Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern
Band: - (1934)

Artikel: Die Seen der Pyrenäen
Autor: Nussbaum, F.
Kapitel: C: Die Entstehung der Pyrenäenseen
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-319373

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

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

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

Download PDF: 11.12.2025

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

Wie wir schon bei der allgemeinen Uebersicht festgestellt haben, bevorzugen auch die hier aufgeführten Seen in weit überwiegender Mehrheit den Granit als Sohle und Beckenumrahmung; dabei spielt die Tiefe keine Rolle. Von den tiefsten Seen kommen sowohl im Granit wie im Gneiss und in Schiefern vor.

Eine weitere wichtige Frage ist die nach der Natur der stauenden Schwelle.

Nur von einer geringen Anzahl Pyrenäenseen ist bekannt, dass sie durch Moränen gestaut werden. Dies gilt beispielsweise von den kleinen Talseen von Lourdes, Barbazan und St. Pé d'Ardet; ferner führt A. PENCK den Lac d'Oncet am Pic du Midi de Bigorre als Moränensee an; als ein solcher ist der auf hoher Terrasse gelegene Estan de Engolasters im Tal des Valira de Andorra zu bezeichnen. Ohne Zweifel sind sehr viele der kleineren und wenig tiefen Seen in diese Gruppe einzureihen; aber, wie angedeutet, es fehlen nähere Angaben. Dass der Lac d'Estaing durch Bergsturzschutt abgedämmt worden sei, wird von A. DELEBECQUE vermutet (Lit. 34, p. 340).

Wiederum zeigt sich aus der Tabelle 7, dass die grosse Mehrheit der untersuchten Seen mit einer aus Fels bestehenden Schwelle versehen ist, und zwar befinden sich darunter alle tieferen Seen. Wir haben es demnach hier mit echten Felsbecken zu tun.

Diese Tatsache ist nun von ganz besonderer Wichtigkeit; denn es erhebt sich dementsprechend die schon häufig erörterte Frage nach der Entstehung dieser Felsbecken. Da in dieser Frage die Meinungen noch sehr weit auseinandergehen, haben wir uns vorgenommen, sie ebenfalls aufzugreifen und sie einer näheren Untersuchung zu unterziehen.

C. Die Entstehung der Pyrenäenseen

I. Die Verschiedenheiten der Meinungen

Die Frage der Seebildung ist eine der am häufigsten diskutierten Fragen der allgemeinen Geographie, bezw. der Morphologie des Landes. Gerade in unserem an Seen reichen Lande ist dies Thema sehr lebhaft erörtert worden, und die Verschiedenartigkeit der schweizerischen Seebecken, nach Lage, Gestalt und Grösse,

hat es mit sich gebracht, dass die Frage nach ihrer Entstehung heute noch nicht völlig abgeklärt ist.

Nachdem man allgemein zur Auffassung gekommen war, dass die Alpenseen in Erosionstälern liegen, also mit tektonischen Vorgängen nicht in direktem Zusammenhang stehen, gelangte man zur Unterscheidung zwischen natürlichen Stauseen und Felsbeckenseen; viele der kleinen Seen konnten auf Stauung durch Moränen eiszeitlicher Gletscher oder durch Bergsturzschutt zurückführen. Für die Felsbecken wurden verschiedene Entstehungsmöglichkeiten ins Auge gefasst:

In Kalkstein eingetiefte Becken können sich durch chemische Vorgänge (Lösung) bilden, wobei auf diese Weise entstandene Dolinen durch Absatz von Lehm bezw. Grundmoräne undurchlässig wurden. Kleinere und wenig tiefe Felsbecken aus undurchlässigen Gesteinen wurden auf glaziale Erosion zurückgeführt, wofür auch die namentlich in der Umgebung von Pass-Seen reichlich vorhandenen Gletscherschliffe und Felsrundbuckel zeugen (Grimsel, Gotthardpass, Bernardinopass). Grössere Schwierigkeiten bieten jedoch die grossen Tal- und Randseen der Alpen; nach ALB. HEIM und seinen Schülern sollen sie infolge der Rücksenkung des Alpenkörpers aus Flusstälern mit rückläufigem Gefälle entstanden sein, während mehrere andere Forscher sie als durch Gletschererosion eingetiefte Zungenbecken erklären.

Bis zur Stunde stehen sich die Meinungen gegenüber. Für die Entstehung der Seen durch Gletschererosion spicht die geographische Tatsache, dass auch in mehreren andern ehemals vergletscherten Gebirgen grosse Talseen vorkommen, wie in Skandinavien, in den nord- und südamerikanischen Hochgebirgen, den Neuseeländischen Alpen, in Schottland usw.

Da in den Pyrenäen jene grossen Tal- und Randseen fehlen, die Hypothese vom Rücksinken des Gebirgskörpers nicht in Betracht kommt und man es hier ausschliesslich mit relativ kleinen Seen zu tun hat, sollte man meinen, dass hier die Frage nach der Entstehung der Seen keine Diskussion veranlassen würde und man in dieser Hinsicht rasch zu einer Einigung gekommen sei. Aber das Gegenteil ist der Fall; auch hier besteht der Kampf der Meinungen, wie wir in der Einführung bereits angedeutet haben.

Dass die Pyrenäenseen, soweit es sich um Felsbecken handelt, von den eiszeitlichen Gletschern ausgeschliffen worden seien, ist

bereits 1883 von ALB. PENCK behauptet und mit treffenden Tatsachenhinweisen, wie Lage zu den eiszeitlichen Gletschern, Vorkommen von Gletscherschliffen und Rundbuckeln, begründet worden.

Um so mehr befremdet der Umstand, dass selbst so ausgezeichnete Forscher und Kenner der Pyrenäen wie L. MALLADA, A. DELEBECQUE und E. BELLOC die Beckenbildung durch Gletschererosion ablehnen. So sagt der erstere (Lit. 58, p. 34):

„Segun algunos autores, los ibones ô lagos de los Pirineos debieron ser formados por la accion de los heleros; pero esta opinion es muy exagerada é incierta para la mayor parte, y es mas logico suponerlos producidos por las dislocaciones de los terrenos . . .“

A. DELEBECQUE hat sich wie folgt geäussert (Lit. 34, p. 335):

„Nous savons bien qu'un glacier peut, par l'intermédiaire de cailloux qu'il charrie dans sa moraine profonde, user son lit, soit en le polissant, soit en le striant; mais il y a loin de là à creuser des gouffres de 120 mètres de profondeur comme le Lac Bleu, de 100 mètres comme le lac de Caïllaouas, de 85 mètres comme le lac d'Artouste, de 72 mètres comme le lac de Naguille, de 67 mètres comme le lac d'Oo.“

In andern Gletschergebieten gibt es zahlreiche sehr viel tiefere Seen, die unzweifelhaft durch die Gletschererosion entstanden sind, so z. B. in den Alpen, in Skandinavien, in Nordamerika. Aber was bei den Pyrenäen auffällig erscheint, ist der Umstand, dass die hier genannten tiefen Seen in den Gebieten relativ kleiner, diluvialer Gletscher liegen, welchen man offenbar eine solche Ausschleifungswirkung nicht zutraut.

DELEBECQUE sieht eine Möglichkeit der Bildung von Seebecken in der starken chemischen Verwitterung, im Kaolinisierungsprozess des Granites, wobei die Gletscher als Verfrachtungsmittel eine Rolle gespielt hätten. Damit wird aber die Entstehung der in Schiefer eingetieften Becken nicht berücksichtigt.

In ähnlicher Weise hat sich auch E. BELLOC geäussert (Lit. 3):

Die Entstehung der Seen sei auf verschiedene Ursachen zurückzuführen, in erster Linie auf die ungleiche Verwitterung des Gesteins, sodann, wie MALLADA andeutete, auf lokale Einstürze einzelner Gebiete, teilweise auch auf Stauung durch Moränen. Immerhin muss der um die Erforschung der Pyrenäenseen zweifellos sehr verdiente Forscher zugestehen, dass die Moränen bei vielen Seen nur eine geringe Mächtigkeit besitzen und dass die hinter ihnen liegenden Vertiefungen grösstenteils Felsbecken seien. Aber

trotzdem er auch die abschleifende Wirkung der diluvialen Gletscher an den die Becken abschliessenden Felsriegeln beobachtet und einlässlich beschrieben hat, lehnt er die glaciale Entstehung der betreffenden Becken ab. Er kommt sogar zu der vollständig entgegengesetzten Auffassung, dass nämlich die Gletscher die Seebecken vorgefunden und dann grossenteils mit ihren Schuttmassen (Moränen) aufgefüllt hätten. Für die sämtlichen Seen, die E. BELLOC vermessen und in Profilzeichnungen dargestellt hat, nimmt er demgemäss ganz beträchtliche glaciale Schuttmassen an, die über dem Boden der Felsbecken liegen sollen. So gibt er für den 46 m tiefen Boum del Cap del Port (beim Port de Venasque) eine Schuttmächtigkeit von 40 m, eine gleiche Mächtigkeit für den Lac d'Aumar an, und der 101 m tiefe Lac de Caïllaouas müsste vor der Eiszeit noch 70 m tiefer gewesen sein, wenn er nicht um so viel seither zugeschüttet worden wäre!

Man wird kaum bestreiten können, dass die Gletscher am Ende einer Eiszeit da und dort recht erhebliche Rückzugsmoränen abgelagert haben und dass in dieser Zeit auch Schutt auf den Boden der Seen abgesetzt worden sei; aber bezweifeln müssen wir, dass dies allgemein bei den Seen der Fall gewesen wäre und dass namentlich so mächtige Schuttmassen in den Seebecken zum Absatz gekommen seien, wie BELLOC annimmt. Wir haben über die Mächtigkeit dieser Ablagerungen grossenteils nur Vermutungen; aber es liegen direkte Beobachtungen in einigen Seen vor, die eine sehr bemerkenswerte Bodenbeschaffenheit aufweisen. So hat man bei verschiedenen Seen, die zum Zwecke der Ausnutzung der Wasserkräfte an ihrem Boden angebohrt und hierauf ganz oder teilweise entleert worden sind, nur ganz geringe Gletscherablagerungen vorgefunden. Wir verweisen hier zunächst auf die von uns gemachten Feststellungen am Lago Colomina (Lit. 71) und werden über solche Beobachtungen in einem späteren Abschnitt noch ausführlicher berichten.

Vorerst soll die Frage der lokalen Einstürze, sodann die des Zusammenhanges der Seen mit der Eiszeit allgemein erörtert werden.

Lokale Einstürze sind denkbar im Kalkgestein, wo durch Schlotbildung im Gebirge, bewirkt durch Lösungsvorgänge des einsikkernden Wassers, Höhlungen entstehen, die zu Einstürzen Veranlassung geben können. Wir haben in den Pyrenäen nur einen einzigen See, der als Dolinensee angesprochen werden kann, den 23,5 m tiefen Ibon de Bernatuero im Massiv des Vignemale-Mont-Perdu. Er liegt aber so hoch, dass der ihm zugehörige Gebirgskessel ebenfalls vergletschert gewesen sein muss, weshalb wir

hier an eine kombinierte Wirkung von Wasser und Gletscher bei der Bildung des genannten Sees denken können.

Die grosse Zahl der Seen, die eine beträchtliche Tiefe besitzen, befindet sich, wie wir bereits wissen, teils in Urgestein, teils in alten Schiefern, wo lokale Einstürze bisher nicht nachgewiesen worden sind. Ferner liegen diese Seen in Tälern, die während der Eiszeit von Gletschern bedeckt waren und die durch die eiszeitlichen Eismassen in deutlicher Weise umgeformt worden sind.

Wir haben nun die Fragen zu beantworten:

a) ob alle Seen der Pyrenäen in den Talwegen der eiszeitlichen Gletscher liegen oder nicht,

b) warum in den Pyrenäen die grossen Talseen fehlen.

Um auf diese Fragen antworten zu können, müssen wir vorerst einen Ueberblick über die ehemalige Vergletscherung der Pyrenäen werfen.

II. Die eiszeitliche Vergletscherung der Pyrenäen und die Seebildung

Hierüber geben am ersten die Arbeiten von ALB. PENCK, L. CAREZ, L. MENGAUD, H. OBERMAIER, W. PANZER, LUIS GARCIA-SAINZ und F. NUSSBAUM Auskunft (vergl. die Lit.). Von ALB. PENCK liegt eine Gesamtdarstellung der Eiszeit in den Pyrenäen vor, die aus dem Jahre 1883 stammt (Lit. 80). Seither sind verschiedene neue Untersucungen über einzelne Gebiete erschienen, die namentlich unsere Kenntnisse über die Vergletscherung der spanischen Abdachung der Pyrenäen ergänzten (OBERMAIER, PANZER, GARCIA-SAINZ, NUSSBAUM), während sich das Bild der Verbreitung der grossen Talgletscher auf der Nordabdachung nur wenig geändert hat.

Wir beginnen deshalb unsere Betrachtung mit den Verhältnissen auf der französischen Seite.

1. Die grossen Talgletscher der Nordabdachung.

In den grossen, nach Norden gerichteten Haupttälern, die ihren Ursprung am Hauptkamm der Pyrenäen nehmen, lagen in der Eiszeit 25—70 km lange Talgletscher, von denen mehrere bis zum Nordrand des Gebirges reichten; dies war der Fall in den Tälern

des Gave d'Ossau, des Gave de Pau, der Neste d'Aure, der Garonne, des Salat und der Ariège.

Allerdings gehen die Ansichten der Forscher über das Alter der diesen mächtigen Gletschern zugeschriebenen Moränen noch auseinander; auch konnte bis heute noch nicht mit Sicherheit in allen Tälern eine Wiederholung der Vergletscherung nachgewiesen werden. Die von GARRIGOU aufgestellte Behauptung von einer miocänen Vergletscherung wird von andern Geologen abgelehnt. Auf eine Vierzahl der Eiszeiten glaubt OBERMAIER aus der Unterscheidung von vier grossen Schottersystemen am Nordrand der Pyrenäen schliessen zu dürfen (Lit. 74). In mehreren Tälern konnten Gletscherlagerungen aus zwei Eiszeiten mit Bestimmtheit nachgewiesen werden. Von diesen hat man gut entwickelte, also im Relief des Geländes deutlich hervortretende Moränen der letzten Eiszeit zugeschrieben, die ohne Zweifel der alpinen Würm-Eiszeit PENCKs entsprechen dürfte. In mehreren Tälern kennt man bis heute nur Ablagerungen aus einer Eiszeit.

In der vorliegenden Abhandlung ist nicht eine nähere Untersuchung und Darlegung der Ausdehnung der diluvialen Gletscher der Pyrenäen bezweckt, sondern nur ein Ueberblick über die eiszeitliche Vergletscherung zu geben versucht, um festzustellen, welche Seengebiete vergletschert waren und mit welcher Mächtigkeit und Zeitdauer der Eisbedeckung man im allgemeinen zu rechnen hat.

Die Tatsache, dass insbesondere die nördliche Abdachung der Pyrenäen eine ganze Reihe grosser Talgletscher aufwies, über deren Ausdehnung man bei weitem besser unterrichtet ist als über die Gletscher der Südabdachung, legt uns auch die Frage nahe, zu prüfen, weshalb innerhalb der Endmoränen dieser Gletscher die grossen Talseen fehlen, die in andern vergletscherten Gebieten so zahlreich auftreten. Wie wir aus der Literatur ersehen, ist über diese Frage bereits gehandelt worden. Wir wollen die Verhältnisse von Fall zu Fall zunächst erörtern, bevor wir zu einem allgemeinen Schluss gelangen, und wir beginnen unseren Ueberblick mit den westlichen ehemals vergletscherten Haupttälern, den Tälern der Aspe und des Gave d'Ossau.

a) Nach A. PENCK reichte der Aspe-Gletscher bei einer Länge von 25 km bis Bedous, wo deutliche Diluvialterrassen ein

breites Talbecken umschliessen, das heute mit postglacialen Schuttkegeln überdeckt ist. Hier dürfte unmittelbar nach Schwinden des Gletschers ein See existiert haben. Er ist teils durch Aufschüttung, teils durch Einschneiden des Flusses in die abschliessende Terrasse zum Verschwinden gebracht worden.

Im übrigen sind sowohl Ausdehnung wie auch Lage dieses Talbeckens auffällig; bei nur 4 km Länge besitzt er eine unmittelbar am Südrand einsetzende beträchtliche, bis 2 km erreichende Breite; talabwärts verengert sich das Tal v-förmig, talaufwärts ebenfalls. Bei Annahme der glazialen Bildung dieses Beckens sollte sich dasselbe eigentlich dort befinden, wo sich die beiden grösseren Täler vereinigen, die vom Hauptkamm herabsteigen, nämlich bei Lagane und nicht zwei km weiter nordwärts. Dieser Umstand veranlasst uns, in der Bildung der Talweitung eine schon präglazial wirkende Ursache anzunehmen, die offenbar in der petrographischen Beschaffenheit des Geländes liegt; das Talbecken von Bedous befindet sich nämlich dort, wo der Fluss die mehrheitlich aus Schiefern zusammengesetzte Zone von karbonischen und devonischen Sedimenten durchquert; in dieser Zone weicherer Gesteine in der bei Accous und Bedous auf jeder Talseite je zwei subsequente Seitentäler liegen und in der auch eine sehr bedeutende Abnahme der Erhebungen festzustellen ist, vermochte der Fluss wohl eher eine Talweitung durch Seitenerosion zu bewirken, als weiter talaufwärts in den sicher härtern Gesteinen. Dass ein präglaziales Sohlental auch durch eiszeitliche Gletscher vertieft worden ist, liegt auf der Hand; aber diese Wirkung scheint hier nicht sehr bedeutend gewesen zu sein.

Im Einzugsgebiet des Aspegletschers kommen nur vier kleine, offenbar sehr wenig tiefe Gebirgsseen vor, von denen jeder in einem einfachen Kar am Nord- bezw. Nordostabfall des hier im Mittel nur 2090 m hohen Hauptkammes liegt. Die Schneegrenze für den bis Bedous reichenden Gletscher dürfte unter 1800 m gelegen haben.

b) Der im Tal des Gave d'Ossau gelegene Gletscher reichte etwas über Arudy hinaus, wo sich nach A. PENCK Moränen und Schotter zweier Eiszeiten vorfinden. Der bis in die Nähe von Buzy vorgestossene Gletscher besass bei einer Mächtigkeit von 600 m eine Gesamtlänge von 45 km. Angesichts dieser stattlichen Grösse des Ossau-Gletschers ist es erklärlich, dass das oberhalb der gut ausgesprochenen Moränen liegende Tal Beckenform besitzt und sich in beträchtlicher Breite von 1—2 km aufwärts zieht.

Auffällig ist auch bei diesem Tal, dass die Weitung unvermittelt dort einsetzt, wo karbonische und devonische Schiefer vom Fluss durchquert werden, nämlich bei Laruns. Dass die Talweitung mit zunehmender Breite quer durch die verschiedenen Schichten der Jura- und Kreideformation bis zu den Endmoränen nördlich Arndy anhält, dürfte auf die entsprechende Mitwirkung des Gletschers an der Talverbreiterung zurückzuführen sein.

Möglicherweise bestand zwischen Castet und Aste-Béon ein, wenn auch nicht sehr tiefer, See. Allein die verschiedenen, aus Längstälern fliessenden Seitenbäche haben durch ihre grossen Schuttkegel, die in der Literatur erwähnt werden, wohl recht bald an dessen Zuschüttung mitgewirkt, zu dem auch der geschiebereiche Hauptfluss das Seine beigetragen hat. Mit Recht macht übrigens A. PENCK darauf aufmerksam, dass das Ossautal bei Arudy zwei Ausgänge besitze, von denen der eine von 60 m Tiefe schon vor der früheren Eiszeit bestanden haben müsse. Das heutige Tal des Gave d'Ossau unterhalb Arudy ist wohl erst während der letzten Eiszeit entstanden. Demnach war das Ossautal vor den beiden letzten Eiszeiten bereits bis auf die heutige Tiefe ausgewaschen; wenn demnach hier das ohne Zweifel von dem mächtigen Talgletscher noch vertiefte Becken heute keinen See aufweist, so ist dies der überaus starken postglazialen Zuschüttung von Hauptfluss und Nebenflüssen zuzuschreiben, deren Geschiebeführung ohne Zweifel durch das vorherrschende schiefrige Gestein des hier aufragenden Gebirges begünstigt wurde.

Im Einzugsgebiet des diluvialen Ossau-Gletschers liegen auf der Nordseite des Hauptkammes des Gebirges 21 Seen, alle in ausgesprochenen Karen, teils in einfachen, teils in gestuften, darunter der 85 m tiefe Lac d'Artouste, der eine Länge von zirka 900 m besitzt. Die beträchtliche Tiefe dieses Felsbeckens in Granitgestein ist uns ein Beweis von kräftiger Gletscherwirkung, wobei wir uns noch vorzustellen haben, dass hier kaum ein mehrere hundert Meter mächtiger Gletscher vorhanden gewesen ist, dem wir die Ausschleifung des genannten Felsbeckens zuschreiben dürfen. In diesem Kar nahm einer der Talgletscher seinen Ursprung, der im Verein mit andern den grossen Ossau-Gletscher aufbauen half. Somit lag das Gebiet des Lac d'Artouste weit oberhalb der Schneegrenze, als der Ossau-Gletscher bei Arudy endete.

Zeitweise war dieses Seekar von einem Kargletscher von nur 4—5 km Länge bedeckt.

Wir haben im Ossau-Gletschergebiet eines jener zahlreichen Beispiele von Vergletscherung und Seebildung, wie sie für die

Pyrenäen kennzeichnend sind: Bei entsprechend tiefer Lage der Schneegrenze entwickelt sich ein mächtiger Talgletscher, dessen Ende den Rand des Gebirges erreichte; die Gletscherzunge lag in einem ausgeweiteten Tal; aber nach Schwinden des Gletschers fehlt hier das entsprechende Zungenbecken in Form eines langgestreckten Talsees, wie wir solche in den Alpen so häufig antreffen; dagegen weist das hochgelegene Einzugsgebiet zahlreiche Karseen auf, unter denen einer als echtes Felsbecken eine beträchtliche Tiefe besitzt; der See liegt unterhalb einer Stufe eines ausgesprochenen Treppenkares.

Die gleichen Züge wiederholen sich bei den nachfolgend aufgeführten grossen Talgletschern der Nordabdachung der Pyrenäen.

c) Aehnlich wie der Ossau-Gletscher stiess auch der Gletscher des Gave de Pau seine Zunge bis ins hügelige Vorland der Pyrenäen vor und schuf in der Umgebung von Lourdes eine ausgedehnte, wenig übersichtliche Moränenlandschaft, innerhalb welcher sich der 12 m tiefe Lac de Lourdes befindet. Die Moränen und Wanderblöcke des genannten Gletschers sind von vielen Forschern beschrieben worden, am ausführlichsten von CH. MARTINS und W. COLLOMB in ihrer Abhandlung „Essai sur l'ancien glacier de la vallée d'Argelès" (Lit. 63). Der genannte Lac de Lourdes nimmt aber nicht die Lage eines im Zungenbecken des Gletschers eingetieften Sammelbeckens ein, wie solche von PENCK und BRUECKNER im Vorland der Alpen so vielfach festgestellt worden sind, sondern die eines durch Moräne gebildeten Zweigbekkens, das einem seitlich gegen Nordwesten vordringenden Seitenlappen der Gletscherzunge entspricht. Solcher Seitenlappen, in die sich die breite Zunge spaltete, gab es hier im ganzen vier; denn vier Täler, führen von Lourdes weg aus dem Tal von Argelès nach verschiedenen Richtungen ins Vorland hinaus. Aehnlich wie bei der nordwestlichen Seitenzunge entstanden auch bei zwei andern durch Moränenabschluss kleinere Zweigbecken, die heute von Mooren eingenommen sind. Aber ein den alpinen Verhältnissen entsprechendes Stammbecken im Bereich der Gletscherzunge fehlt hier; wo es liegen sollte, finden wir bei und oberhalb Lourdes die durch mehrere grössere gerundete Kalkfelsbuckel eingeengte Quertalstrecke des Gave de Pau, die sich erst bei Viger-Lugagnan zu weiten beginnt und hier in ein schönes Sohlen-

tal übergeht, das bei Argelès die Breite von 2 km erreicht. 6 km weiter oberhalb endet der breite Talboden ganz unvermittelt bei Pierrefitte-Soulom, wo mit tief eingeschnittenem Engtal das Tal von Cauterets einmündet, aber auch das Haupttal sich als ausgesprochenes Engtal südwärts fortsetzt. So erscheint hier die unvermittelt einsetzende Breite des Haupttales in Beziehung zu stehen zu der Vereinigung der beiden grössten, den Hauptkamm entwässernden Tälern. Andererseits aber tritt diese Talweitung genau wie im Ossautale da auf, wo der Fluss die Zone schiefriger, karbonisch-oberdevonischer Gesteine quert; in dieser Zone zeigt auch das von SW gegen NO gerichtete, bei Argelès einmündende Seitental von Aucun eine ausgesprochene Weitung, die sich bis Arrens verfolgen lässt, wo die genannte Schieferzone von einer andern Gesteinzone begrenzt wird; dieser offenbar aus etwas härteren Schichten aufgebauten Zone gehörte die bis 2683 m hoch aufragende Gebirgsgruppe der Pènes Blanques an, die nordwärts steil gegen die nur 1700—1800 m hohe, der Schieferzone angehörende Sattelregion zwischen Arrens und Eaux-Bonnes abfällt. Wie ganz allgemein die Abnahme der Böschungen in der Devon-Karbonschieferzone auf die durch die Weichheit des Gesteins begünstigte stärkere Abtragung zurückgeführt werden muss, so erscheint uns auch die Talweitung des Haupttales zwischen Soulom-Pierrefitte und Viger-Luganan in erster Linie durch die genannten petrographischen Unterschiede bedingt zu sein. Dass dabei auch die Talausweitung durch den mächtigen Hauptgletscher noch gefördert worden sein mag, sei nicht in Abrede gestellt; dafür bieten übrigens die topographischen Verhältnisse auf der rechten Talseite östlich von Argelès treffende Beispiele; hier finden wir nämlich unmittelbar östlich des Flusses zwischen Bôo-Silhen und Préehac eine 1,5 bis 2 km breite Rundbuckellandschaft, die einer 40 bis 60 m hohen Terrasse aufgesetzt erscheint, sodass demgemäss das vom Gletscher bedeckte Tal in der Umgebung von Argelès eine Breite von 3,5 bis 4 km gehabt haben muss. Da auch talauswärts, wie wir bereits gehört haben, sich an verschiedenen Orten Rundbuckel erheben, die ohne Zweifel stark abgeschliffene Vorsprünge darstellen, so geht daraus hervor, dass die Wirkung des 53 km langen Gletschers, der bei Argelès eine Mächtigkeit von 900 m besass, im wesentlichen nur auf der Ausweitung des schon vorhandenen Sohlentales und in der Abschleifung zahlreicher, im

rechten Winkel zu der Gletscherbewegung gerichteter Felsvorsprünge bestand.

Talaufwärts wiederholt sich der Wechsel von Talweitungen und Talengen noch einige Male; so folgt auf die Enge zwischen Soulom und Viscos die Weitung Saligos-Luz; an letzterem Ort mündet von Osten her das reichlich mit Moränen ausgekleidete Längstal von Barrèges ein, welches das Massif de Néouvielle von der Gruppe des Pic de Midi de Bigorre trennt; es ist vorwiegend in kambrische Phyllite und Glimmerschiefer eingeschnitten.

Oberhalb Luz bei Trimbareille hat das Tal auf 6 km wieder den Charakter eines ausgesprochenen Engtales: in eine schmale Trogform hat sich stellenweise der Fluss eine 100 m tiefe Schlucht eingeschnitten; das schmale Trogtal aber ist seinerseits wieder in eine weitere höhere Talform eingeschachtelt. Dieses Profil zeugt dafür, dass die Talbildung in diesem Teil der Pyrenäen mehrmalige Neubelebung der Tiefenerosion erfahren hat, die im wesentlichen auf zeitweise bedeutende Hebungen des Gebirges zurückzuführen sein dürfte. Zwischen Trimbareille und Gèdre weist auf eine Länge von 3 km das Tal eine Weitung mit Merkmalen glazialer Uebertiefung auf: Bei Gèdre vereinigen sich die beiden trogförmigen grossen Täler, von denen das linke seinen Ursprung im brühmten Cirque de Gavarnie nimmt, das rechte zum Hochtal von Pouy-Arraby und zum Cirque de Troumouse hinaufsteigt. In den genannten Trogtälern ist die über dem Trograng liegende Trogschulter in breiten Terrassen meist so gut entwikkelt, dass wir dieselben als alte Talbodenreste glauben ansehen zu müssen. Sie treten auf der Carte de l'Etat-Major deutlich hervor und sind von FRANZ SCHRADER in seinem „Panorama près du Sommet du Pic de Piméné (2803 m) mit grosser Genauigkeit gezeichnet worden.

Ungefähr 2 km oberhalb Gèdre mündet mit etwa 300 m Stufe das 8 km lange Seitental von Cahos in das übertiefte Trogtal von Gavarnie ein, in das der Seitenbach in prächtigen Fällen hinunterstürzt.

Der Gletscher von Argelès setzte sich nach A. PENCK aus acht Zuflüssen zusammen, die aus Karen und grossen Zirken am Nordhang des Gebirgshauptkammes hervorgingen; die gesamte Länge dieses vom Gave de Pau und seinen Zuflüssen entwässerten Hauptkammes beträgt 53 km und seine

mittlere Höhe 2793 m. Auf der Nordseite dieses Hauptkammes und an den Flanken der unmittelbar von ihm ausgehenden Seitenkämme befinden sich insgesamt 86 Karseen; dazu kommen sieben Seen in Stufentälern und endlich vier in den Haupttälern eingebettete Seen. Zwei der Gebirgsseen weisen bemerkenswerte Tiefen auf, nämlich der Lac de Migouelou 58 m und der Lac de Gaube 41 m.

Dem Gletscher von Argelès flossen mehrere Seitengletscher einiger nördlich des Hauptkammes gelegener Gebirgsgruppen zu von denen insbesondere die seereichen Massive des Pic de Néouvielle und des Pic du Midi de Bigarre stark vergletschert waren. Beide Massive waren Ursprungsgebiete von Gletschern, die nach drei verschiedenen Talgebieten abflossen.

d) So gehörte die Ostseite des hochaufragenden Massif du Pic de Néouvielle zum Einzugs- bezw. Ursprungsgebiet des Gletschers der Neste d'Aure, dessen Zunge wohl noch in der letzten Eiszeit, entgegen der Auffassung von A. PENCK, bedeutend über Arreau hinausgereicht haben dürfte. Denn es befindet sich eine mächtige, durch grosse Blöcke von Granit und rotem Konglomerat gekennzeichnete Moräne in 600 m Höhe bei Rebouc, unterhalb Sarrancolin, und zwar sowohl auf der linken wie auf der rechten Talseite. An diese Moräne schliesst sich eine sehr gut ausgesprochene, 40—50 m hohe Schotterterrasse an, die sich talabwärts über Hèches und Lortet verfolgen lässt. Der bis Rebouc reichende Aure-Gletscher besass eine Länge von 41 km, und sein Einzugsgebiet war umgeben von einem 78 km langen Gebirgskamm, der zugleich eine bedeutende Höhe besitzt; von den mit Höhenquoten angegebenen 21 Einsattelungen gehen nur sechs auf 2400—2500 m hinunter, die übrigen liegen alle darüber; von den Gipfeln ragen 11 über 3000 m, 8 über 2900 und 5 über 2800 m empor, sodass die aus 44 Höhenquoten berechnete mittlere Kammhöhe 2810 m beträgt. Es reicht dieser auffällig hohe Kamm vom Pic de la Hourcade bis zum 2831 m hohen Pic d'Arbizon, wobei er in einem grossen Bogen vom Pic de Troumouse weg nordwärts über das Massiv des Pic de Néouvielle verläuft und im Pic d'Estibères gegen Osten abschwenkt.

Es mag bei dieser Gelegenheit daran erinnert werden, dass A. PENCK für die Berechnung der mittleren Kammhöhe eines Gebirges folgende Methode vorgeschlagen hat (Lit. 81):

Man habe sich die Kammlinie aus Stücken zahlreicher Trapeze zusammengesetzt zu denken, deren parallele Seiten von den Meereshöhen der Gipfel und Pässe gebildet werden. Der Flächeninhalt aller dieser Trapeze sei

gleich dem Produkt der Entfernung von Pass und Gipfel und dem Mittel aus deren Höhen; dann sei die mittlere Kammhöhe gleich der Summe aller dieser Trapeze dividiert durch die Länge der Kammlinie; diese Methode sei mit Rücksicht auf die ungleichen Entfernungen von Gipfeln und Sätteln anzuwenden.

Dieser auf recht umständlicher Rechnung beruhenden Methode PENCKs steht die einfachere SONKLARs gegenüber, wonach die mittlere Kammhöhe sich bestimmen lasse aus dem Mittel zwischen mittlerer Gipfelhöhe und mittlerer Passhöhe.

Schliesslich hat man auch aus der Summe aller Höhenpunkte einer Kammlinie deren mittlere Höhe berechnet (Methode N.)

Es fragt sich nun, welcher von diesen drei Methoden der Vorzug zu geben sei. Um die Abweichungen der Endresultate festzustellen, ist das folgende Kammprofil nach allen drei Methoden berechnet und dessen mittlere Höhe bestimmt worden:

Gipfel	Sattel	Gipfel	Sattel	Gipfel	Sattel	Gipfel
2620	2440	2560	2400	2800	2540	2920 m
a	b	c	d	e	f	

Die Buchstaben a—f bedeuten je die folgenden Entfernungen:

	a	b	c	d	e	f	
im Beispiel I sei	0,5	0,8	0,2	0,7	0,6	0,9	km
im Beispiel II sei	1,2	2,4	0,6	1,8	1,4	2,6	km

Beispiel I.

	Mittlere Kammhöhe
a) nach der Methode PENCKs berechnet, ergibt . . .	2605 m
b) nach der Methode SONKLARs berechnet, ergibt . .	2592 m
c) nach der Methode N. berechnet, ergibt	2613 m

Man sieht, dass hier die Abweichung zwischen der Methode PENCK und der von N. nur gering ist.

Beispiel II.

Nach der Methode PENCKs berechnet, ergibt . . . . . 2604 m

Hier stimmt also das Resultat bei völlig andern Werten für die Abstände mit dem ersten nahezu überein. Daraus geht hervor, dass den Entfernungen zwischen Gipfeln und Sätteln nicht die Bedeutung zukommt, die ihnen PENCK einräumt; dieser Autor gibt übrigens zu, dass der von ihm vorgeschlagenen Methode insofern Mängel anhaften, als angenommen wird, dass der Verlauf von Gipfel zu Sattel ein geradliniger sei, welche Annahme in der Natur nur äusserst selten zutreffe; denn der Kamm beschreibe bald eine konvexe, bald eine konkave Linie. Es empfehle sich deshalb, möglichst viele Höhenzahlen in die Kammhöhenberechnung einzubeziehen, und zwar nicht bloss Gipfel- und Passhöhen, sondern namentlich auch dazwischenliegende. Da nun aber in zahlreichen Fällen je zwischen Gipfeln und

Sätteln noch mehrere dazwischenliegende Punkte bekannt sind, die sich nach ihren Werten auch zwischen den Höhen von Gipfeln und Sätteln halten, so empfiehlt sich die Anwendung der Methode N., bei der möglichst viele Höhenpunkte berücksichtigt werden. Nach dieser Methode sind denn auch die hier folgenden Berechnungen mittlerer Kammhöhen ausgeführt worden.

Bei diesen Bestimmungen wurde jeweilen nicht nur der Hauptkamm in Berechnung gezogen, wie dies PENCK (O. c. p. 186) getan hat, sondern auch soweit tunlich und den Höhenverhältnissen entsprechend, die vom Hauptkamm nordwärts ausgehenden Seitenkämme, die in einigen Fällen höhere Gipfel aufweisen als der Hauptkamm selber; umsomehr müssen sie als zum Einzugsgebiet des jeweiligen Gletschers gerechnet werden.

Es beträgt demnach für das Einzugsgebiet des Gletschers:

Gletscher	Kammlänge	Mittlere Kammhöhe
Aspe-Gletscher	61 km	2187 m
Ossau-Gletscher	58 km	2483 m
Gletscher von Argelès . . .	131 km	2833 m
Aure-Gletscher	78 km	2810 m

Mit Recht hat A. PENCK die grosse Bedeutung der mittleren Kammhöhe für die Entwicklung der diluvialen Vergletscherung hervorgehoben und durch die dabei festgestellten Unterschiede die ungleiche Vergletscherung in den Tälern der Aspe und der andern Pyrenäenflüssen erklärt (Lit. 80, p. 186).

Demgemäss erscheint die Annahme von einer grösseren Ausdehnung des Aure-Gletschers, gestützt auf das Auftreten von Moränen und Schotterterrassen unterhalb Sarrancolin, auch im Hinblick auf die grosse mittlere Höhe und die bedeutende Ausdehnung des das gesamte Einzugsgebiet umgebenden Kammes berechtigt zu sein. R. PIC hat zwischen Héches und La Barthe vier Schotterterrassen unterschieden (Lit. 121).

Die oberhalb Arreau bei Guchan vorkommenden, seit längerer Zeit bekannten Moränen dürften wohl aus einem Rückzugsstadium der letzten Eiszeit stammen; sie liegen in trogförmigem Tal.

Bedeutend älter sind jedoch die grobblockigen Ablagerungen, die westlich Lortet der Bahnlinie entlang aufgeschlossen sind und dort ein hohes Plateau bilden; dieses dehnt sich nordwärts gegen Lannemasse aus. Der Lage und der starken Verwitterung dieser Schuttmassen nach zu schliessen, haben wir es hier offenbar mit einer sehr alten Gletscherablagerung zu tun; ihre erratische Natur wird durch das reichliche Vorkommen grosser Granitblöcke

bezeugt, deren Ursprung wir weit oben im Talhintergrund zu suchen haben.

Die Verteilung der Seen im Gebiet des Aure-Gletschers entspricht durchaus den Verhältnissen, die wir bereits in den besprochenen Vergletscherungsgebieten kennen gelernt haben:

In dem trogförmigen Haupttal, wie es sich zwischen Arreau und St. Lary zeigt, fehlt ein Talsee; jedoch dehnt sich oberhalb der Endmoräne von Guchan eine 1,2 km breite Moorfläche aus, die auf einen ehemaligen See von 5 km Länge schliessen lässt. Dagegen sind die höheren Talabschnitte noch heute durch eine grössere Anzahl von Seen gekennzeichnet:

Die sämtlichen im Einzugsgebiet der Neste d'Aure gelegenen Gebirgsseen, 39 an der Zahl, befinden sich in Karen und trogförmigen Hochtälern, die von eiszeitlichen Gletschern erfüllt waren. Unter diesen Seen befinden sich drei in echten über 1000 m langen Felsbecken von 43 bis 56 m Tiefe, der Lac de Cap-de Long, der Lac d'Orédon und der Lac d'Aubert; diese Seen kommen im Granitmassiv des Pic de Néouvielle vor; dazu gesellen sich mehrere in Treppenkaren gelegene Gebirgsseen im Perdighero-Massiv, unter denen auch der zweittiefste See der Pyrenäen, der Lac de Caïllaouas.

e) Bis an den Nordrand der Pyrenäen reichte ferner der Garonne-Gletscher, dessen gut erhaltene, aus der letzten Eiszeit stammende Moränen oberhalb Montréjau bei Labroquère liegen; an diese schliessen sich talabwärts mächtige Schotter, in die sich die Garonne unter Bildung von drei weithin zu verfolgenden Terrassen eingeschnitten hat. Oberhalb der Endmoräne von Labroquère weist das Tal der Garonne an drei Stellen auffallende Weitungen auf, die durch zwei relative Verengungen voneinander getrennt sind; die erste Weitung liegt unmittelbar innerhalb der Endmoräne und ist von fast kreisrunder Flächenausdehnung mit 5 km grösserem, westöstlichem Durchmesser. Nun folgt talaufwärts auf 5 km Länge ein im Mittel 1 km breites Sohlentalstück, worauf sich die zweite Weitung, bei Bagiry-Salechan, öffnet. Nachdem sich das Tal bei Chaum ein zweitesmal verengt hat, weist es die durch ihre ausgesprochene West-Ostrichtung auffällige Weitung von Marignac auf, wo sich die das Val d'Aran entwässernde Garonne und die Pique vereinigen, welch letztere vom Nordhang des Pic Perdighero-Massivs stammt. Jede der drei Talweitungen liegt

in einer andersweitigen Gesteinszone, wobei bei den beiden nördlichen unzweifelhaft eine Begünstigung durch vorherrschend weichere, schieferige Sedimente anzunehmen ist, während sich die Weitung von Marignac in kristallinen Gesteinen befindet. Die petrographischen Verhältnisse dieser Quertalstrecke (Marignac-Labroquère) verdienten im Hinblick auf die Talbildung näher untersucht zu werden. Alle Talweitungen erwecken überdies den Eindruck von zugeschütteten Becken; in der Weitung von Labroquère nimmt auf der Westseite die gegen 30 m hohe Terrasse von Valcabrère-Izaoust eine ziemlich grosse Ausdehnung ein.

In dem bereits genannten Tal der Pique wiederholt sich die Erscheinung eines zugeschütteten Talbeckens, da wo von links die Neste d'Oo in die Pique einmündet; hier liegt der moderne und städtische Kurort Bagnères-de-Luchon. Mehrere kleine Seitentäler münden hier mit Stufen ins Haupttal ein, womit dessen Uebertiefung dokumentiert wird. Ein Zusammenhang zwischen der Talweitung von Bagnères-de-Luchon mit bestimmten Gesteinszonen ist nicht zu erkennen, da das Tal mehrere verschiedenartige Formationen durchquert, die auch weiter talabwärts auftreten; die vorwiegend süd-nördlich gerichtete Weitung entspricht durchaus der Lage eines grossen Talgletschers, so dass wir einem solchen eine beträchtliche Mitwirkung an der Gestaltung des breiten, übertiefen Taltroges zuschreiben dürfen.

Erst oberhalb der Meereshöhe von zirka 1500 m ist die Erscheinung von Seen im Gebiet der Pique in bemerkenswerter Weise entwickelt; hier liegen am Nordhang des Perdighero-Massivs 23 ausgesprochene Gebirgsseen, meist in Treppenkaren, darunter der 67 m tiefe Lac d'Oo ou de Séculégo; ihre mittlere absolute Höhe beträgt 2107 m; 2 von ihnen befinden sich als typische Eisseen in 2650 m und darüber, daher die Bezeichnung Lac Glacé. Die meisten dieser Seen liegen in Felsbecken, deren Umgebung in so deutlicher Weise die Abschleifungswirkung der Gletscher zeigt, als ob letztere erst vor relativ kurzer Zeit die Seezone verlassen hätten (Fig. 8).

Aehnliches ist der Fall bei den zahlreichen Seen im Einzugsgebiet der Garonne des obern Val d'Aran, wo die granitischen Gebirge der Sierra Montarto, der Maladetta und der Roca Blanca durch Reichtum an Karseen gekennzeichnet sind.

f) Das Tal des Salat dürfte nicht das einzige Gebiet der Pyrenäen sein, in dem die Ablagerungen dreier Eiszeiten mit einiger Wahrscheinlichkeit nachweisbar sind.

Als Bildungen der ältesten, hier also zunächst der 1. Eiszeit

sind alte hochgelegene Schotter anzusehen, die von einigen französischen Geologen als „alluvions anciennes", von andern als „alluvions anté-quaternaires" bezeichnet worden sind (C. géol. Fr. fle. Foix).

Diese meist stark verwitterten, groben Schotter finden sich in der Umgebung von St. Girons (391 m), auf der Ostseite des Salat, in 120 bis 130 m Höhe über dem rezenten Talboden, beispielsweise den obern Teil der hohen Terrasse von Quote 541 bildend, ferner nordöstlich von St. Lizier in ungefähr gleicher Höhe bei Gayrard und nach BUXTORF weiter nordwärts von diesem Ort. Für den fluvioglazialen Charakter dieser Schotter sprechen ihre Mächtigkeit, ihre ziemlich beträchtliche Ausdehnung, ihre Aehnlichkeit mit jüngeren, sicher fluvioglazialen Bildungen, und die Grösse der Gerölle. Immerhin ist auch eine rein fluviatile Entstehung dieser Ablagerungen, verursacht durch periodische, starke Wasserführung, nicht ausgeschlossen. Nach ihrer Ablagerung muss eine bedeutende Hebung des Gesamtgebietes um 80 bis 90 m eingetreten sein, der zufolge der Fluss zu neuem Einschneiden und hierauf zur Bildung eines breiten Sohlentales veranlasst worden ist.

Nun folgte ein erneuter Vorstoss des Salatgletschers bis in die Gegend von St. Girons, wofür zahlreiche erratische Blöcke aus Quarzitkonglomerat, sowie Schotter beweisend sind, die man namentlich auf der Westseite des Tales festgestellt hat. Die erwähnten Findlinge liegen auf den flachen Kalkhügeln von Lédar und Montfort, wobei auffällig ist, dass unter ihnen Granite fehlen, die wir in grösserer Anzahl in südöstlichen oberen Talgebieten antreffen. In der Nähe jener Blöcke dehnen sich zum Teil recht mächtige Schotter aus, die in ihrer Zusammensetzung, der Grösse der Gerölle und ihrem Verwitterungszustand mit den bereits erwähnten, 80—90 m höheren Schottern, den alluvions anciennes, eine gewisse Aehnlichkeit haben.

Die jüngeren Schotter bilden zunächst die Terrasse von Bentaillon unmittelbar sw. St. Girons; sodann findet sich weiter talwärts die mächtige Schotterterrasse auf der in 420 m Höhe das Schloss von St. Michel steht und die sich mehrere km weiter nordwärts ausdehnt. In verschiedenen Aufschlüssen findet man hier zahlreiche weit über kopfgrosse Gerölle von Granit und Quarzitkonglomerat. Die Oberfläche dieses Schotters liegt 50 m über der rezenten Talsohle über einem zirka 20 m mächtigen Felssockel. Die teilweise Uebereinstimmung in Gestein und auch in der Lage lässt uns annehmen, dass wir in den tieferen Schottern das Fluvioglazial des Gletschers zu sehen haben, der damals die Blöcke von Lédar und Montfort absetzte. Der Verwitterungszustand des Schotters und das Auftreten der genannten Blöcke verbietet uns aber, diese Gletscherausdehnung in die letzte Eiszeit zu verlegen; wir müssen an eine frühere, wohl

an die Riss-Eiszeit denken; denn gut erhaltene Moränen, die ohne Zweifel der letzten Eiszeit zuzurechnen sind, treten in den obern Talgebieten auf, von denen gleich die Rede sein wird.

Während in der Riss-Eiszeit sehr wahrscheinlich die verschiedenen Talgletscher des Salatgebietes noch vereinigt waren und als gemeinsamer Salatgletscher bei St. Grions endeten, hatten sie sich in der letzten Eiszeit getrennt und bildeten nun selbständige Eisströme, deren Endmoränen in den verschiedenen Tälern deutlich zu erkennen sind. Als grössten der damaligen Gletscher haben wir den Garbetgletscher anzusehen, der vom östlichsten Teil des dem Salat tributären Hauptkammes heruntersteigt; es folgten dann die Gletscher des Alet, des Salat, des Ribérot und des Lez.

Im Einzugsgebiet dreier der hier genannten Flüsse treten Granitmassive auf, die das charakteristische Gestein lieferten, an welchem auf Sedimentfelsen abgesetzter Schutt einwandfrei als erratische bezw. glaziale Ablagerung zu erkennen ist. Dies ist der Fall bei den Moränen des Garbet-Gletschers, die bis 1 km oberhalb Oust bei Plech im Tal vorkommen, ferner bei denen des Alet-Gletschers, die bis zum Weiler Bincarède reichen, und endlich im Tal des Ribérot-Gletschers, der vom Granitstock des Mont Vallier heruntersteigt; dieser gegen 13 km lange, in schönem Trogtal gelegene Gletscher hinterliess sehr mächtige Moränen, die oberhalb Bordes das Tal des Lez erreichen.

Der Lez-Gletscher jedoch hatte sein Ursprungsgebiet in dem ausschliesslich aus Schiefern und Kalkgesteinen aufgebauten Massiv des Pic Crabère, und es hält schwer, in den aus gleichen Gesteinen bestehenden tieferen Talstrecken Moränen dieses Talgletschers festzustellen. Genau das gleiche ist der Fall beim Salat-Gletscher. Dazu kommt, dass in diesen beiden Tälern dort, wo man das Ende der Gletscher vermuten sollte, das Talprofil durchaus V-förmig ist; erst bedeutend weiter talaufwärts nimmt es Trogform an. Nirgends findet sich hier die beckenförmige Weitung eines ehemaligen Talsees. Nur in den beiden vom Granitmassiv des Pic de Certescans heruntergestiegenen Gletschern des Garbet und des Alet weitet sich je das Tal oberhalb der Endmoränen, so dass man hier ein schönes Trogprofil erhält; auch weist beim Garbet das Tal unterhalb Aulus einen ziemlich breiten Talboden auf, der von Rundbuckeln abgeschlossen ist. An solche

Rundbuckel schliessen sich mehrmals flache Rückzugsmoränen des Garbet-Gletschers an, der im Maximum seiner Ausdehnung in der letzten Eiszeit eine Länge von 22 km bei einer Mächtigkeit von 400 m besass.

Ferner stellen sich in dem trogförmigen Garbettal deutliche Merkmale der Talübertiefung ein, indem mehrere Seitentäler mit hoher Stufe ins Haupttal einmünden, so u. a. auch das Tal des Fouillet, das oberhalb seiner 120 m hohen Mündungsstufe noch weiter stufenförmig ansteigt und auf seiner obersten Stufe in 2100 m Höhe den Lac d'Aubé trägt (siehe Bild 6, Tafel III).

Im Einzugsgebiet des Salat kommen 31 Gebirgsseen vor, die alle in ehemals vergletscherten Hochtälern und Karen liegen. Unter diesen Karen gibt es mehrere sehr gut ausgeprägte Treppenkare, so beispielsweise das des Lac de Garbet, das des Lac d'Eychelle, des Etang d'Ayes usw.

Die letzten zwei Seen liegen in Treppenkaren, in denen je ein verhältnismässig kleiner Talgletscher (von nur 6,5 bezw. 4,5 km Länge) niederging.

Wir kommen in den folgenden Zeilen noch im besondern auf das Treppenkar des Lac de Garbet zu sprechen. Man vergleiche hierzu die Fig. 9 und 11 und die Tafeln I bis III.

Wie das Bild 1, Tafel I, zeigt, ist das Tal des Garbet oberhalb Aulus typisch trogförmig; es steigt dort in vier sehr gut ausgeprägten Stufen gegen den Gebirgskamm an; es nimmt also den Charakter eines Treppenkares an. Die unterste dieser Stufen fällt ungefähr mit dem Wechsel von Schiefer- und Granitzone zusammen; sie scheint demnach bei der Talbildung durch petrographische Verhältnisse bedingt zu sein. Die drei übrigen und höheren Stufen liegen dagegen alle in gleichem Gestein, in Granit; über der zweiten Stufe dehnt sich ein flacher Boden aus, der einem zugeschütteten See entspricht; oberhalb der dritten Stufe liegt in 1650 m Höhe der 45 m tiefe Lac de Garbet hinter einer prächtig abgeschliffenen Felsschwelle (Bild 5, Tafel III); von diesen Seen führt nochmals eine gegen 300 m hohe Stufe zu einem weiteren, wenn auch bedeutend kleineren Seebecken hinauf. Dieses Becken ist ringsum von sehr steilen Felswänden umgeben, über denen man zu einer welligen, felsigen und mit unzähligen Gesteinstrümmern

übersäten hohen Terrasse, einer Karplatte, gelangt; diese umgibt halbkreisförmig das Becken und führt schliesslich zu den eigentlichen, gezackten Gräten (crêtes) hinauf.

Abbildung 11 gibt eine vereinfachte Darstellung dieser Verhältnisse, die sich in ähnlicher Gestaltung auch im Hochtal des Fouillet vorfinden, wo in 2100 m Höhe der Lac d'Aubé liegt.

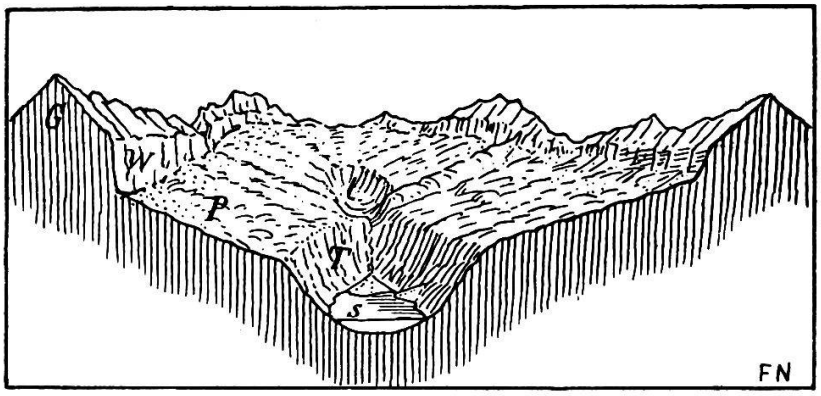

Fig. 11. **Diagramm des Treppenkars von Garbet.**
G = Grat, W = Gratwand, P = Karplatte, T = Trog mit See (S)
t = höherer, kleinerer Trog

g) Der Ariège-Gletscher.

Unter den diluvialen Talgletschern der östlichen Pyrenäen war der gegen N abfliessende Ariège-Gletscher bei einer Länge von 63 km weitaus der grösste. Sein Talgebiet ist von L. MENGAUD beschrieben worden (Lit. 66). Er besass ansehnliche Zuflüsse sowohl von der Pic-Carlitte-Gruppe wie von dem mehr als 100 m höheren Gebiet des Montcalm, und sein Einzugsgebiet war nach Lage und System seiner Zuflüsse ähnlich dem des diluvialen Aaregletschers. So durchfloss der Hauptgletscher zunächst ein gegen N gerichtetes Quertal, das unterhalb Ax-les-Thermes in Längsrichtung übergeht, um bei Tarascon wieder nördliche Richtung einzuschlagen.

Das Ende dieses Gletschers wird von den verschiedenen Forschern verschieden angegeben, wohl aus dem Grunde, weil im Tal der Ariège wallförmige Endmoränen sozusagen fehlen; nur an einer Stelle, nämlich bei Arignac, kommt eine solche von kurzer Erstreckung vor, dagegen nehmen in dem Talabschnitt: Tarascon-Foix-St. Jean mächtige Terrassen eine grosse Ausdehnung ein;

sie wurden von den meisten Forschern als Flussablagerungen betrachtet. Allein dagegen sprechen verschiedene Eigenschaften, vor allem die, dass diese Terrassen sich in den oberen Teilen aus sehr grossen, kantigen Blöcken bis zu Hausgrösse, meist von Granit und Gneiss, zusammensetzen, in den untern aber feineres und gerolltes, teilweise geschichtetes Material enthalten; der grobe, ungeschichtete Schutt ist wohl nichts anderes als flach ausgebreitete Moräne des sich allmählich zurückziehenden Gletschers. Nach der Ausdehnung und Mächtigkeit dieser Ablagerungen lassen sich im Tal der Ariège zwei Eiszeiten unterscheiden, die Riss- und die Würm-Eiszeit.

In der Riss-Eiszeit stiess der Ariège-Gletscher über die Gegend von Foix nordwärts vor und lagerte die terrassierte, an grossen Blöcken reiche Moräne von Berdoulet-Armeilhac ab, der auf dem linken Ufer die ebenfalls aus grobem, erratischem Schutt aufgebaute Terrasse von Vernajoul entspricht, welche sich flussabwärts über St. Jean de Verges hinaus verfolgen lässt (vergl. Fig. 12).

Im Maximum der letzten Eiszeit lag das Gletscherende wenig oberhalb Foix in 400—420 m Meereshöhe, wofür zahlreiche mächtige erratische Blöcke sprechen, während hier wallförmige Endmoränen fehlen. Dagegen können wir hier drei verschieden mächtige Schotterterrassen feststellen, die den Charakter von Uebergangskegeln aus Moränen besitzen; denn alle drei sind mit Bildungen von Moränencharakter verknüpft.

Die älteste und ausgedehnteste der drei Terrassen setzt mit einer Mächtigkeit von wohl 60 m in der Mitte zwischen Foix und Tarascon s. Ariège ein. Auf ihr liegt die Bahnstation St. Paulet, und die Bahnlinie führt hier auf einer Strecke von ungefähr 3 km zwischen zahlreichen gewaltigen Granit- und Gneissblöcken hindurch, welche diese Moränenterrasse kennzeichnen. Dieselbe setzt sich flussabwärts über Montgaillard, Tramesaygues und, auf dem linken Ufer, im Plateau de Cadirac (438 m) fort, wo sie wohl 40 m über der Ariège bei Foix liegt. Die zweite, jüngere Terrasse dehnt sich bei Foix 18 m über dem Fluss aus; auf ihr liegen der obere Teil der Stadt und die südlich angebauten neueren Quartiere. Diese sehr gut entwickelte, mittlere Terrasse lässt sich von Foix talaufwärts, insbesondere auf dem westlichen Ufer der Ariège über Courbet, Las Rives (422 m), Ferrières und Prayols, sodann oberhalb St. Paulet auf dem rechten Ufer bis Garrabet verfolgen; hier erreicht sie eine stattliche Mächtigkeit von über 40 m, und an sie lehnt sich eine typische Moräne, die nördlich der Kirche Mercus-Garrabet aufgeschlossen war. Neben dieser Terrasse läuft hier eine ungefähr 20 m tiefere, die bei Foix nur 8—10 m über dem Flusse liegt und auf welcher

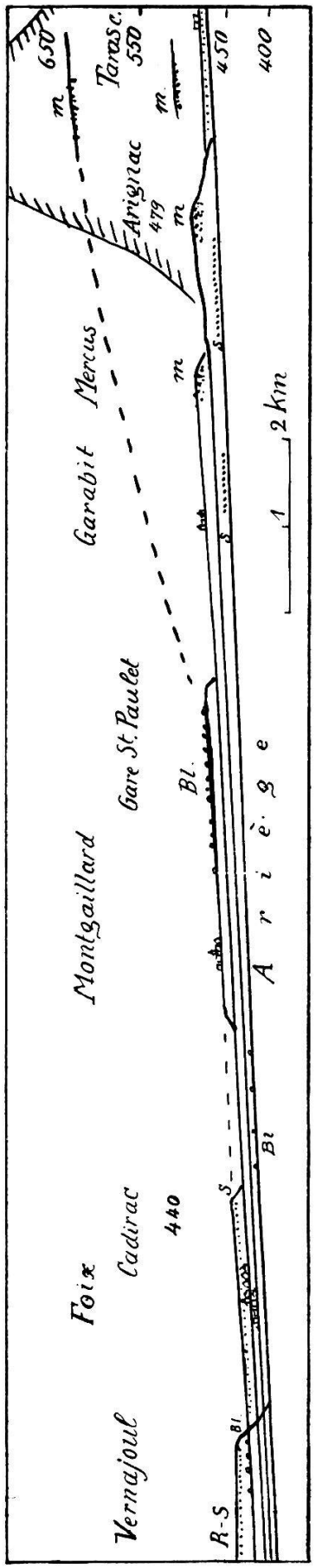

Fig. 12. **Längsprofil durch die Terrassen an der Ariège.**

Bl = Blöcke, R-S = Riss-Schotter, S = Schotter und m = Moräne der Würm-Eiszeit

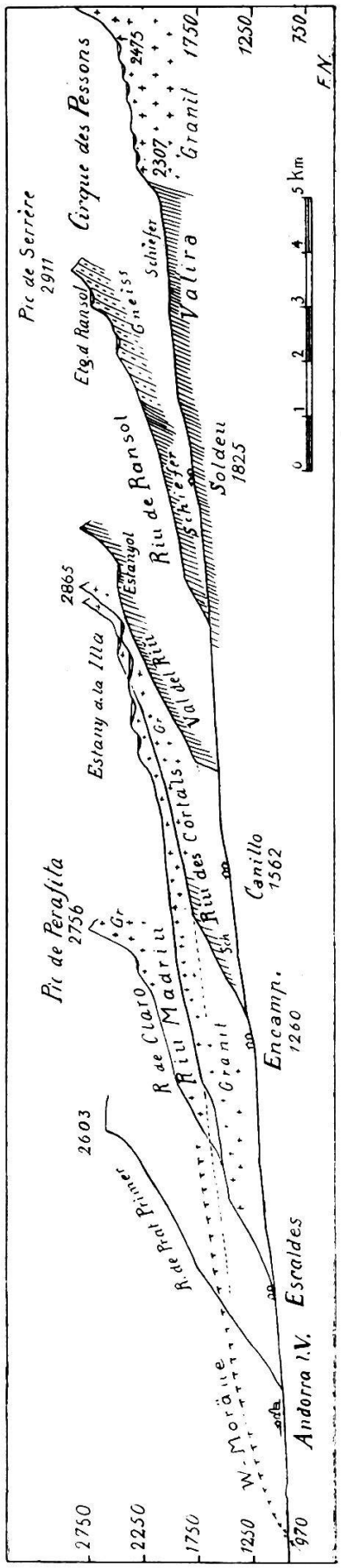

Fig. 13. **Längenprofile durch die Täler von Andorra.**

die Unterstadt steht; flussaufwärts gewinnt diese dritte Terrasse, ähnlich wie die mittlere, mehr und mehr an Mächtigkeit, und sie endet schliesslich an der schon von L. MENGAUD beschriebenen Moräne von Arignac, zwischen Bonpas und Tarascon. Der wenig ausgeprägte Moränenwall geht rasch in die 30 m mächtige Terrasse über, in deren Liegendem hier, sowie weiter nordwärts bei der Brücke von St. Antoine, wagrechte, zum Teil verfestigte Schotter auftreten; unterhalb dieser Brücke sind die drei ineinandergeschachtelten Terrassen wohl am besten zu überblicken; insbesondere bei der schon genannten Station St. Paulet (vergl. Profil Fig. 12).

Das Städtchen Tarascon steht auf einer 10 m mächtigen Schotterterrasse, die sich nach dem Ausgang des Tales von Vic-dessos fortsetzt, während im Tal der Ariège auf grosse Erstreckung hin sowohl Moränen wie Terrassen fehlen; so strömt der Fluss zwischen Ussat-les-Bains und Les Cabannes auf zirka 7 km Länge auf breiter Aufschüttungssohle. Dann folgt eine 2 km lange, schmälere Quertalstrecke, wo der Fluss durch Felsvorsprünge und Rundbuckel eingeengt wird. Hierauf gelangt man in die 5 km lange, ziemlich breite Talstrecke von Lassur-Luzenac. Oberhalb Luzenac wiederholt sich die Erscheinung einer durch mehrere Rundbuckel gekennzeichneten, schmäleren Quertalstrecke, die den Abschluss des zwar nur 3 km langen Talbeckens von Savignac bildet. In dieses Becken mündet von Süden das vom Nagear durchflossene Hochtal ein, das stufenförmig zu mehreren hochgelegenen Karnischen ansteigt. Oberhalb Savignac durchquert die Ariège von neuem eine ausgeprägte Rundbuckellandschaft, wobei sie sich stellenweise schluchtartig in einen höheren Talboden eingeschnitten hat; wir finden hier eine der auffälligsten Felsbuckellandschaften der Pyrenäen, die sich 6 km weit talaufwärts erstreckt.

Ueberall lässt sich bis auf 400 m Höhe hinauf die abschleifende Wirkung des Eises erkennen; im nördlichen Teil dieser Hügellandschaft, an der Vereinigung dreier Flüsse befindet sich der weitbekannte Badeort Ax-les-Thermes: Von Osten nimmt hier die Ariège zunächst einen anderen grösseren Gebirgsfluss auf, die Oriège, die im Carlitte-Massiv entspringt und das prächtig trogförmige und stark übertiefte Tal von Orlu durchströmt; sodann ergiesst sich ein etwas kleinerer Bergfluss in die Ariège, der R. d'Ascou; dieser entwässert das freundliche Längstal von Ascou, aus welchem man über den Col de Paillères nach dem Talgebiet der Aude gelangt.

Die oben gegebene Beschreibung der Beschaffenheit des Ariègetales zwischen Foix und Ax-lesThermes soll dartun, dass der noch zur Würm-Eiszeit bei Les Cabannes gegen 600 m mächtige Ariège-

Gletscher unterhalb Tarascon ganz auffallend umfangreiche Schuttmassen abgelagert, weiter oberhalb aber abschleifend, ausweitend und eintiefend gewirkt hat, aber nicht in dem Masse, dass hier ein Talsee enstanden wäre.

Im Gegensatz zu den tieferen Zonen des Haupttales ist in den höheren Gebieten die Beckenbildung in bemerkenswerter Weise entwickelt. Namentlich sind die vielen Kare, in denen die verschiedenen Zuflüsse des Ariège-Gletschers ihren Ursprung nahmen, fast ausnahmslos durch kleinere und grössere Gebirgsseen geschmückt. Es handelt sich dabei sowohl um einfache Kare, wie um Treppen- und Muldenkare der Nordabdachung des Pic Serrère-Massivs und des Pic Carlitte-Gebirges; hier dürfte es kaum einen See geben, der nicht einem glazial bearbeiteten Hochtal bezw. einem Kar angehörte.

Von diesen zahlreichen Seen ist wohl der Lac Naguille wegen seiner Lage und Ausdehnung der bemerkenswerteste. Er befindet sich in einem ausgesprochenen Hängetal, das sich oberhalb einer gegen 900 m hohen Stufe über dem Oriègetal öffnet; der 71,8 m tiefe und 1300 m lange See liegt in einem echten Felsbecken, das die Mitte des muldenförmigen Hochtales einnimmt. Zu beiden Seiten und im Hintergrund steigen die Gehänge stufenartig zu Karen empor, von denen einige ebenfalls Seen bergen.

Eine ähnliche Lage besitzt der Lac d'en Beys, wo die Oriège ihren Ursprung nimmt.

Aehnliche Verhältnisse hinsichtlich Ausdehnung und Talgestaltung lassen sich auch von dem grössten Zufluss des Ariège-Gletschers aussagen, vom Gletscher aus dem Tal von Vic-de-Sos.

Bei Tarascon schloss sich dem Ariège-Gletscher, als sein grösster Seitengletscher, der Gletscher von Vic-de-sos (Sos) im gleichnamigen Tal an, das auf der Nordseite der 3140 m hohen Gruppe des Pic d'Estats herunterführt. In das deutlich trogförmige Tal münden mehrere Seitentäler in gut ausgesprochenen Stufen ein, so das Tal von Siguer, das Tal von Artiès, mit mehreren über hohen Stufen im Talhintergrund gelegenen Seen, das ebenfalls mit Seebecken ausgestattete Tal des Ruisseau de Bassiès und das Tal von Artigue. Das Haupttal, dessen Uebertiefung zwischen Auzat und St. Marc 200—300 m beträgt, steigt im Oberlauf ebenfalls in mehreren Stufen an, oberhalb der sich Talweitungen mit zugeschütteten Seebecken befinden. Rückzugsmoränen lassen sich

an mehreren Stellen beobachten; die unterste liegt unweit der Einmündung des Tales in das der Ariège bei Capoulet, eine zweite zwischen den Dörfern Vicdesos und Auzat, wo sich überdies auf Kalkstein ein prachtvoller Gletscherschliff befindet, endlich im Talhintergrund oberhalb der hohen Talstufen.

So erscheint das genannte Tal von Vic-de-sos als eines der grösseren und in der Eiszeit besonders stark vergletscherten Pyrenäentäler, mit verschiedenen Merkmalen glazialer Gestaltung: Das ohne Zweifel vor den beiden letzten Eiszeiten fluviatil entstandene, schmale, tiefeingeschnittene Haupttal ist durch die Gletscher trogförmig ausgeweitet und vertieft worden. Die Uebertiefung geht aus der Stufenmündung aller Seitentäler hervor; diese selbst sind wie das Haupttal treppenartig aufgebaut, und einige von ihnen weisen sowohl auf den unteren wie auf den höchsten Stufenseen auf, die in Felsbecken liegen; diese dürften auf glaziale Erosion zurückzuführen sein.

Vom Nordabhang des Massivs des Pic Serrère strömen der Ariège mehrere kleinere Flüsse in tiefeingeschnittenen und meist auffallend engen Tälern zu, die in der Eiszeit ebenfalls von Gletschern erfüllt waren. Diese nahmen ihren Ursprung meist in den zahlreichen Karen jenes Gebirges, von denen fast jedes heute einen kleinen See aufweist; die Zahl der Gebirgsseen nördlich des von der Ariège entwässerten Hauptkammes der Pyrenäen beträgt 84; dazu kommen noch 29 Seen vom West- und Nordhang des Pic Carlitte-Massivs, dessen Ostseite teils von der Aude, teils von der Tet entwässert wird (vergl. Tabelle 1).

h) Die Gletscher der Aude.

Die Gletscher im Gebiet der Aude nahmen wie der Tet-Gletscher ihren Ursprung am Ostabhang der 2910 m hohen Pic Carlitte-Gruppe. In der Eiszeit fanden hier offenbar Bifurkationen des strömenden Eises statt, wie in der Postglazialzeit solche der Flüsse vorkamen. Im Ursprungsgebiet bildeten die Firnmassen im gesamten, ost- und südostwärts abfallenden Gelände der Carlitte-Gruppe eine breite, mehr oder weniger zusammenhängende Decke, von der vier Gletscherzungen nach verschiedenen Richtungen abflossen. Von der gegen N gerichteten, 2810—2920 m hohen Hauptkette, an der zahlreiche Kare liegen, steigen die östlichen Seitenkämme steil zu welligen Plateaus in etwa 2200 m Meereshöhe ab, zwischen denen breite, beckenförmige oder trogartige Täler liegen. Diese Plateaus dürften der präglazialen, of-

fenbar tertiären, Landoberfläche angehören, die hier hügelartigen Charakter besass (s. Lit. 73). In der Eiszeit waren sie gänzlich von Firn bedeckt. Von den vier Gletschern, die alle ausserordentlich gut erhaltene Endmoränen aufgeworfen haben, wurden zwei von der Aude entwässert, der Galbe- und der Lladure-Gletscher, der dritte war der Tet-Gletscher, der vierte der südwärts abfliessende Gletscher von Angoustrine.

Der Galbegletscher nahm seinen Ursprung in zwei Karen am Osthang des 2600 m hohen Pic de Moustier und in der Hochfläche nördlich des Pic Péric (2810 m); er besass eine Länge von 12 km und baute die beiden schönen, gegen 120 m hohen Moränenwälle bei Fontrabiouse auf, die sich 4 km aufwärts verfolgen lassen und die talabwärts in die Schotterterrasse übergehen, auf der in 1450 m das Dorf Puyvalador steht.

Der südlich von diesem Ort, bei Fourmiguères, endende Lladoregletscher zeigte ähnliche Grössen- und Lageverhältnisse und baute die orographisch ebenfalls sehr gut hervortretenden Moränen oberhalb der genannten Ortschaft in 1480 m auf, an die sich talabwärts ein breites Schotterfeld anschliesst. Das Firngebiet des Gletschers lag am Ostabhang des oben angeführten Pic Péric, dessen von der Tet entwässerter Südabhang ebenfalls schöne Bildung von Karen und Felsbecken aufweist. In diesem Gletschergebiet lassen sich oberhalb der äussersten mächtigen Endmoräne mehrere deutlich erkennbare Rückzugsmoränen feststellen.

i) Der Tet-Gletscher.

Er war bei einer Länge von 18 km der grösste unter den vier Talgletschern, die vom Osthang der Carlitte-Gruppe herunterstiegen. Seine äusserste Endmoräne liegt in 1600 m, hart bei der alten Festung Mont-Louis, wo der Fluss sich ins Plateaugebiet des Capcir einzuschneiden beginnt, um hier in seine auffallend schmale und tiefe Mittellaufstrecke einzutreten. In das Plateau ist die Oberlaufstrecke des Tettales nur verhältnismässig wenig, nämlich nur etwa 200—300 m tief eingesenkt. So geschah es, dass in der maximalen Ausdehnung der letzten Eiszeit der Tetgletscher über den Talrand herausquoll und eine seitliche breite Zunge gegen Nordosten sandte, deren Schmelzwasser als Aude abflossen. Es fand also damals eine schön ausgesprochene Bifurkation von Gletschereis nach zwei verschiedenen Talsystemen statt; dazu gesellte sich eine dritte, nämlich nach dem Flussgebiet des Segre, nach Süden. Vom gleichen, allerdings recht ausgedehnte Plateaus und breite Nischen umfassenden Firngebiet bewegte sich auch ein ansehnlicher Eisstrom südwärts, der Glet-

scher von Angoustrine, von dem unten noch kurz die Rede sein wird.

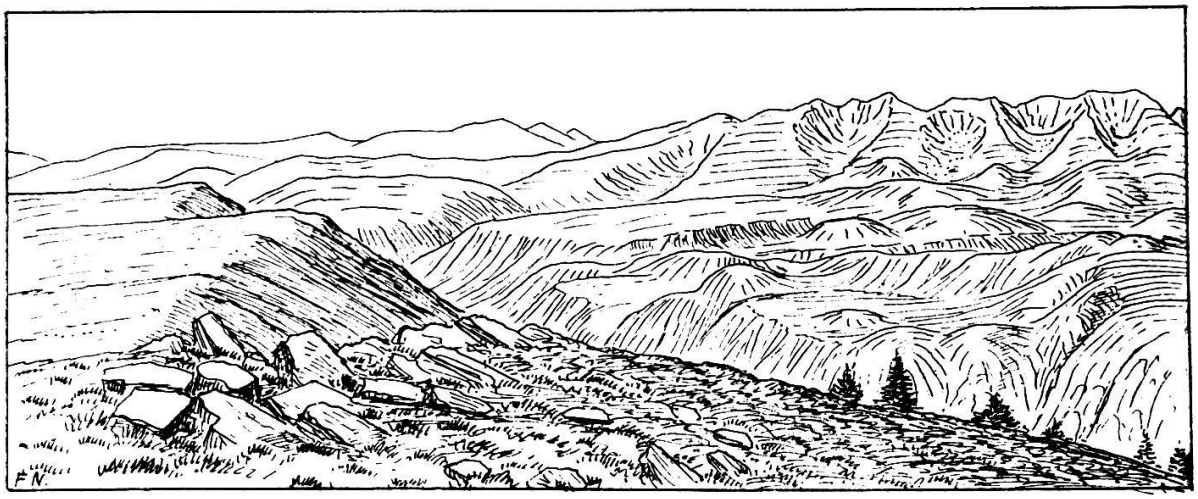

Fig. 14. **Ansicht der Hochflächen auf der Südostseite des Carlitte-Massivs.**

Oberhalb der schönen, bereits von CH. MARTINS beschriebenen Endmoränen von Mont-Louis lassen sich noch 6—7 verschiedene Rückzugsmoränen feststellen, die sich in der Regel an Rundbuckel anschmiegen und hinter denen beckenförmige Talweitungen liegen, so oberhalb der Redoute Dagobert, dann bei Pla des Avellan in 1701 und insbesondere deutlich oberhalb einer 200 m hohen Stufe, wo in 2000 m Meereshöhe eine schöne Endmoräne den früheren Sumpf von La Bouillouse abschliesst, der heute künstlich zu einem Stauwehr für Kraftwerke umgewandelt worden ist. Aber auch weiter talaufwärts folgen sich Seebecken, Rundbuckel und Rückzugsmoränen, sowohl im Tal der Grave wie auch im Gebiet des an kleinen Seen reichen, glazial stark bearbeiteten Plateaus westlich des Barrage de Bouillouse.

Ergebnisse hinsichtlich der Seebildung.

Wir haben in unserm Ueberblick über die grossen eiszeitlichen Talgletscher der Nordabdachung der Pyrenäen unser Hauptaugenmerk neben der Erörterung der Ausdehnung und Mächtigkeit der alten Eisströme, in erster Linie darauf gerichtet, in welcher Art und in welcher Masse die Täler durch die Gletscher umgestaltet wurden und namentlich, wo sich beckenförmige Talweitungen vorfinden. Wir sind dabei zum Ergebnis gelangt, dass auf der Nordseite fast in allen grösseren Tälern solche Beckenformen vorkommen, dass sie aber infolge postglazialer Zuschüttung keine Seen aufweisen, dass jedoch mehrere von ihnen in vorherrschend weicheren Gesteinen liegen und demgemäss schon in der Anlage vorhanden gewesen sein dürften, als die Eiszeit begann. Das Vorhandensein von zugeschütteten Talbecken kann auf der

Nordabdachung der Pyrenäen nicht bezweifelt werden. Wie A. PENCK schon 1883 angedeutet hat, können verschiedene Ursachen des Verschwindens von Seen aufgeführt werden, beispielsweise Einschneiden der Abflüsse in die Schwellen, geringe Tiefe der Becken im allgemeinen und endlich starke Zuschüttung, Erscheinungen, die man auch teilweise aus den Alpen kennt. Die Zuschüttung erfolgte sicher nicht nur durch den Hauptfluss, sondern auch durch geschiebereiche Seitenflüsse, die meist in weichere Gesteine eingeschnitten sind. Der Hauptgrund dürfte aber doch die geringe Tiefe der ehemaligen Seebecken sein, die mit der geringeren Erosionswirkung der Gletscher in Zusammenhang gebracht werden muss. Dazu kommt aber noch eine weitere Erklärungsmöglichkeit für das Fehlen jener Talseen, nämlich die Enge und Jugendlichkeit der Pyrenäentäler. In mehreren Tälern haben wir nämlich in verschiedener Höhe liegende Terrassen vorgefunden, welche auf Periodizität der Talbildung schliessen lassen; diese dürfte durch periodische Hebungen des Gebirges verursacht worden sein (vergl. Lit. 71). Wir haben nun in den oberen Terrassen weiter geöffnete Täler feststellen können als in den tieferen. Das in den unteren Terrassen eingeschnittene, also jüngste Tal, weist vielerorts eine enge V-Form, an andern Orten sogar eine Schlucht im Querprofil auf, woraus hervorgeht, dass die Talbildung hier eine durchaus jugendliche sein muss. Eindrucksvoll sind in dieser Hinsicht die Täler der Aude und der Tet: Im Oberlauf waren sie vergletschert, und die Gletscher legten sich hier in breitere, aus einem früheren daher weit fortgeschrittenen Stadium der Talbildung stammende Täler; unterhalb der Endmoränen nimmt das Flussgefälle zu, und der Fluss strömt hier in tiefeingeschnittenem, schmalem Tal nach dem Gebirgsrand hin, wo die Talform breiter und das Gefälle geringer wird.

Nun reichen aber die tiefer gelegenen Endmoränen der grossen Talgletscher bis auf den Felsboden des jüngsten Taleinschnittes hinab. Denken wir uns diesen Taleinschnitt vor dem Vorstossen der Talgletscher schmal, wie das noch heute in vielen nicht vergletscherten Tälern der Fall ist, so müssen wir zugeben, dass die Eisströme, begünstigt durch petrographische Verhältnisse, eine ganz beträchtliche Ausschleifungsarbeit haben leisten müssen, um aus schmalen V-Tälern breite Talbecken zu schaffen, auch wenn diese keine bedeutende Tiefe besassen. Man muss sich nun fra-

gen, ob diese geringere Erosionswirkung auf eine geringere Mächtigkeit der grossen Talgletscher zurückzuführen ist, oder ob nicht noch andere Faktoren hierbei eine Rolle gespielt haben. Gewiss waren die Alpengletscher allgemein bedeutend mächtiger als die Gletscher der Pyrenäen, und doch kamen auch hier Eisströme von 600—800 m Mächtigkeit vor, denen man eine bedeutende Erosionswirkung hätte zuschreiben dürfen. Da diese aber nicht hingereicht hat, in den Zungenbecken grössere Talseen zu erzeugen, so liegt der Gedanke nahe, dass die Gletscher nicht lange genug eine so grosse Ausdehnung gehabt haben mochten, um derartige Wirkungen hervorzurufen. Diese Auffassung steht allerdings im ersten Augenblick im Widerspruch mit der Tatsache, dass in einigen Tälern ausserordentlich mächtige glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen vorhanden sind, die auf eine lange Dauer der Vergletscherung schliessen lassen. Aber bei näherer Betrachtung erkennt man, dass die Mächtigkeit dieser Ablagerungen nur dort bedeutend ist, wo die Gletscher von granitischem oder gneissigem Gebirge herstammten, wie im Pic Serrère, im Massiv des Pic de Certescans, im Massiv des Pic Carlitte, im Massiv des Pic Perdighero, im Massiv von Néouvielle etc. In diesen Gebieten zeichnen sich die Moränen durch sehr reichliches und grobes Blockmaterial aus. Umgekehrt kennen wir Fälle genug, wo die aus Schiefergebirgen her kommenden Gletscher nur sehr geringfügige Ablagerungen hinterlassen haben, so dass man nicht selten Mühe hat, ihre Endmoränen zu finden, so z. B. in den Tälern des Lez und des Salat.

Nun haben wir bei den grossen Talgletschern die Tatsache kennen gelernt, dass verhältnismässig weit oberhalb ihrer äussersten Endmoränen die Wirkungen ihrer abschleifenden und eintiefenden Tätigkeit sehr augenfällig sind und uns namentlich in stark übertieften Trogtälern und schliesslich in verschieden tiefen, hochgelegenen Felsbecken entgegentreten, in deren Umgebung die Abschleifung und Schrammung der Felsen durch strömendes Eis noch mit aller Deutlichkeit wahrzunehmen ist. Dieser Gegensatz der Erosionswirkungen zwischen tieferen und höheren Gebieten zwingt uns geradezu zu der Annahme, dass die Vergletscherung der höheren Gebiete sehr viel länger angedauert hat als in den tieferen Talstrecken; sie erklärt uns auch den Reichtum an granitischem Material aus jenen Gesteinszonen in den weiter

talwärts abgelagerten Moränen; vor allem gibt sie uns einen Hinweis auf die Frage, weshalb in den tieferen Talstrecken, trotz bedeutender Gletschermächtigkeit, die den betreffenden Gletscherzungen entsprechende Talseen fehlen.[1])

Wenn wir alle diese Umstände in richtiger Weise in Erwägung ziehen, so dürften sie uns genügende Erklärungen für das Fehlen der grossen Talseen auf der Nordseite der Pyrenäen geben.

Wir haben nun zu untersuchen, ob sich ähnliche Erscheinungen auch auf der spanischen Seite der Pyrenäen beobachten lassen. Zunächst muss hier festgestellt werden, dass auch da grosse Talseen und insbesondere Randseen fehlen, während die höheren Gebirgsmassive, wie wir bereits wissen, reich an Bergseen sind.

2. *Die grossen Talgletscher der Südabdachung.*

Die südliche Abdachung der Pyrenäen ist ebenso reich durchtalt und gegliedert wie die nördliche, und wir können hier ebenso viele grössere und kleinere Flüsse bemerken, die in den höheren Bergkämmen ihren Ursprung nehmen und nach dem Gebirgsrande zuströmen. Dabei lässt sich im allgemeinen die Tatsache feststellen, dass diese Täler durchschnittlich enger, schmäler sind als die der französischen Gebirgsseite; eine zweite Tatsache ist die, dass, wie bereits A. PENCK erkannt hatte, die eiszeitliche Vergletscherung nicht so stark entwickelt war wie auf der Nordabdachung der Pyrenäen. In einigen Tälern wurden immerhin Talgletscher von 30 bis 35 km Länge nachgewiesen. Der Mangel an vorhandenen Untersuchungen veranlasste seinerzeit A. PENCK zur Annahme von zahlreichen im allgemeinen bedeutend kleineren Talgletschern, namentlich in den Tälern der Esera, der Noguera Ribagorzana und der Noguera Pallaresa und in deren obersten Verzweigungen. Neuere Untersuchungen von W. PANZER, L. GARCIA-SAINZ und F. NUSSBAUM haben hier nun doch ein anderes Gesamtbild ergeben, das wir auf den folgenden Seiten in aller Kürze skizzieren wollen. Wir beginnen dabei unsere Darlegung mit den westlichsten, noch wenig bekannten Pyrenäentälern.

---

[1]) CH. JACOB und M. CASTERAS betonen ebenfalls den Gegensatz zwischen den glazialen Formen der höheren Gebirgsgegenden und den der fluviatilen der tieferen Tallandschaften im Gebiet von Luchon (Lit. 112).

a) Im Gebiet des Aragon waren ohne Zweifel mehrere der diesem Flusse tributären Seitentäler, die als echte Quertäler im rechten Winkel vom Hauptkamm abgehen, um sich dann mit dem grössten der Pyrenäenlängstäler zu vereinigen, in der Eiszeit mehr oder weniger stark vergletschert, ohne dass man jedoch hierüber näheres kennt. Für die Vergletscherung spricht in erster Linie der Umstand, dass auf der Nordseite des über 2300 m hohen Kammes der 25 km lange Aspe-Gletscher seinen Ursprung nahm; da dessen Entwicklung eine Schneegrenze von unter 1800 m Meereshöhe voraussetzte, konnten sich auch auf der Südseite ansehnliche Gletscher bilden, die in die Täler des Esca R., des R. de las Tajeras, der Guarringa hinabsteigen, in deren Gebiet sich auch einige Seen befinden (Mare, Et. de Bellagua, Et. de Uterdineta und der unterirdisch abfliessende Ibon de Estaens). Auch ist denkbar, dass die Einzugsgebiete der Täler der Osia und des Esterron vergletschert waren, da sie in bedeutenden, über 2630 m hohen Gebirgen liegen.

Im Tal des Aragon selber reichte, nach W. PANZER, ein 22 km langer Talgletscher bis nach Castiello de Jaca hinab (Lit. 77). In seinem Einzugsgebiet befinden sich sechs Gebirgsseen, davon der auf der Westseite der 2808 m hohen Pala de Yp in 2110 m gelegene Ib. de Yp, der eine Länge von 300 m besitzt.

b) Aehnlich wie im Aragontal konnte der deutsche Geologe W. PANZER auch in den Tälern des R. Gallego und des R. Ara die Lage der Endmoränen zweier ansehnlicher Talgletscher dort feststellen, wo sie viele Jahre früher von A. PENCK vermutet worden waren, nämlich im Gallegotale bei Senegue und im Aratal wenig oberhalb Fiscal (Lit. 77, 80). Bemerkenswert sind die Beobachtungen A. PENCKs über das Vorhandensein von Talbecken im Tale des R. Gallego; so gibt er an, dass Grundmoränen von erstaunlicher Mächtigkeit das weite Talbecken von Sallent auskleiden, wo wir also ein Zungenbecken des Gallegogletschers einer Rückzugsphase annehmen dürfen. Dann bemerkt er aus der Gegend des Bades von Panticosa, dass sich der Fluss schluchtartig, tief in den von Gletscherschrammen überzogenen, nackten Granitboden des Tales eingeschnitten habe, ferner dass sich der unterhalb einer Talstufe gelegene See von Panticosa (Laguna de Panticosa) in einem glazial bearbeiteten Felsbecken befinde. Ein zwei-

tes „weites Becken“ öffne sich sodann unterhalb einer Talverengung bei Biesca (Viesca), einer zentralen Depression genau gleichend, aber von einer öden Schotterfläche erfüllt, welche der Gallego fortwährend aufschütte (O. cit. p. 201); auch dieses Becken sei von typischen Moränen umsäumt, und zwar von Ufermoränen. Die in den beiden genannten Tälern nachgewiesenen Gletscher gehören, bei einer Länge des Gallego-Gletschers von 41 km und 37 km der des Ara-Gletschers, zu den grössten diluvialen Talgletschern der Pyrenäen; ihre Enden lagen jedoch um nahezu 400 m höher als die der Gletscher der Nordabdachung. Da der Gallego-Gletscher seinen Ursprung zum grössten Teil im Granitmassiv des Pic de la Grande Fache nahm, darf uns nicht wundern, dort eine grosse Anzahl von Kar- und Stufentalseen anzutreffen, im ganzen 52, darunter der 51 m tiefe Ibon de Bramatuero in 2526 m Höhe.

Ein weiterer See, der Ibon Pantano, liegt ausserhalb des alten Gletschergebietes in einer Zone gefalteter Eocänschichten.

c) Auffällig ist im Tal des R. Ara die Tatsache, dass sich unmittelbar unterhalb Fiscal ein 11 km langes und bis 2,5 km breites Talbecken ausdehnt, das durch die gewaltige, 700 m tiefe Schlucht von Janovas, die ein aus Nummulitenschichten gebildetes Gewölbe durchquert, abgeschlossen wird, während das Tal oberhalb der Endmoränen von Fiscal sehr viel enger erscheint. Hat vielleicht der Gletscher einmal doch bis Janovas gereicht, oder ist die Talweitung dadurch entstanden, dass hier der Fluss im Streichen der Flyschgesteine rascher lateral erodieren konnte als ober- und unterhalb?

Ein anderes Beispiel eines weiten Talbeckens bietet uns das Tal der Esera in der Gegend von Castejon de Sos und Villanova; es besitzt eine Länge von 6 km und ist durch den Umstand gekennzeichnet, dass sowohl oberhalb wie unterhalb des Beckens der Fluss sehr ausgeprägte Talengen durchmisst; beachtenswert ist ferner die Tatsache, dass sich nach OBERMAIER und L. GARCIA-SAINZ am unteren Ende des Beckens bei El Run die äussersten Endmoränen des Esera-Gletschers vorfinden, während jüngere Moränen weiter oberhalb bei Sahun und Benasque beobachtet worden sind (Lit. 43). Demnach scheint es sich beim Becken von Castejon um ein Zungenbecken des Esera-Gletschers zu handeln. Allein die Anlage dieses Beckens dürfte im wesent-

lichen auf die petrographischen Verhältnisse zurückzuführen sein. Hier durchquert nämlich die Esera eine Zone von triasischen Schichten, die vorherrschend aus roten, zum Teil Gips führenden Sandsteinen und Mergeln bestehen, während dort, wo der Fluss sich in härtere alte Schiefer und in kretazische Kalke eingeschnitten hat, das Tal stark verengt ist.

Wir haben demnach hier wieder eines jener Beispiele von Talbecken, wie wir sie schon auf der Nordabdachung der Pyrenäen kennen gelernt haben, in denen eine petrographisch bedingte Talweitung von einer Gletscherzunge noch mehr oder weniger erweitert worden ist.

Der 35 km lange Esera-Gletscher ging aus zahlreichen Hochtälern und Treppenkaren des Perdighero-Massivs, der Maladetta und des Massivs des Pic des Posets hervor, in denen sich eine grosse Zahl von Gebirgsseen befindet; der grösste von ihnen ist der 1700 m lange Ibon de Gregueña; aber keiner von den 45 Seen ist auf seine Tiefe vermessen worden, und über die morphologische und geologische Beschaffenheit ihrer näheren Umgebung kennt man nur sehr wenig. GARCIA-SAINZ erwähnt, dass an mehreren Orten das Haupttal U-Form aufweise; aber über die Talübertiefung und die Erscheinung von Hängetälern sagt er nichts.

e) Etwas besser sind wir heute unterrichtet über die Vergletscherung der Täler der beiden Nogueras. Das Tal der Noguera Ribagorzana ist vor kurzem von OBERMAIER und J. FROEDIN besucht worden; nach diesen Autoren reichte der Gletscher der Noguera Ribagorzana bis nach Villaller und der des Tales von Bohi bezw. der Noguera de Tor bis Llesp (Lit. 75, 41).

Obwohl nun der im Haupttal gelegene Gletscher den beiden über 3000 m hohen Gebirgsgruppen der Maladetta und der Sierra Montarto entstammte, erreichte er nur eine Gesamtlänge von 22 km; nur sehr wenig länger war der Gletscher im Tal von Bohi, der sich übrigens aus zwei Talgletschern mit hochgelegenen Einzugsgebieten zusammensetzte, dem an Seen besonders reichen Hochtal von Bohi und dem aus dem Val de S. Nicolou.

Im Tal der Noguera Ribagorzana stellte J. FROEDIN zwischen Senet und Cierco ein gut ausgebildetes Talbecken fest, das von hohen Ufermoränen begleitet und durch Felsriegel abgeschlossen ist.

Ebenso weist auch das Tal von Tor, nach der Karte von FR. SCHRADER, unterhalb der Stufe von Erilavall und Bohi eine

6 km lange Talweitung auf, in deren Mitte sich die Ortschaft Barruera befindet.

Die Zahl der im Einzugsgebiet des Bohi-Gletschers vorkommenden Tal- und Karseen beträgt 53; dazu kommen die in einem gut entwickelten Treppenkar gelegenen 2 Seen am Pic del Peso, dessen Gletscher möglicherweise östlich Bohi den Hauptgletscher noch erreichte.

f) Die Vergletscherung im Gebiet der Noguera Pallaresa.

Gut ausgeprägt sind ferner die glazialen Ablagerungs- und Erosionsformen in den oberen Talgebieten der Noguera Pallaresa. Dieses Gebiet gliedert sich in fünf grössere, ehemals vergletscherte Tallandschaften, a) in die des Hauptflusses, dessen Quelle sich im Massiv des Pic Marimaña (Roca Blanca) befindet, b) in die des Riu Flamisell, c) in die von Espot, d) in die der Noguera de Cardos und e) in die der Noguera de Val Farrera.

Die sämtlichen Täler sind vom Verfasser seit 1926 mehrmals besucht worden, so dass er in der Lage ist, über ihre morphologischen Züge und die diluvialen Ablagerungen auf eigenen Beobachtungen beruhende Angaben zu machen.

Der Pallaresa-Gletscher. Wie heute die Noguera Pallaresa in ihrem Ursprungsgebiet einen grossen Bogen um das Massiv des Pic de Marimaña (oder Roca Blanca) beschreibt, wo sie entspringt, so bildete auch der eiszeitliche Pallaresa-Gletscher hier einen mächtigen Bogen, wobei er zahlreiche Seitengletscher von beiden Flanken her aufnahm, bevor er sich bei Esterri de Aneu mit einem im Tal des Rio de la Bonaigue gelegenen grösseren Seitengletschers vereinigte, der vom Nordabhang der Sierra Montarto aus zwei grossen Karen hervorging. Hier befinden sich in granitischem Untergrund mehrere kleinere und grössere Karseen, wie der Lac Gerbel, Estañ Redoun, Estañ de los Cabanas; gleich ist die Lage der verschiedenen Gebirgsseen des Roca-Blanca-Granitmassivs. Es führte daher der Pallaresa-Gletscher massenhaft granitisches Material mit, und unterhalb Esterri de Anéu, wo das Tal eine breite Schieferzone durchquert, werden Granitblöcke die Leitgesteine des Talgletschers. Solche Findlinge lassen sich nun talabwärts bis in die Nähe von Llavorci auf beiden Talseiten verfolgen, wo nicht die grosse Steilheit der Hänge

ihre Ablagerung unmöglich gemacht hat. Eine als Moräne zu deutende mächtige Schuttbildung bekleidet den südlichen Talhang 1,5 km oberhalb Llavorci bis auf 80 m Höhe, und sie besteht grösstenteils aus erratischem Schutt, unter dem sich zahlreiche grosse kantige Granitblöcke befinden; der Pallaresa-Gletscher endete demgemäss in nächster Nähe des Punktes, wo heute Llavorci steht, in etwa 820 m Meereshöhe, und besass bis hierher die ansehnliche Länge von 51 bis 52 km; zeitweise mochte er noch etwas über Llavorci hinausgereicht haben, worauf eigenartige Deltabildungen bei Tirvia schliessen lassen.

Dieser grösste aller Südpyrenäengletscher, der zwar nicht den höchsten Gebirgsgruppen entstammt, besass ohne Zweifel auch eine bedeutende Mächtigkeit; nach Moränen bei Son zu schliessen, muss sie bei Esterri-de Aneu mindestens 450 m betragen haben, und mit dieser ansehnlichen Grösse des Gletschers dürfte auch die Erscheinung der Uebertiefung und Ausweitung des Haupttales zusammenhängen, die wir bei Esterri feststellen können: Hier vereinigten sich mit dem Hauptgletscher zwei grössere Seitengletscher, der Bonaigue-Gletscher und der Unarre-Gletscher; bei der Vereinigung dieser drei Gletscher erscheint das Tal unvermittelt sehr geweitet und gleichzeitig bedeutend übertieft. Nirgends deutlicher als hier sieht man, dass ein zugeschüttetes Talbecken vorliegt, dessen flacher, bei Esterri 1300 m breiter Boden mit schwachem Gefälle sich talwärts allmählich verengert und nach 10 km Längserstreckung unterhalb Escaló durch einen typischen Felsriegel abgeschlossen wird. Mehrere Seitentäler, so z. B. das Tal von Espot und das ihm gegenüberliegende, münden mit Stufen von 120—150 m im Haupttal ein. Noch höher (200—400 m) sind die Mündungsstufen der Hängetäler von Escart, Jou, Son und Llaborre. Unterhalb Llavorci setzt im Haupttal das weithin auftretende enge V-Profil ein. Wir haben in dieser Gegenüberstellung der verschiedenen Querschnitte ein und desselben Tales den deutlichen Hinweis darauf, dass der grosse Talgletscher ein ursprünglich enges, V-förmiges Tal beckenartig ausgeweitet und vertieft hat, worauf in der Postglazialzeit die Gewässer die Zuschüttung dieses Beckens besorgten, während ausserhalb des Gletschers das Tal den fluviatilen Charakter beibehalten hat.

In dem oben genannten Seitental von Espot befand sich ein selbständiger Talgletscher von 13 km Länge, der unterhalb des gleichnamigen

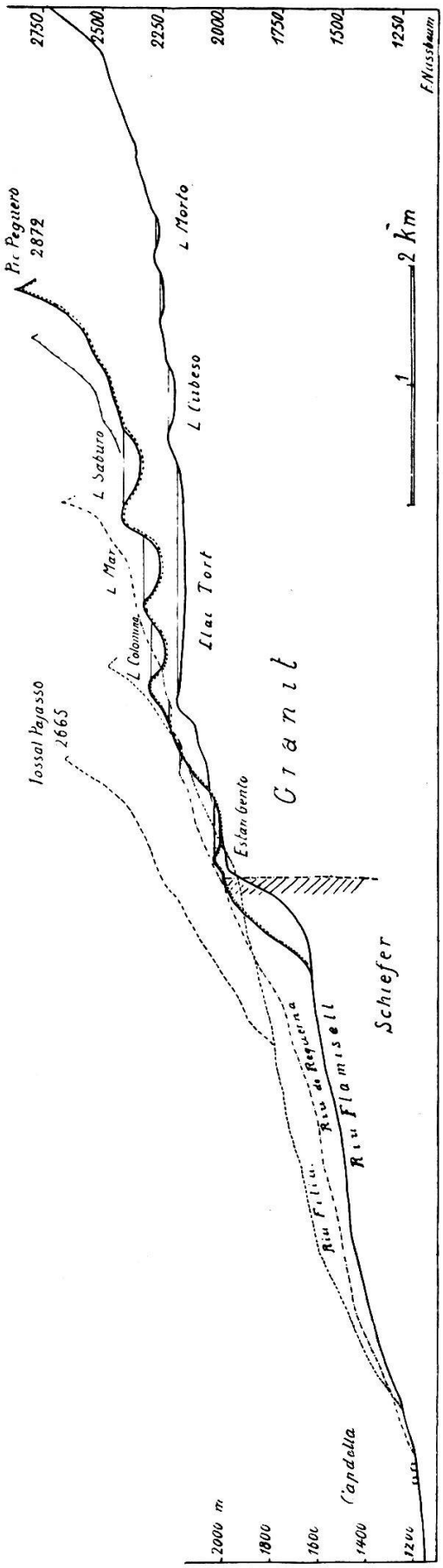

Fig. 15. **Längsprofile der Hochtäler oberhalb Capdella.**

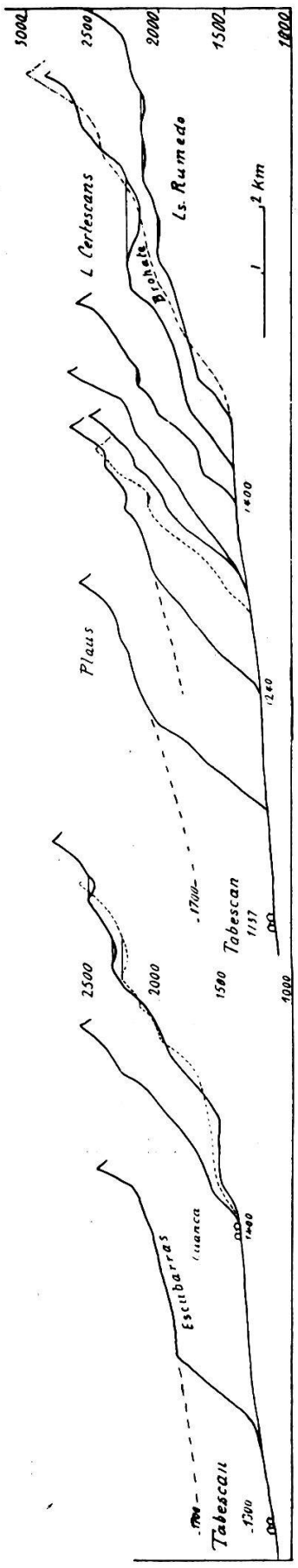

Fig. 16. **Längsprofile der Hochtäler von Tabescan.**

Dorfes eine grossartige Endmoräne abgelagert hat; sie ist namentlich auf der südlichen Talseite orographisch gut entwickelt und trägt hier einen zusammenhängenden Föhrenwald. Bei Espot schloss sich ihm ein kleiner Gletscher aus dem Hochtal von Fongueras an. Die Moräne des Espot-Gletschers lässt sich bis 1150 m Meereshöhe verfolgen; hier tritt Ufermoräne des Pallaresa-Gletschers auf, die in 1120 m gut entwickelte Deltaschichten überlagert. Diese rühren von einem lokalen Stausee her, der durch den Hauptgletscher in dem von ihm versperrten seitlichen Hochtal entstanden war.

Das prächtige Trogtal von Espot weist im oberen Teil mehrere Stufen auf; auf einer solchen liegt in 1895 m, oberhalb einer abgeschliffenen Felsschwelle der bemerkenswerte Estañ de S. Mauricio; ferner münden mit hohen Stufen kleinere sekundäre trogförmige Seitentäler und Kare mit kleinen Seen ins Tal von Espot ein. Ebenso ist das genannte Seitental von Fongueras mit schönen Gebirgsseen ausgestattet.

Im Tal des Riu de Flamisell lag in der Eiszeit ein Gletscher von 18,5 km Länge. Seine vornehmlich aus Granitmaterial bestehende, in der breiten Zone primärer Schiefer und Kalke abgelagerte äusserste Endmoräne befindet sich bei dem Molino genannten Kraftwerk der E. El. Barcelona, 1,5 km unterhalb des Dorfes Torre de Capdella. Von hier aufwärts weist das Tal ein gutes Trogprofil auf, und die meist kleinen Seitentäler sind durchwegs Hängetäler. In 1180 m Meereshöhe, bei dem Kraftwerk Capdella, vereinigen sich drei Täler des Einzugsgebietes in ausgeprägten Stufen, in die sich die Talgewässer schluchtartig eingeschnitten haben. Bis zum Dorf Capdella reicht eine gut entwickelte Endmoräne einer Rückzugsphase des Riquerna-Gletschers. Das Haupttal setzt sich oberhalb Capdella als schmäleres Trogtal fort, um sodann in 1600 m mit grossartigem, 400 m hohem Talschluss zu enden. Oberhalb dieser Hauptstufe, die zugleich die Gesteinsgrenze zwischen Schiefer- und Granitzone bildet, befinden sich breite, an Seen reiche Mulden- und Treppenkare. Von den insgesamt 37 Seen sind gegen 1 Dutzend der grösseren und tieferen zur Gewinnung von Kraft bezw. Elektrizität technisch herangezogen und daher nach Lage, Tiefe und Art der Becken genau untersucht worden. Dabei hat es sich gezeigt, dass diese Seen vollständig in echten Felsbecken aus unverwittertem Granit liegen. Von diesen Tatsachen konnte ich mich sowohl im Jahre 1929 wie auch 1932 überzeugen, als ich auf Einladung unseres Landsmannes, des Herrn Ingenieur ALBERT KELLER, jene Ge-

gend besuchte, und bei welcher Gelegenheit ich in den Besitz der Karte der „Lagos de Capdella" gelangte (siehe Kartenmaterial).

Es handelt sich bei diesen Lagos um Gebirgsseen von teilweise beträchtlicher Tiefe, die in den muldenartig geweiteten und treppenförmig ansteigenden Karen auf der Südseite der Sierra de los Encantados liegen; die grösseren Seen sind vornehmlich in drei Gruppen angeordnet, die drei durch Seitenkämme von einander getrennten Hochtälern entsprechen. So finden wir im östlichen Kargebiet als erste Gruppe von unten nach oben aufeinanderfolgend: den Lago Etangento in 2030 m Höhe, den Lago Colomina in 2307 m (Tiefe 63 m), den Lago Mar (Tiefe 72 m) und den Lago Frescau in 2030 m, sodann den Lago Saburo in 2422 m (Tiefe 80 m). Vergleiche Fig. 4 und 15!

Im mittleren Hochtal nimmt der 2,4 km lange, aber nur 28 m tiefe Lago Tort ungefähr die Mitte ein; er ist auf den Seiten und talaufwärts noch von 5—7 weiteren kleineren, aber z. Teil tieferen Seen begleitet (Lago Cubeso 35 m, Lago Fossé 32 m).

Eine dritte Gruppe von ebenfalls zu technischen Zwecken herangezogenen Gebirgsseen befindet sich im Einzugsgebiet des R. de Riquerna (Lago Tapat, Lago Morera, Lago Salado u. a.) in einer treppenartigen Aufeinanderfolge in 2047—2360 m.

Von besonderem Interesse war nun, dass zur Gewinnung von Wasserkraft die tieferen und höher gelegenen Seen durch Tunnel angebohrt und der Reihe nach zum Lago Estangento hin entleert wurden. So war zur Zeit meines ersten Besuches der 63 m tiefe Lago Colomina gänzlich, die 72 bezw. 80 m tiefen Lagos Saburo und Mar zur Hälfte entleert. Dabei zeigten sich auf der unteren Seite des Beckens die allerschönsten Gletscherschliffe, die vom Grunde des Sees bis auf den Scheitel des Riegels hinaufsteigen; in grossen Flächen, auf denen vereinzelte erratische Blöcke lagen, ist der gesunde Granitfels geradezu spiegelglatt geschliffen und mit sehr gut erhaltenen Schrammen, entsprechend der Stossrichtung, versehen (vergl. die Bilder 8—10, Tafel IV und V).

Es dürfte das erstemal sein, dass man in den Pyrenäen die Beschaffenheit in Fels ausgeschliffener Becken derart vom Seegrund bis auf den Riegel hinauf hat beobachten können, aus welcher Beobachtung sich nun der zwingende Schluss ergibt, dass diese Becken vollständig vom Eise relativ kleiner Gletscher der Eiszeit ausgeschliffen worden sein müssen. Dabei ist auch hier

bemerkenswert, dass die meisten Seen von Capdella am Fusse von Felsstufen bewirken offenbar eine Zunahme der Bewegung des glazialen Erosion zu denken, entsprechend der Unstetigkeit der Bewegung und der Eisauflastung am Grunde der Gletscher: Die Felsstufen bewirken offenbar eine Zunahme der Bewegung des Eises und infolge der Vermehrung des Gewichtes eine starke Ausschleifung des Bodens je am Fusse einer Stufe. Auffällig ist ferner die geringe Menge an Gletscherschutt auf dem Grunde der Seen. Im Lago Colomina fand ich nur etwa 2 m mächtige Ablagerungen von Sand, Schlamm, erratischen Blöcken und einige Stämme von Föhren.

Beim Lago Tort haben wir eine zentrale Abfliessmulde der sich von oben und von beiden Seiten sich vereinigenden Gletscher, also ein Seebecken offenbar entstanden durch Konfluenz von Gletschern oder Firnmassen.

Aehnliche Beispiele haben wir ja bereits auf der Nordseite der Pyrenäen kennen gelernt; wir werden noch von einigen andern Seebecken hören, die im Bereiche der Gletscher der Südabdachung des Gebirges liegen.

Noch sei hier bemerkt, dass von den 42 Gebirgsseen, die vom Riu Flamisell entwässert werden, 41 sich im Gebiet früherer Gletscher befinden; nur einer hat eine ihn davon ausschliessende Lage, der See von Moncortes, der auf Juraschichten eingebettet ist.

Wir gelangen nun in die Täler der Noguera de Cardos und de Farrera.

In diesen beiden Flussgebieten vermochte der Verfasser alte Gletscherablagerungen und glazial bearbeitete Talformen festzustellen. Allerdings sind in beiden Tälern die Endmoränen viel weniger gut ausgebildet, als dies etwa in Gletschergebieten der Carlitte-Gruppe der Fall ist; es liegt dies sowohl an den orographischen wie an den petrographischen Verhältnissen, die in beiden Gebieten recht verschieden sind. In der Pic Carlitte-Gruppe besteht das Gesteinsmaterial fast ausschliesslich aus Granit, der zu einem guten Teil in mächtigen Blöcken verfrachtet und abgelagert worden ist, und zwar konnten die Moränen auf breiten, wenig geneigten Flächen des Capcir und der Cerdagne aufgeworfen werden. Im Talgebiet der Noguera jedoch besteht nur der hinterste Abschnitt, der Hauptkamm, aus granitischen Gesteinen;

zum weitaus grössten Teil durchqueren die Täler eine ausgesprochene, petrographisch sehr monotone Schieferzone, die massenhaft leicht zerkleinerbares Material geliefert hat; zudem sind hier die Täler, abgesehen von trogartigen Talweitungen, ähnlich wie im Talgebiet des Valira d'Andorra, schmal und steilwandig, so dass sich nicht überall die Moränenablagerungen erhalten haben. Solche treten uns nur etwa in Talweitungen (wie bei Tabescan) oder auf hochgelegenen Talterrassen entgegen. Durch Granitblöcke gekennzeichnete Moräne bildet westlich Lladorre eine breite Terrasse in ungefähr 300 m Höhe über dem Fluss. In gleicher Höhe bestehen am felsigen Ostabhang an mehreren Stellen deutliche Schliffkehlen. Unterhalb Lladorre zeigt das südlich verlaufende Haupttal einen auffallenden Wechsel zwischen rundlichen Becken oder Weitungen mit felsigen, zu Rundbuckeln abgeschliffenen Riegeln, durch die sich der Fluss stets in Schluchten eingeschliffen hat. Denkt man sich diese jugendlichen Einschnitte geschlossen, so ergeben sich mehrere bis 100 m tiefe Seebecken. Ihr Verschwinden ist also in erster Linie dem Einschneiden des Flusses in die aus Schieferfelsen bestehenden Riegel zuzuschreiben. In jedem Talbecken befinden sich ein oder mehrere Dörfer, deren Bewohner hauptsächlich vom Ertrag der sorgfältig angebauten Talflächen leben. Ein ähnliches beckenartiges Trogtalstück birgt auch die grosse Ortschaft Ribera de Cardos, unweit vom Ausgang des mit tiefer Schlucht einmündenden Seitentales von Estaon. Moräne des Cardos-Gletschers ist westlich oberhalb Ribera, unweit des Dorfes Surri, noch 150—160 m über der Talsohle anzutreffen.

Das Ende des gegen 28 km langen Talgletschers von Cardos lag etwa 4 km unterhalb Ribera, wo eine mächtige Schotterterrasse im Tal aufgebaut ist und sich von hier an talabwärts noch mehrere km weit, bis unterhalb Llavorsi, verfolgen lässt. Rückzugsmoränen konnten bei Tabescan und oberhalb Idal beobachtet werden, wo das Tal mit gut ausgebildeter Trogform unterhalb einer hohen Stufe einsetzt. An den über 2200 m hohen Kämmen finden sich überall typische Treppenkare, die meist eine Serie von Seebecken über Felsstufen aufweisen. Mehrere Seitentäler münden mit auffallend hohen Stufen ins Haupttal ein (vergleiche hiezu die Karte Fig. 17 und die Profile Fig. 16).

Die bei Tabescan auf 560 m festgestellte Uebertiefung des Haupttales ist wohl zum grösseren Teil der durch Hebung be-

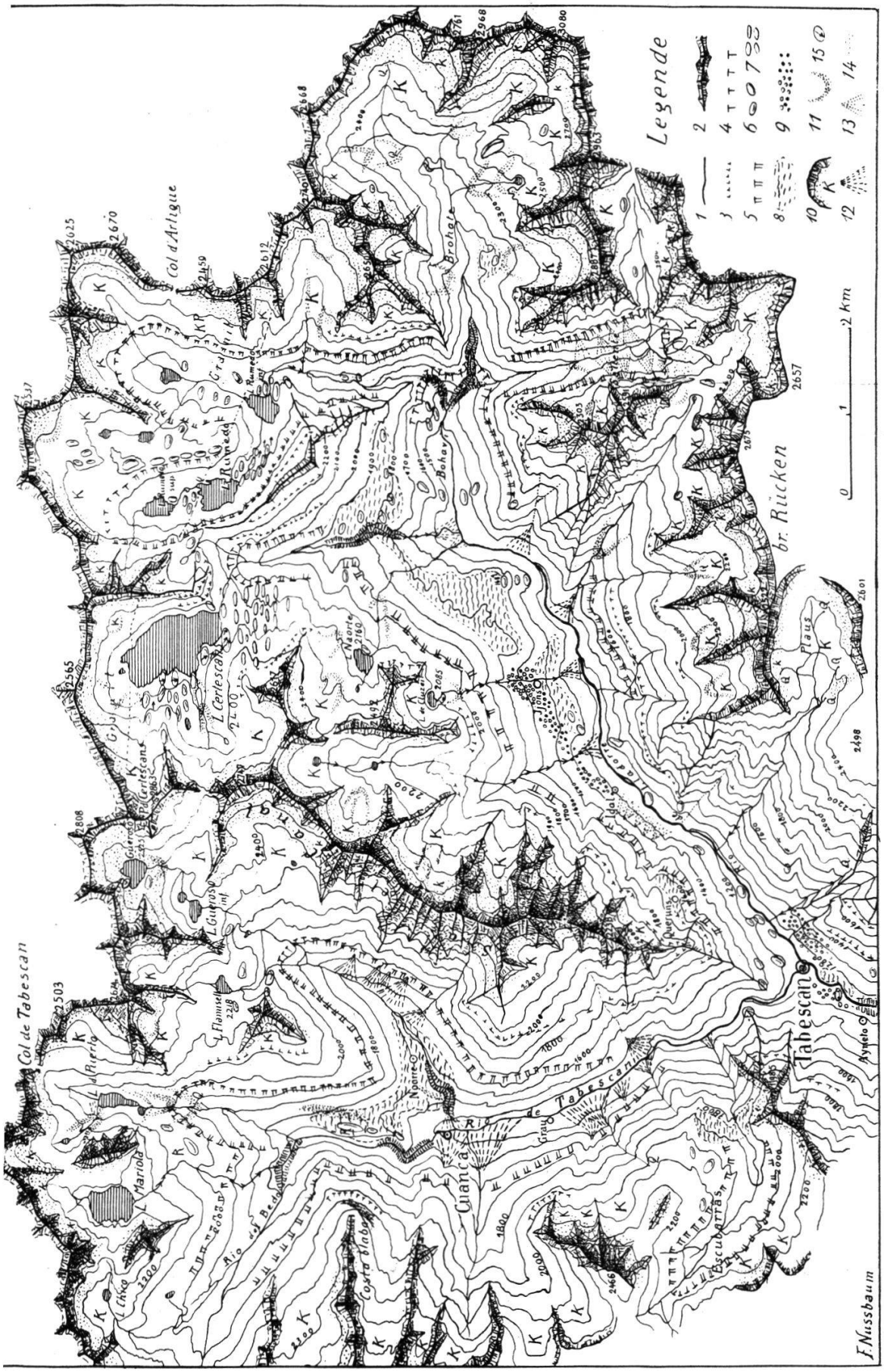

Fig. 17. **Morphologische Karte des Gebietes von Tabescan.**
1 = Bergrücken, 2 = Grat, 3 = Schliffkehle, 4 = Trogschluss, 5 = Trogschulter, 6 = Rundbuckel, 7 = Felsrippen, 8 = Felsterrasse, 9 = Moräne des Hauptgletschers, 10 = Kar, 11 = Moräne der Lokalgletscher, 12 = Bachschuttkegel, 13 und 14 = Schutthalden, 15 = Gletscherschliff

wirkten fluviatilen, zum kleineren der glazialen Erosion zuzuschreiben.

Unter den Karseen dieses Gebietes ist der 96 m tiefe Lac de Certescans, der in 2240 m Meereshöhe liegt, besonders bemerkenswert. Er füllt ein in Granit und harte Quarzitschiefer ausgeschliffenes Felsbecken aus, das sich 400 bis 600 m unter dem Hauptkamm befindet. Oestlich von ihm ist ein schönes Treppenkar entwickelt, auf dessen Stufen vier ebenfalls, wie der Verfasser aus eigener Beobachtung festgestellt hat, in Felsbecken liegende Seen vorkommen; es sind die verschiedenen Lacs Rumedo, deren Lage und Benennungen am besten auf der Karte von Tabescan wiedergegeben sind (vergl. Abschnitt Kartenmaterial, sowie die Fig. 16 und 17 und die Tafeln VI und VII).

Ganz ähnliche morphologische Züge weist das Vall de Farrera auf, in dem ein Gletscher von 22 km Länge lag. Mächtige Schuttbildungen, die wir dem erratischen Material zufolge als Moränen deuteten, geben auf dem linken Ufer sein Ende unterhalb Alins, bei Arahos, an; 8 km weiter talaufwärts findet sich bei Areo eine sehr beträchtliche Moränenablagerung am westlichen Talhang, aus deren Höhenlage auf eine Gletschermächtigkeit von 400 m geschlossen werden kann. Ebenso hoch liegen an mehreren Vorsprüngen deutlich eingekerbte Schliffkehlen. Bei Areo ist das Tal prächtig trogförmig geweitet, und mehrere Wildbäche haben hier breite Schuttkegel abgelagert.

Oberhalb Areo münden einige Hängetäler mit auffallend hohen Stufen ins Haupttal ein; in gut entwickelten Karen liegen kleine Seen; bei zwei von diesen stellte der Verfasser, vom Port Bouet herkommend, die felsige Beschaffenheit der Schwelle fest. Bemerkenswert ist die schöne Ausbildung der Treppenkare auf der Südseite des Pic d'Estats, wo der Gletscher seinen Anfang nahm. Die genauere topographische Lage der hier vorkommenden Seen ist zwar bisher noch auf keiner Karte angegeben worden; dagegen bestehen über ihre Meereshöhe nähere Angaben, die von E. PRUDENT berechnet worden sind (Lit. 85); hier sind die Lacs de Sullo gemeint.

g) Der Talgletscher des Valira de Andorra erfüllte fast auf der ganzen Länge das Haupttal von Andorra und erhielt bei der grossen Meereshöhe des Gesamtgebietes aus mehreren Seitentälern namhafte Zuflüsse, namentlich aus dem Vall Civera und dem Tal von Ordino.

Der Hauptgletscher ging aus dem gewaltigen Muldenkar, genannt Cirque des Pessons, hervor, dessen höckeriger Boden in 2300

bis 2380 m liegt und über ein Dutzend kleiner Seen aufweist. Es öffnet sich gegen N und ist fast im Dreiviertelkreis von 400 bis 500 m hohen Schutthalden und Felswänden umgeben, deren höchster Punkt der Pic des Pessons (2865 m) ist; an der Nordwest- und Südseite dieses Gipfels sind ebenfalls typische Kare mit Felsbuckeln und Seebecken eingegraben; sie nährten in der Eiszeit Gletscher, die auch dem Valira-Gletscher zuflossen. Dieser erhielt ferner von der Nordseite mehrere Zuflüsse; sie kamen von der westöstlich gerichteten, durch Kare gegliederten Hauptkette, die hier im 2910 m hohen Pic de Serrére ihren höchsten Gipfel besitzt.

Das Haupttal weist an mehreren Stellen Stufen mit Talengen, an anderen trogförmige Weitungen auf; es lassen sich auf diese Weise fünf verschiedene Abstufungen im Tal unterscheiden. In den drei unteren Weitungen liegen die grösseren Ortschaften wie Andorra, Encamp und Canillo. 4 km oberhalb Andorra, in der Talenge zwischen Escaldas und Encamp, besass der Gletscher, nach den schön ausgebildeten Ufermoränen am See von Angolasters zu schliessen, in der letzten Eiszeit eine Mächtigkeit von etwa 470 m; unter der obersten in 1675 m Meereshöhe liegenden Moräne finden sich noch zwei Rückzugsmoränen in 1640 und 1500 m. Diese Ufermoränenzone lässt sich noch westlich von Escaldas am südlichen Talgehänge verfolgen, so bei Q. 1421 der Karte von CHEVALIER. Das Ende des Gletschers lag, wie schon A. PENCK angenommen hat, zwischen Andorra und Santa Julia, in der Nähe von Santa Coloma. Tatsächlich konnte der Verfasser unmittelbar oberhalb der Brücke von Marginada auf dem östlichen Ufer die bis zum Flussbett hinabreichende, an Granitblöcken reiche Endmoräne des Valira-Gletschers in 960 m feststellen; ebenso haben wir auf der rechten Talseite in den Schutthügeln bei B. de Sales und B. de Roig Teile von Moränen zu sehen; sie schwenken hier schon in das sehr deutlich trogförmig gestaltete und beckenförmig ausgeweitete Tal vor, das auf der Strecke zwischen Escaldas und Santa Coloma durchaus den Charakter eines etwa 4 km langen, heute zugeschütteten Zungenbeckens besitzt; hier lag, nach Schottern bei Santa Coloma zu schliessen, tatsächlich ein See, der offenbar infolge Einschneidens des Flusses in die Endmoräne verlandete. (Vergleiche die Profile Fig. 13, S. 72).

Der Valira-Gletscher besass bis zu der Endmoräne von Mar-

ginada eine Gesamtlänge von 28 km. Offenbar war dies seine Ausdehnung in der letzten Eiszeit, während er in einer früheren Epoche des Eiszeitalters eine bedeutend grössere Entwicklung gehabt haben dürfte. Es ist nämlich 1932 dem Verfasser gelungen, das Vorkommen einer typischen fluvioglazialen Schotterterrasse festzustellen, die unvermittelt beim Kilometerstein 5,8, in einer Entfernung von etwa 10 km von der Moräne von Marginada, mit einer Mächtigkeit von zirka 20 m einsetzt und sich nun den ganzen Unterlauf des Valira entlang bis zur Einmündung in den Segre über Anservall und Seo de Urgel verfolgen lässt. Aber auch am Segre setzt sich die gleiche, reichlich grobes, granitisches Material führende 20 m-Terrasse über Arfa, Pla de S. Tirs, San Pedro und Hostalets fort; sie setzt nicht einmal in der durch die Jura-Kreidekalkzone eingeschnittene Schlucht des Segre völlig aus, sondern erscheint auch hier an vereinzelten Stellen unter jüngerem Gehängeschutt und findet sich noch in guter Entwicklung bei Orgaña. Hier, sowie in der genannten Schlucht, ist bemerkenswert, dass sich der Fluss schon um 12 bis 15 m in den Felssockel des Schotters eingeschnitten hat, woraus hervorzugehen scheint, dass seit dessen Ablagerung eine Hebung des Gebietes erfolgt ist, die den Fluss zu neuem Einschneiden zwang, und dass die Bildung des Schotters diesem erneuten Eintiefen des Tales vorausgegangen ist. Aus diesen Gründen und zufolge seines Auftretens halten wir ihn für eine fluvioglaziale Bildung der Risseiszeit.

h) Auch im oberen Teile des Einzugsgebietes des Segre können Erscheinungen festgestellt werden, die auf Wiederholung der Vereisung schliessen lassen. Dies gilt insbesondere von den Ablagerungen in der Umgebung von Puigcerda am Ausgang des Tales von Carol, dessen Hauptfluss der R. de Font-Vive oder R. Carol genannt wird.

Das trogförmige Tal von Carol hat wegen seiner zahlreichen gletscherüberschliffenen Vorsprünge und Rundbuckel und wegen der mächtigen, hauptsächlich aus Granitblöcken, aufgebauten Moränen schon lange die Aufmerksamkeit der Landesgeologen erregt, und so ist man über die Ausdehnung dieses etwa 29 km langen Talgletschers im allgemeinen gut unterrichtet.

Sein wichtigstes Einzugsgebiet lag auf der Westseite des Pic de Carlitte und wurde durch den riesigen Gebirgskessel gebildet,

in dessen Mitte der 2,5 km lange und 54 m tiefe Lac de Lanoux in 2150 m Meereshöhe liegt. Ein ansehnlicher Zufluss kam von Westen her aus dem Tal von Campcardos, und ein zweiter, aber kleinerer stieg auf der Nordseite des 2800 m hohen Pic de Font-Nègre herunter und wandte sich auf dem Col de Puymorens erst ost- dann südostwärts (gegen Porte). Die ehemalige, über 3 km breite Gletscherzunge wird heute noch durch entsprechende mächtige Moränenwälle markiert, die 5—6 km weit aus dem Gebirge heraus in die Ebene der Cerdagne heraustreten, zwischen sich das von Schotter bedeckte Tal mit der Font-Vive freilassend.

Das bis in unmittelbare Nähe von Puigcerda des Carol-Gletschers sich ausdehnende Moränengebiet ist durch ältere und jüngere Ablagerungen gekennzeichnet und bietet sichere Anhaltspunkte zur Unterscheidung zweier Eiszeiten (Vergl. Fig. 18).

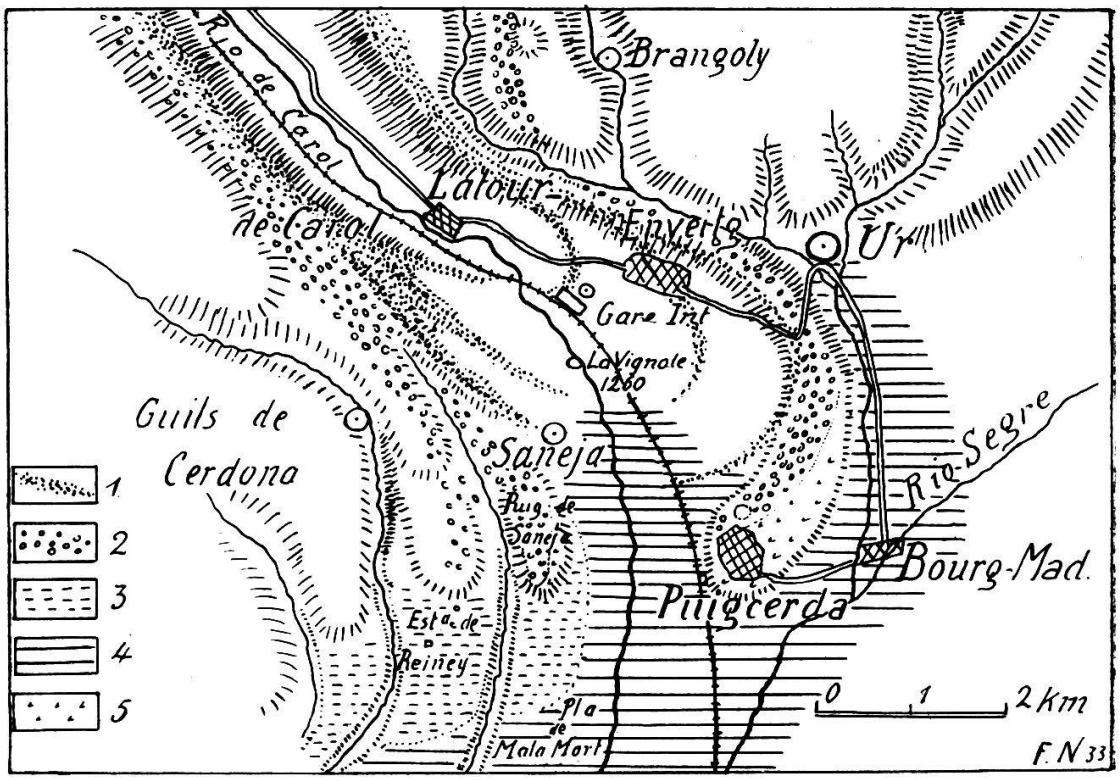

Fig. 18. **Kärtchen der Eiszeitbildungen bei Puigcerda.**
1 = Moräne der letzten Eiszeit. 2 = ältere Moräne. 3 = Hochterrasse. 4 = Niederterrasse. 5 = Seeablagerung.

Ausser den glazialen und fluvioglazialen Ablagerungen kommen hier noch mächtige lakustre Bildungen der jüngsten Tertiärzeit vor, die im weiten, offenbar tektonisch bedingten Becken der

Cerdagne eine grössere Verbreitung besitzen; sie treten uns als Reste eines gehobenen, durch fluviatile Zertalung gegliederten Seebodens in Form von Terrassen und Hügeln entgegen. Auf einem solchen aus Ton-, Sand- und Geröllschichten aufgebauten Hügel steht in 1200 m Meereshöhe auch die sehenswerte, kleine spanische Grenzstadt Puigcerda; aber unmittelbar oberhalb der Stadt, beim viereckigen See des öffentlichen Parkes, ist echter fluvioglazialer Schotter bezw. verschwemmte Moräne aufgeschlossen. Moräne liegt ferner 2,5 km weiter nördlich über typischen Deltaschichten des Tertiärsees. Westlich des breiten Sohlentales der Font-Vive erhebt sich ein 200 m hoher Hügel, der Puig de Saneja, der zum grösseren Teil aus gleichen Sand- und Schotterbänken des tertiären Sees besteht; sie werden von Moräne, gekennzeichnet durch mächtige Granitblöcke des Carol-Gletschers, überlagert. Ebenso liegt erratisches Material westlich des Saneja-Hügels bis zum Weg, der von der Estanc. del Reiney nordwärts gegen Guils de Cerdona führt. Dieses Material und die Blöcke des Saneja-Hügels verraten die Ausdehnung des Carol-Gletschers zur Risseiszeit. Estancia del Reiney selber liegt auf breiter, 50 m hoher Schotterterrasse, die sich 1 km weiter ost- und südwärts ausdehnt; sie erscheint bei Los Plateios, La Corona und dem Pla de Mala Mort als ausgesprochene Hochterrasse, die mit deutlichem und hohem Steilrand zu der weniger hohen Niederterrasse abfällt. Die Niederterrasse teilt sich in 2 Felder, in ein höheres und ein tieferes; das höhere liegt westlich Puigcerda 15, das tiefere 10 m über dem Flussniveau; sie lassen sich vom Molino La Farge talaufwärts bis zum M. Gasula verfolgen, wo sie bei der Moräne von Saneja (Dorf) enden. Diese Moräne bildet den westlichen Teil der sehr deutlich ausgebildeten Endmoräne des Carol-Gletschers, die er im Maximum der Würmeiszeit abgelagert hat und deren östlicher Flügel sich an den Hügelzug von Puigcerda anschmiegt, um nordwärts, zwischen Enveitg und Ur verlaufend, immer mehr an Mächtigkeit zuzunehmen.

Innerhalb dieses äussersten Endmoränenbogens liegen zwischen Enveitg und La Tour de Carol noch zwei ebenso deutlich entwickelte Rückzugsmoränen der lezten Eiszeit; ihre dazugehörigen Ufermoränen verschmelzen zusammen mit der Moräne des Maximalstandes zu einem einzigen mächtigen Wall, dessen meist kahles, hellgraues Granitmaterial weithin sichtbar ist, da sich

der Wall auf der Westseite des Tales nordwestlich von Saneja wohl 6 km weit in gleichmässiger Steigung verfolgen lässt. W. PANZER hat kürzlich die verschiedenen glazialen Ablagerungen drei Eiszeiten zugewiesen (Lit. 78); wir können ihm hierin nicht folgen und glauben nur Ablagerungen der Riss- und der Würmeiszeit unterscheiden zu sollen, wie oben ausgeführt wurde.

Der Rio Carol, wie der R. de Font-Vive auf der Mapa militar de España, Hoja Seo de Urgel, genannt wird, entwässert ein Gebiet, in dem sich 15 Gebirgsseen befinden, die alle in dem ehemals vergletscherten Areal liegen.

Das gleiche ist der Fall bei dem östlichen Nachbar des Carol-Gletschers, dem Gletscher von Angoustrine.

Der Gletscher von Angoustrine.

Dieser Gletscher hatte sein Nährgebiet, wie eben angegeben, auf der Ostseite und den Plateaus der Carlitte-Gruppe, und er setzte sich aus drei Zuflüssen zusammen, von denen der östlichste nichts anderes war als eine Abzweigung des Tet-Gletschers unterhalb des Marais de Bouillouse; er durchströmte ein typisch trogförmiges Tal; der mittlere Zufluss kam vom Seenplateau westlich von La Bouillouse, und der westlichste entstammte mehreren Karen südlich des Pic Carlitte. Der etwa 12 km lange Gletscher endete in 1300 m Meereshöhe und bildete die beiden mächtigen, südwärts verlaufenden Moränenwälle, die sich bei Augoustrine vereinigen. Im Maximum der Würmeiszeit dürfte die Schneegrenze für diesen wie für den Tet-Gletscher in 2100 bis 2200 m Meereshöhe gelegen haben. In dem vom Angoustrine-Gletscher und von seinen Zuflüssen bedeckten Gebiet, und zwar im höheren Teil, befinden sich 11 Seen, von denen nur 2 in Karen, die übrigen in trogförmigen, gestuften Hochtälern, auf welligen Plateaus und niedergeschliffenen Jochen liegen. Die meisten der Becken sind echte Felsbecken, deren Tiefen von 3 bis 24,5 m reichen.

Ergebnisse hinsichtlich Tal- und Seebildung.

Auf unserer raschen Wanderung durch die Gebiete der 11 grösseren Talgletscher der spanischen Pyrenäen sind wir hinsichtlich der Verbreitung von Talbecken und Gebirgsseen zu ganz gleichen Ergebnissen gelangt wie auf der Nordseite. Wir haben in den meisten Gletschertälern der Südseite trogförmige und über-

tiefte Täler, in einigen sogar ausgesprochene Talbecken, wenn auch im Zustand der Zuschüttung, vorgefunden, während die ausserhalb der Gletscherzungen sich fortsetzenden Talabschnitte durchwegs V-Form oder sogar den Charakter von Schluchten besitzen. Daraus geht hervor, dass die Gletscher auch hier nicht unwesentlich die früheren, wohl meist engen Talformen umgestaltet, d. h. geweitet und übertieft haben; in einem Fall ist die Talausweitung durch die petrographischen Verhältnisse stark begünstigt worden. Auffällig tritt uns die glaziale Formung des Querprofils in den Tälern des Riu Flamisell, der Noguera Pallaresa, der Noguera Farrera und des Rio Carol entgegen.

Noch deutlicher als auf der Nordseite erscheint hier die Tatsache vom jugendlichen Einschneiden der Flüsse in eine ältere, höhere Talform; daher die häufige Erscheinung schmaler V-Täler und Schluchten, namentlich in den ausgesprochenen Quertalstrekken. Das Vorkommen der Talterrassen im Segretal spricht für junge Hebungen des Gesamtgebietes.

Dazu kommt der Umstand, dass die Gletscherenden hoch liegen, d. h. in oberen Teilen der gesamten Talgebieten, nämlich in 800—1200 m, wo die Flüsse noch ein verhältnismässig grosses Gefälle besitzen. Die Gletscher haben demnach bei ihrem Vorstossen noch stark geneigte und dazu schmale Täler angetroffen, Tatsachen, die ohne Zweifel die Beckenbildung in den Haupttälern erschwert haben.

Während demnach in den selbst von den grösseren Gletscherzungen bedeckten und in den unterhalb gelegenen Talstrecken die fluviatilen Abtragungs- und Aufschüttungsvorgänge vorherschen, treffen wir überall in den höchsten Talgebieten, in den Ursprungsregionen der diluvialen Gletscher, noch heute glaziale Verwitterungs-, Abschleifungs- und Austiefungsformen, wie Kare, Rundbuckel, Seebecken, Stufen, Steilwände, in ausserordentlich gutem Erhaltungszustande an. Es ist dies ein Hinweis darauf, dass in diesen höheren Regionen die Vergletscherung sehr viel länger angedauert haben muss als in den tieferen Talgebieten.

Wir werden ähnliche Feststellungen auch in den Gebieten lokaler Vergletscherung machen können.

3. *Die Lokalvergletscherung der Nordabdachung.*

Ueberblick.

Aehnlich wie bei der Betrachtung der grossen Talgletscher der Pyrenäen werden wir im folgenden nur einen Ueberblick über die Lokalvergletscherung hauptsächlich derjenigen Gebirgsgruppen geben, in denen Gebirgsseen vorkommen, um auch hier den Zusammenhang zwischen Gletschern und Seebildung festzustellen.

Es handelt sich bei der Lokalvergletscherung in erster Linie um jene Gebirgsgruppen, die sich in einiger Entfernung vom Hauptkamm erheben und die in der Eiszeit eine selbständige Vergletscherung besassen; in dem Sinne, dass von ihnen im Maximum einer Eiszeit kleinere Gletscher ohne Berührung mit grossen Talgletschern herabgestiegen sind. Der Lokalvergletscherung dieser Gebirge kommt insofern eine allgemeine Bedeutung zu, als sie uns die Mittel in die Hand gibt, die Höhe der diluvialen Schneegrenze der verschiedenen Gebirgsmassive zu bestimmen, und da dieselbe eine Funktion klimatischer Zustände ist, so ermöglicht sie uns, wie bereits A. PENCK (O. cit. p. 209) ausgeführt hat, Schlüsse auf das Klima der Eiszeit jener Gebiete zu ziehen.

Als Gebirgsgruppen, in denen eine lokale Vergletscherung des Eiszeitalters angenommen werden darf oder von denen eine solche festgestellt worden ist, kommen auf der französischen Seite der Pyrenäen in Betracht:

a) Gebirgsgruppen der westlichen Pyrenäen.

	Höhe
1. M. du Pic Montagnon d'Jeye	2157 m
2. M. des Pènes Blanques	2684 m
3. M. du Pic de Cabaliros	2333 m
4. M. du Pic del Moulle	2027 m
5. M. du Mt. Monné	2147 m
6. M. du Pic de Bacanère	2194 m
7. M. du Tuc de l'Etang	1814 m
8. M. du Pic du Midi de Bigorre	2877 m

b) Gebirge der östlichen Pyrenäen.

1. Prats d'Albis	1720 m
2. M. du Pic des 3 Seigneurs	2199 m
3. M. du Pic St. Barthélemy	2349 m

4. M. du Camp Ras	2554 m
5. M. du Roc Madrès	2471 m
6. M. du Canigou	2783 m
7. M. du Pic d'Enfer	2870 m

a) Lokalvergletscherung der westlichen Pyrenäen.

Von den erstgenannten Gebirgsgruppen ist über eine Lokalvergletscherung unseres Wissens nichts oder nur sehr wenig bekannt, obwohl dieselbe in die Region der diluvialen Schneegrenze emporragen, die nach A. PENCK am Nordrand der Pyrenäen in 1700 m Höhe gelegen haben soll; in den genannten Berggruppen befinden sich mehrere Gebirgsseen, die sehr wahrscheinlich glazialen Ursprungs sind; hierüber wären noch neuere Untersuchungen anzustellen.

Das „Massif du Pic du Midi de Bigorre" war zufolge seiner Höhe stark vergletschert; von ihm sind mehrere Talgletscher teils dem Glacier d'Argelès, teils selbständig talwärts gegangen, darunter der 13 km lange Glacier de l'Esponne, in dessen Bereich sich mehrere bemerkenswerte Karseen befinden, wie der Lac Bleu ou de l'Esponne und der Lac de Peyrelade. Diese Verhältnisse sind von A. PENCK näher beschrieben worden (Lit. 80).

Die folgenden Ausführungen über die Lokalvergletscherung mehrerer Gebirgsgruppen der östlichen französischen Pyrenäen beruhen grösstenteils auf Beobachtungen des Verfassers; dazu kommen für einige kleinere Gebiete Angaben der geologischen Karte (Bl. Foix und Prades).

b) Lokalvergletscherung der östlichen Pyrenäen.

Die Lokalvergletscherung der östlichen Pyrenäen lässt sich ohne Ausnahme sowohl durch entsprechende Ablagerungen, wie Moränen, Findlinge, gelegentlich auch durch Schotterbildungen, als auch durch typisch glazial gestaltete Talformen, namentlich durch Karbildungen, nachweisen. Dabei handelt es sich nicht nur um kleine Kar- und Hängegletscher der Eiszeit, sondern nicht selten waren es sogar ausgesprochene Talgletscher von 8—10 km Länge, die von einzelnen Gebirgsgruppen herab bis ins flachere Vorland vorstiessen.

1. Zwischen Ariège und Salat bildet die nur 1700 m hohe Kette von Prats d'Albis die niedrigste Erhebung mit einer Lokalvergletscherung: Bei einer Schneegrenze von 1500 m lagen hier nur kleine Gletscher zweiter Ordnung. Seen fehlen.

2. Die Vergletscherung des Pic des 3 Seigneurs.

Mit diesem Namen bezeichnen wir eine knapp 2200 m hohe Gebirgsgruppe, die sich westlich der Ariège, in der Breite von Tarascon erhebt und die westwärts nach dem Salat, ostwärts nach der Ariège, bezw. dem R. de Vicdessos hin entwässert wird. Der in östlicher Richtung von 2199 auf 1887 m absteigende Kamm trägt sowohl auf der Nord- wie auf der Südseite gut ausgeprägte Seenkare, und teilweise recht mächtige Moränenwälle geben die Ausdehnung mehrerer Lokalgletscher von verschiedener Grösse an.

Der Grösste lag im Tal des R. de Rabat, reichte dort bis 600 m Meereshöhe bis in die Nähe von Rabat, wobei er durch den bis hier vordringenden Ariège-Gletscher eine Stauung erfuhr; er schuf die mächtige Moränenterrasse, auf der das Dorf Gourbit steht. Der würmeiszeitliche Rabat-Gletscher, der einem Kar östlich des Hauptgipfels entstammte, besass eine Länge von 9 km. Ein zweiter breiter Karkessel, der heute in 1650 m den Etang d'Artax birgt und der treppenartig zu unteren Talstufen abfällt, war das Firngebiet eines Lokalgletschers, der seine Endmoränen südlich Gourbit ablagerte und bis 1000 m Meereshöhe herabreichte. Andere kleinere Gletscher gingen in nördlicher Richtung hinab. Die eiszeitliche Schneegrenze lag in 1650 m. Am Südabhang des Pic des 3 Seigneurs befinden sich ebenfalls zwei Seekare, aus denen ein kleiner Talgletscher hervorging; dieser erfüllte das Tälchen von Suc und in der maximalen Ausdehnung wurde er vom Gletscher von Vicdessos gestaut. Bemerkenswert ist der Umstand, dass die mittlere absolute Höhe der Karseen dieser Gruppe von 1650 m mit der Schneegrenzhöhe übereinstimmt.

3. Die Vergletscherung des Pic de St. Barthélemy.

Diese aus Gneiss aufgebaute Gruppe erhebt sich nördlich des Längstales der Ariège, östlich von Tarascon, und gipfelt im 2343 m hohen Pic de St. Barthélemy; sie dacht sich steil gegen die Paralleltalung des Ariègetales gegen S., dagegen flacher gegen N. ab, und hier wird sie von zwei kleinen Flüssen entwässert, von der Touyre und vom Lasset. In den Tälern dieser beiden Flüsse lagen während der Eiszeit Talgletscher von 8—10 km Länge.

Die gut ausgesprochenen und blockreichen Moränen reichen im Tal der Touyre bis zur Ortschaft Montferrier (909 m), wo sich talabwärts die schöne Schotterterrasse von Villeneuve anschliesst, und im Tal des Lasset bis Montségur (953 m). Ein dritter, aber bedeutend kleinerer Talgletscher lag

im Tälchen von Cèries. Die Spuren dieser drei Gletscher sind von S. CANAL beschrieben worden (Lit. 23). Dagegen sagt dieser Autor nichts über die morphologische Gestaltung der oberen Teile der genannten Gebirgsgruppe, wo sich gut ausgesprochene Treppenkare mit deutlichen lokalen Rückzugsmoränen und Seen vorfinden. Auch am Südabhang des Hauptkammes und auf der Ostseite des Hauptgipfels liegen Kare, wovon zwei mit kleinen Seen. Die Schneegrenze ergibt sich für die beiden nördlichen Gletscher zu 1600, für die übrigen zu 1700 m. Die fünf Seen dieser Gruppe befinden sich alle in glazialen Felsbecken.

4. Die Vergletscherung des Pic de Camp Ras.

Der Pic de Camp Ras (2554 m) bildet den höchsten Gipfel des nördlichen Ausläufers der Pic Carlitte-Gruppe; er fällt nach Westen ins Tal der Ariège, nach Südosten in das des Galbeflusses ab, während er gegen Norden hin von mehreren Bächen, die in glazial geformten Tälern entspringen, teils nach der Ariège, teils nach der Aude hin entwässert wird. In den stufenförmig absteigenden, mit Karen einsetzenden Tälchen lagen vier zum Teil recht ansehnliche Talgletscher und in den nördlicheren Ausläufern kleine Kargletscher. Das Gebiet besteht im wesentlichen aus Granit.

Der grösste Gletscher befand sich im Tal der Bruyante und reichte bei einer Länge von 10,5 km bis unterhalb Rouze auf 860 m hinab. Seine Zunge ist auf 5 km Ausdehnung von mächtigen, blockreichen Moränen markiert; dabei lassen sich mehrere sehr deutliche Rückzugsmoränen erkennen. Er ging aus mehreren schön ausgebildeten Seenkaren (Etangs de Rabussoles, de l'Estangnet, Etangs Bleu et Noir) hervor, die an der Ostseite des Kammes liegen, der sich vom Pic de C. Ras in nördlicher Richtung zum Col de Paillères (1972 m) fortsetzt. Von hier ging ihm ein Seitengletscher zu, dessen Tal ebenfalls durch Stufenbau und Kare in 1700 und 1800 m Höhe gekennzeichnet ist. Die Schneegrenze lag in 1600—1700 Meter. Ein kleiner Talgletscher stieg westlich des Col de Paillères im Tal der Lauze abwärts; er bildete den rechten Zufluss eines etwas grösseren Gletschers, der aus dem trögförmigen Tal von La Braseille heraus kam; dieser lagerte Moränen bei Goulours (1078 m) ab, wurde dabei durch den Ariège-Gletscher gestaut, wofür Schotter und Bändertone östlich Ascou sprechen, und hinterliess mehrere Rückzugsmoränen bei der Säge von Pujal in 1250 m und bei Bouregne in 1450 m; solche finden sich auch am Weg nach dem Col de Paillères bei den Métairies du Père, in 1500 und 1700 m. Für diesen Gletscher ergibt sich, bei einer maximalen Höhe der Felsumrahmung von 2360 m, ebenfalls eine Schneegrenze von 1600—1700 m.

Vom Nordhang des Pic de Camp Ras stieg neben dem oben beschriebenen Gletscher im Tal der Bruyante ein zweiter Gletscher talwärts, der nicht minder gut an den mächtigen Moränen, die bis zur Ortschaft Le Pla herabreichen, zu erkennen ist, wie der erste. Er lag im Tal des R. Artigue,

wo sich an mehreren Stellen Rückzugsmoränen vorfinden und stammte aus einem weiten Kar, das heute mit einem prächtigen Bergsee, dem Etang de Laurenti, geschmückt ist. Die Schneegrenze muss hier in 1700—1800 m angenommen werden. Gleiches gilt für den etwas kleineren Gletscher, der ebenfalls aus einem seegeschmückten Kar hervorging und der bis in die Nähe der Ortschaft Quérigut reichte.

5. Die Vergletscherung des Roc Madrès.

Die Roc Madrès-Gruppe bildet ein aus breiten Rücken und engen Tälern zusammengesetztes Gebirgsmassiv, das sich mit breiter Grundfläche zwischen Aude und Tet zu 2470 m Höhe erhebt. Der Hauptgipfel liegt unsymmetrisch im westlichen Teil der Gruppe, und von ihm strahlen zahlreiche längere Kämme gegen SO, O und NO aus, während kürzere Ausläufer nach dem Capcir abfallen. Fünf ansehnliche, tiefe Täler gehen vom Roc Madrès in der Richtung der grösseren Kämme aus, gegen S und SO die Täler des Cabrils, des Evols und des R. de Nohêdes, gegen O das der Cartillane und gegen NO das der Aiguette. Alle diese Täler zeigen im Unter- und Mittellauf gut ausgesprochene, schmale V-Form; im obersten Stück sind sie dagegen trogartig erweitert und steigen über grosse Stufen zu breiten Karen an; einige von diesen sind mit Gebirgsseen ausgestattet. In allen fünf Tälern finden sich Moränen und Blöcke eiszeitlicher lokaler Gletscher.

Der Grösste lag im Tal der Castillane, wo entsprechende, östlich des Col de Jau in 1200 m liegende Ablagerungen einen Gletscher von 7 km Länge andeuten. Der Zweitgrösste von 6 km Länge befand sich im Tal von Nohèdes, wo er seine äussersten Moränen und Blöcke in 950 m abgesetzt hat; weiter oberhalb finden sich an mehreren Stellen gut ausgeprägte Rückzugsmoränen, so in 1300, 1600, 1800 und 1950 m; die oberste liegt wenig östlich des schönen Karsees, des Gourg Estelat, der in 2004 m von einer gerundeten Felsschwelle abgeschlossen wird. Für die maximale Ausdehnung ergibt sich eine Schneegrenzhöhe von 1800—1900 m. Gleiches gilt auch für den Gletscher im Tal von Evol, das bei Olette ins Tettal einmündet. Dort reichte ein 5 km langer Gletscher, dessen Firn in dem Kessel des von mächtigen Blockwällen gestauten Gourg Nègre lag, bis 1350 m herunter. Für den im Tal des Cabrils gelegenen Gletscher, der sich gegen Süden bewegte und bis 1525 m Höhe reichte, muss die Schneegrenze in 1900 m angenommen werden. Moränen dieser Lokalgletscher sind bereits von O. MENGEL im Blatt Prades der Carte géol. de France angegeben worden.

6. Die Vergletscherung des Mont Canigou.

Trotz seiner bedeutenden Höhe von 2783 m erreichte die Lokalvergletscherung des Mont Canigou keine grössere Ausdehnung.

Es kam nicht, wie man früher lange Zeit glaubte, zur Bildung von ansehnlichen Gletschern, deren Zungen sich bis ins Tal der Tet hinabgestreckt hatten, sondern es blieb bei der Entwicklung von kleineren Kar- und Hängegletschern mit hochbleibenden Zungenenden.

Am Nordhang des stark zertalten Gebirgsstockes, der eigentlich nur ein Ausläufer der langen Grenzkette bildet, die sich vom Col de Tosas in östlicher Richtung über Puigmal und Pic de l'Enfer hinzieht, finden sich Moränen eines Lokalgletschers beim Forsthaus Le Balatg in 1600 m, in 1800 m und unterhalb des in 2200 m Höhe hinter einer geschliffenen Felsschwelle gelegenen kleinen Sees, von dem eine schuttüberdeckte Stufe zu einem hochgelegenen, schmalen Kar hinaufführt. Die bis 1600 m hinabgehenden, blockreichen Moränenwälle gehörten einem Gletscher an, der hier in der letzten Eiszeit bei einer Schneegrenze von 2200 m am Nordabhang des Mt. Canigou herunterstieg.

Lokale Endmoränen liegen ferner an dem steilen Westhang im Kessel des R. de Vincent. Noch besser als hier sind Moränen eines etwa 4 km langen Gletschers ausgebildet, der in dem vom Südhang des Hauptgipfels herunterführenden Tale lag, das gegen Westen umbiegt und vom R. de Cady entwässert wird. Dieses Tal weist bis 1750 m Höhe, wo die äussersten Moränen liegen, deutliche Trogform auf; der stufenförmig ansteigende Boden ist von Rückzugsmoränen und Felswellen gegliedert, und auf der Südseite liegen über steilen Hängen drei schuttreiche Kare. Unterhalb der untersten Moräne, bei dem Forsthaus von Mariailles, nimmt das Tal schluchtartigen Charakter an. Der in diesem Tal gelegene Gletscher besass anfänglich eine Schneegrenze von etwa 2300 m; später rückte diese wesentlich höher hinauf.

Bei einer Schneegrenzhöhe von 2200—2300 m befanden sich auch in den am Ost- und Südostabhang der Canigougruppe liegenden Talkesseln kleinere Gletscher, wie sich tatsächlich aus dem Vorhandensein lokaler Moränen ergibt; solche wurden in den höheren Abschnitten der tiefeingeschnittenen Täler mehrerer Bäche festgestellt, so des gegen NO hin der Tet zufliessenden R. de Velmanya, ferner der zwei dem Tech tributären Bäche von Pareigou und Coléabous in 1800 m.

7. Die Vergletscherung des Pic de l'Enfer.

Im Einzugsgebiet des Tech sinkt der den Mont Canigou tragende Kamm (beim Pla Guillem) auf 2300 m hinab, um westwärts im Pic de la Donaya auf 2710 m und sodann im Pic de l'Enfer auf 2870 m anzusteigen. Diese Gipfel werden an Höhe nur noch von dem bedeutend westlicher gelegenen Puigmal (2909 m) übertroffen. Von dem zwischen ihnen sich hinziehenden Kamm

stiegen in der letzten Eiszeit mehrere ansehnliche Gletscher nordwärts in die nach der Tet entwässerten Täler hinab, während auf der von Ter und Fresser entwässerten Südseite kleinere Gletscher lagen.

O. MENGEL verzeichnet auf der geologischen Karte (Bl. Prades) bei Mantet im Tal von Nyer Moränen eines Gletschers, der offenbar vom Pic de la Donaya gegen NO hin abfloss; die Taleinschnitte weisen hier allerdings vorwiegend fluviatile Gestaltung auf. Dagegen sind glaziale Talformen besser in den westlichen Tälern ausgebildet, so insbesondere in dem des R. de Carança, wo sich Trogform mit Stufen und Becken, Rundbuckel, Hängetäler und Kare in typischer Entwicklung vorfinden. Ihre Verbreitung fällt mit der lokaler Moränen zusammen, die auf einen Gletscher von 8 km Länge schliessen lassen. Mit dem Aufhören der grobblockigen äussersten Moränen geht das Tal in schmale V-Form über, und der Fluss durchmisst oberhalb seiner Einmündung in die Tet (bei Thuès) eine 3 km lange, tiefe Schlucht. Die vier Quelltäler, aus denen der R. de Carança hervorgeht, steigen alle stufenförmig zu seegeschmückten Karen an. Eine gleiche Gestaltung weisen die beiden Quelltäler des R. de Prats de Valaguer auf, in denen das Nährgebiet eines 6,5 km langen Talgletschers lag, dessen rechtsufrige Endmoräne namentlich gut ausgebildet ist. Auffallend mächtig sind auch die Endmoränen des westlichen Nachbartales, die sich bis unmittelbar zur Ortschaft Planès verfolgen lassen. Ein gut entwickelter Kargletscher stieg sodann am Nordhang der 2750 hohen Cambres d'Aze (Kar in 2100 m) herunter. Ein ansehnlicher Talgletscher lag endlich in dem trogförmigen Tal von Eyne, das vom 2860 m hohen Pic de Fenestrelles nordwestwärts herabsteigt; am Pic de Segre und am Puigmal hat die Vergletscherung deutliche Karformen mit entsprechenden Moränen geschaffen.

Auf der Südseite des zwischen Puigmal und Pic de la Dohna sich erstreckenden Kammes vermochte ich Moränen und andere Spuren kleiner Gletscher im Einzugsgebiet des R. de Fresser bei Nuria und im Tal de la Vacca festzustellen. Im oberen trogförmig erweiterten Tal von Nuria reichen wallförmige Moränen bis zum Kloster Notre Dame de Nuria, 1800 m, hinab, während der unmittelbar tiefere, in Augengneis eingeschnittene Talabschnitt ein enges V-Profil besitzt; ein zweiter Gletscher befand sich in dem zum Col des 9 Croix hinaufführenden Tal. Im Tal des R. de Ter wurden Lokalmoränen eines etwa 3 km langen Gletschers bis unterhalb Goueil du Ter beobachtet. Für diese kleinen Gletscher, die auf der Südseite des stellenweise über 2800 m hohen Kammes lagen, ergibt sich eine Schneegrenzhöhe von 2300 m.

4. Die Lokalvergletscherung der spanischen Pyrenäen.

Die Lokalvergletscherung der Südabdachung der Pyrenäen bietet ein durchaus gleichartiges Bild wie die der Nordseite; auch hier bestehen mehrere Gebirgsgruppen, von denen angenommen

werden darf, dass sie über die diluviale Schneegrenze emporragt, also selbständige Gletscher getragen haben; aber nur wenige von ihnen sind nach diesen Gesichtspunkten untersucht worden. Was wir in dieser Hinsicht wissen, lehrt uns, dass die Schneegrenze auf der Südseite der Pyrenäen wesentlich höher lag als auf der Nordseite. Dies dürfte aus den folgenden Ausführungen hervorgehen, in denen zunächst die vom Verfasser näher untersuchte Lokalvergletscherung der östlichen Pyrenäen zur Sprache gebracht wird.

a) In den östlichen Gebirgsgruppen.

Es handelt sich hierbei um die folgenden Gebirgsgruppen:

1. Die Tossa de Alp und die Sierra del Cadi.
2. Der südliche Grenzkamm von Andorra.
3. Der Gebirgsstock des Orry del Rubio.

1. Die Vergletscherung der Tossa de Alp und der Sierra de Cadi.

Diese 2660 m hohe Gebirgskette, die sich vom Col de Tosas (1800 m) westwärts bis zum Quertal des Segre unterhalb Seo d'Urgell hinzieht, bildet zum grössten Teil einen gut ausgesprochenen W-O streichenden Isoklinalkamm, der sich aus mächtigen, gegen Süden einfallenden Nummulitenkalkbänken aufbaut. Die Sierra de Cadi ist das am weitesten gegen S gelegene, über 2500 m hohe Randgebirge der Pyrenäen, und daher ist von vornherein hier nur eine wenig entwickelte diluviale Vergletscherung anzunehmen. Sie beschränkt sich in der Tat auf vier Kargletscher, die bei einer Schneegrenze von 2100 m Höhe an der 2537 m hohen Tossa de Alp aus gut ausgebildeten Nischen hervorgingen und aus einigen Hängegletschern, die am Nordabfall der Hauptkette lagen und hier entsprechende, im ganzen spärliche Schuttbildungen abgesetzt haben; es konnte eine Lokalmoräne in 1300 m westlich Bastanis festgestellt werden. Zwei der auf der Nordseite der Tossa de Alp gelegenen Gletscher reichten zeitweise bis auf 1450 m hinab; jüngere Moränen finden sich in guter Ausbildung in 1600 m. Auf der Südseite dieses Berges war die Vergletscherung sehr schwach entwickelt.

2. Die Vergletscherung des südlichen Grenzkammes von Andorra.

Eine viel ausgedehntere Vergletscherung wies der die Grenze zwischen der Republik Andorra und Spanien bildende Kamm auf, der sich zwischen den Einzugsgebieten des Valira und des Segre in westöstlicher Richtung erstreckt und in einigen Gipfeln bis über 2800 m (Tossa de Plan de Lles und Puig Pedros) hinaufsteigt. Er sendet gegen Süden mehrere längere, rückenförmige Ausläufer aus, und die in gleicher Richtung verlaufenden Täler gehen aus breiten Karen hervor, deren kleine Seen in 2200—2300 m Höhe liegen; von hier führen Stufen zum trogförmigen mittleren Talabschnitt; der unterste Teil der Täler weist dagegen ein enges V-Profil auf. Wo die glazialen Talformen in fluviatile übergehen, in etwa 1400—1600 m, finden sich mächtige Moränen lokaler Gletscher, die teilweise den Charakter von Talgletschern besassen; dies war der Fall in den Tälern von Aransa, Llosa und Maranges; die Schneegrenze dieser drei Gletscher dürfte in 2250—2300 m Höhe gelegen haben. Bemerkenswert ist der Umstand, dass nicht nur die Gletscherenden auf der Südseite der Pyrenäen wesentlich höher lagen als auf der Nordseite, sondern auch die mit kleinen Seen geschmückten Karböden.

3. Das Massiv des Orry de Rubio.

Sichere Anhaltspunkte über die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze auf der Südseite der Pyrenäen bietet das kleine Massiv des Orry de Rubio, das sich zwischen Segre und Noguera Pallaresa bis zu 2430 m erhebt. Radial von dem rundlichen Gipfel ausstrahlende und fast überall schmale, V-förmige Täler weiten sich im obersten Talabschnitt zu Trog- und Karformen und weisen hier gut entwickelte Moränen kleiner Gletscher auf, deren Schneegrenze zu 2200 m Höhe angenommen werden muss.

4. Ergebnisse hinsichtlich Seebildung.

Aus den obigen Ausführungen ergeben sich einige allgemeine Schlüsse, die sich sowohl auf morphologische Erscheinungen wie auf die Höhe der diluvialen Schneegrenze beziehen.

Die Verbreitung erratischer Ablagerungen fällt in den untersuchten Gebieten ohne Ausnahme zusammen mit der Ausdehnung typischer glazialer Erosionsformen, wie Kare, Trogtäler,

Hängetäler, Rundbuckel, Seen. Die Kare sind sowohl in Granit- wie in Schieferzonen reich an kleinen Seen, die meist in Felsbecken liegen und deren Entstehung somit zum grössten Teil der Ausschleifung durch die diluvialen Gletscher zuzuschreiben ist. Ferner spricht die Uebertiefung einiger trogförmiger Täler, ausgedrückt durch die Höhe der Stufen zahlreicher Hängetäler, für eine sehr namhafte Wirkung der Gletschererosion. Die mit Seen versehenen Kare befinden sich vorherrschend in kristallinen Gesteinen (Granit und Gneiss), und die Schwellen werden in der grössten Zahl durch Felsbuckel gebildet; es handelt sich also um Felsbecken, die von den Gletschern ausgeschliffen worden sind. Die Mehrzahl der Kare liegt in den obersten Talweitungen, die ohne Zweifel fluviatil angelegt und glazial ausgeweitet und beckenartig vertieft worden sind.

Die schon von PENCK ausgesprochene Behauptung, dass am Südabhang der Pyrenäen die eiszeitliche Schneegrenze höher gelegen haben müsse als auf der Nordseite, wird durch die oben gemachten Angaben voll und ganz bestätigt. Zudem ist es möglich geworden, den recht beträchtlichen Höhenunterschied der Schneegrenze der beiden Abdachungen in den östlichen Pyrenäen festzulegen; er macht, da die Schneegrenzhöhe in den nördlichen Gebirgsgruppen zu 1600, in den südlichen zu 2200—2300 m gefunden wurde, den Wert von rund 600 m aus. — Nicht ganz zufällig dürfte die Tatsache sein, dass mit den genannten Höhenwerten die Höhe der Karböden übereinstimmt.

Diese auffällig hohe Differenz der Schneegrenzhöhen lässt sich wohl nur durch die grossen Unterschiede der klimatischen Verhältnisse auf beiden Seiten der Pyrenäen erklären, wie sie in der Diluvialzeit herrschten und die wohl mit denen der Gegenwart grosse Aehnlichkeit gehabt haben müssen.

b) Die Lokalvergletscherung westlicher Gebirgsgruppen.

Die vorigen Kapitel haben uns gelehrt, dass in den östlichen Berggruppen der Südseite der Pyrenäen die diluviale Schneegrenze in der Höhe von 2200—2300 m gelegen hat. Man darf demnach annehmen, dass auch die westlich des grossen Quertales der Noguera Pallaresa über 2400 m aufragenden Gebirgsgruppen

in die Schneegrenze empor gereicht und eigene Gletscher getragen haben.

Als solche Gruppen kommen hier in Betracht:

1. die Sierra de Monros (2430 m);
2. das Massiv der Pta. de Lyena (2693 m);
3. die Gruppe des Pic de Ginebrell (2756 m); westlich der Noguera Ribagorzana
4. die Massive des Pic Gallinero (2719 m).
5. und des Turbon (2493 m), wo sich glaziale Formen vorfinden. Zwischen dem R. Esera und dem R. Cinca
6. hauptsächlich das Massiv des Cotiella (2910 m), das nach der SCHRADER'schen Karte auf der Ost-, Nord- und Westseite deutliche Karformen aufweist, wie z. B. den „Cirque d'Armeña"; zwischen der R. Cinca und R. Ara
7. die Kette des Castiecho (2689 m) und zwischen R. Ara und R. Gallego
8. das westöstlich gerichtete Massiv des Pico de Tendenera (2850 m) mit der 2755 m hohen Peña de Sabocos, an deren Nordabhang sich zwei Seenkare befinden.

Näheres über die diluviale Lokalvergletscherung all dieser Gebirgsgruppen ist jedoch nicht bekannt.

Wir haben in einem früheren Abschnitt darauf hingewiesen, dass auf der Südseite der Pyrenäen Seen fast ausschliesslich nur in Gebirgen von geringerer Höhe fehlen, dass sie, mit andern Worten, vorherrschend dort vorkommen, wo eine Vergletscherung zur Diluvialzeit erwartet werden darf. Unsere vorigen Ausführungen beweisen, dass selbst in solchen Gebirgen, die in die diluviale Schneegrenze emporgeragt haben, Gebirgsseen fehlen, welcher Umstand offenbar mit dem Gesteinscharakter dieser Gebirge (Kalk) in Zusammenhang steht, wovon ebenfalls schon die Rede war.

Dass in den spanischen Pyrenäen auch einige tiefergelegene Seen (Lac Moncortes), sogar ausgesprochene Talseen vorkommen, wie der Ib. el Pantano, ist schon früher erwähnt worden; der letztere scheint nach Saint-Saud (Lit. 124, Pl. 3me) künstlich gestaut zu sein. Immerhin ist die Zahl dieser Seen, bei denen eine Beziehung zur diluvialen Vergletscherung nicht besteht, ausserordentlich klein gegenüber der grossen Anzahl jener Seen,

die entweder durch Moränen gestaut werden oder in Felsbecken liegen, die ohne Zweifel vom Gletschereis ausgeschliffen worden sind. Auf die Vorgänge dieser Beckenbildung werden wir nun im nächsten Abschnitt näher eintreten.

III. Vorgänge der Seebildung durch Gletschererosion

1. Dauer der Vergletscherung.

Nach Aussagen verschiedener Pyrenäenforscher, die in der Literatur niedergelegt sind, und nach eigenen Beobachtungen ergibt sich, dass sich weitaus die grösste Anzahl der Gebirgsseen der Pyrenäen in Felsbecken befindet; von diesen Felsbecken muss ebenfalls die grössere Mehrheit, weil in kristallinen Gesteinen oder in Schiefern liegend, durch die eiszeitlichen Gletscher ausgeschliffen worden sein. Hierüber geben ebenfalls zahlreiche Beobachtungen über Gletscherschliffe gute Hinweise. Naturgemäss fehlt es noch für sehr viele Seen an einschlägigen Untersuchungen, ebenso über ihre Tiefenverhältnisse.

Wie wir in einem früheren Abschnitt gezeigt haben, sind wir nur von 75 Seen über ihre Tiefenverhältnisse und die geologischen Umstände unterrichtet. Von den 75 genannten Seen weisen 55 Seen Tiefen von 5—50 m auf, und 20 sind über 50 m tief. Dass den Gletschern die Fähigkeit zugesprochen werden muss, Seebecken von geringerer Tiefe auszuschleifen, wird von den meisten Forschern zugegeben.

So geben AND. DELEBECQUE und ET. RITTER eine Liste von 22 nach ihrer Tiele vermessenen Seen der französischen Pyrenäen, wobei es sich um Tiefen bis zu 34,10 m handelt; über die Entstehung dieser Seen sagen die beiden Autoren wörtlich: „Tous ces lacs paraissent devoir leur origine à l'action des glaciers...“ (Lit. 35).

Bestritten wird jedoch eine weitergehende Aushobelungstätigkeit der Gletscher; die über rund 40 m tiefen Seen seien durch alles andere als durch Gletschererosion entstanden, lokale Einsenkungen, chemische und mechanische Verwitterung usw.

Eine Durchsicht unserer Tabelle zeigt uns, dass alle tiefen Seen entweder in kristallinen Gesteinen oder in Schiefern liegen, so dass für diese Seen lokale Einsenkungen und chemische Verwitterung als Entstehungsursache kaum in Betracht fallen. Was die mechanische Verwitterung anbetrift, so ist sie zwar in

den genannten Gesteinen recht wirksam; aber schwerlich findet sie sich örtlich derart verbreitet, dass sich aus der Ausräumung von Verwitterungsschutt die Seebecken mit Tiefen von 40—120 m hätten bilden können. Auch für ihre Entstehung kommt, unseres Erachtens, ausschliesslich Gletschererosion in Betracht. Gibt man die Entstehung von 35 m tiefen Felsbecken durch Gletscherwirkung zu, so ist es nur ein gradueller Unterschied zur Annahme der Bildung von 40—100 m tiefen Becken durch die gleichen Vorgänge. Dass es im wesentlichen ja nicht das Eis, sondern die am Grunde des Gletschers in das Eis eingepressten oder eingestreuten Felstrümmer sind, die die reibende und schleifende Tätigkeit ausüben, geht ohne weiteres aus dem Vorkommen von Gletscherschliffen hervor, an denen wir stets unzählige, von Gesteinen herrührende, in geglättete Felsen (selbst Granit) eingeritzte Schrammen erblicken. Dazu kommen aber noch als weitere wesentliche Faktoren hinzu: a) die Masse, bezw. das Gewicht des bewegten Eises; b) die Bewegung selber und endlich c) die Dauer der Einwirkung des Gletschers auf den Untergrund.

Im allgemeinen bestehen gerade Verhältnisse zwischen der Wirkung der Gletscher und deren physikalischen Eigenschaften: In Gebieten, wo grössere Gletscher reichlichen Schutt führen und während längerer Zeit ihr Bett abnutzen, sind ihre Wirkungen in der Regel grösser als in Gebieten, wo diese Faktoren nicht zutreffen.

Nun bieten die Pyrenäen durchwegs die Eigentümlichkeit, dass in den Gebieten, wo die grösseren Talgletscher sich bewegt hatten, nämlich in den tieferen Talstrecken, die Einwirkungen auf den Untergrund wesentlich geringfügiger erscheinen als in den höheren Talgebieten, wo die Gletscher eine viel kleinere Ausdehnung und Mächtigkeit besassen. Denn erst hier in den gestuften, trogförmigen Hochtälern, in den Treppenkaren, ja sogar in einfachen, hochgelegenen Karen, finden wir neben unzähligen kleinen, seichten auch die grössten, bezw. tiefsten Seen der Pyrenäen. So scheint hier hinsichtlich des Verhältnisses von Grösse und Mächtigkeit der Gletscher und ihrer Wirkung ein Widerspruch zu bestehen, der sich nicht nur auf einen vereinzelten Fall bezieht, sondern sich auf allgemein verbreitete Erscheinungen stützt, wie bereits betont worden ist. Daraus dürfen wir schliessen, dass diesen eigenartigen Tatsachen auch gesetzmässige Ursachen

zugrunde liegen müssen. Gestützt auf unsere frühere Darstellung, wollen wir anzugeben versuchen, welche entsprechenden Erscheinungen als gesetzmässige Ursachen gedeutet werden können.

1. Als eine solche glauben wir die mehr oder weniger lange Dauer der Vergletscherung anführen zu dürfen.

a) die tieferen Talgebiete waren zwar zeitweise von mächtigen Talgletschern bedeckt, und diese haben hier schmale V-Täler ausgeweitet und übertieft; aber die Dauer der Vergletscherung dieser Talbecken war lange nicht genügend, um die Bildung von grossen Talseen zu ermöglichen; die fluviatile Erosion hat hier jeweilen die Oberhand erhalten.

b) Die höheren Talgebiete waren die Ursprungsgebiete der Gletscher; sie standen naturgemäss sehr viel länger unter der Einwirkung der Vergletscherung als die tieferen Talstrecken. Demnach lagen hier während sehr langen Zeiten, jeweilen zu Beginn und am Schlusse je einer Eiszeit kleinere Gletscher, und die Wassererosion war während dieser ganzen Dauer so gut wie ausgeschaltet. Wir haben demnach in den Ursprungsgebieten, sowohl in den einfachen Karen wie in den Mulden- und Treppenkaren, langanhaltende Wirkungen kleinerer und grösserer Gletscherstände anzunehmen. Zunächst dürfte es sich hier um Karbildung gehandelt haben, wozu bekanntlich keine grossen Gletscher notwendig sind; besteht doch die Karbildung im wesentlichen in der Ausweitung einer meist präglazial angelegten Vertiefung durch Wandverwitterung und Wegtransport der Felstrümmer durch Firnbewegung. Bei etwas tieferer Lage der Schneegrenze vermochten sich mehrere kleinere Kargletscher zu vereinigen und einen grösseren einheitlichen Gletscher zu bilden, der bei genügend langer Dauer auch das präglazial entstandene schmale Hochtal auszuweiten und zu vertiefen imstande war. Das Fehlen von fluviatilen Eintiefungsformen in sehr vielen Karen spricht für eine während sehr langen Zeiten andauernde, ununterbrochene Firn- und Gletscherbedeckung; möglicherweise kam es gar nicht zu vollständig gletscherlosen Interglazialzeiten. Alles, was der Verfasser bis jetzt in den höheren Regionen der Pyrenäen beobachtet hat, veranlasst ihn zur Annahme von Interglazialzeiten mit einer etwas grösseren Vergletscherung als die heutige. Ein solcher Zustand setzt eine Höhe der Schneegrenze voraus, wie sie der

mittleren Höhe der Karböden entspricht, weil bei dieser Lage die Kare vollständig firn- oder eiserfüllt waren. Es ist wohl kein Zufall, dass die mittlere Höhe der Karseen in den verschiedenen Gebirgsgruppen verschieden hoch ist, und zwar auf der Nordseite der Pyrenäen, die noch heute die feuchtere und kühlere Abdachung ist, bei weitem tiefer als auf der südlichen Abdachung, dass sie sogar bei einzelnen, namentlich ausgesprochen west-östlich gerichteten Gebirgsketten auf der Nordseite tiefer liegt als auf der Südseite (vergl. unsern Abschnitt III hiervor).

Ganz unzweifelhaft liegt in der Verschiedenheit der mittleren Höhen der Karseen eine klimatische Beeinflussung vor, und diese konnte kaum anders zum Ausdruck gelangen als in der entsprechenden tieferen oder höheren Lage der Schneegrenze: Wir haben offenbar in der mittleren Höhe der Karseen die durchschnittliche und besonders lang andauernde Höhe der diluvialen Schneegrenze zu sehen, die zur Bildung von Gletschern führen musste; übrigens haben wir bei der Betrachtung der Lokalvergletscherung mehrere Fälle festgestellt, in denen beide Werte miteinander übereinstimmen. Bei dieser je nach der Exposition und der Höhe der Gebirge verschiedenen Höhe der Schneegrenze konnten sich ausgeprägte Kar- und Hängegletscher, auch kleinere Talgletscher von wenigen km Länge, aber keine 40—60 km langen Talgletscher entwickeln. Zur Bildung dieser letzteren war ein jeweils beträchtliches Sinken der Schneegrenze notwendig, wie dies für die diluvialen Gletscher der Alpen ebenfalls angenommen wird; dass diese Senkung der diluvialen Schneegrenze in den Pyrenäen jeweilen von relativ kürzerer Dauer gewesen sein dürfte, ist aus unsern früheren Ausführungen anzunehmen.

2. *Beckenbildung in einfachen Karen.*

Betrachten wir zunächst die Entstehung der hochgelegenen Seen, die sich in einfachen Karen befinden. Solche Kare konnten sich teils aus präglazial angelegten Talanfängen, Einzugskesseln von Bächen entwickeln, teils als sogenannte Schneegrenzkare, wie sie durch E. FELS aus den Ostalpen beschrieben worden sind, ausschliesslich infolge der Wirkung von Kargletschern bilden. In beiden Fällen entstanden zunächst mehr oder weniger breite Nischen, die von halbkreisförmig angeordneten Gräten umgeben

waren; meist besassen solche Nischen eine beträchtliche Breite und dabei steile Abtragungsflächen, die jeweilen nach einem gemeinsamen tiefsten Punkt hin konvergierten, ähnlich wie bei einem fluviatilen Einzugstrichter. Nach diesem tiefsten Punkt hin bewegten sich auch die Firn- und Eismassen der Kargletscher, und es musste demnach in der Nähe bezw. um diesen Punkt eine starke Zunahme der bewegten und von Gesteinstrümmern durchsetzten Gletschermassen erfolgen, welche Zunahme zu einer Ausschleifung des Bodens und damit zur Beckenbildung führen musste.

In den meisten Fällen stellen solche Karseen nur seichte Felsbecken dar; aber es bestehen auch einige Karseen, die im Verhältnis zu ihrer Länge bezw. Fläche eine auffallende Tiefe besitzen.

Ein entsprechendes Beispiel ist der 46 m tiefe Boum del Port im Perdighero-Massiv. Ferner gibt es im Massiv des Pic de Certescans drei solcher Karseen, 1. den Lac Gueroso sup., der bei nur 320 m Länge 56 m tief ist, 2. den Lac Mariolo mit 42 m Tiefe und 520 m Länge und 3. den Lac d'Aubé, der 400 m lang und dabei 45 m tief ist. Diese drei Seen befinden sich in einer Gesteinszone, die infolge der mechanischen Verwitterung im allgemeinen reichlich Felstrümmer liefert, in Granit.

Die Ausschleifung dieser relativ tiefen Becken ist jedoch nur verständlich, wenn man annimmt, dass die früher hier bestehenden Kargletscher nicht nur reichlich Oberflächenschutt infolge Verwitterung der Felsgräte verfrachtet haben, sondern dass sie auch am Grunde viele Gesteinstrümmer mit sich geführt haben müssen. Es muss den Kargletschern die Fähigkeit zugesprochen werden, Schutt vom Felsgrunde wegzutragen und zwar Schutt, der sich unter dem Firn gebildet hat, also nicht gewöhnlicher Verwitterungsschutt. Durch blosses Wegfressen der umgebenden Felsgräte durch den Firn, wie es ED. RICHTER geschildet hat (Lit. 86), können wohl breite Nischen entstehen; aber zur Bildung von Seebecken ist ein Wegtragen von Felstrümmern unter dem Firn und ein anhaltendes Ausschleifen und Ausbrechen des Bodens erforderlich. Wie ED. RICHTER ausgeführt hat, schützt Firnbedeckung den Felsboden vor den direkten Einflüssen und Angriffen der Witterung; sie verhindert so die mechanische Verwitterung, die namentlich an den über die Firnfläche aufragenden Felsgräten sehr lebhaft arbeitet. Und doch muss auf dem Boden der Firne und Gletscher auch Verwitterung stattfinden. Diese kommt offenbar dort zustande, wo zeitweise die Temperatur des

Bodens über 0° steigt, und dies ist ohne Zweifel in der Nähe der Schneegrenze, namentlich aber unterhalb der letztern der Fall. Mit dem häufig sich wiederholenden Wechsel von Gefrieren und Auftauen aber kommt auch eine mechanische Lockerung des Felsbodens zustande. In die Gesteinsfugen eindringendes Schmelzwasser gefriert und sprengt dadurch den Fels, der nun beim Auftauen locker wird und von dem sich bewegenden Firn oder Eis weggeführt werden kann. Aber auch in grösserer Höhe können Lockerungen des Felsgrundes eintreten, nämlich dort, wo sich der Firn vom umgebenden Felsgrat löst und sich abwärts bewegt. Dort haben wir meist mächtige Firnmassen, die zeitweise durch Lawinen gebildet werden; wenn solche von den steilen Felswänden herunterstürzen, erfahren die älteren am Fuss der Wände gelagerten Firnmassen starke Pressungen, wodurch jeweilen höhere Temperaturen mit Schmelzerscheinungen eintreten. Die untersten Firnschichten werden an den Felsboden gepresst, gefrieren an diesen an, und wenn sie sich, infolge des allgemeinen Druckes und der Schwerkraft, abwärts bewegen, so reissen sie grössere oder kleinere Gesteinsbrocken mit sich fort. Auf diese Weise dürfte der grössere Teil der Grundmoräne entstehen; sie wird zu dem wirksamen Schleifmaterial, dessen Spuren sich überall auf alten Gletscherbetten feststellen lassen und und dem auch die Ausschleifung der Karseen zuzuschreiben ist.

3. Die Entstehung der Seen in Stufentälern.

Eine weitere Ursache der Seebildung in den höheren Regionen der Pyrenäen muss in der Unstetigkeit von Bewegung und Masse der Gletscher angesehen werden, und als ein Hauptgrund dieser Unstetigkeit ist der Stufenbau der Gletschertäler zu betrachten. Vergleiche hiezu die Fig. 19 und 20.

Die Frage, ob dieser Stufenbau als präglaziale Talanlage gegeben oder ebenfalls genetisch mit der Vergletscherung in Beziehung zu bringen sei, wollen wir erörtern, nachdem wir die Vorgänge der Beckenbildung am Fusse von Talstufen dargelegt haben werden. Dass das Vorhandensein von Seen unterhalb ausgeprägter Talstufen in den Pyrenäentälern eine sehr weit verbreitete Erscheinung ist, haben wir in einem früheren Abschnitt ausgeführt; es handelt sich ja dabei um die überaus zahlreichen Seen

in den gestuften Hochtälern überhaupt, insbesondere in den sogenannten Treppen- und Muldenkaren.

Solche Hochtäler zeigen schon in ihrem Querprofil eine sehr deutliche Gestaltung durch die in ihnen gelegenen Gletscher; sie sind alle trogförmig, d. h. der Boden ist verhältnismässig breit, oft beckenförmig, die Seitenwände steil und geglättet; es fehlen

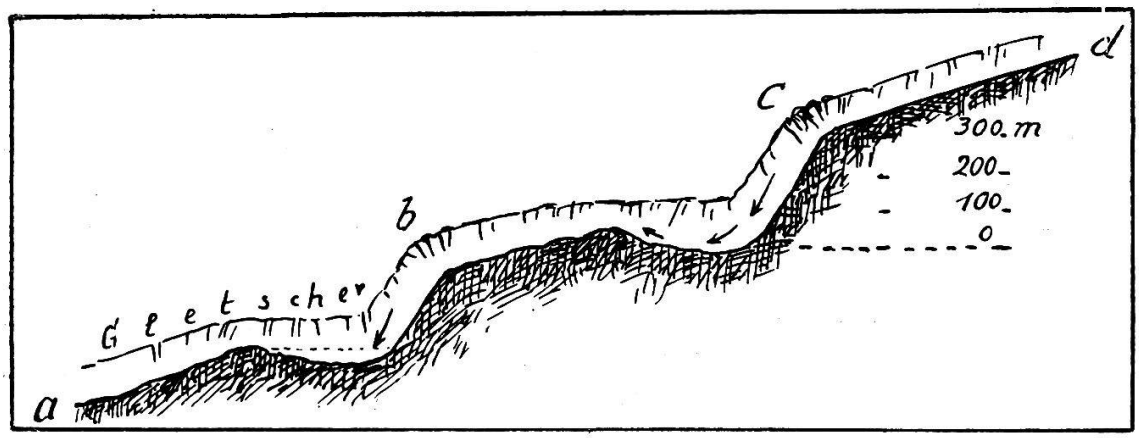

Fig. 19. **Beckenbildung am Fusse von Talstufen durch Gletscher.**
a—d ursprünglicher Talweg; b und c Stufen mit Gletscherstürzen.

hier die zahlreichen Vorsprünge und Sporne, wie sie für Flusstäler kennzeichnend sind.

In den gestuften Tälern lassen sich ferner abschnittweise Ungleichheiten der Bearbeitung des Bodens erkennen:

a) Die Becken am Fusse von Stufen stellen Orte stärkster glazialer Tiefenwirkung dar; es müssen hier die Kraftwirkungen der sich bewegenden Gletscher maximal gesteigert gewesen sein; grosse Massen haben hier einen sehr starken Druck auf den Untergrund ausgeübt und diesen mechanisch ununterbrochen angegriffen, gelockert, zertrümmert und die Schuttmassen weggeführt. Wir haben an diesen Stellen maximale Masse, maximalen Druck und vermehrte Bewegung der Gletscher anzunehmen.

b) Die seeabschliessenden Riegel zeigen in schönster Weise die Spuren der Abschleifung; hier waren die drei genannten Faktoren nicht mit maximalen, aber doch noch mit bedeutenden Kraftwirkungen vorhanden.

c) Unterhalb der Riegel, am Abfall der Stufe, finden wir vorherrschend rauhe, splitterige Felsflächen, wie sie sich infolge mechanischer Verwitterung durch Losbrechen und Abstürzen bilden, Erscheinungen, die namentlich postglazial sehr wirksam gewesen

sind. Die Orte unterhalb der Riegel in der oberen Hälfte der Stufen sind demnach stets Orte geringster Gletscheradhäsion gewesen; deshalb war auch hier die Abschleifung durch die Gletscher am geringsten.

So haben wir in den Stufentälern nahezu überall einen Wechsel der Formelemente, welcher Wechsel auf die Unstetigkeit der glazialen Abtragungsvorgänge zurückzuführen ist.

Die Vermehrung der Massen und des Druckes auf den Untergrund wird am Fusse der Stufen durch die hier abfallenden Gletscherteile bewirkt. Hier ist demnach die Adhäsion des Eises am grössten; abgestürzte Eismassen werden von nachstürzenden oder auf sie fallenden Massen mit grossem Druck auf den Boden gepresst; aber sie bewegen sich fort, oft sogar, wie schräg gerichtete Schrammen auf den Riegeln beweisen, schräg aufwärts, um die Felsschwelle zu übersteigen. Die Bewegung der einzelnen Eisteile ist ähnlich derjenigen von Wasserteilen in einem über eine Stufe stürzenden Fluss, wenn auch viel einfacher und ruhiger, nämlich eine rasche Abwärtsbewegung über die Stufe hinunter und sodann eine leichte Aufwärtsbewegung aus dem Becken, die schliesslich zur Ueberschreitung der Schwelle führt.

Und wie der Fluss durch den Aufprall seines Wassers und der von ihm bewegten Gerölle am Fuss einer Stufe beständig den Boden bearbeitet, lockert, dann das gelockerte Material wegspült und so eine Vertiefung bildet, so dürften auch die über hohe Stufen hinabfallenden Eismassen den Boden unterhalb der Stufen stärker bearbeitet, gepresst und gescheuert haben als an andern Stellen, und auf diese Weise mussten sich jeweilen an solchen Orten Becken bilden. Diese werden um so tiefer sein, je grösser die über ihnen vorhandene Stufe ist, je länger die Gletscherwirkung gedauert hat und je grösser die Masse, bezw. das Gewicht des betreffenden Gletschers war. Zahlreiche tiefe Seen der Pyrenäen liegen auf der Nordseite des Gebirges am Fusse hoher Stufen, so der Lac Bleu, der Lac de Caïllaouas, der Lac d'Oo, der Lac d'Araing, der Lac Vert.

Aber sie fehlen auch in den Treppen- und Muldenkaren der spanischen Pyrenäen nicht, wie die Seen von Capdella und Tabescan beweisen; nur liegen sie hier durchschnittlich in bedeutend grösserer Meereshöhe als auf der Nordseite.

Dass ein Gletscher von 150—200 m Mächtigkeit imstande ge-

wesen ist, ein 45 m tiefes Becken am Fusse einer 300 m hohen Stufe auszuschürfen, das tritt uns im Tal des Garbet besonders augenfällig entgegen. Auch von mehreren andern in Treppenkaren und gestuften Hochtälern liegenden tiefen Seen kann festgestellt werden, dass sie sich am Fusse von 300—400 m hohen Talstufen befinden (Lac Caïllaouas, Lac d'Oo, Lac d'Artouste, der Lac Miguelou u. a.).

Infolge der Höhe und Steilheit einer Stufe erfährt die Fussfläche der Stufe eine Zunahme des Druckes durch Vermehrung des steil abwärtsgleitenden Gletschers.

So glauben wir die Entstehung der tiefen Seebecken der Treppenkare auf den Stufenbau der Täler und die vermehrte Gewichtszunahme und Bewegung des an solchen Stufen abfallenden Gletschereises zurückführen zu können. Für eine direkte Eintiefung der Seebecken am Fusse von Stufen spricht auch die Tatsache, dass in mehreren Seen die grösste Tiefe in der obern Hälfte gefunden wurde (vergl. A. DÉLEBECQUE, Lacs de France, p. 43).

Wir befinden uns mit diesen Annahmen in guter Uebereinstimmung mit den Theorien über See- und Beckenbildung, wie sie E. DE MARTONNE in seiner Abhandlung „Sur la théorie mécanique de l'érosion glaciaire" entwickelt hat, in der er ausführt, dass die durch den Gletscher bewirkte Abnutzung des Bodens (le frottement), abhängig sei von der Schnelligkeit und dem Druck des Eises, der sich verändere wie der Cosinus der Oberflächenneigung, die Form des Bettes und die Tiefe (Lit. 64). Ferner sei dabei ebenfalls die Adhäsion des Untergrundes zu berücksichtigen. DE MARTONNE kommt zum Ergebnis, dass die Orte grösster glazialer Erosion sich oberhalb und unterhalb von Talstufen befinden müssen. Betrachtet man die Längsprofile der mit Seebecken ausgestatteten Hochtäler der Pyrenäen, so wird man feststellen können, dass in zahlreichen Fällen die Seen als Orte starker glazialer Erosion sich in der Tat in den Talstrecken befinden, die durch Stufenbau gekennzeichnet sind.

4. Seebildung in Muldenkaren.

Einen weiteren Fall der Seebildung zeigen uns die grossen Muldenkare, deren Mitte von Seebecken eingenommen wird, wie z. B. beim Lac Lanoux, beim Lac Naguilles, beim Lago Tort, beim Estan de Rios, ferner am Lac d'Aubert.

In solchen Mulden entsteht in der Mitte Konfluenz von Eis-, bezw. Firnmassen, weil diese sich vom Hintergrund und von den Seitenhängen her bewegen, wo sich Schneegrenzkare gebildet haben. Die teilweise bedeutenden Tiefen dieser Seen (54 und 72 m) sprechen dafür, dass diese Muldenkare während sehr langer Zeit der Vergletscherung ausgesetzt gewesen und dadurch der fluviatilen Erosion entzogen waren. Der Umstand, dass diese Muldenkare alle sehr hoch liegen und in mehreren Fällen durch sehr beträchtliche Stufen von unteren Talstrecken getrennt sind, zeigt uns das Ausschalten der Flusserosion um so deutlicher. So lässt sich beim Lac Naguilles denken, dass sich hier eine Vertiefung von 800 bis 900 m gebildet hätte, wenn die fluviatile Erosion unbehindert hätte wirken können; dass der Gletscher dagegen sein Bett nur um 72 m tiefer gelegt hat, erscheint im Vergleich zur möglichen Flusswirkung im Grunde als geringe Leistung. Zu dieser Gruppe von Seen muss auch der 96 m tiefe und 1300 m lange Lac de Certescans gerechnet werden, der eine unsymmetrisch gebaute, hochgelegene Mulde einnimmt. Das Ostufer des Sees erhebt sich nämlich sehr steil bis zum 300 m hohen Seitenkamm empor, der sich vom Hauptkamm gegen S zu abzweigt, während das Westufer zwar noch steil 200 m hoch über den Seespiegel ansteigt, um dann in 2500 m Höhe in sanfter geneigte Böden zweier breiter Kare überzugehen, die vom 2863 m hohen Pic de Certescans und seinem südlich verlaufenden Gratzug überragt werden. Von hier her kam die Hauptmasse des Firns, die das Becken ausgefüllt hat. Dass dieses fast 100 m tiefe Becken in ausserordentlich harte Quarzitfelsen eingetieft ist, erscheint unter diesen Umständen geradezu rätselhaft. Und doch ist an keine andere Möglichkeit zu denken, da die Felsschwelle und die benachbarten Buckel und Rippen alle die deutlichsten Schliffe tragen. Ohne Zweifel handelt es sich hier um ein durch glaziale Ausschleifung und Abtragung infolge Konfluenz von Eis- undFirnmassen zweier Kare entstandenes Felsbecken, das aus einem präglazial angelegten Talanfang hervorgegangen, während sehr langer Zeit diesen Abtragungsvorgängen ausgesetzt gewesen sein muss; nichts spricht für eine in Interglazialzeiten eingetretene Wirkung der fluviatilen Erosion; ebenso wenig ist von postglazialer Flusswirkung etwas zu bemerken.

5. *Die Entstehung der Talstufen.*

Wir haben nun die Frage zu erörtern: Auf welche Weise sind in den Pyrenäentälern diese so auffälligen Stufen entstanden?

Auf diese Frage ist zunächst allgemein folgendes zu sagen:

Unstetigkeiten des Talweges, d. h. der Wechsel von Stufen und Verflachungen, können primär bei Anlage der fluviatilen Talform oder glazial durch Konfluenz von Eismassen erzeugt sein.

a) Ganz allgemein dürfen wir in den grossen Karen die Ursprungsformen fluviatil angelegter Täler eines früheren, präglazialen Talsystems sehen. Diese Talanlage mag bereits den Zustand der Reife erlangt haben, als infolge Hebung des Gesamtgebietes die Neubelebung der fluviatilen Erosion einsetzte und eine beträchtliche Tieferlegung der grösseren Täler bewirkte.

Die Tatsachen, dass noch heute fast durchwegs die tief eingeschnittenen Flusstäler der Pyrenäen sehr schmal sind und dass an einigen Orten kleinere Seitentäler mit Stufen in Haupttäler einmünden, wo die glaziale Uebertiefung nicht angenommen werden darf, sprechen für beträchtliche, bis in die jüngere Quartärzeit anhaltende Hebungen des Gebirges. Bei der infolgedessen wiederholten Eintiefung der Täler durch die Flüsse müssen auch die Gesteinsunterschiede von Einfluss gewesen sein. In weicheren Gesteinen vollzog sich das Einschneiden rascher als in den härteren. Nun treten uns ja gerade in dieser Hinsicht in den Pyrenäen auffällige Gegensätze entgegen: Mehrere ausgesprochene Granitstöcke sind von mehr oder weniger mächtigen Schieferzonen umgeben, und hier finden wir fast allgemein die Flüsse in tief eingeschnittenen, schmalen Tälern; wo aber die Schieferzone an den Granit anstösst, steigen in vielen Tälern die Sohlen stufenartig zu höheren, ohne Zweifel älteren Talböden an. Solche Fälle vermochte der Verfasser zu beobachten: im Massiv des Roc Madrès, im Gebiet des Garbet, im Massiv du Pic de l'Enfer, in der Sierra de los Encantados, im Massiv des Pic du Perdighero, im „Massif du Pic de Néouvielle".

Allein die Gebirgsnatur der Pyrenäen bietet uns auch andere Beispiele; so finden sich auch Stufen im Schiefergebirge allein, wo von bedeutenden Härteunterschieden kaum gesprochen werden kann, aber wo steile Stellung der doch im einzelnen petrographisch differenzierten Schichten eine Stufenbildung begünstigt

haben mag, so z. B. im Massiv des Pic Crabère und nördlich des Mont Vallier (Talgebiet des Salat).

Am auffälligsten sind aber die Stufen in den Granitgebieten selber, und zwar kommen sie dort am ausgeprägtesten vor, wo die glazialen Abtragungsformen ebenfalls sehr gut entwickelt sind; dies ist namentlich in den Mulden- und Treppenkaren der granitischen Hochgebirge der Fall, also in jenen Talformen, die am längsten der fluviatilen Erosion entrückt waren. Wir haben es hier demnach ebenfalls mit glazialen Abtragungsformen zu tun. Nun lässt sich an sehr vielen Beispielen feststellen, dass diese Stufen sich am häufigsten dort finden, wo sich zwei, wenn auch in der Regel kurze, Hochtäler vereinigen, wofür das Tal von Mourgouillou das schönste Beispiel bietet; ferner wo ein kleineres Kar in eine grössere Karmulde einmündet. Hier finden wir die grössere Karmulde wesentlich übertieft, gegenüber der kleineren, und die grössere weist ebenfalls eine Stufe auf. Sehr schöne Beispiele dieser Art lassen sich beobachten im Hintergrund des Tales von Tabescan, im Gebiet der Seen von Capdella, im Tal von Carança, am Pic de l'Enfer, im Gebiet von Néouvielle u. a. a. O. Sehr ausgeprägt sind diese Stufen im Tal des Garbet und des Fouillet, am Nordabhang des Massivs von Certescans.

Wir kommen daher zum Schluss, dass in den Karzonen Stufen direkt durch die Gletscher infolge Konfluenz entstanden sein können. In diesem Punkt stellen wir uns in Gegensatz zu dem französischen Geographen E. DE MARTONNE, der für die Alpentäler präglaziale, durch Flüsse gelegte Talstufen, jedenfalls Ungleichheiten des Gefälles der Talsohlen annimmt, welche nun durch Gletschererosion verstärkt worden sein sollen. Dagegen hat A. PENCK die Auffassung vertreten, dass durch Konfluenz von Gletschern Talstufen entstehen können.

So führt er in dem preisgekrönten Werk „Die Alpen im Eiszeitalter" (S. 303) aus: „Alle diese Fälle lassen aufs neue erkennen, dass die beträchtlichste Erosion dort ausgeübt worden ist, wo ein Zusammenfliessen grosser Massen stattgefunden hat. Diese Erosion hat sich im Haupttale ein Stück weit aufwärts erstreckt, an der Mündung der Nebentäler macht sie halt. Man meint zu sehen, wie der Haupttalgletscher oberhalb der Seitengletschermündungen eintaucht, um letztere zu unterschieben. Wo gleich grosse Täler sich vereinigen, von denen jedes einen Gletscher ansehnlicher Grösse gehabt hat, da münden sie allesamt stufenförmig zusammen..." (Lit. 119).

Wir können, was die morphologischen Verhältnisse der Pyrenäentäler anbetrifft, der Auffassung von A. PENCK im grossen und ganzen beipflichten; denn wie wir früher ausgeführt haben, finden sich in vielen alten Gletschertälern echte Konfluenzstufen, unterhalb denen sich ausgeprägte Talbecken ausdehnen. In den tieferen Abschnitten der grossen Haupttäler sind jedoch diese Stufen bereits fluviatil zerschnitten und die Becken durch postglaziale Anschwemmungen zugeschüttet.

Daneben gibt es in den Pyrenäen noch sehr viele Eigentümlichkeiten, die sich vielleicht eher durch lokale Umstände erklären lassen, oder deren Deutung bis heute noch aussteht.

So ist doch auffällig, dass die ohne Zweifel fluviatil angelegten Talstufen am Kontakt zwischen Schiefer- und Granitzonen fast nirgends zur Seebildung geführt haben, wie es die Theorie De MARTONNE verlangt.

Es erscheint uns demnach die Stufenbildung in den Pyrenäen als eine recht komplexe Erscheinung; sie ist aber ohne Zweifel in den ehemals vergletscherten Talgebieten sehr viel stärker entwikkelt als in den reinen Flusstälern; aus diesem Grunde muss sie in engen Zusammenhang mit der diluvialen Vergletscherung gebracht werden; gleichzeitig spielen hier aber auch petrographische Verhältnisse und epirogenetische Bewegungen mit eine wichtige Rolle.

Wo aber zu Beginn der Vereisung, z. B. durch Bildung von Schneegrenzkaren oder durch Konfluenz von Eismassen, kleinere Stufen entstanden waren, da mussten im Laufe langer Vereisung solche Stufen mehr und mehr vergrössert worden sein. Die eingehende Betrachtung der Formelemente eines Mulden- oder Treppenkares zeigt uns, dass sich gut entwickelte Stufen und Becken heute dort befinden, wo sie nach den Strömungsverhältnissen wohl am ehesten haben entstehen können: Wo sich Kargletscher vereinigten, mussten Stufen entstehen infolge vermehrter Masse, stärkeren Druckes, grösserer Bewegung; am Fusse von Stufen mussten sich Becken bilden, weil an solchen Stellen die Bewegung eine plötzliche Zunahme erfuhr, ebenso die Masse und der Druck.

Es ist anzunehmen, dass sich schon sehr frühe Ansätze zu Bekken gezeigt haben; ja es erscheint nicht ausgeschlossen, dass in einigen steilgeneigten Tälern infolge selektiver Erosion oder oro-

graphischer Unterschiede, wie Wechsel von Engen und Weitungen, die Gletscher eine Reihe von Becken erzeugt haben, ohne dass ursprünglich Stufen vorhanden gewesen waren. Nach allem, was man von der Wirkung der Gletscher der Eiszeit kennt, liegt Unstetigkeit der Erosion, Bildung von Becken und Stufen, in ihrem Wesen. Denken wir uns ein steilabfallendes Gebirgstal, in dem infolge der oben angedeuteten Ursachen durch Gletscher mehrere übereinander angeordnete Seebecken entstanden sind, so haben wir in diesem Tal gleichzeitig eine Folge von Stufen, Riegeln und Becken. Solches ist ja, wie wir sahen, gut ausgeprägt der Fall im Tal von Mourgouillou, einem Nebental der oberen Ariège, sowie im Bereich der Lacs de Cadérolles, im Gebiet des Adour.

Stets sind die Talstufen dort auch sehr deutlich entwickelt, wo ansehnliche Gletscher gelegen hatten, bezw. in den Einzugsge-

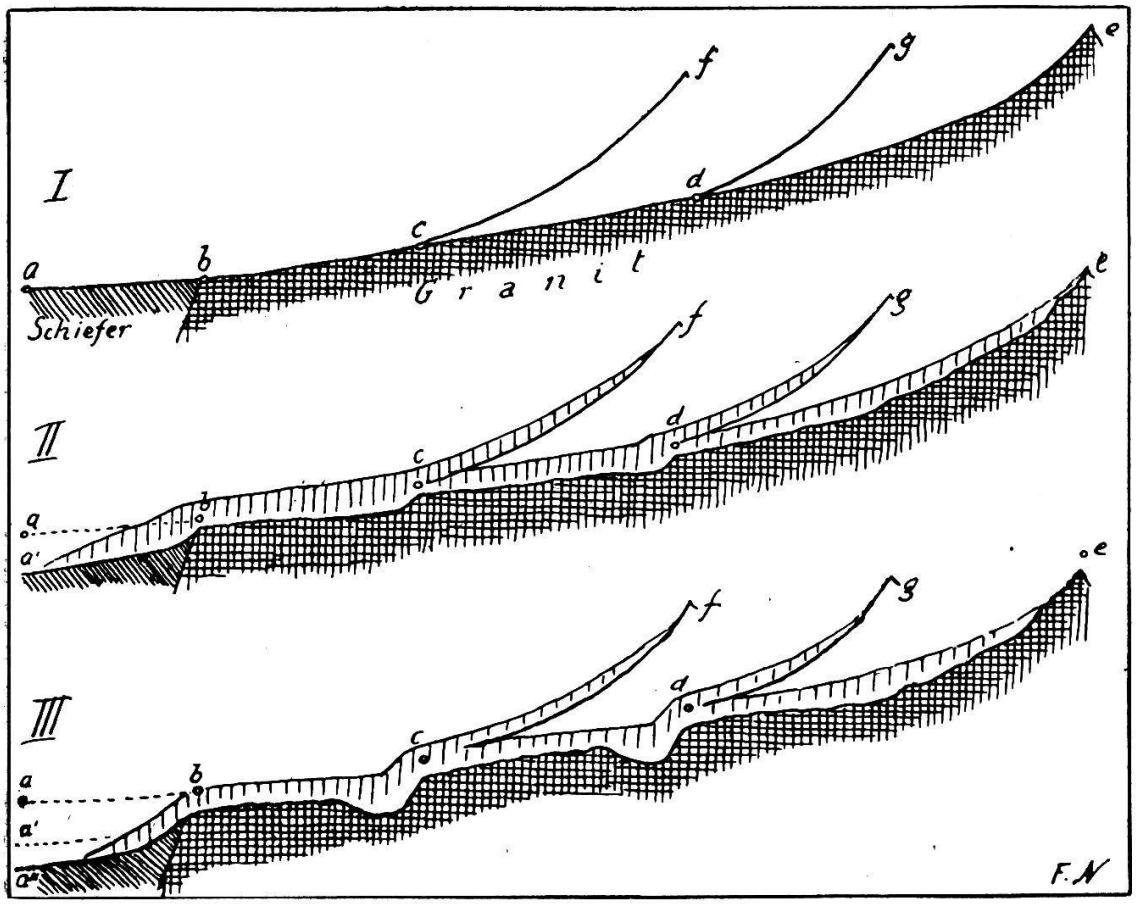

Fig. 20. **Die Entwicklung von Talstufen und Becken in den Pyrenäen** (schematisch).

I. Präglaziale Talprofile; a—b—c Haupttal; cf und dg Seitentäler.
II. Stufenbildung durch Konfluenz der Gletscher.
III. Beckenbildung am Fusse von Talstufen.

bieten grösserer Gletscher, die im Maximum der Vereisung jeweilen auch in bedeutender Eismächtigkeit die Ungleichheiten des Talweges verstärkt und vergrössert haben.

In der vorstehenden Zeichnung, Fig. 20, ist die Entwicklung der Talstufen in den Pyrenäen in leicht schematischer Art darzustellen versucht worden.

Es soll darin zusammenfassend zum Ausdruck gebracht werden, dass ausgereifte alte Talsysteme bis in die zentralen Zonen hinaufgereicht haben, bevor die Vergletscherung begann. Infolge von Hebungen des Gebirges wurden die Flüsse zu neuem Einschneiden gezwungen, und bei dem Rückschreiten der Tiefenerosion bildeten sich Talstufen, von denen diejenigen am Kontakt zwischen weicheren und härteren Gesteinen bei Einsetzen der Vereisung noch vorhanden waren. Diese Stufen wurden durch die Gletscher in vielen Tälern verstärkt; im Einzugsgebiet aber entstanden Stufen und Becken infolge Karbildung und infolge Konfluenz von Kargletschern, aus denen zeitweise grössere oder kleinere Talgletscher hervorgingen.

Langanhaltende, auch die Interglazialzeiten überdauernde Vereisung hat in den Karregionen und Hochtälern die glazialen Formen verstärkt und bewahrt, während sie in den tieferen Talabschnitten fluviatil teilweise verändert worden sind.

Die Verlandung der Pyrenäenseen

1. Verlandungsprozesse.

Seen sind vergängliche Bildungen der Erdoberfläche; sie unterliegen ständigen Veränderungen; durch fliessende Gewässer werden mechanische Füllstoffe in sie getragen; an andern Orten bilden sich pflanzliche Ablagerungen, oder es entstehen am Boden der Seen Absätze chemischen Ursprungs; alle diese Sedimente tragen zur Verringerung der Seeoberfläche und der Seetiefe bei: die Seen verlanden. Dies ist namentlich dort allgemein der Fall, wo die Seen, wie in den Gebirgen, von steilen Hängen umgeben oder begleitet sind, wo beständig geschiebereiche Bäche herabfliessen, Gesteinstrümmer herabstürzen, oder wo Lawinen beträchtliche Schuttmengen bis in den See tragen. Die Anzahl der Seen müsste sowohl in den Alpen als auch in den Pyrenäen eine viel grössere als heute sein, wenn nicht seit der Eiszeit sehr viele ehemals bestehende Becken verlandet wären.