandensein solcher im unteren Têt-Thal gesprochen. Be-reits Max Braun¹⁾ beobachtete hier Moränen, Charles Martins fand hier neben pseudoglacialen Bildungen echt glaciale, und kürzlich erwähnte Trutat die letzteren. Braun und Martins stimmen darin überein, dass die Moränen nicht von einem Têt-Gletscher, sondern einem Canigou-Gletscher herrührten, welcher dementsprechend auf der Karte der eiszeitlichen Gletscher in den Pyrenäen verzeichnet wurde, obwohl dessen Entwicklung keineswegs im Einklang mit der hohen Lage der Schneegrenze in den Ost-Pyrenäen steht. Es wurde daher die Untersuchung der einschlägigen Spuren damals schon als wünschenswert bezeichnet. Es war mir vergönnt, dieselbe mit meinem Freund Jos. Partsch vorzunehmen, welcher die Gegend schon durchwandert hatte.

Charles Martins fand namentlich im Thal von Vernet erratische Blöcke. Wenn man von Villefranche in jenem Thal aufwärts wandert, so passiert man zunächst eine enge, in Kalk eingeschnittene Schlucht, und erreicht dann unterhalb Corneilla eine Thalerweiterung, deren Gehänge mit zum Teil riesigen Blöcken bestreut sind, die sich aber in scharfer Grenze gegen den Kalk der Enge absetzen, ohne auf denselben überzugreifen. Ganz etwas ähnliches sieht man unweit Joncet halbwegs Prades und Olette im Têt-Thal, aus welcher Gegend Max Braun Moränen ausdrücklich, ebenso wie von Corneilla erwähnt (s. Abbild. 1). Der untere Teil des Gehänges besteht hier aus paläozoischen Schiefern, der obere ist übersät mit grossen Blöcken, besonders von Granit, welche namentlich auf der Terrasse des Têt-Thales häufig sind. Hier kann man sich bald vergewissern, dass die Blöcke nicht etwa bloß auf der Oberfläche älterer Schichten liegen, sondern vielmehr aus derselben

¹⁾ Neues Jahrbuch f. Min. und Geolog. 1843. S. 80.

ausgewittert sind. Man sieht an den Gehängen des bei Serdinya mündenden Seitenthälchens zahlreiche grosse Rutschungen; dieselben legen bis zur Thalsohle herab eine südwärts fallende, aus Sand, Lehm und Geröllbänken bestehende Ablagerung bloß, die stellenweise riesige Granitblöcke birgt und als wahres Riesenkonglomerat entgegentritt.

Abbildung. I.



Profil in einem Seitenthal der Têt bei Joncet.
Lehm und Gerölle auf altem Schiefer. Längen 1:20 000, Höhen 1:10 000.

An den Gehängen nun werden Sand und Lehm, sowie kleineres Geröll weggespült, die grossen Blöcke bleiben liegen und ahmen in ihrem Auftreten auf der Landoberfläche die echten Gletscherblöcke nach. Eben dieselbe Ablagerung tritt nun auch im Thal von Vernet bei Corneilla auf; sie ist es, welche auch hier die zahlreichen Blöcke liefert, deren Verbreitung genau mit der ihres Muttergesteins zusammenfällt. Auch hier bildet das Riesenkonglomerat die Ausfüllung eines dem heutigen Têt-Thal parallelen Thals, genau wie unfern Joncet, und hier wie da ist es sichtlich aufgerichtet worden.

Nicht anders liegen die Dinge in der Gegend von Prades, wo Charles Martins gleichfalls erratiche Blöcke sah. Nördlich dieses Städtchens schaltet sich in den Winkel zwischen dem Thal der Têt und der Castillane ein niedriger Rücken ein, welcher um so mehr an einen Moränenwall erinnert, als er über und über mit grossen Blöcken besät ist. Eine Wasserrinne und Rutschungen unweit des Dörfchens Catlar aber vergewissern, dass auch hier das Riesenkonglomerat den Kern des Hügels bildet. Sobald neben demselben am Thalgehänge die Schiefer in sanften Gehängen emporsteigen, hört auch die Blockbestreuung auf — ein sicheres Kennzeichen dafür, dass sie durch Auswitterung von Blöcken aus dem Riesenkonglomerat verursacht ist.

Alle die Blöcke, welche man in der Gegend um Prades für erratiche halten könnte und gehalten hat, sind entschieden keine solche; sie sind ebenso aus ihrem Liegenden herausgewittert, wie die Blöcke, welche Charles Martins über seinen falschen Moränen unweit Le Vernet und Corneilla beobachtete, nirgends sieht man in der Gegend von Prades echte Moränen. Die prächtigen Erdpyramiden von Joncet am linken Têt-Thalgehänge sind ferner nicht, wie die be-

kannten schweizer und tiroler Vorkommnisse, aus Moränen herausgearbeitet, sondern aus leicht verfestigtem Gehängeschutt herausgeschnitten; wie endlich schon Charles Martins hervorhob, fehlen in der ganzen Gegend und zwar namentlich in der Enge des Vernet-Thales oberhalb Villefranche alle Gletscherschliffe. Man wird daher nicht mehr von einer Vergletscherung des unteren Têt-Thales vom Canigou her sprechen dürfen, und die echten Gletscherspuren mutmaßlich erst in beträchtlicher Höhe an den Gehängen jenes Berges zu suchen haben. Dafür erhebt sich aber eine andere Frage, ob nämlich nicht vielleicht das Riesenkonglomerat des Têt - Thales eine uralte Moräne darstellt; ist doch z. B. Garrigou¹⁾. geneigt, von miocänen Gletscherspuren in den Pyrenäen zu sprechen, und verlegt doch gerade im Roussillon Trutat²⁾ eine Vergletscherung in das Pliocän, in die Piacenza-Stufe, indem er Ablagerungen des Tech-Thales, welche der Beschreibung nach denen der Gegend von Prades aufs Haar gleichen, als Moränen bezeichnet.

In der That teilt das Riesenkonglomerat von Prades das Auftreten von Kubikmeter großen Blöcken mit mancher Moränenablagerung, und man wird darin solange einen Beweis für seine glaciale Entstehung erblicken, als man den Transport großer Gesteinsblöcke ausschließlich auf Eiswirkungen zurückführt. Allein letztere Annahme ist nicht richtig. Auch die Flüsse vermögen riesige Gesteinsblöcke fortzuwälzen, wovon man sich an blockreichen Gewässern in den Alpen und selbst im Mittelgebirge, wie z. B. im Riesengebirge, leicht überzeugen kann, wo der Zackenbach Blöcke von fast 1 cbm Inhalt bei Hochwasser in das Warmbrunner Becken hinausrollt. In zahlreichen Schuttkegeln kann man weitere Beweise für einen Blocktransport durch rinnendes Wasser sammeln, und zwar auch an Stellen, wo eine Verfrachtung durch Eis ausgeschlossen ist. Auch eine weitere noch bezeichnendere Eigentümlichkeit teilt das Riesenkonglomerat von Prades mit echten Moränen. Während die großen Granitblöcke eine rauhe Oberfläche besitzen, sofern sie nicht, wie vielfach der Fall, mürbe geworden oder gar im Verwitterungsprozess aufgelöst sind, zeigen die hier und da auftretenden Grauwackengeschiebe unverkennbare Schrammungen und erinnern dadurch an die Scheuersteine von Glet-

¹⁾ *Traces de diverses époques glaciaires dans la vallée de Tarascon, Ariège.* Bull. Soc. Géol. de France (2) XXIV. 1867. S. 577. Résumé géologique accompagnant la carte géologique de l'Ariège etc. Bull. Soc. Géol. de France (3) II. 1872. S. 418.

²⁾ *Sur les dépôts glaciaires de la vallée inférieure du Tech.* Compt. Rend. LXXX. 1875 I. S. 1108. — *Les Pyrénées.* Paris 1894. S. 78.

schern. Dies gilt namentlich von dem Vorkommnis von Cazlar nördlich von Prades. Aber genauere Betrachtung vergewissert alsbald, dass die Schrammung nicht vom Typus der echten glacialen ist, sondern derart, wie sie recht häufig auf Geschieben älterer Geröllablagerungen kommt, so z. B. wie die Schrammung auf den Geschieben der schweizerischen und bayerischen alpinen Tertiärnagelfluh, der Nagelfluh-Bildungen von Pitten in Nieder-Österreich, des Klagenfurter Beckens u. s. w. Während die echten glacialen Schrammen sichtlich in festes Gestein scharf eingraviert sind, erscheinen jene anderen breit, wie in weichem Gestein ausgefurcht, und man muss sich bei Prades ebenso wie anderwärts hüten, aus derartig gestriemten Geschieben auf glaciale Wirkungen zu schließen; denn der Gesamthabitus der Ablagerung ist kein glacialer. Dieselbe ist deutlich geschichtet: bankweise liegen die grossen Blöcke zusammen, getrennt durch mächtige Lagen feinkörniger Zwischenmittel. Mag eine Blockbank, in welcher die Schichtung naturgemäß verschwommen ist, manchmal moränenähnlich aussehen, so gilt dies gewiss nicht von den dazwischen geschalteten sandigen, selbst lehmigen Partien. Das ganze erinnert weit mehr an eine mächtige Wildbachablagerung als an eine Gletscherbildung, und wenn man sich ver gegenwärtigt, dass das Becken des Roussillon jedenfalls durch einen Einbruch während der Pliocän-Epoche entstand, dass also damals ein beträchtlicher Steilabfall gebildet wurde, welcher neben dem Niederschlag die Hauptexistenzbedingung der Wildbach-Thätigkeit ist, so wird man in der außergewöhnlichen Entwicklung von Konglomeraten im Roussillon lediglich eine Folge jener tektonischen Ursachen erblicken, die das Becken schufen.

Meine kärglich zubemessene Zeit gestattete mir leider nicht, auch das von Trutat beschriebene Profil von Le Boulou im Tech-Thal zu besuchen. Es sei nur erwähnt, dass Depéret¹⁾ die schräg geschichteten Ablagerungen von Boulou, welche nach Trutat eine pliocäne Moräne sind, als pliocäne Deltabildungen des Tech bezeichnet, wobei er hervorhebt, dass Schalen mariner Mollusken noch den einzelnen Geröllen anhaften. Dagegen pflichtet Depéret in der Deutung der Ablagerungen von Les Trompettes bei Le Boulou als Moräne Trutat bei, ohne jedoch in derselben gekritzte Geschiebe finden zu können. Als erratische deutet er ferner die Blöcke am linken Tech-Ufer zwischen Treserre und Le Boulou, und im Thal der Velmania, 120 m über den jetzigen Alluvionen. Wenn man be-

¹⁾ Note sur la géologie du bassin du Roussillon. Bull. Soc. Géolog. de France (3) XIII. 1885. S. 462. — Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. Annales des Sciences Géologiques XVII. 1885. S. 61.

rücksichtigt, dass man in Le Boulou nur 68 m über dem Meer ist, und dass die Gehänge des Tech-Thales lediglich im Norden 2000 m Höhe überschreiten, im Süden aber unter 1500 m bleiben, insgesamt also kaum 1600 m Höhe erreichen, so darf man wohl annehmen, dass die Ablagerungen von Boulou unter Verhältnissen auftreten, die eine erneute Untersuchung recht wünschenswert machen.

Neben den pliozänen Ablagerungen des Tech-Thales sind namentlich auch die wahrscheinlich gleichalterigen Geröllmassen der Platte von Lannemezan als Glacialbildungen beschrieben worden, und Garrigou¹⁾ hat aus ihrem Vorhandensein gefolgert, dass ununterbrochen vom Pliocän bis ins Pleistocän Gletscher die Pyrenäen deckten. Schon 1883 konnte ich mich in der Gegend von Pau und Lourdes vergewissern, dass dort reine fluviatile Ablagerungen vorlagen, nämlich Lehmlager und Bänke stark verwitterten Gerölles. Diese Gebilde setzen sich ununterbrochen bis zur eigentlichen Platte von Lannemezan hin fort und sind dort in ihrer bezeichnenden Wechsellagerung in zahlreichen Eisenbahn-Einschnitten zu sehen. Es fehlt jede Veranlassung, diese Schichten für glaciale zu halten. Solange nicht zwingendere Gründe vorliegen, wird man nicht von einer pliocänen Vergletscherung der Pyrenäen sprechen dürfen. Doppelt wünschenswert erscheint darnach, die gleichfalls von Garrigou angeführten Beweisstellen für eine miocäne Eiszeit des Gebirges zu überprüfen.

II. Das mittelspanische Miocän.

Der großen Einförmigkeit in der Gestaltung der kastilischen Hochebenen und des Ebro-Landes entspricht eine ebensolche Monotonie ihres geologischen Aufbaus. Sie bestehen ausschließlich aus Schichten des jüngeren Tertiärs und des Diluvium. In den ersten haben ältere Autoren, wie Ezquerra del Bayo²⁾, de Verneuil und Collomb³⁾, Casiano de Prado⁴⁾ bereits jene drei Stufen unterschieden, welche auch heute noch von den spanischen Geologen ge-

¹⁾ *Glaciers et dépôts quaternaires des Pyrénées. Compte Rendu Vme session du Congrès International d'Anthropologie et d'Archéologie préhistoriques. Bollogna 1871.*

²⁾ *Des formations tertiaires du centre de l'Espagne. Bull. Soc. géol. de France (2) II. 1845. S. 631. Referat nach Anal. de Minas. Esp. III. 1845. S. 631.*

³⁾ *Coup d'œil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. Bull. Soc. Géolog. de France (2) X. 1853. S. 61 (72).*

⁴⁾ *Note sur la géologie de la province de Madrid. Bull. Soc. Géolog. de France (2) X. 1853. S. 168. Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. 1864, S. 127.*

sondert werden. Unten trifft man Nagelfluh- und Sandsteinbildungen, darüber Thone mit Gypsen nebst Steinsalz, zu oberst endlich Kalke — mag man sich nun mitten in Alt-Kastilien um Valladolid oder im östlichen Neu-Kastilien bei Cuenca, oder endlich am Fuße der Pyrenäen in der Provinz Huesca befinden. In keiner dieser Ablagerungen ist aber bisher je der Überrest eines Meeresbewohners gefunden worden; man kennt aus den beiden oberen Stufen ausschließlich Süßwasser- und Landschnecken, sowie Landsäugetiere und einige Reste von Krokodilen; die untere Stufe ist fossilfrei. Diese Säugetierreste gleichen im allgemeinen denjenigen, welche die obere Süßwasser-Molasse des Alpenvorlandes geliefert hat; hiernach kann man die Ablagerung als obermiocän bezeichnen und der Braunkohle der Cerdaña gleichstellen. Spanische Geologen, dem Beispiel von Daniel de Cortázar¹⁾ folgend, gliederten den Komplex noch weiter und betrachteten lediglich den obersten Horizont als miocän, während sie, veranlaßt durch eine gewisse Analogie in der petrographischen Entwicklung der Schichtfolgen Spaniens und des Pariser Beckens, die untersten Schichten als eocän, die mittleren als proicän (oligocän) hinstellten. Diese Auffassung ist nicht haltbar, denn sie steht nicht mit paläontologischen Daten in Einklang. Die unterste Schichtgruppe ist, wie schon erwähnt, fossilfrei, kann daher nicht als eocän erwiesen werden, aus der mittleren wurden zwar Süßwasserschnecken mit Arten des Pariser Beckens identifiziert; aber sie enthält in den Provinzen Valladolid und Zamora Reste ausgezeichneter miocäner Säuger, sodass an ihrem obermiocänen Alter nicht gezweifelt werden kann. Wurden doch bei Valladolid bereits vor längerer Zeit *Mastodon angustidens* gefunden²⁾, dazu gesellte sich später *Dinotherium giganteum*³⁾. In der Provinz Zamora⁴⁾ wurde gleichfalls *Mastodon angustidens*, außerdem *Acerotherium incisivum* in den sogenannten Proicänschichten gefunden. Es ist daher wohl die Identifizierung der Konchylien mit eocänen Arten mit Zweifel aufzunehmen. Ein weiterer Beweis für das miocäne Alter wird endlich, wie Choffat⁵⁾ zeigte, in Portugal angetroffen, bis wohin sich die spanischen Binnenbildungen erstrecken; sie treten nämlich

¹⁾ Descripción física, geológica y agrícola de la provincia de Cuenca. Mem. Com. Mapa Geológico de España. III. 1875; de la provincia de Valladolid: Ebenda V. 1877.

²⁾ de Cortázar, Descripción de la provincia de Valladolid. S. 116.

³⁾ Vilanova, Compte Rendu Soc. Helvét. Sc. Natur. 1887. S. 21. Arch. des Sc. phys. et nat. Genève. 1887.

⁴⁾ Puig y Larraz, Descripción física y geológica de la provincia de Zamora. Mem. Com. Mapa Geológico de España. XI. 1883.

⁵⁾ Annuaire Géologique Universel. III. S. 574.

unfern Lissabon mit miocänen marinen Schichten in Wechsellagerung, welch letztere der marinen Molasse des Alpenvorlandes, den helvetischen Schichten entsprechen. Darnach lässt sich sagen, dass die spanischen Tertiärbildungen höchstens bis ins Helveticum zurückreichen, während die bekannte reiche Hipparion-Fauna von Concad in der Provinz Teruel¹⁾ die jüngsten Glieder in das älteste Pliocän verweist. Es entstammen also die spanischen Tertiärbildungen dem Zeitraum, in welchem sämtliche Tertiärschichten des Wiener Beckens zur Ablagerung kamen, und sie werden dementsprechend auch auf der kürzlich erschienenen geologischen Karte von Spanien durchweg als miocän²⁾ bezeichnet.

Alle die in Rede stehenden Bildungen sind von vornherein als lakustre bezeichnet worden, und man hat aus ihrem Auftreten auf drei riesige und mehrere kleinere Süßwasserseen geschlossen, welche bei nahe zwei Fünftel von ganz Spanien deckten, und weil bei dem herrschenden Verhältnis zwischen Niederschlag und Verdunstung sich so grosse Süßwasserseen auf der Halbinsel nicht halten können, wenn sie nicht sehr bedeutende Zuflüsse haben, so hat man auf ein riesiges Einzugsgebiet derselben geschlossen, das man in der Atlantis sowie einem versunkenen Land zwischen Spanien und Irland suchte³⁾. Grofsartige Umwälzungen der Erdkruste sollten darauf die gegenwärtige Umgrenzung der Halbinsel schaffen und die Seen öffnen.

Gegen diese besonders auch noch von Daniel de Cortázar⁴⁾ geteilte Ansicht drängen sich einige Bedenken auf. Den mittelspanischen Tertiärbildungen entsprechen gleichalterige marine Ablagerungen an den Küsten. Bereits ist des Vorkommens derselben unweit Lissabon gedacht, weiter muss auf die marinen Miocänbildungen im Becken des Guadalquivir, auf die von Katalonien, besonders in den Küstengebirgen von Tarragona und Barcelona verwiesen werden. Diese Ablagerungen ermöglichen die Umrisse der Halbinsel während der Miocänepoche auf drei Seiten zu ziehen, im Osten und Westen hatte sie etwa ihre heutigen Grenzen, im Süden reichte sie weniger weit, Mittelmeer und Atlantik hingen nördlich der bätischen Cordillera zusammen. Nur im Norden fehlen am Rand der Pyrenäen-Halbinsel marine Miocänablagerungen. Gleichwohl darf man sich hier das Land nicht weit ausgedehnt denken; denn die in der Gegend von Bordeaux

¹⁾ Vgl. de Cortázar, Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel. Bol. Com. Mapa Geológico de España. XII. 1885. S. 263.

²⁾ Mapa Geológico de España 1 : 400 000. Madrid 1893. Bl. 19. 20.

³⁾ Verneuil et Collomb a. a. O. S. 77. — Ferd. Römer, Geologische Reisenotizen aus Spanien. Neues Jahrb. f. Min. und Geol. 1864. S. 769 (772).

⁴⁾ Descripción Valladolid S. 101.

reichlich entwickelten marinen Miocänbildungen weisen darauf hin, dass der Gascogner Golf damals schon, wenn auch nicht genau in seinen heutigen Umrissen, bestand. Die mittelspanischen Tertiär-Ablagerungen müssen bei einer der heutigen sehr ähnlichen geographischen Konfiguration entstanden sein.

Aber auch gegen Annahme ihrer einheitlichen Entstehung in Binnenseen machen sich verschiedene Gründe geltend. Nagelfluhbildungen, wie sie mit fast horizontaler Schichtung an der Basis des mittelspanischen Miocäns auftreten, darf man nicht ohne weiteres als lakuster bezeichnen; denn die Ablagerung von Gerölle in Seen beschränkt sich lediglich auf deren Ufer. Hier trifft man im Bereich der Brandung Kiese, welche von den Wellen auf flach geböschter Unterlage hin und her gerollt werden, und eine im allgemeinen schmale Uferzone bilden. Schotter begegnet man ferner an Flussmündungen, wo sie in die Seen hinausgeschüttet werden, und zwar mit der charakteristischen schrägen Delta-Schichtung. Eine solche muss in allen mächtigen lakustren Schotterbildungen erwartet werden, sie ist aber, soweit Beobachtungen vorliegen, noch nirgends in der Nagelfluh an der Basis des mittelspanischen Miocän wahrgenommen worden. Man wird daher notwendiger Weise für jene einen anderen als lakustren Ursprung anzunehmen haben, und muss sie, wie alle mächtigen, nahezu horizontal geschichteten Kiese als Ablagerungen bewegten Wassers auffassen; denn nur solches vermag Gerölle auf nahezu ebener Fläche fortzuschaffen. Da sich nun die Thätigkeit der Brandung nur auf einen schmalen Ufersaum und geringe Tiefen beschränkt, also nicht ausgedehnte und mächtige Schottermassen anzuhäufen vermag, so wird man wohl auch die mittelspanische Tertiär-Nagelfluh in ähnlicher Weise als Flusanschwemmungen zu betrachten haben, wie die ähnlich beschaffenen Nagelfluh-Ablagerungen der subalpinen Molasse. Es besteht überhaupt zwischen der unteren Abteilung des mittelspanischen Tertiärs und der gesamten Süßwasser-Molasse des nördlichen Alpen-Vorlandes eine unverkennbare Ähnlichkeit. In jener vergesellschaften sich weiche, mürbe Sandsteine mit Nagelfluh, in Spanien verknüpfen sich Nagelfluh-Bildungen (Gonfolitas) mit thonigen, kalkhaltigen Sandsteinen (Maciños), und wie man sich mehr und mehr mit der Vorstellung befriedet, dass nicht bloß die Nagelfluh, sondern auch die Sandsteine der Süßwasser-Molasse als Flusablagerungen zu betrachten sind, so wird man wohl auch in den unteren Schichten des mittelspanischen Tertiärs am ehesten fluviatile Bildungen zu erkennen haben.

Die mittlere Abteilung des centralspanischen Miocäns hat von jeher die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt und der Annahme einer reinen Süßwasser-Formation manche Schwierigkeiten bereitet; denn sie

enthält nicht bloß in allgemeiner Verbreitung Gipse, sondern auch, wie schon seit langem bekannt, Steinsalz, und zahlreiche Salzquellen steigen aus ihr auf. Bei Remolinos oberhalb Zaragoza im Ebro-Lande sind z. B. den dortigen Gipsen zahlreiche 0,1—0,5 m mächtige Steinsalzschichten eingeschaltet, welche insgesamt ein 5—6 m mächtiges, fleißig abgebautes Lager bilden¹⁾. Unweit davon befindet sich im gleichen geologischen Horizont das Steinsalzlager von Valtierra, ebenfalls am linken Ebro-Ufer und zwar in Navarra gelegen. Auch das Steinsalz von Villarrubia in der Provinz Toledo gehört in die mittlere Miocänstufe²⁾, und der Salzgehalt der Salzseen bei Medina del Campo in der Provinz Valladolid wird von D. de Cortázar³⁾ auf Soolquellen, die dem Tertiär entsteigen, zurückgeführt. Zwar größtenteils zur Trias gehörig, röhrt doch ein guter Teil des Salzreichtums von Spanien aus dem centralen Miocän her⁴⁾. Freilich fördern die aus letzterem kommenden Soolquellen selten reines Kochsalz, sondern meist auch schwefelsaures Natrium, wie denn überhaupt auch die verschiedensten Bitterwässer der mittleren Abteilung des mittelspanischen Miocäns entsteigen, welches dabei aber gleich der oberen Abteilung Reste von Süßwasser- und Landschnecken führt. Bereits 1864 bildete Casiano de Prado⁵⁾ Lymneen aus dem Gips von Colmenar de Oreja, sowie den Abdruck einer Paludina in Gips ab; Daniel de Cortázar⁶⁾ erwähnt aus den gipsführenden Schichten der Provinz Valladolid Süßwasserschnecken, die er aus den bereits dargelegten Gründen mit *Lymnea longiscata* Brong., *Planorbis levigatus* Desh., mit *Planorbis rotundatus* Brong., *Bithynia pusilla* Brong., also Arten aus dem Eocän identifizierte.

Der Ursprung dieser Gips- und Steinsalzlager in Bildungen, die nach den in ihnen auftretenden Versteinerungen Süßwassersedimente sind, hat begreiflicherweise spanische Geologen seit langem beschäftigt. Wie man überhaupt eine Analogie zwischen der Schichtfolge des Pariser Beckens und des mittleren Spanien mutmaßte, so hat man die

¹⁾ Alph. Briart, Étude sur les dépôts gypseux et gypso-salifériens. Annal. Soc. Géolog. de Belgique. XIII. 1888/89. S. 62 (94). — Weiteres bei Donayre, Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. Mem. Com. del Mapa Geológico de España. I. 1873, welches Werk mir nicht zugänglich ist.

²⁾ Casiano de Prado. Descripción de Madrid. S. 146.

³⁾ Descr. de Valladolid. p. 128.

⁴⁾ Vergl. auch S. Calderon. La sal comun y su papel en el organismo del globo. An. Soc. esp. hist. nat. XVII. S. 367.

⁵⁾ Descr. de Madrid. S. 150.

⁶⁾ Descr. de Valladolid. S. 129.

verschiedenen Hypothesen, welche über die Bildung des Pariser Gipses aufgestellt worden sind, auch für die des spanischen anzuwenden gesucht, und Daniel de Cortázar¹⁾ steht ganz auf dem Boden von Delesse, wenn er die Gipslager der Provinz Valladolid als Quellabsätze deutet. Betreffs der Steinsalzlager aber meint Casiano de Prado²⁾, dass sie in Salzseen entstanden, die mit dem Meere in Verbindung standen, so etwa, wie das Salz in der Lagune von Torrevieja südlich von Alicante. Diese Ansicht ist jüngst von Briart aufgegriffen und erweitert worden. Derselbe erklärt allen Gips und alles Steinsalz des Miocäns im Ebro-Land kurzweg als marin, hält die vorkommenden Süßwasser-Versteinerungen für eingeschwemmt und führt den Mangel an marinen Versteinerungen darauf zurück, dass der angereicherte Salz- und Gipsgehalt der Lagunen das organische Leben in ihnen unmöglich machte³⁾.

Diese Annahme Briart's ist wohl kaum aufrecht zu erhalten; sie verlangt eine Lagune, die sich mindestens 200 km weit ins Ebro-Land erstreckt haben, also weit größer gewesen sein muss, als irgend eine Lagune der Gegenwart, und eine so riesige Wasserfläche müfste doch wenigstens anfänglich Meerestiere beherbergt haben, so wie dies bei dem Mar menor unweit Carthagena der Fall ist⁴⁾. Wollte man nun aber gar Briart's Hypothese auf die übrigen Salz- und Gipslagerstätten des mittelspanischen Tertiärs ausdehnen, so misst man eine riesige, über fast ganz Spanien sich ausdehnende Lagune annehmen, für deren Existenz keinerlei andere Beweise beizubringen sind, als eben die Salzlager; man würde zur Annahme einer Meeresbedeckung während des Miocäns auch im Innern der Halbinsel greifen müssen, während doch die Schichtfolge durch ihre Fossilien offenbart, dass der Kern des Landes seit Schluss der mesozoischen Ära nie vom Meer bedeckt gewesen ist. An letzteres, seit langem feststehende Ergebnis hat jedenfalls die genetische Betrachtung der mittelspanischen miocänen Gips- und Salzlagerstätten anzuknüpfen, und es ist von vornherein zu betonen, dass letztere nicht marinen Ursprungs sein können.

Eine solche Annahme mag auf den ersten Blick befremdlich erscheinen, wo doch das Meer eine verdünnte Gips- und Kochsalzlösung darstellt und nur zu verdunsten braucht, um Steinsalz- und Gipslager zu bilden. Allein die Bildung von solchen knüpft sich gegenwärtig

¹⁾ Ebenda. S. 120.

²⁾ Descr. de Madrid. S. 141.

³⁾ a. a. O. S. 107.

⁴⁾ J. Rein, Geographische und naturwissenschaftliche Abhandlungen I. 1892. S. 175.

nur in seltenen Fällen an das Meer, dort nämlich, wo Meeresteile gegliedert oder abgeschnürt werden, was sich recht selten, und gegenwärtig nur mit kleinen Flächen ereignet. Der Hauptschauplatz der Gips- und Steinsalzbildungen liegt jetzt in den kontinentalen Binnengebieten im Bereich des salzhaltigen Bodens¹⁾). Die Wüstenländer der Erde auszeichnend, umgürtet letzterer den Kaspi-See, ist häufig in Turkestan und im südlichen West-Sibirien, im Tarim-Becken, in Tibet, in Persien und Kleinasien, als Sebcha kehrt er an vielen Stellen der Sahara wieder. Er zeichnet die Playa des großen Beckens zwischen dem Felsengebirge und der Sierra Nevada aus, findet sich beiderseits des Wendekreises des Steinbocks an der Westküste Süd-Amerikas und etwas weiter südlich an der Ostabdachung der argentinischen Cordillera wieder, ist endlich in den zahllosen Saltpans von Süd-Afrika vorhanden. Wo solcher Salzbodyen herrscht, giebt es Salzseen mit stark wechselndem Spiegel, in welchen Gips und Salz zusammengeschwemmt und in der Trockenzeit ausgeschieden werden, so dass Gips- und Salzlager entstehen.

Der salzhaltige Boden der heutigen Kontinentalgebiete mit seinen lokalen Steinsalz- und Gips-Ansammlungen bildet ein recentes Seitenstück zur mittleren Abteilung des centralspanischen Miocäns, und den Bildungsprozess des letzteren kann man sich am klarsten durch einen Vergleich mit den Schichten veranschaulichen, deren Ablagerung heute, sechs Grad weiter südlich, in der etwas mehr kontinental gelegenen algerischen Schott-Region fort dauert. Hier finden sich in den Sebchen Lehmmaßen, imprägniert mit Gips in Staubform, und wechselnd mit ganzen Schichten körnigen Gipses; in diesen Gebilden finden sich, ganz ebenso wie in Spanien, Land- und Süßwasserschnecken²⁾). Gleichzeitig aber lagern die Flüsse grobkörnige Schotter ab, und wie die zahlreichen von Rolland³⁾ mitgeteilten Bohrregister erkennen lassen, ist eine unten grobkörnige, oben gipsführende Ablagerung entstanden. Entsprechendes scheint sich auch in Spanien ereignet zu haben, wenigstens hebt Daniel de Cortázar hervor, dass dort, wo die Abteilung der Nagelfluh und der Maciños besonders stark entwickelt sind, die Gippe verschwinden⁴⁾). Nach alledem muss man die mittlere Abteilung des centralspanischen Miocäns als eine Art Sebcha-Bildung

¹⁾ Vgl. Rohrbach's Karte von Grund und Boden in Berghaus' Phys. Atlas, Tafel 4.

²⁾ Blanckenhorn, Die geognostischen Verhältnisse von Afrika I. Erg. Heft 90. Peterm. Mitt. S. 49.

³⁾ Géologie du Sahara Algérien. Paris 1890. S. 110.

⁴⁾ Descripción de Valladolid. S. 100.

ansehen, entstanden in flachen, kontinentalen Binnengebieten, in welche die von der Umgebung kommenden Flüsse Gerölle, Sand und Lehm hineinschütteten, und welche zeitweilig durch Überschwemmungen in mehr oder weniger salzige Wasserlachen verwandelt wurden. Diese Erklärung macht auch das Vorkommen von Resten großer Säugetiere in der Mitte der Tertiärbecken, z. B. bei Valladolid, begreiflich, welches, wie bereits bei Betrachtung der Cerdaña gezeigt, mit der Annahme großer Seen nicht im Einklang steht. Da jene Becken nie in ihrer ganzen Ausdehnung unter Wasser standen, so konnten sie zeitweilig von Tieren durchwandert werden, deren Reste also auch mitten im Becken zu erwarten sind.

In der oberen Abteilung des mittelspanischen Miocäns sind die Kalklager die eigentlichen Fundstätten der Süßwasser-Fossilien und namentlich aus ihnen ist auf den lakustren Ursprung der gesamten Schichtfolge geschlossen worden. Allein man darf aus ihrem Auftreten keineswegs auf große zusammenhängende Seen in Alt- und Neu-Kastilien sowie im Ebro-Lande folgern, da sie immer nur lokal und in geringer Mächtigkeit entwickelt sind. In der Provinz Valladolid sind sie durchschnittlich nur 6—7 m, höchstens 15 m mächtig, in der Provinz Madrid schwellen sie auf 6—12 m an, in Guadalajara an einer Stelle auf 35 m; häufig fehlen sie, wie z. B. um Madrid, im Ebro-Lande sind sie gegen die Mitte hin stärker als am Rande entwickelt¹⁾. Vor allem weist aber ihre Fauna auf geringe Wassertiefe und Ufernähe. Sie bergen nämlich ausschließlich Sumpfschnecken der Genera *Lymnaea*, *Paludina*, *Plarnorbis*, *Bithynia*, zu welchen sich nirgends fehlende *Helix*-Arten gesellen, die auf die Nachbarschaft des Landes weisen; Reste von Zweischalern fehlen. Die ganze Gesellschaft gemahnt eher an die Fauna eines quellreichen Sumpfes, als die eines tiefen, offenen Sees; sie erinnert lebhaft an die des süddeutschen Alm, welcher z. B. in der Gegend von München ein viele Quadratkilometer messendes Lager bildet, das subaëril entstanden ist.

Die Beweise für einen lakustren Ursprung des innerspanischen Miocäns treffen also höchstens für die dasselbe abschließenden Kalkdecken zu, welche als Ausscheidungen flacher Lachen gelten können, während die beiden unteren Abteilungen desselben deutliche Kennzeichen einer fluviatilen Bildungsweise oder einer Entstehung in Salzstümpfen tragen. Den ganzen Komplex darf man daher nicht als eine lakustre Formation bezeichnen, sondern muß ihn jenen Bildungen zuzählen, die auf dem festen Lande, größtenteils unter Mit-

¹⁾ L. Mallada, Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. Mem. Com. Mapa Geológico de España. VI. 1878. S. 340.

wirkung der Flüsse, örtlich in Seen zur Ablagerung kamen und sich dadurch auszeichnen, daß ihre Schichtflächen in der Regel mit früheren Landoberflächen zusammenfallen. Solche Gebilde wurden Kontinental-Formation genannt¹⁾). Diese Kontinentalbildung sind durch das Vorwalten mehr oder weniger grober mechanischer Sedimente ausgezeichnet, und wenn man die Landoberfläche gern als eine Ruine hinstellt, kann man sie als den Schutt bezeichnen, der unmittelbar an den Seiten der Ruine liegen blieb. Unter ihnen spielen die alten Flussanschwemmungen, die Ebenen-Bildungen, eine grosse Rolle. Dieselben werden durch häufige Diskordanzen charakterisiert; denn Anhäufung und Zerstörung durch Flüsse finden auf der Landoberfläche dicht nebeneinander statt, häufig reist ein Fluss in die eben von ihm aufgeschütteten Ufer ein und lagert unweit davon gleichzeitig Gerölle oder Sand ab. Derartige Diskordanzen kommen auch im mittelspanischen Miocän vor. Casiano de Prado²⁾ hat deren mehrere aus der Provinz Madrid abgebildet. Endlich zeichnen sich die fluviatilen Kontinental-Formationen häufig durch das Auftreten von Kohlenschmitzen, die nur gelegentlich zu ausgedehnten Flötzen anschwellen, aus, und deren Entstehung darin begründet ist, daß gelegentlich reich bewachsene Gebiete überschüttet werden. Auch derartige Lignit-Schmitzen fehlen dem mittelspanischen Miocän nicht. Casiano de Prado³⁾ berichtet von solchen aus der Gegend von Valdelaguna unweit Aranjuez, weitere Vorkommnisse finden sich in der Provinz Guadalajara bei Brihuega⁴⁾. Mit einer der bedeutendsten der jüngeren echten Kontinental-Formationen hat in der That auch das mittelspanische Miocän die auffälligste Ähnlichkeit, nämlich mit den pliocänen Gebilden des Beckens vom Schott Melrir. Dort hat man ein *terrain de transport* fluviatilen Ursprungs mit eingelagerten, wenig mächtigen laku-stren Bildungen, welches sich über weite Flächen in grosser Mächtigkeit verbreitet und allenthalben Süßwasser- und Landschnecken führt⁵⁾.

Die Entwicklungsgeschichte Central-Spaniens während der Miocän-

¹⁾ So zunächst von italienischen Geologen. Vgl. z. B. Taramelli. *Geologia delle Province Venete.* Mem. R. Acc. d. Lincei. Roma. Cl. d. Sc. Fis. mat. e nat. XIII. 1881. (S. 167). Siehe ferner A. Pavlov, *Types génétiques des formations continentales de l'époque glaciaire et postglaciaire.* Isw. Geolog. Comité. St. Petersburg. VII. 1888. Nr. 7. Rolland, a. a. O. S. 161. A. Penck, *Die Formen der Landoberfläche.* Verhdlgn. d. IX. Deutschen Geographentages. 1891. S. 28 (36). — *Morphologie d. Erdoberfläche.* 1894. Bd. II S. 36.

²⁾ *Descripción de Madrid.* S. 138. ³⁾ Ebenda. S. 139.

⁴⁾ Castel, *Provincia de Guadalajara.* Bol. Map. Geológ. VIII, 1881, S. 157, (236, 259).

⁵⁾ Rolland, a. a. O. S. 166.

epoch ist nach dem Vorangehenden die folgende: Nachdem das Land seit der jüngeren Kreide-Epoche vom Meer verlassen worden war, wurde es zunächst während der älteren Tertiärzeit ununterbrochen von den Flüssen abgetragen, ohne dass es zu ausgedehnten Ablagerungen auf dem festen Land kam, so wie dies heute für den größten Teil Mittel-Europas gilt. In der Miocän-Epoche jedoch begann die Aufschüttung von Geröll- und lehmigen Sandmassen, so wie sie gegenwärtig namentlich in den wasserarmen Gebieten des Festlandes erfolgt. Bald darauf fanden die Flüsse keinen Ausweg mehr aus dem Land, sie versiegten infolge überwiegender Verdunstung, am Ende ihres Laufes blieben die in ihnen gelöst gewesenen Salze zurück, es bildeten sich Gips- und Salzkrusten, deren Material örtlich zusammengeschwemmt wurde. Hierauf erfüllten sich die in einzelne flache Wannen zergliederten Binnengebiete mit süßsem Wasser, es entstanden in ihnen Seen, in welchen sich Kalk absetzte, schließlich flossen die Seen über, ihre Abflüsse schnitten tiefe Thäler ein, und zapften sie durch dieselben an, sodass sie sich entleerten. Die Entwicklungsgeschichte Mittel-Spaniens erscheint hiernach durch das Auftreten und Verschwinden einer Trockenperiode während der Miocänzeit charakterisiert.

Die Ursache dieser Trockenperiode kann nicht in einer kontinentalen Lage des Landes gesucht werden, da es, wie gezeigt, während der Miocän-Epoche vom Meer in ähnlicher Weise wie heute umspült war. Aber die Nachbarschaft des Meeres hat nicht unbedingt Regenreichtum zur Folge, man erinnere sich nur an die Westküsten der Festländer in der Nähe der Wendekreise; die klimatischen Zustände, welche die Entwicklung der Pyrenäen-Halbinsel während der Miocän-Epoche auszeichneten, treten auch gegenwärtig noch am Atlantik, im südlichen Marokko in der Region des Ued Draa entgegen.

Eine Verschiebung der klimatischen Zustände um 12° nordwärts würde auch heute in Spanien die Ablagerung von Kontinentalgebilden in Binnengebieten zur Folge haben, also die Zustände herbeiführen, die während der Miocän-Epoche geherrscht haben. Die Annahme einer derartigen Verschiebung klimatischer Zonen hat für die Miocän-Epoche nichts befremdliches, ist doch längst bekannt, dass ihre Ablagerungen in Mittel-Europa die Flora südlicher Breiten beherbergen. Die Oeninger Flora weist nach O. Heer auf eine mittlere Jahrestemperatur von 18°C . Man muss von dort wiederum 12° weiter südwärts gehen, um gegenwärtig eine solche Temperatur zu treffen. Der Parallelismus der an zwei so weit von einander entfernten Orten für das Klima der Miocän-epochen gewonnenen Ergebnisse ist völlig; während man aber aus der Flora des mitteleuropäischen Miocän lediglich auf höhere Temperatur schlosst, muss man aus der Entwicklung der gleichaltrigen Ablagerungen

in Spanien auf die in niedrigeren Breiten herrschende Trockenheit des Klimas schließen. Nicht bloß die Isothermen lagen in der Miocän-epoché in Europa nördlicher, sondern auch das gesamte Windsystem, welches die Trockenheit an den Westküsten unter den Wendekreisen verursachte, war um einen entsprechenden Betrag polwärts verschoben. Die Passate, welche heute etwa bei den Canarien ihre Nordgrenze erreichen, müssen damals in der Breite des Golfes von Biscaya gewurzelt haben.

III. Das Diluvium in Spanien.

Neben den jungtertiären Schichten spielen die diluvialen im Aufbau Central-Spaniens eine große Rolle. Während sie sich im Ebro-Lande nur auf Terrassen längs der großen Pyrenäen-Flüsse beschränken, bilden sie in Alt- und Neu-Kastilien ausgedehnte Decken, welche sich vom Fuß einzelner Gebirge nach der Mitte der großen Becken ziemlich rasch senken. So sind sie südlich vom kantabrischen Gebirge entwickelt, so begleiten sie beide Abfälle des kastilianischen Scheidegebirges, und zwar der Sierren von Guadarrama und Gredos.

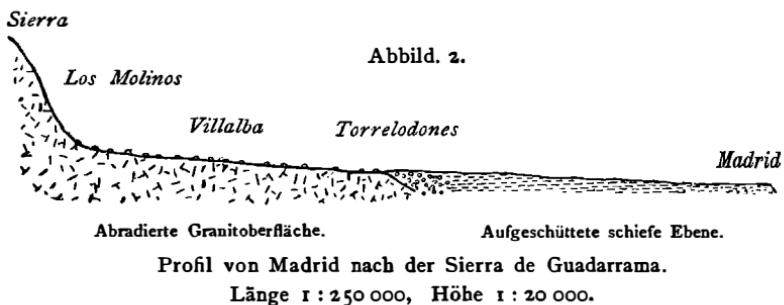
Die Zusammensetzung der schrägen Diluvialebene südlich der Sierra von Guadarrama ist in der Umgebung von Madrid bereits seit langem untersucht worden. Bei San Isidro, am rechten Ufer des Manzanares, also gegenüber der Stadt, werden die obersten 2—3 m mächtigen Partien des Diluvium als gelber, grusführender Ziegellehm ausgebeutet. Darunter folgen Sand und feiner Granitgrus, hier und da mit Einlagerungen eines zähen grünen Thones; zuunterst endlich stellt sich gröberes Gerölle ein. Fossilfunde charakterisieren die Folge als quartär. Man kennt solche von *Bos*, *Equus*, *Cervus elaphus*, *Rhinoceros* und *Elephas*; de Verneuil und Lartet ferner erkannten in den gelegentlich vorkommenden Feuersteinen paläolithische Werkzeuge¹⁾, und Casiano de Prado²⁾ hat später eine Anzahl von solchen abgebildet.

Weitere Aufschlüsse in der erwähnten schiefen Diluvialebene liefert die spanische Nordbahn nördlich von Madrid. Zunächst sieht man in den Eisenbahneinschnitten denselben gelben Lehm, wie bei San Isidro, dann aber trifft man auf Geröll, welches größer und größer wird, bis man unweit der Station Torre Lodones eine wahre Block-

¹⁾ De Verneuil et L. Lartet, Note sur un silex taillé trouvé dans le diluvium des environs de Madrid. Bull. Soc. Géol. de France (2) XX. 1862. S. 698. — De Verneuil, Sur le diluvium des environs de Madrid. Ebenda (2) XXIV. S. 499.

²⁾ Descripción de la provincia de Madrid. S. 186—194.

anhäufung erreicht. Auf den ersten Blick sieht dieselbe moränenähnlich aus, aber bei genauerer Betrachtung zeigt sie eine deutliche Schichtung, welche auch in der von Casiano de Prado¹⁾ gegebenen Abbildung des Aufschlusses deutlich erkennbar ist. Unweit davon hebt sich der Granit hervor, der hier mit zahllosen Blöcken bedeckt ist, sich aber zunächst nicht wesentlich über das Niveau des angrenzenden Gerölles erhebt, und vor dem Fuße der Sierra noch einen Teil der schrägen Ebene von Neu-Kastilien bildet. Alles in allem hat man es mit einem riesigen flachen Schuttkegel von Trümmern der Sierra zu thun, welcher sich am Fuße derselben erstreckt, so etwa wie der Deckenschotter über das nördliche Alpen-Vorland gebreitet ist. Während aber der Decken-



schotter von tiefen Thälern zerschnitten wird, liegt der Sierra-Schutt unzerholt da, und während jener höchstens grob mittelkörnig wird, geht der Sierra-Schutt in eine Blockanhäufung über, der man, falls sie nicht ausgezeichnet geschichtet wäre, einen glacialen Ursprung zuschreiben könnte. Mit Moränen kommt der Sierra-Schutt jedoch nirgends in Berührung, während der subalpine Deckenschotter in solche übergeht (s. Abbild. 2).

Ganz analog sind der Beschreibung nach die Diluvialgebilde nördlich der Sierren von Guadarrama und Gredos, sowie südlich des kantabrischen Gebirges in den Provinzen Leon, Palencia und Zamora. Überall hat man es mit großen flachen Schuttkegeln zu thun; und mit der Ursache von deren Anhäufung haben sich spanische Geologen mehrfach beschäftigt. Im allgemeinen ist dabei der Standpunkt vertreten worden, den bereits Casiano de Prado innehatte, nämlich dass bedeutende Wassermassen die Sierren gleichsam abwuschen und den Schutt in die Vorländer verfrachteten²⁾. Die Annahme von

¹⁾ Ebenda S. 166.

²⁾ a. a. O. S. 174. De Cortázar, Descripción de Valladolid S. 143. Descripción de Segovia. S. 197.

Gletscherwirkungen wird dabei nicht als unbedingt ausgeschlossen, aber als schwer erweisbar angesehen. Casiano de Prado sagt direkt, dass man in der Sierra de Guadarrama weder ordentliche Moränen noch Blocklehmbefunde gefunden habe¹⁾; von einigen Stellen zählt er jedoch Blöcke auf, die als erratisch gelten können. Baysselance²⁾ hingegen bemerkte längs der Eisenbahn am Abfall der Sierra zwischen den Stationen Torre Lodones und Avila zahlreiche Rundhöcker und Gletscherschliffe.

Diese letztere Beobachtung vermag ich nicht zu bestätigen. Man sieht am Nordabfall der Sierra bei Cercedilla und bei El Escorial zwar zahlreiche einzelne riesige Granitblöcke und auch manchen runden Felsbuckel, allein allenthalben handelt es sich hier nur um die bekannten, sackförmigen Verwitterungsgestalten des Granit, nirgends kommen echte erratische Blöcke oder zweifellose Gletscherschliffe vor. Allerdings finden sich auf den Granitklippen gar nicht selten jene Steinschüsseln, welche gelegentlich für Riesentöpfe angesehen worden sind, und auf Grund deren Berendt³⁾ jüngst auf eine ausgedehnte Vergletscherung des Riesengebirges schloss. Allein es handelt sich hierbei gewiss nur, wie bereits Casiano de Prado⁴⁾ erkannte, um Verwitterungsgebilde, welche den Tafoni Corsicas an die Seite zu stellen sind. Was aber die Grobkörnigkeit der Diluvialschichten anbelangt, so darf man aus ihr allein gewiss nicht auf glacialen Ursprung schließen. Jeder sichere Beweis für eine Vereisung des Fußes der Sierra fehlt. Dagegen finden sich Spuren alter Gletscher in ihrem Innern, und zwar, wie so häufig in den Alpen und den deutschen Mittelgebirgen, in der Nachbarschaft der kleinen Bergseen, welche auch die Sierra de Guadarrama zieren, und auf Grund deren bereits 1884 die Vergletscherung derselben gemutmaßt wurde⁵⁾.

Die Sierra de Guadarrama gipfelt südöstlich des bekannten Lustschlosses von San Ildefonso oder La Granja, wo zwischen dem nach Nordosten führenden Längsthal von Valsaín und dem bedeutenderen Parallelthal des Lozoya der Carpetanos-Rücken zu der 2385 m hohen Peñalara anschwillt. Eine breite, sanft gewölbte Gipfelfläche fällt nach Süden und Osten steilwandig ab, und zieht sich nach Norden in einen leicht

1) a. a. O. S. 164.

2) Quelques traces glaciaires en Espagne. Annuaire Club Alpin Français. 1883. S. 410.

3) Spuren einer Vergletscherung des Riesengebirges. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geolog. Landesanstalt. XII. 1891. S. 137.

4) a. a. O. S. 70.

5) Penck, Geographische Wirkungen der Eiszeit. Verhdgn. des IV. Deutschen Geographentages. 1884. S. 66 (Karte).

passierbaren Grat aus. Unter den Ostwänden liegen in 200 m die vielbesungenen Lagunen der Peñalara, welche die Quellbäche des Lozoya speisen. Es sind keine Kar-Seen, sondern kleine Tümpel, die meist in Felsen eingesenkt, sich auf einer breiten Gehängestufe erstrecken. Nach dem Lozoya-Thal hin werden sie von einem langen Moränenwall umgürtet, welcher in einzelnen Bogen gegen Osten vorspringt; der zwischen ihnen auftretende Fels zeigt hier und da Gletscherschliffe, welche N 80° O laufen. Die Endmoräne zieht sich als ein etwa 40 m hoher steiler blockbesäter Damm südwärts und umrandet das Becken eines in 1780 m Höhe gelegenen erloschenen Sees, biegt dann westwärts um, wo unter den Südwäldern der Peñalara zwei weitere erloschene Seen in 1860 und 1940 m Höhe liegen.

Eine ähnliche Gehängestufe, wie sie östlich der Peñalara auftritt, findet sich auch gegen La Granja hin, dieselbe lag außerhalb meines Weges; ich muss daher offen lassen, ob auch der Westabfall jenes Gipfels vergletschert gewesen ist. Sicherlich aber erstreckten sich die Gletscher nicht in die Thäler herab. Nirgends, selbst nicht nahe am Hintergehänge des Valsain sah ich Moränen, und mit der geschilderten Endmoräne hören auch die erratischen Blöcke mit einem Mal auf.

Es müssen sehr kleine Gehängegletscher von wenigen hundert Meter Länge gewesen sein, die sich an den Ostabfall der Peñalara legten, eher steilen Schneefeldern mit einem Eisfuß, als echten Eisströmen vergleichbar. Da nun kleine Gletscher sich nirgends weit aus dem Bereich des ewigen Schnees herausstrecken, so muss die eiszeitliche Schneegrenze nicht weit von ihrem Rand gelegen gewesen sein, und dürfte sich in etwa 2000—2100 m befunden haben. Heute liegt sie hoch über den Gipfeln der Sierra; dieselbe birgt nirgends dauernde Schneeflecken, wohl aber werden für die Bedürfnisse des Hofes von San Ildefonso auf der Nordseite der Peñalara Schneereste durch Überstreuen mit Sägespänen bis in den Herbst hinein konserviert. Ich traf solche in etwa 1800 m Höhe. Auch die der Sierra de Guadarrama benachbarte, auf 2650 m Höhe ansteigende Sierra de Gredos wird alljährlich durchaus schneefrei, und es liegt daher kein Grund vor, die heutige Schneegrenze im mittleren Spanien in geringerer Höhe zu suchen, als nach ihrem Auftreten am Südabfall der Pyrenäen und auf der Serra Nevada von Granada erwartet werden kann, nämlich in über 3000 m Höhe. Darnach liegt heute die Schneegrenze im mittleren Spanien um 1000 m höher, als zur Zeit der Gletscher der Peñalara. Nun hat sich in Mittel-Europa die Eiszeit allenthalben als eine Epoche erwiesen, in welcher die Schneegrenze um mindestens 1000 m tiefer lag als heute; die kleinen Gletscher der Peñalara führen sich daher auf eine ebensolche Depression der Schneegrenze zurück,

wie die Gletscher der deutschen Mittelgebirge, und müssen, trotz ihrer Kleinheit, gleich jenen als eiszeitliche Gebilde gelten.

Echte Gletscherspuren sind bereits auf dem westlichsten Glied der kastilischen Scheidegebirge gefunden worden. A. de Vasconcellos Pereira Cabral entdeckte 1883, dass die Serra da Estrella in beträchtlichem Umfang vereist gewesen ist. Seine diesbezüglichen Beobachtungen wurden aber erst 1887 veröffentlicht¹⁾, nachdem schon 1884 auf Grund der in jenem Gebirge vorhandenen Seen auf eine ehemalige Vergletscherung desselben geschlossen worden war²⁾. Vasconcellos fand zahlreiche Gletscherschliffe im Thal der Lagoa comprida, also auf der Westseite der Serra bis zu jenem See (1525—1550 m) herab. Er verzeichnete erratische Blöcke im Valle de Conde in 1500 m Höhe, und entdeckte namentlich im oberen Thal des Zezere außer Gletscher-Schliffen und -Blöcken auch einen großen Endmoränenwall, den von Apertado, dicht oberhalb der Mündung des Torrente da Candieira, in nur 1200 m Höhe, als Rest eines mindestens 3 km langen echten Thalgletschers. Auch weiter unterhalb bemerkte er noch zahlreiche Moränen-Ablagerungen, namentlich in der Umgebung des Dorfes Manteigas bis zu einer Örtlichkeit Vargem do Crasto, worauf sie mit einem Mal aussetzen; gleichwohl sieht Vasconcellos auch noch die am Fuße des Gebirges bei Valhelhas, 26 km unterhalb der Quellen des Zezere auftretenden Ablagerungen als Moränen an. Mag vielleicht die letztere Annahme als noch nicht recht sicher begründet erscheinen, so muss man doch schon aus den Moränen unterhalb Manteigas auf einen nahezu 15 km langen, bis unter 700 m Höhe herabsteigenden Gletscher, also auf eine sehr tiefe Lage der Schneegrenze schließen. Liegt doch die Umwallung des Zezere-Thals nicht höher als in 1700 m, sodass sich sein Gletscher unter ganz ähnlichen orographischen Bedingungen wie der des Saison-Thales in den Pyrenäen entwickelte, was auf eine gleiche Lage der Schneegrenze, also in etwa 1350—1400 m Höhe, schließen lässt. Bedeutend höher kann aber auch die Schneegrenze nicht gelegen haben, als der Gletscher den Moränenwall von Apertado aufbaute, denn auch in diesem Fall war seine Umrahmung nur 1700 m hoch, was angesichts des Endes in 1200 m Höhe auf eine Lage der Schneegrenze im Niveau von 1500 m deuten würde. Unter allen Umständen lag also in dem westlichsten Ausläufer der kastilischen Scheidegebirge die Schneegrenze nennenswert, mindestens 500—600 m tiefer, als über der central gelegenen Sierra de Guadarrama. Genau ebenso wie in den

¹⁾ Traces d'actions glaciaires dans la Serra d'Estrella. Communic. da Commiss. dos Trabalhos geologicos de Portugal. I. Lisboa. 1887. S. 189.

²⁾ Penck, Geographische Wirkungen der Eiszeit A. a. O.

Pyrenäen senkte sich in der mittleren Breite der Halbinsel die eiszeitliche Schneegrenze nach dem Ozean hin, was die heutige Norwegens gleichfalls thut.

Nachdem die Mutmaßung sich bestätigt hat, daß die Bergseen der Sierra de Guadarrama gleich jenen der Serra da Estrella mit dem Glacial-Phänomen in Beziehung stehen, ist es wohl gestattet, dasselbe von den übrigen ähnlich gelegenen Bergseen der Pyrenäen-Halbinsel anzunehmen. Man kennt solche auf der Sierra de Gredos. Unweit des 2650 m hohen Plaza de Almansor befindet sich in einem Kare die Laguna de Gredos, 2097 m hoch, von welcher Donayre eine Abbildung mitteilt¹⁾; ein weiterer Bergsee ist die in 2295 m Höhe gelegene Laguna Cimera. Hiernach dürfte die eiszeitliche Schneegrenze in der Sierra de Gredos etwa in derselben Höhe gelegen gewesen sein wie in der östlich benachbarten Sierra de Guadarrama. Einen Grad weiter nördlich besitzt die der portugiesischen Grenze benachbarte Sierra Segundera Bergseen. Das Gebirge erhebt sich im Alto de Moncalvo auf 2047 m, in seinem Innern birgt es die Seen de la Yegua (1726 m) und de Lacillos (1720 m), an seinen Fuß gerückt ist der 11,25 qkm messende, im Mittel 45 m tiefe Lago de Sanabria (oder de Tera, de Benavente, de Conde, de Castañeda), in nur 1028 m Höhe. Puig y Larraz, welcher diese Gegend geologisch aufnahm, hat erratiche Blöcke und Felsschliffe in der Umgebung der Seen beobachtet²⁾. Alle diese Erscheinungen weisen auf ein ähnlich tiefes Niveau der eiszeitlichen Firmlinie, wie es in der Serra da Estrella wahrgenommen wurde, nämlich auf höchstens 1500 m. Gleichfalls unter 41° Nord liegt mehr im Innern die jüngst von Palacios³⁾ untersuchte, mit 2259 m gipfelnde Sierra de Urbion mit der Laguna Negra (1753 m) und der Laguna Laga (1871 m). Das Gebirge selbst besteht aus unterer Kreide; es liegen daher keine Karstseen, sondern mutmaßlich glaciale Bergseen vor, welche auf eine etwas tiefere Lage der Schneegrenze, als in der Sierra de Guadarrama beobachtet, folgern lassen. Man kann dieselbe auf etwa 1900—2000 m Höhe schätzen. Die weiter östlich gelegene, im Cerro de San Miguel mit 2315 m gipfelnde Sierra de Moncayo endlich besitzt keinen Bergsee. Ihr Gipfel ist nach den Schilderungen des Grafen Saint-Saud⁴⁾ gewölbt und weicht von

¹⁾ Descripción física y geológica de la provincia de Avila. Mem. Com. Map. Geológ. de España. Madrid 1879.

²⁾ Descripción física y geológica de la provincia de Zamora. Mem. Com. Map. Geológ. de España. XI. 1883. S. 133.

³⁾ Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria. Mem. Com. Map. Geológ. de España. 1890.

⁴⁾ Le Moncayo. (Aragon et Castille) Annuaire Club Alpin. Français. XVII. 1890. S. 253.

Hochgebirgsformen durchaus ab. Mutmaßlich ragte dies Gebirge gar nicht oder nur sehr wenig in die glaciale Schneegrenze hinein, deren Höhe sohin auf etwa 2200—2300 m zu veranschlagen ist. Es wiederholen sich also auch unter 42° N in Spanien Anzeichen für ein Sinken der eiszeitlichen Schneegrenze in der Richtung nach dem Ozean hin.

Namentlich durch Willkomm¹⁾ sind Bergseen auch aus dem südlichsten der spanischen Hochgebirge, der Sierra Nevada von Granada bekannt geworden. Dieselben liegen in den zirkusartig erweiterten Thalwurzeln der Thäler der Hoch-Sierra in 2600—2900 m, also, wie überdies aus Einzelschilderungen hervorgeht, in echten Karen. Von Spuren einer ehemaligen Vergletscherung berichtet Willkomm nichts. Nach Hellmann²⁾ giebt es überhaupt keine Glacial-Ablagerungen in der Sierra, und auch R. v. Drasche³⁾ begegnete solchen im allgemeinen nicht, er bildet jedoch einen Felsschliff vom Camino de los neveros ab, welcher recht wohl ein Gletscherschliff sein könnte. Dagegen ist nach Rey-Lescure⁴⁾ die Sierra reich an Moränen und Gletscherschliffen, und Schimper⁵⁾ ließ sogar die Gletscher bis aus dem Gebirge heraus, bis Granada wandern, wo sie die Alhambra-Konglomerate aufschütten sollen.

Prachtvoll schöne Tage, welche ich verwenden wollte, um zur Klärung dieser Widersprüche beizutragen, musste ich, weil ich von Gibraltar aus einen englischen Dampfer benutzt hatte, im Oktober 1892 vor Málaga der Cholera halber in Quarantäne liegen, und als ich darauf nach Granada kam, ließ die Witterung keinen Abstecher in die Sierra mehr zu. Ich konnte mich lediglich vergewissern, dass in der Nähe der Hauptstadt Hoch-Andalusiens gewiss keine Gletscherspuren vorkommen, und dass das Alhambra-Konglomerat zweifellos eine fluviatile Ablagerung ist. Ob jedoch dies Konglomerat, wie Drasche, Gonzalo y Tarin⁶⁾ und Guillemin-Tarayre⁷⁾ annehmen, diluvial

¹⁾ Vgl. Stein-Wappäus, Handbuch der Geographie und Statistik. 7. Aufl. Bd. III. 2. Leipzig 1862—71. S. 20. — Aus den Hochgebirgen von Granada. Wien 1882.

²⁾ Der südlichste Gletscher Europas. Verhdlgn. d. Gesellsch. f. Erdk. z. Berlin VIII. 1881. S. 362 (365).

³⁾ Geologische Skizze des Hochgebirgsteiles der Sierra Nevada in Spanien. Jahrbuch d. K. K. Geolog. Reichsanstalt. XXIX. 1879. S. 93.

⁴⁾ Note sur la géologie générale de l'Espagne. Bull. Soc. Géol. de France. (3) IX. 1880/81. S. 346.

⁵⁾ Voyage géologique et botanique au Sud d'Espagne. l'Institut. 1849.

⁶⁾ Reseña física y geológica de la provincia de Granada. Bol. Com. Map. Geol. de España. VIII. 1884. S. 1.

⁷⁾ Sur la constitution minéralogique de la Sierra Nevada de Grenade. Compt. Rend. Acad. de Paris. C. 1885. S. 1231.

ist, oder ob es, wie Bertrand und Kilian¹⁾ meinen, obermiocän ist, vermag ich nicht zu entscheiden. Bertrand und Kilian stützen ihre Ansicht durch den Hinweis auf eine Wechsellagerung der von ihnen mit dem Alhambra-Konglomerate identifizierten Blockformation und marinen Mergeln, welche sie zwischen Quentar und Granada wahrnahmen. Ich konnte auch diese Stelle nicht besuchen. Der petrographische Habitus der Ablagerung macht den Eindruck einer recht jungen Bildung.

Die Mutmaßung liegt nahe, dass die Sierra während der Eiszeit vergletschert war, und dass ihre Lagunen gleich den Kar-Seen der Alpen glacialen Ursprungs sind, da sich am Aufbau der Hoch-Sierra keine Kalke beteiligen, an welche sich Dolinen-Seen knüpfen könnten. Die Frage aber bleibt offen, ob jene Lagunen gleich denen der Sierra de Guadarrama dem Maximalstand der Vergletscherung entsprechen, oder gleich jenen der Alpen einem Rückzugsstadium. Im ersten Fall würde man für die Höhe der glacialen Schneegrenze in der Sierra Nevada mehr als 3000 m anzusetzen haben, also rund 1000 m höher als in der nur 4° weiter nördlich gelegenen Sierra de Guadarrama suchen müssen, was wohl kaum als wahrscheinlich gelten kann. Es wird daher eine Untersuchung der glacialgeologischen Verhältnisse von Granada noch wichtige Aufklärungen über die Lage der Schneegrenze im südlichen Spanien gewähren, und damit auch aufhellen, ob wie Hooker und Ball meinen, K. v. Fritsch aber bezweifelt, der Hohe Atlas stark vergletschert gewesen ist. Wenn unter 41° N. die nicht einmal 2000 m hohe Serra da Estrella große Gletscher trug, wird man von dem zwar 10° weiter südlich, aber in ähnlicher Meernähe gelegenen und auf 4500 m ansteigenden Hohen Atlas wohl annehmen dürfen, dass auch er Gletscher trug; eine sichere Stütze aber würde diese Mutmaßung erst gewinnen, wenn die etwa halbwegs zwischen beiden Gebirgen befindliche Sierra Nevada sich gleichfalls als einstmals stark vereist erweisen würde.

Für den nördlichen Teil der Pyrenäischen Halbinsel kann jedenfalls eine relativ tiefe Lage der glacialen Schneegrenze als sicher gelten. Im Innern und am Mittelmeer über 2000 m hoch gelegen, senkte sich dieselbe rasch zum Atlantik, unfern dessen Gestaden sie in den Pyrenäen in etwa 1300 m, in der Nähe von Lissabon in höchstens 1500 m zu suchen war. Einer ähnlich tiefen Lage der Schneegrenze begegnet man am Atlantik gegenwärtig etwa in der Breite von Hoch-

¹⁾ Mission d'Andalousie. Études sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga. Mém. prés. par divers savants à l'Acad. des Sc. Paris. 1889. XXX. S. 491.

Schottland (57° N), dessen 1343 m hoher Ben Nevis noch keinen ewigen Schnee trägt. Im Binnenland aber trifft man die Höhenlage der Schneegrenze, welche der glacialen von Mittel- und Ost-Spanien entspricht, erst nördlich der Alpen, an deren Rand das Firnmeer nicht unter 2500 m herabsinkt. Etwa über den deutschen Mittelgebirgen, also unter 50° N, sowie über dem mittleren Ural unter 57° N liegt heute die Schneegrenze so hoch, wie einst über der Sierra de Guadarrama.

Bekanntlich sind es zwei Momente, welche die Lage der klimatischen Schneegrenze an irgend einem Ort bestimmen, nämlich deren Temperatur- und deren Niederschlags-Verhältnisse. Sinkt die erstere oder steigt sich der Schneefall, so sinkt die Schneegrenze. Die tiefe Lage der Schneegrenze in Spanien kann also theoretisch die Folge niedriger Temperatur oder reichlicher Niederschläge sein. Die gegenwärtigen Niederschlagsverhältnisse auf der Halbinsel ermöglichen zwischen beiden Annahmen zu wählen. Die Serra da Estrella gehört zu den regenreichsten Gebieten Europas; eine an ihrem Nordabfall in 1441 m Höhe gelegene Station hat eine Niederschlagsmenge von 3,9 m im Mittel von fünf Jahren geliefert¹⁾ und dabei verläuft die Schneegrenze über den beinahe 2000 m messenden Gipfeln der Serra. Eine solch außergewöhnlich grosse Niederschlagsmenge im inneren Spanien würde daher noch nicht genügen, um die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze auf der Sierra de Guadarrama, an deren Abfall heute kaum 1 m Niederschlag fällt²⁾, zu erklären. Wie gross nun müfsten gar die Niederschlagsmengen gewesen sein, welche zur Erklärung der überaus tiefen Lage der eiszeitlichen Schneegrenze auf der Serra da Estrella nötig wären, ohne dass man zugleich auch zur Annahme einer Temperaturniedrigung greift! Genügt gegenwärtig noch nicht ein Regenfall von 3,9 m jährlich, um die Serra in ewigen Schnee zu tauchen, so müfste man, um einen Gletscher von der Ausdehnung des alten Eisstromes im Zezere-Thal zu erklären, eine Niederschlagsmenge von 7—10 m annehmen, also Werte, die den höchsten ausnahmsweise auf der Erde beobachteten nahe kommen würden, und die also keinesfalls als wahrscheinlich gelten können.

Viel weniger Ungereimtheiten bringt die Annahme einer niederen Temperatur zur Erklärung der Eiszeit Spaniens mit sich. Man hätte,

¹⁾ Vgl. J. Hann, Die größten Regenmengen in Österreich. Met. Zeitschr. 1894. S. 189 und Hellmann, Die Regenverhältnisse der Iberischen Halbinsel. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk. zu Berlin, 1888. S. 307 (319).

²⁾ In San Ildefonso (1191 m) wurden im Mittel 900 mm gemessen. D. de Cortázar, Decr. de la prov. de Segovia. Bol. Com. Mapa Geol. 1891. S. 71.

um dieselbe zu erklären, an den Nordküsten der Halbinsel, lediglich die Temperaturverhältnisse jener Gestadeländer des Atlantik zu supponieren, in welchen die Schneegrenze heute so tief wie vordem an den Gestaden der Halbinsel lag, nämlich die von Mittel-Schottland; hier ist die Schneegrenze bei genau der gleichen Niederschlagsmenge¹⁾, welche die Serra da Estrella geniesst, in der Höhe zu suchen, in der sie während der Eiszeit im letzteren Gebirge lag. Man hätte sohin eine Temperatur-Erniedrigung von $4,5^{\circ}$ — 5° C. anzunehmen, zu welchem Wert bereits mehrfach Schätzungen auf anderem Wege gelangt sind. Diese Temperatur-Erniedrigung während der Diluvialperiode ist geringer als die Temperatur-Erhöhung, welche für Mittel-Europa in der Miocän-Epoche anzunehmen ist. Aber während sich die Temperatur-Änderung während des Miocäns durch Annahme einer Verschiebung der Klimagürtel um 12° polwärts erklären lässt, setzt die Eiszeit eine solche um 14° äquatorwärts voraus.

Wenn an den spanischen Küsten während der Eiszeit ein britisches, im Innern des Landes ein mitteleuropäisches Klima herrschte, so musste bei den Erhebungsverhältnissen des Landes ein grosser Teil von dessen Oberfläche über der Waldgrenze gelegen gewesen sein, sodass eine starke Abspülung in den höheren und eine beträchtliche Anschwemmung in tieferen Gebieten stattfand. Man wird daher wohl einen Teil der spanischen Diluvialgebilde als fluviatile Ablagerungen aus der Eiszeit zu betrachten haben.

Zu den Glacialbildungen Mittel-Europas gesellen sich bekanntermassen interglaciale, vor allem der Löss. Derselbe fehlt auf der Pyrenäen-Halbinsel. Ich sah ihn nirgends in den Ebenen Neu- oder Alt-Kastilien, weder im Ebro-Land noch in der andalusischen Senke, wo man nach der Art seines Auftretens in Mittel-Europa doch erwarten sollte, ihn selbst von der Eisenbahn aus zu bemerken; ich beobachtete ihn auch weder an den Flanken der Sierra de Guadarrama noch bei Granada, und fand seiner auch nicht in der geologischen Literatur über Spanien erwähnt. Dieser auffällige Mangel dürfte sich auf die klimatischen Verhältnisse der Interglacial-Zeiten zurückführen lassen. Dieselben waren jedenfalls etwas wärmer als die Gegenwart, und Mittel-Europa hatte daher, entsprechend seiner kontinentalen Lage, verhältnismässig trockenes Klima; es war in das Bereich der grossen kontinentalen Steppenregion mit winterlicher Trockenheit einbezogen, deren Ausläufer sich ja gegenwärtig bis an seine Grenzen erstrecken. Als Steppenstaub kam in ihm der Löss zur Ablagerung. Wenn nun

¹⁾ Hann, Meteorologie des Ben Nevis. Meteorologische Zeitschrift. 1892. S. 455 (469).

auch die Pyrenäen-Halbinsel etwas wärmer als gegenwärtig war, ward sie zugleich doch nicht ihrer maritimen Lage verlustig, ihre nördlichen Partien genossen etwa das Klima ihres Südens und dieser das des nördlichen Marokko, welches bis zum Parallel von Fes mindestens ebenso regenreich wie Andalusien ist. Aber wenn auch der Eindruck Spaniens der eines Steppenlandes ist, so kommt doch gegenwärtig dort ebenso wenig Steppenstaub zur Ablagerung wie im nördlichen Marokko. Die kräftigen Winterregen schwemmen das feine äolische Sediment des Sommers fort und hindern dessen Anhäufung. Ganz anders in den kontinentalen Steppengebieten, welche einen spärlichen Regenfall im Früh- oder Spätsommer erhalten und im Winter trocken sind. Der vom Frost gelockerte Boden wird hier nicht verschwemmt, sondern nur verweht, und wenn der Frühsommerregen beginnt, überzieht sich das Land mit einem dichten Pflanzenkleid, das es vor Abschwemmung schützt. In der That sind die gegenwärtigen Gebiete subaërischer staubiger Sedimentation auf die winterdürren Kontinental-Steppen beschränkt und fehlen den Steppenländern im Bereich subtropischer Winterregen. Welche Ablagerungen in Spanien für den Löss auftreten, ob dieselben in der That, wie nach dem vorangehenden zu mutmaßen, sich den gegenwärtig im Land entstehenden Kontinentalgebilden eng anschließen, werden spätere Untersuchungen zu zeigen haben.

In der Entwicklungsgeschichte der Pyrenäischen Halbinsel spiegeln sich zwei Zeiten erheblicher Verschiebungen der Klimaregionen, welche bereits als solche in Mittel-Europa längst bekannt sind. Während der Miocän-Epoche herrschten klimatische Zustände, welche man gegenwärtig zwölf Grade weiter südlich antrifft, während der Eiszeit Temperaturen, denen man heute vierzehn Grad weiter nördlich begegnet. Gleiches gilt für Mittel-Europa, und die Unterschiede, die in den klimatischen Verhältnissen beider Länder herrschten, entsprechen seit der Miocän-Epoche den heutigen, welche durch die Verschiedenheit in der geographischen Lage beider bedingt sind. Hiernach ergiebt sich eine Amplitude von 26° , also fast drei Zehntel des Meridian-Quadranten, innerhalb welcher sich die Klimazonen verschoben haben. Dieser Nachweis aber beschränkt sich auf einen Meridianstreifen von 15° , also ein Vierundzwanzigstel des Erdumfanges, und bevor eine sichere Erklärung der einschlägigen Erscheinungen zu erwarten ist, muß bekannt sein, wie sich dieselben in periodischen Gebieten abspielten.
