

Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 36 (1944-1945)

Artikel: Orographische und morphologische Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen. 2. Teil
Autor: Nussbaum, Fritz
Kapitel: C: Orographisch-morphologische Beobachtungen in einigen Gebirgsgruppen
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-322976>

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: 25.01.2026

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

C. Orographisch-morphologische Beobachtungen in einigen Gebirgsgruppen.

Es handelt sich hierbei zunächst um die vier kristallinen Massive, die sich ganz oder teilweise im Entwässerungsgebiet der Ariège befinden, deren orographische und morphologische Verhältnisse untereinander jedoch recht verschieden sind, nämlich um die Massive von Aston, von Tabe, der «Trois Seigneurs» und von Arize.

Das höchste und ausgedehnteste ist das Aston-Massiv, das in mehreren Gipfeln die Höhe von 2900 m übersteigt und dessen Südabdachung vom Valira de Andorra, einem Zufluss des Segre, entwässert wird. Somit verläuft über den Hauptkamm dieses Gebirges die kontinentale Wasserscheide zwischen Atlantik und Mittelmeer, nachdem sie über das Carlitte-Massiv und den Col de Puymorens geführt hat. Westlich von diesem Pass beginnt bei der Einsattelung des Port d'Embalira, 2495 m (n. Chevalier 2407 m), das Aston-Massiv und setzt sich in Bogenform von 42 km Länge bis zum 2736 m (n. Chevalier 2661 m) hohen Port de Bareilles fort, wo nun das bis 3141 m hoch aufragende Massiv des Pic d'Estats beginnt. Dieses die Wasserscheide zwischen R. de Videssos und Salat einerseits und der Noguera de Cardos und der Noguera de Pallaresa anderseits bildende und an interessanten Bergseen reiche Gebirge wird von dem ausgeprägten Einschnitt des nur 2052 m hohen Port de Salau begrenzt, wo nun weiter westwärts die Gruppe des Pic de Montvalier (2839 m) einsetzt.

Nördlich der Ariège erhebt sich das «Massif de Tabe», das im Pic de Saint-Barthélemy bis zu 2349 m Höhe ansteigt, und das bei einer Längenausdehnung von 24 km eine mittlere Breite von 16 km besitzt. Seine nördliche Abdachung wird zum grössern Teil von drei Zuflüssen des Hers, von Douctouyre, Touyre und Lasset, entwässert. Die übrigen Gewässer, meist Gebirgsbäche, ergiessen sich in die Ariège. Das zwischen Tarascon und Foix gelegene Quertal dieses Flusses bildet gleichzeitig die östliche Begrenzung der beiden westlichen Massive, die bedeutend niedriger sind als die zwei schon erwähnten, nämlich das «Massif des Trois Seigneurs», mit

2199 m als höchstem Gipfel, und das nur 1716 m hohe «Massif de l'Arize». Die westliche Abdachung dieser beiden Gebirgsgruppen entwässert sich zum Salat.

Alle vier Massive des Ariègégletschers haben ihre gegenwärtige Gestaltung durch die seit der jüngeren Tertiärzeit wirkenden Abtragungsvorgänge erhalten, vor allem durch solche der subaërischen Verwitterung und Denudation und der fluvialen Erosion, die offenbar infolge mehrfacher Hebungen der Gebirgskörper wiederholt neu belebt worden sind. In der Eiszeit ragten diese Gebirge mehr oder weniger hoch in die damalige, relativ niedrige Schneegrenze empor und trugen kleinere oder grössere Hänge-, Kar- und Talgletscher, deren Spuren sowohl in Ablagerungen wie in entsprechenden Tal- und Felsformen erhalten geblieben sind.

I. Das Aston-Massiv.

1. *Geographischer Ueberblick.*

Vergleiche die Abbildungen 81, 82 und 77.)

Dieses zwischen den Tälern der Ariège, des Vicdessos und dem Valira de Andorra aufragende Massiv besitzt annähernd eine sechseckige Grundrissform von rund 350 km² Fläche, wobei allerdings der zirka 40 km lange Hauptkamm stark gegen Süden verschoben erscheint; daher ist die südliche Abdachung wesentlich kürzer als die nördliche, die sich 18—20 km weit ausdehnt und hier die Bedingungen zur Bildung einiger längerer Gebirgsflüsse, Zuflüsse der Ariège und des Vicdessos, bietet, wie der Aston, der R. de Siguer, der R. de Luzenac und der Nagear. Unter diesen nimmt der Aston mit seinem stark verästelten, zirka 160 km² grossen Abflussgebiet die erste Stelle ein. Dazu kommen noch mehrere kleinere Flüsse von 5—10 km Länge, deren Täler sich wie die grösseren durch Eigenheiten ihres Längs- und Querprofils auszeichnen, wie wir noch sehen werden.

Auch die südliche Abdachung ist durch eine reiche Talgliederung gekennzeichnet, indem hier der Valira de Andorra, der in der südlicher gelegenen, 2870 m hohen Gruppe des Alt del Grio entspringt, zahlreiche Bäche und einige Gebirgsflüsse aufnimmt, von denen die meisten am Hauptkamm des Aston-Massivs ihren Ursprung haben. Unter ihnen ist in erster Linie der Valira del Nort zu nennen, der 20 km des Hauptkammes entwässert und dessen Einzugsgebiet zirka 120 km² umfasst; viele seiner Quellbäche entspringen in Bergseen, von denen die meisten in typischen Karen liegen.



Abbildung 81.

Morphologische Uebersichtskarte des Aston-Massivs (Entwurf).

Der Topographie dieser Skizze liegen die « Carte de l'Etat-Major au 1:80 000^{me} » und die « Carte de France au 1:200 000^{me} » zugrunde. Die Equidistanz der Höhenkurven beträgt 200 m.

Geologisch bildet das Aston-Massiv einen Ausschnitt aus der Zentralzone (zone axiale) der Pyrenäen, an deren Aufbau sich vorwiegend kristalline Gesteine, Gneis, Granit, aber auch metamorphisierte paläozoische Sedimente, Kalke, Schiefer und Quarzite (Silur bis Karbon) beteiligen. Diese Sedimente, die infolge der intensiven hercynischen Faltung meist sehr steil stehen, bilden, nach den Untersuchungen von L. Bertrand, Roussel, Casteras und anderen, in unserem Gebiet zwei relativ schmale Längszonen, von denen die eine den Nordrand des Massivs ausmacht, während die andere, von Mérens im Oberlauf der Ariège weg in nahezu westlicher Richtung gegen den Hauptkamm verläuft und hier einige der höchsten Gipfel, wie den Pic Serrère (2911 m), den Pic del Pla de l'Estany (2951 m) bildet.

Demgemäss zeichnet sich das Aston-Massiv durch eine ausgesprochene Gleichartigkeit in der Gesteinsbeschaffenheit aus, indem es sich dabei vorwiegend um relativ widerstandsfähige und wasserundurchlässige Gesteine handelt, Tatsachen, die angesichts der grossen Mannigfaltigkeit der Landschaftsformen dieses Massivs von Bedeutung sind.

Bei einem Ueberblick der orographischen Verhältnisse können wir im Aston-Massiv drei Hauptgruppen von Landschaftsformen unterscheiden, die sich zugleich auf drei verschiedene Zonen verteilen:

- a) Die Gipfel- und Kar-Region des Hauptkammes,
- b) Die Region der Hochflächen und Rücken,
- c) Die Täler.

In auffälliger Weise hebt sich nämlich die bis 2950 m hoch ansteigende Region des Hauptkammes mit ihren zahlreichen, pyramidenförmigen, von Karen angefressenen Gipfeln und den zwischen ihnen liegenden, meist schmalen Schartenpässen sehr deutlich von den nach Norden und Süden abzweigenden Nebenkämmen ab, die zwar zunächst noch schärfere, steilere Formen zeigen, dann aber mit zunehmender Entfernung vom Hauptkamm in rundliche Rücken und schliesslich in breite, flachgeneigte Hochflächen übergehen, die sich nordwärts von 1900 auf 1600 m senken, um dann, zwar stark zerlappt, mit grosser Steilheit nach dem Ariègeetal abzufallen.

Zwischen diesen breiten Rücken sind nun die heutigen Flusstäler mit scharf einsetzenden Rändern und steilen Hängen 400—600 m tief und schmal eingeschnitten und verraten damit sowie mit ihrem stark entwickelten Stufenbau eine ausgesprochene Jugendlichkeit der Abtragungsvorgänge, die in sehr lebhaftem Gegensatz zur Bildung der höher gelegenen, sanft geformten Rücken steht, deren Formen alle Anzeichen eines sehr viel älteren und stark ausgereiften Erosionszyklus verraten.

2. Die Gipfel- und Kar-Region des Hauptkammes.

Die Karte von M. Chevalier der Täler von Andorra enthält auf der 42 km langen Strecke des Hauptkammes zwischen dem Port d'Embalira und dem Port de Bareites (Bareytes) 40 Höhenquoten, nach denen sich eine mittlere Kammhöhe von 2680 m ergibt; über diese mittlere Höhe ragen 22 Gipfel empor, von denen drei die Höhe von 2900 m übersteigen, nämlich der Pic del Pla d'Estany mit 2951 m, der den westlichen Eckpunkt der Kette bildet, der 2911 m hohe Pic Serrère, der sich ungefähr in deren Mitte erhebt, und der 8 m niedrigere Pic de Siguer im Hintergrund des gleichnamigen Tales. 14 Gipfel erreichen Höhen von 2700—2900 m. Die mittlere Gipfelhöhe beträgt 2728 m.

Unter den Einsattelungen, die als Passübergänge meist nur von Hirten und Jägern begangen werden, ist der Port de Fontargente mit 2252 m der niedrigste; er führt aus dem östlichsten Quellgebiet des Aston Flusses nach Soldeu, ins Tal der Valira hinab. Gegen Westen hin nimmt im allgemeinen die Kammhöhe und damit auch die Höhe der Passübergänge zu; so folgen aufeinander der Port de Bagnols mit 2546 m, der Port de Siguer mit 2378 m, der Port de l'Albelle (2604 m), der Port d'Auzat (2542 m) und schliesslich der bereits erwähnte Port Bareites mit 2636 m. Mit Ausnahme des Port de Fontargente, der eine bemerkenswerte Eintiefung und örtliche Verflachung des Kammes darstellt, sind die übrigen schmale und steil abfallende Schartenpässe, die je zwischen zwei einander gegenüberliegenden Karen aufragen.

Wie der Augenschein lehrt und aus der topographischen Karte ersichtlich ist, sind die über 2600 m hohen felsigen Gipfel und die Kare nicht auf den Hauptkamm im besonderen beschränkt, sondern beide Formen kommen auch in den unmittelbar benachbarten Seitenkämmen bis auf eine Entfernung von zirka 4 km vor, worauf dann fast überall die Gipfelhöhe rasch abnimmt und sich auch die Formen verändern.

Vom Hauptkamm zweigen sechs grössere und zahlreiche kleinere Nebenketten gegen Norden und Süden ab; aber bei beiden Gruppen ist mit zunehmender Entfernung eine Veränderung der Erhebungen aus steil aufragenden felsigen Gipfeln und Gräten in sanfter geböschte, niedrigere Rücken auffällig. Mit andern Worten, es gehen hier ausgesprochene Hochgebirgsformen fast unvermindert in niedrigere Mittelgebirgsformen über.

Die Gliederung und Gestaltung dieser Gipfel- und Kar-Region ist wohl zunächst den Wirkungen, der subaerischen Abtragungskräfte, der in den höheren Gebieten besonders lebhaften mechanischen Verwitterung, der Abspülung sowie der Erosion des Wassers und der ehemaligen Gletscher zuzuschreiben. Die letzteren dürften in erster Linie am Zustandekommen der zahl-

reichen Kare beteiligt gewesen sein. Zahlreiche Gipfel erscheinen als typische Karlinge, so zum Beispiel die Pics de Fontargente, de Siscaron, d'Ascobes, de Serrère, de la Passade, de Bagnels und andere mehr (vergl. Karte Abbildung 81).

Es ist ganz auffällig, dass alle Täler im Bereiche dieser Hochregion stark gestuft sind und ihren Ursprung in typischen Karen nehmen, von denen hier drei Gruppen unterschieden werden können, nämlich *a)* einfache, das heisst über einer grösseren Stufe liegende Kare von annähernd rundlichem Grundriss, *b)* sogenannte Treppenkare, die mit zwei oder drei niedrigeren Stufen versehen sind und *c)* Grosskare, die eine weite, unregelmässig geformte Mulde bilden, deren Boden und Ränder überdies durch sekundäre Eintiefungen und Erhebungen gegliedert sind; solche Formen verraten eine sehr lang andauernde Eisbedeckung. In jeder Art von Karen können Felsbecken mit kleinen Bergseen vorkommen; in den einfachen ist in der Regel nur ein Bergsee vorhanden; in den Treppenkaren liegen sie nicht selten auf jeder Stufe übereinander, und in Grosskaren wird der weite, durch Rundbuckel und Moränen höckerige Karboden meist durch mehrere nebeneinander liegende Seen belebt.

In unserer Kammregion finden sich mehrere solcher Grosskare, das eine beim Pic de Fontargente mit gleichnamigen Bergseen, das andere zwischen dem Pic de Bagnels und dem Pic de Thoumas, mit den Etangs de Soulanet.

Dazu kommen weitere Karformen, die ebenfalls eine weitgehende glaziale Formgestaltung aufweisen, so zum Beispiel an den Seiten des 2778 m hohen Pic d'Ascobes, am Südosthang des Pic de Serrère und anderswo (vergleiche die Karte Abbildung 81.)

Häufiger sind Treppenkare mit einer Folge übereinander liegenden Seen; als solche nennen wir beispielsweise auf der französischen Seite die Kare im Einzugsgebiet der Täler von Sisca, von Baldarques, von Mourgouillou, von Artiés; auf der Südseite der Kette finden sich mit Seen versehene Treppenkare im Hintergrund der Täler von Runsol, von Enguanella und von Tristany; von den hier vorkommenden drei Seen liegt, nach Chevaliers Karte, der unterste in 2220 m, der zweite in 2270 m und der dritte in 2310 m. Wir haben demnach ein Treppenkar mit geringen vertikalen Stufenabständen vor uns, und es bietet Grund zur Annahme, dass in bestimmten Treppenkaren die Stufung wie die Form des Kars überhaupt durch glaziale Erosion bedingt ist.

Im Gegensatz zu den Etangs de Tristany sind im Treppenkar von Enguanella die drei Seen durch 80—140 m hohe Stufen von einander getrennt.

Daneben kommen auf der Südseite des Kammes Kare vor, deren Form noch deutlich die Entstehung aus fluviatilen Einzugstrichtern verrät, ähnlich wie dies bereits von verschiedenen Forschern dargestellt worden ist (Lit. 28, 29, 36). Ausser den bereits erwähnten Treppen- und Grosskaren liegen auf der Nordseite des Hauptkammes noch über ein Dutzend einfache Kare, von denen fünf kleine Seen bergen; der grösste ist der Etang Blau nördlich des Port de Siguer.

Dazu gesellen sich noch zahlreiche Kare an den dem Hauptkamm vorgelagerten Nebenketten. Die nächste dieser Ketten ist die des Pic de Cabaillère (2526 m), im Gebiet des Aston, an deren beidseitigen Hängen sechs Kare liegen, wovon fünf je mit einem kleinen See. Oestlich davon zweigt vom Pic de Fontargente die Kette mit den Pics de Calmettes und de Lauzate ab, die als Karlinge ebenfalls von einem halben Dutzend Karen umgeben sind. Drei davon liegen im Hintergrund des Nageartales.

Die von den Pics de Bagnels und Thoumas nach Norden abzweigende Kette, welche die Wasserscheide zwischen dem Aston und dem Siguerfluss bildet, ist orographisch recht vielgestaltig; scharf geformte Felsgipfel treten zurück neben Kuppen und flachen Rücken, in die merkwürdig verbogene Flusstälchen eingesenkt sind; jedes von ihnen beginnt mit Karen, von denen sechs mit kleinen Seen unterschieden werden können. Die Zeichnung auf der topographischen Karte ist hier sehr verworren und unklar.

Mit der Abnahme der Höhe der Seitenkämme nimmt auch die Zahl der Kare merklich ab. Bei einigen nur 2200—2300 m hohen Gipfeln und Kämmen erscheinen sie nur auf deren Nord- oder Nordostseite, so zum Beispiel am 2269 m hohen Pic d'Espaillet, an dessen Osthang drei Kare eingesenkt sind, die zum Hängetälchen des R. d'Emibois, auf der Westseite des Nageartales, hinabführen. Ebenso befinden sich zwei Kare an der Ostseite des kurzen Kammes, der sich zwischen Aston und dem Hochtälchen von Rieutort zu 2332 m Höhe erhebt. Ein entsprechendes unsymmetrisches Profil weist ferner der nur 2251 m hohe Kamm nördlich des Pic de Riez auf, indem er auf der Ostseite steil zu einer länglichen Karform abstürzt, während sich sein Westhang erst sanfter abdacht, dann aber auch steiler zum Trogtal des R. de Quioulés abfällt.

Ohne Zweifel liegt bei dieser Bergform noch ein Rest eines früheren Rückens vor, der durch erneute fluviatile und glaziale Erosion teilweise verändert worden ist.

Noch deutlicher ist eine offenbar alte Abtragungsfläche in dem welligen Plateau erhalten, das sich nur 2—3 km nördlich

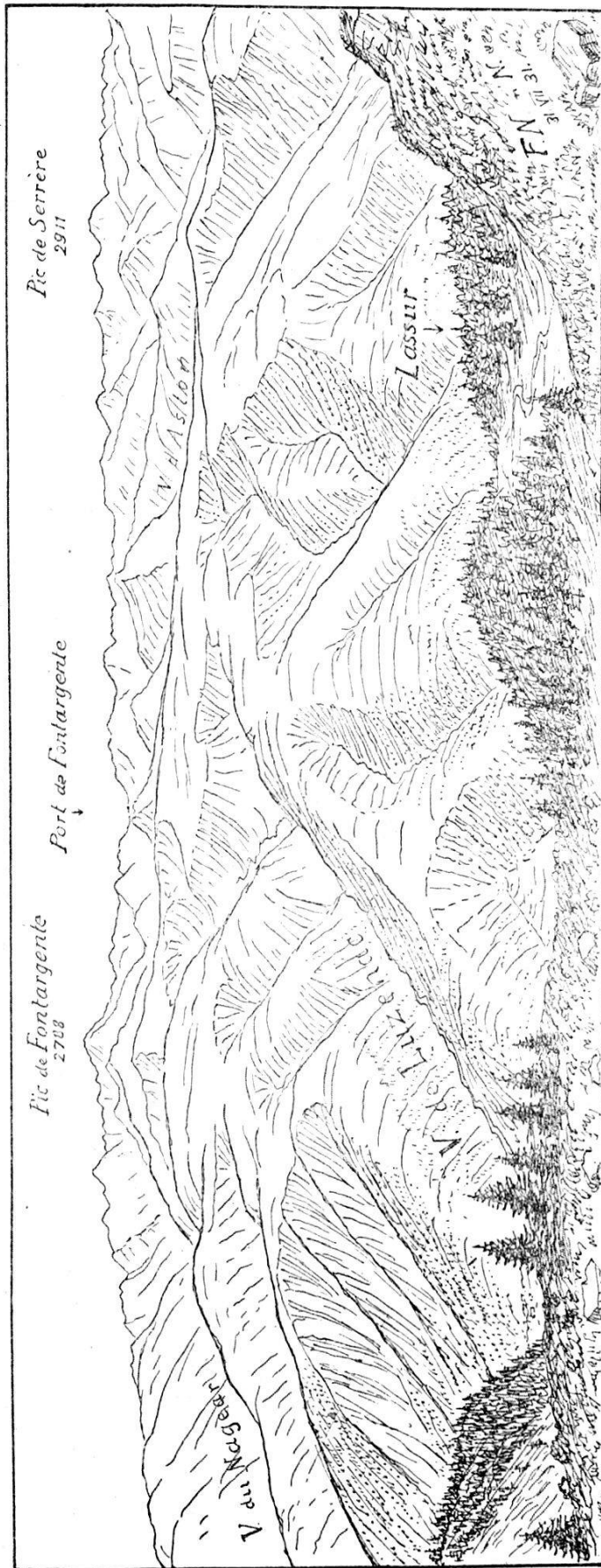


Abbildung 82. Blick vom « Massiv de Tabé » gegen Süden auf das Aston-Massif. Der Standpunkt des Beobachters befindet sich in ca. 1700 m.

Man beachte die gut entwickelten hochgelegenen Abtragungsflächen, über die die Kämme und Gipfel der Hauptkette im Hintergrund um 500 bis 700 m aufragen, sowie die scharf eingeschnittenen jugendlichen Erosionstäler

(Nach der Natur gezeichnet vom Verfasser).

des Pic Serrère in 2460 m Höhe ausdehnt und um nur 120 m vom Pic de l'Estagnole überragt wird.

Es zeigt sich, dass die am weitesten gegen Norden vorkommenden Kare an Erhebungen liegen, die bis 2200 m hoch sind, während sich die betreffenden Karböden im Mittel in 1800—1900 m Höhe befinden. Diese Höhe dürfte der letzteiszeitlichen Schneegrenze entsprechen, die hier im Aston-Massiv eine ansehnliche Lokalvergletscherung hervorgerufen hat.

Hochflächen und Rückenformen.

Als ein besonders bezeichnender Zug in der Orographie und Morphologie des Aston-Massivs sind dessen Hochflächen und Rücken zu betrachten, von denen bereits die Rede war und die auch aus der Darstellung der topographischen Karte 1:80 000 zu erkennen sind. Besonders eindrucksvoll aber ist das Bild jener massigen Berggruppe mit ihren runden Rücken und Hochflächen, in die die Täler scharf und schmal eingeschnitten sind, etwa vom Abhang des im Norden vorgelagerten «Massif de Tabé» aus gesehen, wie es die hier wiedergegebene Zeichnung zeigt (Abbildung 82).

Aus dem zu Füßen des Beobachters liegenden Tal der Ariège steigen hier mit Stufen oder Terrassen mehrere Kämme steil empor, die sich als schmale Rücken weiter aufwärts zu breiteren Kämmen und Hochflächenteilen in 1600—1900 m Höhe vereinigen, seitlich durch tiefe Erosionstäler von einander getrennt. Denkt man sich dieselben ausgefüllt, so erhält man mühelos das Bild einer breiten, flachwelligen Landschaft, die gegen Süden hin zu höheren Kämmen ansteigt.

Bei näherer Betrachtung erkennt man bei diesen flachen und mündlichen Bergformen zwei Niveaus, ein tieferes in 1600—1700 m und ein höheres in 1900—2000 m. Ueber diesem Niveau stellen sich weiter südwärts steilere Kämme von 2100—2200 m Höhe ein, und diese gehen bald in die schärfer geformten, felsigen Gipfel der Kar-Region beziehungsweise des Hauptkammes über.

Aber auch hier finden sich, wie wir bereits angedeutet haben, vereinzelt breitere Bergformen, sogar Plateaus als Ausläufer der nördlich vorgelagerten Rückenzone vor, sodass es keinem Zweifel unterliegt, dass auch die schärfer geformten Gipfel und Gräte der Region des Hauptkammes aus den Rückenformen einer ehemaligen Mittelgebirgslandschaft hervorgegangen sind, und zwar infolge der karbildenden Prozesse der Eiszeit, ähnlich wie wir dies schon vom Carlitte-Massiv feststellen konnten (siehe I. Teil, S. 85).

Auf die Erscheinung der geschilderten Hochflächen und Rückenformen ist in der Literatur schon mehrfach hingewiesen worden, ohne dass allerdings hierüber ausführliche Angaben gemacht worden wären. Den ersten Hinweis finden wir bei *R. Blanchard* aus dem Jahre 1914; es folgen dann *F. Nussbaum*, *D. Faucher* und schliesslich *L. Goron* (siehe Lit. 33, 8, 34, 15).

Die beiden letztgenannten Autoren nehmen in diesem Gebiet eine sehr weitgehende Abtragung bis zur Bildung einer sogenannten Peneplain, einer Fastebene, an, die nach *L. Goron* von Monadnocks überragt gewesen sei, wo wir heute die Region des Hauptkamms haben. Diese Auffassung dürfte hier kaum zutreffen; denn nach *W. M. Davis*, der uns zuerst das Wesen der Monadnocks kennen lehrte, handelt es sich bei diesen Erhebungen um vereinzelte, durch besonders harte, widerstandsfähige Gesteine bedingte Aufragungen über eine wellige Abtragungsfläche (Lit. 35).

In unserem Gebiet handelt es sich jedoch weniger um solche «Härtlinge», als vielmehr um eine grössere, namentlich in der Längsrichtung ausgedehnte Kette von Erhebungen, die aus ähnlichen Gesteinen bestehen wie die anscheinend stärker abgetragene, vorgelagerte «Peneplainzone»; überdies setzen sich gerade im Hauptkamm des Aston-Massivs, wie wir bereits angegeben haben, die höchsten Gipfel aus sedimentären, schieferigen Gesteinen zusammen, die im allgemeinen als weniger widerstandsfähig gelten, als etwa die echten kristallinen Gesteine, die, wie wir wissen, im übrigen Gebiet des Massivs sehr verbreitet sind.

Unserer Auffassung nach gehörten jene leicht gewölbten Flächen und Rücken einer ausgesprochenen Mittelgebirgslandschaft an. Diese hatte sich im Laufe sehr langer Zeiten im jüngeren Tertiär unter dem Einfluss subaërischer Abtragungsvorgänge gebildet und war von mehreren grösseren konsequenten, aber relativ wenig tiefen Flusstälern durchzogen, von denen die nördlich gerichteten, entsprechend der Lage einer ursprünglichen, durch die Gebirgsbildung bedingten, orographischen Wasserscheide, zur damaligen Ariège hin entwässert wurden wie Aston, Siguer-, Nagear- und Luzenacfluss, während die südlichen Gewässer nach dem Valira de Andorra beziehungsweise dem Segre abflossen.

Im Verlaufe späterer Hebungen, durch welche die Erosionsbasis relativ tiefer gelegt wurde und sich die früher vorhandenen Flüsse entsprechend tiefer einschnitten, kam es auch zur Bildung zahlreicher kleiner Zuflüsse, durch welche die steilen Plateauränder zerteilt und gegliedert wurden, wie dies heute namentlich am Abfall des Massivs gegen das Ariègetal hin so deutlich der Fall ist.

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass Prof. *M. W. Davis*, der amerikanische Altmeister der Morphologie, durchaus ähnliche Formengruppen, nämlich gehobene Mittelgebirge mit vorgelagerten alten Abtragungsflächen, die von jugendlichen Flußtälern zerschnitten sind, aus den Gebieten der Rocky Mountains und des Berglandes von Devon beschrieben und erläutert hat (Lit. 46 und 47).

Die Täler.

Wie bereits angedeutet, wird die nördliche Abdachung des Aston-Massivs von vier grösseren und von zahlreichen kleineren Flüssen und Gebirgsbächen entwässert, die in tief eingeschnittenen, meist auffallend schmalen und stark gestuften Tälern fließen. Unter den grösseren Flüssen zeichnet sich der Aston zudem durch sein gegen 160 km² umfassendes und stark verästelttes Flussgebiet aus. Er entspringt in den Karseen auf der Westseite der Pic de Fontargente und nimmt von rechts nur drei kleinere Bergbäche aus typischen Hängetälchen auf, den R. de Rieutort, den Bach von Poussièrgues und den R. d'Arzaran. Dagegen ist die Zahl der linken Zuflüsse etwas grösser. Als erster ist hier der R. de la Coume de Varilhes zu nennen, der sich mit dem Aston unterhalb einer 150 m hohen Stufe in dem 1735 m hoch gelegenen Talkessel von Garseing vereinigt. Weiter abwärts folgen erst zwei kleinere, mit Stufen einmündende Bergbäche, sodann unterhalb einer grossen Stufe des Haupttales der zweite grosse Quellfluss des Aston, nämlich der R. de Quioulès, dessen bis an den Hauptkamm hinaufreichendes Einzugsgebiet wiederum stark verästelt ist; er mündet in zirka 1110 m Höhe in den Aston; unweit davon, beim Pont de Coudènes (1085 m), ergiesst sich der R. de Calbière mit Stufenmündung ins Haupttal und 4 km weiter abwärts der R. de Sirbal, beides Bergbäche, die aus Karen kommen, welche am Osthang des breiten, wasserscheidenden Kammes zwischen Aston- und Siguergebiet liegen.

Dieses ebenfalls verästelte Gebiet der Siguer, das nach dem Videssos entwässert wird, ist von uns schon kurz beschrieben worden. Der dritte grössere, konsequente Fluss des Aston-Massivs ist der Nagear, dessen Name uns ebenfalls bekannt ist. Er geht aus mehreren Karen hervor, die über hohen Stufen liegen, und sein 13 km langes Tal, das im grossen und ganzen im Querprofil eine schmale U-Form besitzt, mündet stufenförmig ins Becken von Savignac ein. Als viertes nach N gerichtetes Tal ist das des R. de Luzenac zu nennen, das bei 10 km Länge auffallend schmal erscheint und wenig verästelt ist.

Von Bedeutung für die morphologische Entwicklung der Talbildung im Astongebiet ist nun vor allem der Stufenbau seiner Täler; denn bei der ausgesprochenen Gleichartigkeit des geologischen Aufbaus ist diese Erscheinung kaum auf Härteunterschiede des Felsuntergrundes zurückzuführen, sondern sie muss wohl ihre Ursache in den Unterbrechungen der rückschreitenden Erosion und der infolge von Hebungen neu belebten Tiefenerosion der Flüsse haben, Vorgänge, wie sie allgemein für derartige gestufte Flusstäler schon von *A. Philippson* und *O. Maull* angenommen und dargestellt worden sind (Lit. 38, 39).

Es empfiehlt sich deshalb, einige Flusstäler im Hinblick auf diese Fragen nach ihrem Längsprofil zu untersuchen, und wir beginnen mit dem grössten dieser Täler, dem des Aston.

In diesem Tal lassen sich im ganzen vier Stufen, also Talstrecken mit grossem Gefälle, unterscheiden, die mit schwächer geneigten Strecken abwechseln (vergleiche Profile Abbildung 75 und 77).

Eine oberste Stufenzone führt in der Karregion über mehrere kleinere Abstufungen oder Treppen erst auf 2140 m, wo sich die Seen von Fontargente befinden, dann von hier mit hohem Abfall nach dem in 1735 m Höhe gelegenen Talkessel von Gar-seing herab, wo das Tal auf 4 bis 5 km Länge und bei 30 ‰ Gefälle Trogform annimmt.

Nun folgt die zweite bedeutende Stufe, wo das Haupttal sich verengert, mit 75 bis 80 ‰ von 1600 auf 1140 m abfällt und sich kurz darauf mit dem R. de Quioulès vereinigt. Auch das Tal dieses Flusses weist bis zu seiner Mündung mehrere Steilstrecken und Stufen auf; eine oberste führt aus der in 2300 m Höhe gelegenen Karregion in die « Coume » auf 2100 m hinab, von da eine zweite nach dem trogartig erweiterten Abschnitt in 1662 m, der ein zugeschüttetes Becken bildet und das sich langsam auf 1600 m senkt; die dritte stellt sich mit dem Engtal oberhalb der Vereinigung mit dem Aston ein. Bemerkenswert ist hier die Uebereinstimmung der Höhenlagen der Hauptstufen unterhalb der trogförmigen Talabschnitte beider Flüsse (vergleiche Abbildung 77).

Unterhalb des « Pont de Coudènes », 1085 m, verengt sich das Haupttal ebenfalls sehr stark; es ist hier scharf in die benachbarten Hochflächen eingeschnitten, deren Ränder über dem Tal in 1590 bis 1700 m Höhe liegen. Somit beträgt hier die gesamte Taleintiefung 500 bis 600 m. Dass aber diese gesamte Eintiefung nicht ein einziger, ununterbrochener Vorgang war, geht aus dem Querprofil hervor, das über einem unteren engeren Einschnitt die weniger steilen Abhänge eines weiter geöffneten V-Tales erkennen lässt.

2 km unterhalb des genannten «Pont de Coudènes» stellt sich eine kleine Talweitung mit den Hütten von Rieubel ein, die durch einen mächtigen Felsriegel begrenzt wird; an dessen Ostseite verläuft bogenförmig ein mit Quartärschutt aufgefülltes älteres Tal des Aston; es liegt hier also ein Fall einer epigene-tischen Talbildung vor, welche offenbar unter Mitwirkung der ehemaligen Vergletscherung zustande gekommen ist.

Unterhalb dieser Stelle tritt wieder eine stärkere Verengung des Tales, verbunden mit grösserem Gefälle, ein. Dieses Gefälle macht auf der 3,5 km langen Strecke zwischen den beiden Brücken von Coudènes und Selarens 70‰ aus. Auf der untersten zirka 6 km langen Talstrecke bis zur Einmündung in die Ariège (533 m) tritt oberhalb des Dorfes Aston nochmals eine Zunahme des Gefälles auf 80‰ ein, so dass wir hier eine letzte Stufung oder Steile des Tales feststellen können (vergleiche Profile, Abbildungen 75 und 77).

Unter den übrigen grösseren Tälern des Aston-Massivs ist das Nageartal ebenfalls durch seinen Stufenbau bemerkens-wert. Es lassen sich hier im Längsprofil drei grössere Abstufun-gen erkennen, eine im Unterlauf, die wir als Stufenmündung von zirka 200 m Vertikalunterschied gegenüber dem Haupttal bereits früher erwähnt haben, ferner eine zweite im Mittelstück des Tales und eine dritte im Einzugsgebiet, das sich bereits in der Karregion befindet; hier kommen deutlich zwei Stufen mit kleinen Seen in 2300 und 2360 m Höhe vor.

Von Bedeutung ist die Stufung im Mittelstück des Nagear-tales, weil nämlich die Steile auch unterhalb 1600 m einsetzt und bis auf 1200 m hinab anhält, so dass wir es hier mit einer ausgesprochenen Hauptstufe zu tun haben. Die über 1600 m liegende Strecke steigt relativ flach nach dem Einzugsgebiet an. In dieser Höhenlage und Form ergibt sich somit eine gute Ueber-einstimmung mit den Hauptstufen des Astontales, desjenigen von Quioulès und von Vicedessos. Es fehlt allerdings die zweit-unterste Stufung dieser Täler in dem des Nageartales; doch wäre der Nachweis einer solchen bei genauer Kartierung nicht ausgeschlossen.

Bei Betrachtung des benachbarten Tales des R. de Luzenac ergeben sich, soweit die Karte erkennen lässt, nur zwei Stufen, die eine im Unterlauf, die zweite, analog der im Nageartal, im Mittellaufstück, wo es sich ebenfalls um eine Hauptstufe handelt, bei der die obere Verflachung in zirka 1500 m einsetzt und bis auf 1750 m anhält. Im Einzugsgebiet ist die Stufung nicht zu erkennen; doch fehlt es hier nicht an Karbildungen.

Auffallend ist sodann, dass in beiden, relativ schmalen Tälern des Nagear und des R. de Luzenac kleine Hängetälchen vorkommen, die mit hohen Stufen einmünden. Bei dem Zurück-

treten von Erratikum ist eine glaziale Uebertiefung dieser beiden Täler kaum anzunehmen, und es ist daher auch hier in erster Linie an fluviatile Tiefenerosion zu denken.

Bei dem Versuch einer Rekonstruktion der ehemaligen Längsprofile der Täler des Aston-Massivs, vor allem des Astontales, gelangt man für die unterste Stufe auf eine Sohlenhöhe des Ariègetales von 730 bis 740 m, also auf eine auch bei andern Seitentalprofilen festgestellte Höhe von 200 m über dem rezenten Boden des Haupttales. Wir hätten es also mit dem präglazialen Talboden zu tun.

Nach der zweituntersten Stufe müsste die Sohle des Haupttales nochmals um fast 200 m höher, nämlich in zirka 920 m, angenommen werden; wir erhielten somit das Tal des jüngeren Pliozän.

Der älteren Pliozänzeit wäre das Talprofil der grossen zweiten Stufe zuzuweisen, die von 1600 beziehungsweise 1400 m Höhe abfällt und die einen Haupttalboden in zirka 1300 m zur Voraussetzung hätte.

Aber auch dieses Tal wäre in ein früher existierendes Tal eingeschnitten, das nahezu ausgeglichen gewesen sein dürfte und dessen oberstes Einzugsgebiet in der Karregion gesucht werden müsste. Verlängern wir jenes oberhalb der in 1800 bis 2100 m Höhe gelegenen Stufe einsetzende Tal mit entsprechend abnehmendem Gefälle bis zur Einmündung ins Ariègetal, so gelangen wir hier auf eine Sohlenhöhe von zirka 1600 m.

Dieser Höhe würde auch die sanfter geböschte Mittelgebirgslandschaft entsprechen, die wir für das ehemalige, offenbar während des Miozäns existierende Aston-Massiv angenommen haben (vergleiche die betreffenden Profile).

Von Interesse dürfte bei dieser Darlegung die Tatsache sein, dass wir im ganzen Ariègegebiet auf vier Talvertiefungsperioden oder Erosionszyklen schliessen können, die sich chronologisch einigermaßen gut einordnen lassen und die jeweilen durch die erneute Tiefenerosion der Flüsse bedingt gewesen sein dürften.

Immerhin ist auffallend, dass die rückschreitende Erosion der Flüsse während der angegebenen, jeweiligen Zeiträume, sofern sich diese als zutreffend erweisen, so geringe Fortschritte gemacht hat, und dass es, abgesehen von dem ältesten, offenbar miozänen Tal in den Talvertiefungsprozessen der pliozänen und quartären Epochen nie zu einer Ausgleichung des Längsprofils gekommen ist. Wir haben dieselbe Tatsache auch für das Gebiet von Videssos feststellen können; immerhin hat jener Fluss während der Eiszeit, beziehungsweise vor der Risseiszeit, doch ein sehr viel längeres gut ausgeglichenes Talstück (nämlich von 17 km), zustande gebracht, als dies beim Aston der Fall ist. Nun haben wir es bei diesem mit einem bedeutend

kleineren Gewässer zu tun, und zudem war er genötigt, sich fast überall nur in widerstandsfestes, kristallines Gestein einzuschneiden.

Ueberdies kommt die Tatsache in Betracht, dass sich während der Eintiefungsperiode vorerst der Hauptfluss des Gesamtgebietes, die Ariège, vom Meer her durch ein ausgedehntes Vorland, durch rückschreitende Erosion ihr Bett bis ins Gebirge hinein vertiefen musste, bevor hier die entsprechenden Seitenflüsse mit dem Einschneiden in ihren älteren Talboden einsetzen konnten. Es blieb ihnen hiefür ein viel kürzerer Zeitraum zur Verfügung als dem Hauptfluss.

Verhältnismässig gering erscheint bei der Talbildung im Aston-Massiv der Anteil der Gletschererosion. Er beschränkt sich zur Hauptsache auf die Ausgestaltung der Kare mit ihren Mulden, Seebecken und Rundbuckeln; ferner ist ihr die Ausweitung präexistierender schmaler V-Täler zu Taltrögen oberhalb der Hauptstufen, sowie die Ausschleifung des Felsbodens am Fusse von Stufen und Riegeln zu kleinen Seebecken zuzuschreiben.

In manchen Fällen könnte man auch geneigt sein, die Uebertiefung des Haupttales gegenüber den stufenförmig einmündenden Seitentälern auf die Erosion des Hauptgletschers zurückzuführen. Aber offenbar war das Haupttal durch fluviatile Tiefenerosion bereits vor Eintreffen des Gletschers gegenüber den Seitentälern stark vertieft, und diese blieben wegen der geringen Wassermenge ihrer Gewässer, wegen des harten Gesteinsuntergrundes und wegen der Verbauung durch den Hauptgletscher in ihrer Eintiefung zurück.

Mit Ausnahme der ältesten Talbildungsperioden waren demnach dem Aston-Massiv niemals die Züge einer ausgereiften Erosionslandschaft eigen, denen zufolge sowohl das Haupttal wie die Nebentäler ausgeglichene Längsprofile der Täler besessen hätten, sondern es befand sich infolge der mehrmaligen, durch Hebungen bedingten Tiefenerosion der Flüsse bis auf den heutigen Tag im Zustand der Unausgeglichenheit, namentlich der Talformen. Diese Jugendlichkeit kommt, wie wir sahen, nicht nur im Stufenbau, sondern auch in der Schmalheit des Querprofils und in der Steilheit der Talhänge vielerorts zum Ausdruck.

In gewisser Uebereinstimmung mit den Beweisen einer geringfügigen Wirkung der glazialen Erosion im Aston-Massiv stehen auch die relativ spärlichen direkten Ablagerungen diluvialer Gletscher. Mit Ausnahme der Täler von Siguer, Artiés und Nagear sind in den übrigen Talgebieten dieses Massivs auf der geologischen Karte keine Moränen lokaler Gletscher angegeben.

Und doch muss, im Hinblick auf die absolute allgemeine Höhe des Gebirges und die grosse Verbreitung der Kare auch hier eine ansehnliche Lokalvergletscherung existiert haben.

Wenn, wie wir bereits aus dem bisher bekannten Schrifttum (Lit. 9) wissen und hernach noch des weiteren erörtern werden, in dem nur 2349 m hohen «Massif de Tabe» Gletscher von 7 bis 10 km Länge vorkamen, die bis auf 850 beziehungsweise 680 m hinabreichten, so ist wohl auch anzunehmen, dass in dem um 500 bis 600 m höheren Aston-Massiv ebenfalls ausser zahlreichen Kar- und Hängegletschern auch einige Talgletscher von mehreren Kilometern Länge existiert haben müssen, selbst bei der Annahme, dass in diesem Gebirge die diluviale Schneegrenze etwas höher gewesen sei, als in dem weiter nordwärts gelegenen «Massif de Tabe» (Lit. 40). Dass Ablagerungen solcher Gletscher nicht in allen Tälern des Aston-Massivs nachgewiesen worden sind, hängt möglicherweise mit der Gleichartigkeit des Gesteins, mit der lokalen Schuttbildung in einzelnen Tälern und mit deren Enge und der Steilheit der Talhänge zusammen.

Ganz allgemein sind in den oberhalb 1600 bis 1700 m gelegenen Talregionen glaziale Spuren wie Gletscherschliffe, Rundbuckel, Seebecken, kleinere Trogtäler und in den Quellgebieten, wie betont, Kare recht häufig anzutreffen.

Es ist daher trotz Fehlens deutlicher Endmoränen im Haupttal des Aston sowie im benachbarten Tal von Quioulès, anzunehmen, dass hier Talgletscher von 10 und mehr Kilometern Länge existiert haben. So verrät die von einem Riegel abgeschlossene Talweitung bei Rieubel, neben dem älteren epigenetischen Tallauf im Haupttal das Ende eines ehemaligen, 16 km langen Talgletschers. Gletscher von mehreren Kilometern Länge dürften auch, nach Moränen zu schliessen, in den Tälern von Artiés, Siguer und Nagear gewesen sein, die zudem in ihren oberen Teilen Stufen, Rundbuckel, Seebecken und Kare besitzen. Am eindeutigsten ist das Vorkommen eines 10 km langen Talgletschers in dem stark gestuften Tal von Mourgouillou festzustellen, indem bei dessen Mündung in der Nähe von Mérens eine hufeisenförmige Endmoräne nach Rückzug des Ariège-gletscher im Ariègetal abgelagert worden ist; danach ergibt sich für jenen Lokalgletscher eine Schneegrenze von 1800 m. Dass endlich auch in den kleineren Seitentälern des Aston, in denen von Mille Roques, Calbière und Sirbal, lokale Gletscher existiert haben dürften, geht aus der Lage von Karen hervor, die im Einzugsgebiet dieser Täler liegen.

Schliesslich ist, wie bereits L. Goron angedeutet hat, anzunehmen, dass die in 1800 bis 2100 m Höhe gelegenen Plateau-

flächen über die eiszeitliche Schneegrenze emporgeragt haben und daher von Plateaugletschern oder Firnen bedeckt waren, die in nicht unwesentlicher Weise zur Erhaltung jener breiten Rücken beigetragen haben mochten.

Es dürfte wohl am Platze sein darauf hinzuweisen, dass mit unserer Auffassung von den vier Eintiefungsfolgen oder Erosionszyklen im Gebiet der Ariège auch die Ergebnisse der Untersuchungen von *L. Goron* im grossen und ganzen übereinstimmen (Lit. 15, p. 309 bis 327). Auch dieser Forscher gibt den älteren Zyklen ein tertiäres Alter; dabei verweist er die Entwicklung der ältesten, senilen Landoberfläche mit ihren Plateaus in das Prämiozän. Sodann stellt er diesen im Aston-Massiv vorkommenden Plateauflächen solche des Orlu- und Carlitte-Massivs als gleichaltrig gegenüber (p. 331). Wenn er hierbei, die in 2250 bis 2300 m gelegenen, granitischen Hochflächen in den Quellgebieten des Aude, der Tet und des Angoustrine-Flusses nennt, so ist darunter jenes Abtragungssystem gemeint, das wir im I. Teil unserer Untersuchungen bereits einlässlich beschrieben und als «Camporeil-Niveau» bezeichnet haben (siehe S. 88). Auch in anderer Hinsicht ergibt sich eine Uebereinstimmung zwischen dem Aston- und dem Carlitte-Massiv, nämlich insofern als in beiden Gebirgen jene genannten Plateauflächen in der Zone der Wasserscheide, das heisst in der Kammlinie um 300 bis 500 von Kämmen und Gipfeln überragt werden, deren Höhen sich in ein Gipfelflur einordnen lassen und deren lustige Formen eine deutliche Entwicklung zu präglazialen Mittelgebirgsformen unter der Einwirkung der quartären Vergletscherung beziehungsweise durch den Karbildungsprozess zu kantigen Hochgebirgsformen erkennen lassen.

Wenn wir im I. Teil unserer Untersuchungen die Entstehung der Verflachungen des eben genannten «Camporeil-Niveaus» als älter als das im Miocän zustande gekommene «Perche-Niveau» betrachtet und es in die Oligocänzeit versetzt haben (siehe S. 144), so dürfte dies auch hinsichtlich der Entwicklung der hochgelegenen Verflachungen des Aston-Massivs der Fall gewesen sein. Es geht dies vorerst aus der Ueberlegung hervor, dass innerhalb des Pyrenäengebirges oligozäne Ablagerungen gänzlich fehlen, dass im Oligocän der gebirgsbildende Prozess schon weit fortgeschritten war und gleichzeitig auch Abtragungsvorgänge lebhaft eingesetzt hatten. Hiefür ist der grosse Reichtum an Geröllablagerungen der sogenannten «Palassou-Konglomerate» bezeichnend, die sich, nach *Pouech* und *Hébert*, über den Nummuliten führenden Schichten im nördlichen Vorland der Pyrenäen vorfinden (Lit. 11, 12).

Abtragungsformen von Mittelgebirgscharakter und von der Art der beschriebenen Hochflächen setzen eine sehr lange Zeit

der subaërischen Denudation voraus. Dies dürfte für unser Gebiet im Oligocän der Fall gewesen sein. Aber auch im Miocän müssen hier die Ablagerungsprozesse zeitweise sehr lebhaft gewesen sein, wie wir aus den von *Pouech* und *Garrigou* im Hangenden der eben erwähnten «Palassou-Konglomerate» nachgewiesenen grobblockigen Ablagerungen schliessen dürfen, die möglicherweise sogar auf eine tertiäre Vergletscherung zurückzuführen sind (siehe hievon S. 159).

Nun haben wir aber im Aston-Massiv eine höhere und eine um 400 bis 500 m niedrigere Zone von Verflachungen zu unterscheiden; die höhere, in 1900 bis 2200 m gelegene lässt sich bis in die unmittelbare Nähe des Hauptkammes verfolgen und ist hier teils durch abgeflachte, teils durch bereits etwas veränderte, von der späteren Abtragung schon stark durch jüngere Abtragungsvorgänge angegriffene Erhebungen vertreten. Die tiefere Plateauzone liegt in 1500 bis 1800 m und ist weiter nördlich vorgelagert; sie dürfte einer jüngeren Abtragungsperiode angehören, die, entsprechend dem «Perche-Niveau», möglicherweise dem Miocän zugerechnet werden könnte.

In dieses Abtragungsniveau sind nun drei durch Talbildung und fluviatile Tiefenerosion gekennzeichnete Erosionszyklen eingesenkt, von denen L. Goron zwei für älter als quartär halten möchte, mit welcher Auffassung auch wir einig gehen.

Auffallenderweise gelangt *L. Goron* in der Umgebung von Tarascon zu sehr niedrigen Höhenwerten für die ältesten Talwege der Ariège, nämlich für den präpontischen zu 800 m und für den pliozänen zu zirka 700 m. Dabei rechnet er die benachbarten sanftgeformten Rücken am Ostende des Arize-Massivs oberhalb Amplaing in 1300 bis 1400 m Höhe ebenfalls zu einem tertiären Abtragungsniveau. Dieses dürfte unserem «Camporeil-Niveau» entsprechen.

Im weitem gelangt L. Goron ebenfalls zur Auffassung, dass den quartären Gletschern hinsichtlich der Bildung von Talstufen kaum eine bedeutende Wirkung zugeschrieben werden dürfte, dass namentlich die grossen Abstufungen in erster Linie der rückschreitenden Erosion der Flüsse, wie sie sich zufolge der wiederholten Erhebungen und Eintiefungsperioden ergab, zu verdanken seien.

Andererseits wird auch von L. Goron bestätigt, dass die postglaziale Erosionsarbeit der Flüsse sehr minimal gewesen sei, während andererseits den Gletschern die Ausweitung von schmalen V-Tälern zu Trogtälern, die Ausschleifung von Felsbecken und die Bildung von Karen zugeschrieben werden dürfe.

II. Le Massif de Tabe.

1. Orographischer Ueberblick.

Das im Pic de St. Barthélemy 2349 m hoch aufragende Massiv bildet eine orographisch wohl abgegrenzte Gebirgsgruppe von 20 km Länge und 15 km mittlerer Breite; sie wird im S und W vom Tal der Ariège, im O von dem des Hers begrenzt, dessen Quelle 5 km nördlich von Ax-les-Thermes liegt. Dieses vorwiegend schmale Quertal ist nördlich von Prades vorerst in den kristallinen Sockel des «Massif du Tabe» eingeschnitten, worauf es bald nachher die kalkreichen mesozoischen Sedimentzonen, die das Massiv halbkreisförmig umgeben, in tiefer Schlucht durchquert und hierbei den vom Nordhang des genannten Massivs kommenden Lasset-Fluss aufnimmt. Erst nachdem der Hers die Ketten der «Petites Pyrénées» durchquert hat, und in das vorherrschend aus alt-tertiären Schichten bestehende flachere Vorland eingetreten ist, nimmt er zwei weitere, dem Nordabhang des «Massif de Tabe» entströmende Flüsse auf, nämlich den Touyre und den Douctouyre.

Geologisch bildet die genannte Gebirgsgruppe, wie uns die eingangs genannten französischen Geologen lehren, ein echtes geologisches Massiv, das in der Mittelpartie aus kristallinen Gesteinen, Granit und Gneis, in den Randteilen dagegen aus Sedimentzonen besteht. Die südliche dieser Zonen haben wir bereits als jenen schmalen «isoklinalen» Bergzug kennen gelernt, der nördlich des Ariège-tales zwischen Luzenac und Tarascon verläuft (vergleiche Profil, Abbildung 83).

Dagegen weist die nördliche Sedimentzone eine bedeutend grössere Breite auf; sie setzt sich aus zwei verschiedenartigen Abteilungen zusammen, so zunächst aus einer Zone alter, paläozoischer Sedimente (silurisch-devonische und karbonische Schiefer und Kalke) mit sehr steiler Schichtenstellung herzynischer Falten. Den Aussenrand bilden ebenfalls steil einfallende Schichten mesozoischer Sedimente (Trias bis Kreide), aus denen die 900 bis 1000 m hohen nördlichen Fusshügel bestehen. Diese überragen ein etwas niedrigeres Hügelgelände, nämlich die nach Castéras aus eozänen, weicheren Sedimenten aufgebaute Muldenzone von Nalzen, die zufolge ihrer flacheren Gestaltung günstige Verkehrsbedingungen zwischen den Quertälern der Ariège, des Douctouyre, des Touyre und des Hers bietet (vergleiche die Uebersichtskarte Abbildung 63).

Durch diese Flüsse und ihre Seitenbäche ist das Massiv von Tabe stark durchtalt und gegliedert worden, und mit Ausnahme des höchsten, nur auf 8 km Länge über 2000 m hohen Kammes, weist das Gebirge verschiedene bezeichnende Merkmale eines

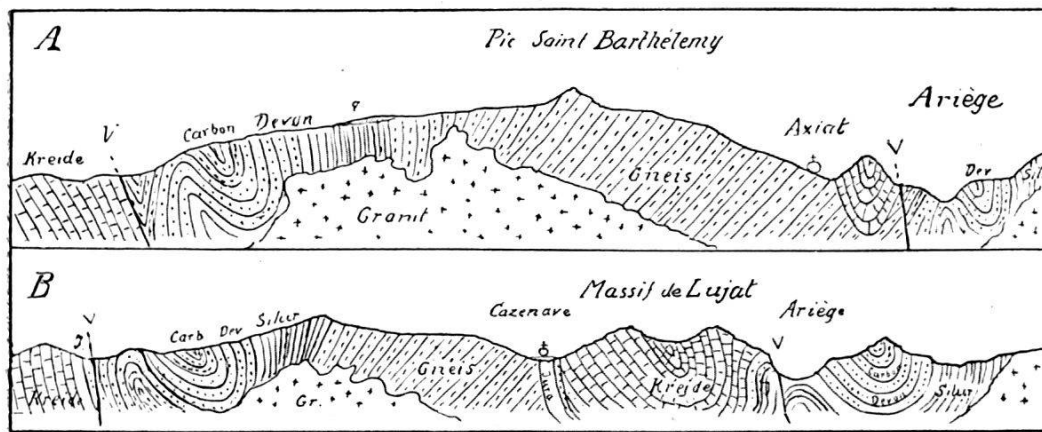


Abbildung 83.

Geologische Profile des « Massif de Tabé » nach M. Castéras.

Mittelgebirges auf; insbesondere gilt dies von seiner Westhälfte, wo vom 2000 m hohen Mt. Fourcat hinweg, sowohl der Hauptkamm wie seine kurzen Nebenkämme rückenförmig sind und V-förmige, steile und stark bewaldete Täler überragen.

Im Gegensatz dazu weisen östlich des Mt. Fourcat mehrere Täler, namentlich die des Touyre, des Lasset und des R. de Basqui, Trogformen und Stufen auf, und der Hauptkamm ist durch gut entwickelte Kare zerfressen, über die sich kantige, felsige Gipfel und Gräte erheben (vergleiche die Karte Abbildung 84).

Bei näherer Betrachtung erkennt man, dass hier der derart energisch geformte Hauptkamm auf der Nordseite breitere, erst sanft, dann steiler abfallende Rücken überragt, welche als Reste einer nunmehr durchtalten, alten Abtragungsfläche erscheinen. Diese ist insbesondere in den Höhen zwischen 1600 und 1800 m deutlich zu erkennen, und in sie sind die oben erwähnten Trogtäler eingesenkt (vergleiche Abbildungen 86 und 87).

Auf der Südseite des Hauptkammes sind Reste jener Abtragungsfläche nur in geringer Ausdehnung zu erkennen, weil hier der gesamte Berghang relativ sehr steil zur Talung von Axiat-Arnave abfällt; er ist zudem durch mehrere tiefe Bachgräben stark gegliedert, von denen einige auf der Südseite des Hauptkammes in deutlichen Karen beginnen; es lassen sich deren 5 unterscheiden, und wir werden sie unten näher beschreiben.

Zahlreicher sind Kare auf der Nordseite des Hauptkammes, und in ihnen haben zwei grössere Talgletscher ihren Ursprung gehabt, nämlich der Touyregletscher, dessen Moränen bei Montferrier liegen, und der Lassetgletscher, der bis Montségur hinabgereicht hat. Dazu kamen zwei kleinere Talgletscher, der eine

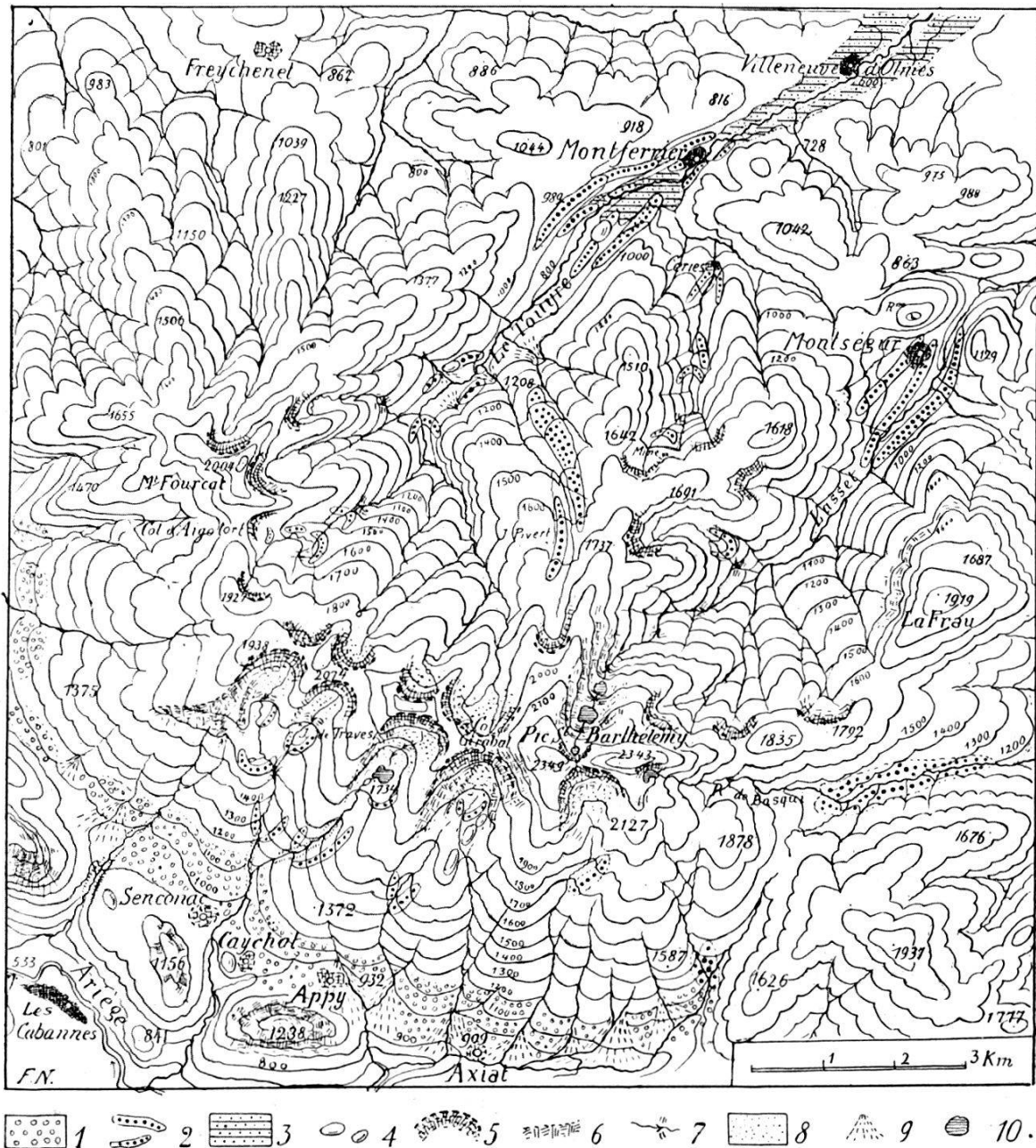


Abbildung 84.

Morphologisches Uebersichtskärtchen des « Massif de Tabé ».

Legende: 1. Moräne des Ariègletschers; 2. Moränen der Lokalglacier; 3. Niederterrasse; 4. Rundbuckel, Riegel; 5. Kar; 6. steile Feshänge im allgemeinen; 7. Talstufe; 8. Verwitterungsschutt; 9. Bachschuttkegel; 10. Bergsee.

im Tal von Cerries, der andere auf der Ostseite im Tal des R. du Basqui.

Die ersten Angaben über erratische Bildungen in diesen Tälern finden sich aus dem Jahre 1882 bei M. de Lacvivier, der hierüber folgendes berichtet: « A Montferrier, des moraines puis-

santes se développent sur les deux versants de la haute vallée de Touyre » (Lit. 41).

In seiner 1883 erschienenen Abhandlung über die Eiszeit in den Pyrenäen hat *A. Penck*, gestützt auf das Vorkommen von Bergseen, auf seiner Karte zwei kleine Gletscher am Pic de St. Barthélemy eingezeichnet, ohne ihre durch Moränen bestimmte Ausdehnung näher angeben zu können (Lit. 6).

1900 stellt *J. Roussel* auf einer geologischen Karte in den Tälern von Montferrier, Montségur und von Basqui Quartärlagerungen dar (Lit. 42). 1909 hat *L. Carez* erratische Granitblöcke bei Montferrier und Montségur angegeben, die zwar glazialen Ursprungs sein müssten, aber nicht von lokalen Gletschern, sondern von Armen des Ariège-gletschers herkommen sollten, die ihren Weg über das ganze Massiv genommen hätten (Lit. 4 a).

1911 wurden die erratischen Bildungen in den Tälern des Touyre und des Lasset von *J. Canal* näher beschrieben. Dieser Autor glaubt, im Tal des Touyre zwischen Montferrier und Lavelanet Moränen und Schotter von zwei verschiedenen Vereisungen nachweisen zu können (Lit. 43). Von den im Einzugsgebiet dieser lokalen Gletscher vorkommenden glazialen Spuren wird nichts gesagt. 1913 sind Moränen der Gletscher in den grösseren Tälern des Massivs auf der geologischen Karte, Blatt Foix von *L. Bertrand* dargestellt worden. 1928 hat *F. Nussbaum* ausser über jene Moränen noch über Glazialspuren im Einzugsgebiet des Touyre kurz berichtet (Lit. 9).

Im Jahre 1933 machte *Ramière de Fortanier* die bemerkenswerte Beobachtung, dass sich 5 km nördlich von Montferrier bei dem Dorfe Péreille auf einem Hügel, 300 m über dem Douc-touyre erratische Blöcke vorfinden, die von Gletschern des Pic de Saint Barthélemy stammen sollten. Ferner weist er auf Glazialbildungen in den bereits mehrfach genannten Tälern hin und fügt bei: «Les hautes cîmes du Saint Barthélemy sont rongées de cirques, d'où partent des sables et des blocs peu roulés» (Lit. 44).

Die Angaben über das Vorkommen erratischer Blöcke bei Péreille lassen den Schluss zu, dass während einer sehr frühen Vergletscherung der Touyregletscher sich in bedeutender Mächtigkeit wesentlich über Montferrier hinaus ausgedehnt haben müsse. Ob damals die Talbildung so weit fortgeschritten war wie heute, ist eine Frage, die nicht berührt worden ist.

In ausführlicher Weise sind endlich im Jahre 1941 die quartären Moränen und Schotterterrassen im Tal des Touyre von *L. Goron* beschrieben worden (Lit. 14, p. 338 bis 356).

Im Folgenden sollen nun die Angaben der eben genannten Autoren ergänzt werden, namentlich was die glazialgeologischen

und die morphologischen Verhältnisse der höheren Bergregionen des Massivs von Tabé anbetrifft, die der Verfasser nach einer ersten Ueberquerung im Jahre 1926 einige Jahre später, nämlich 1931, noch einmal besuchen konnte.

2. Das Tal des Touyre.

Das Tal des Touyre senkt sich in seinem 5 km langen, gestuften Oberlauf mit dem sehr starken Gefälle von 250 ‰ bis auf 960 m hinab, von wo an fast unvermittelt der Talboden sich bedeutend schwächer senkt, nämlich auf den folgenden 5 km bis Montferrier mit nur 56 ‰. Auf dieser Strecke wird die paläozoische Sedimentzone durchschnitten. Hierauf folgt auf 3 km Länge die Durchquerung des mesozoischen Sedimentgürtels mit einem noch schwächeren Gefälle, nämlich von 26 ‰ bis zur Ortschaft Villeneuve-d'Olmes. Nun tritt das Tal in die aus eozänen Schichten aufgebaute Synklinalzone von Nalzen ein, in der Sandsteine, Schiefer und Mergel vorherrschen; hier nimmt die Talbreite stark zu, das Gefälle aber verringert sich bis auf 23 ‰ bis zum Flecken Lavelanet, wo der Durchbruch der Antiklinalzone der « Petites Pyrénées » erfolgt.

In jedem der vier hier genannten, nach Gefälle und Gesteinsumrahmung verschiedenartigen Talabschnitte finden sich Diluvialbildungen von ebenfalls verschiedenartiger Beschaffenheit.

So stellen sich im untersten Abschnitt bei Lavelanet zu beiden Seiten des rezenten Talbodens gut entwickelte, 25 bis 30 m hohe Terrassen ein, die nach den in der Literatur aufgeführten Autoren als Fluvioglazial der vorletzten, also der Risseiszeit angesehen werden dürfen. Allerdings fehlen hier entsprechende Moränen; aber mehrere in der Nähe von Villeneuve vorkommende erratische Blöcke sprechen für eine frühere und grössere Gletscherausdehnung in jener Gegend, ganz abgesehen von den Findlingen bei Péreille, die wohl einer noch älteren Vergletscherung zuzuschreiben sind. Nach der Lage jener erwähnten, der vorletzten Eiszeit zugeschriebenen Ablagerungen ergibt sich auch hier die bereits vom Tal der Ariège festgestellte Tatsache, dass das Tal des Touyre bereits vor der Risseiszeit bis in seine heutige Tiefe ausgewaschen war und dass, abgesehen von dem Einschneiden des Flusses in die Hochterrasse von Lavelanet und die sogenannte Niederterrasse, sonst keinerlei spätere Eintiefungsvorgänge in diesem Tal beobachtet werden konnten.

Auffallend mächtig und wohlerhalten sind nun die Ablagerungen der letzten Eiszeit, insbesondere in der Gegend von Montferrier. Diese Ortschaft liegt zum grössten Teil auf den äussersten Endmoränen der letzten Eiszeit, und danach zu

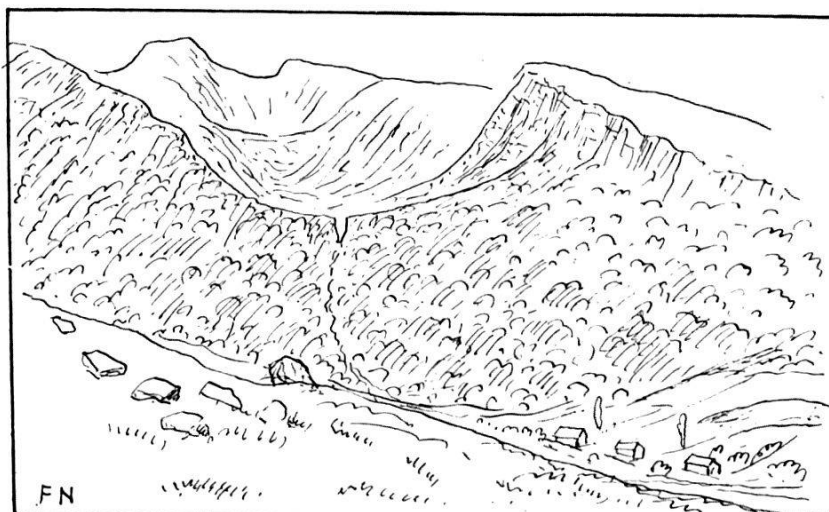


Abbildung 85. *Trogförmiges Hängetälchen bei Lapeyregade
im Tal des Touyre.*

schliessen besass der damalige Touyregletscher eine Länge von 10 km und seine Zunge endete in 680 m. Besonders deutlich ist die linksseitige Moräne entwickelt, die sich von der genannten Ortschaft in leichtem Bogen als mächtiger Wall über P. 989 3 km weithin verfolgen lässt; auf diesem Wall liegen die beiden Weiler Sau und Fremis. Der rechtsufrige Wall lehnt sich an einen grossen Felsrundbuckel mit dem Weiler Martinat. Eine vom Flusse zerschnittene Schotterterrasse, auf der sich das Dorf Villeneuve d'Olmes befindet, dürfte als Fluvioglazial der letzten Eiszeit, also als Niederterrasse, gedeutet werden (vergleiche Karte Abbildung 84).

Oberhalb Montferrier verraten mehrere weitere Endmoränen Rückzugsstadien des Touyregletschers; die erste derselben tritt uns schon nach 1 km Entfernung beim Weiler Carrial, die zweite nach 2,5 km bei der Häusergruppe Bourlettes entgegen; eine dritte zeigt einen Rückzug um 4 km an; sie befindet sich bei dem Maiensäss Lapeyregade, dessen Häuser auf einem flachen Rundbuckel stehen; schliesslich lässt sich noch in 960 m, bei den Sennhütten von Courral, wo das Tal in seinen zweiten Abschnitt eintritt, also am Fusse der steilen Oberlaufstrecke, eine Endmoräne erkennen. In diesem zweiten Abschnitt weist das Tal deutliche Trogform auf, die mit der Ausdehnung der Gletscherzunge zusammenfällt, und einige Hängetälchen geben mit ihren 60 bis 100 m hohen Mündungsstufen die Uebertiefung des Haupttales an. Ein solches Hängetälchen, das westlich von Lapeyregade einmündet, besitzt ebenfalls ein ausgesprochenes breites Trogprofil und beginnt mit einem in 1400 m Höhe gelegenen Kar (vergleiche Abbildung 85).

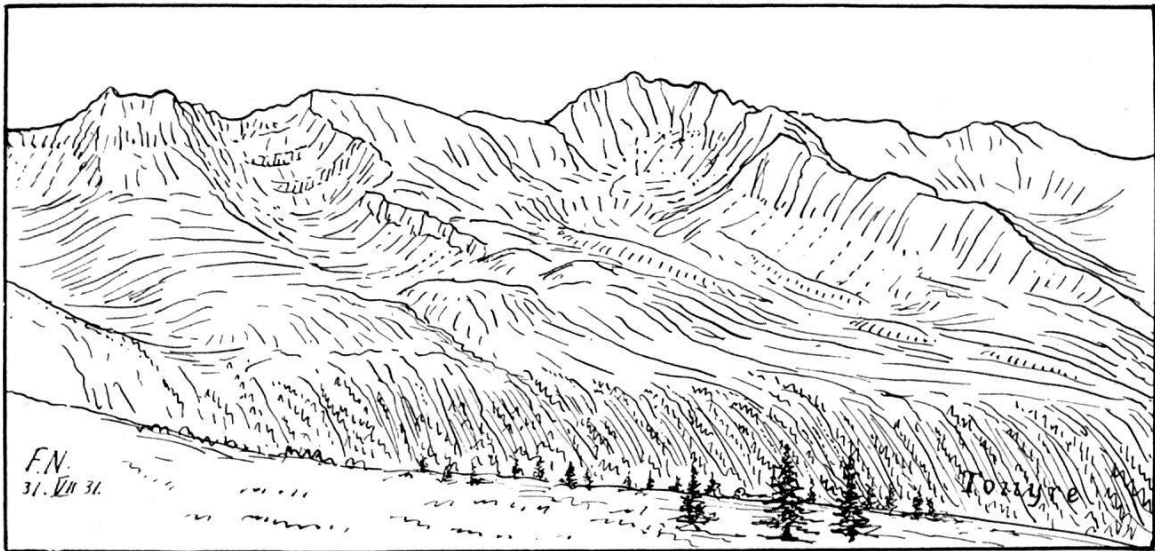


Abbildung 86. *Blick auf den Nordhang des westlichen Hauptkammes, zwischen dem Col d'Aigotorte und dem Col de Girabal, mit Karen, Lokalmoränen und Teile von Hochflächen.* (Fortsetzung Abbildung 87.)

Auf Wanderungen im Oberlaufgebiet des Touyre stellen wir Stufenbau, Trogform der Talfurchen und verschiedene jüngere Endmoränen fest. Oberhalb den genannten Hütten von Courral vereinigen sich zwei linke Quellbäche mit dem Touyre, der seinen Ursprung auf der Westseite des Pic de St. Barthélemy aus einer in 1800 m hohen Karlandschaft westlich des Col de Girabal nimmt. Bei seiner im Jahre 1926 ausgeführten Wanderung nahm der Verfasser den Weg durch das von SW vom Col de Aigotort herabführende Seitental hinauf, wo er zwei Talstufen, die eine in 1300 bis 1400 m und die zweite in zirka 1500 bis 1600 m, beobachten konnte. Oberhalb 1600 m ist das Tal trogartig erweitert, und eine wallförmige Endmoräne schliesst hier einen versumpften Aufschüttungsboden ab, der ohne Zweifel ehemals von einem Bergsee eingenommen war. Die ganze Hohlform, die vom 1927 m hohen Sommet de l'Estagnole überragt wird, erinnert an ein weites, in der Entwicklung fortgeschrittenes Kar (Abbildung 86).

Ähnliche Formen treten uns sowohl weiter ostwärts am Pic du Han, wie auch nördlich des Col de Aigotorto, nämlich auf der Nord- und der Ostseite des 2004 m hohen Mont Fourcat entgegen (vergleiche Abbildung 87).

Auch in dem oben erwähnten gestuften Oberlaufstück des Touyre lassen sich bis in das Ursprungskar am Col de Girabal Rückzugsmoränen feststellen. Besonders reichlich ist Moräne in dem hochgelegenen ersten rechtsufrigen Seitental vorhanden, das direkt nördlich vom Pic de St. Barthélemy hinabführt; sie



Abbildung 87. *Blick auf die von Karen gegliederte Berglandschaft am Nordhang des Mt. Fourcat.*

bildet einen langgezogenen Streifen, der oberhalb der Stufenmündung dieses Seitentales schief nach halbrechts auswärts verläuft und als Ganzes offenbar die rechte Ufermoräne des Hauptgletschers darstellt. Dieses Seitental ist muldenförmig, aber von geringer Tiefe in eine gut ausgeprägte Hochfläche eingeschnitten, die sich allerdings mit dem bedeutenden Gefälle von 60‰ auf zirka 1600 m nordwärts zu senkt, von wo sie mit steilen Hängen zu jüngern Talfurchen abfällt.

Eine gute Vorstellung von jener Hochfläche, in die die heutigen Täler eingeschnitten sind und die zu der Karregion in 1800 bis 1900 m Höhe hinaufführt, gewinnt man von der zirka 1700 m hoch gelegenen Cabane de Pivert; hier bietet sich uns auch ein lehrreicher Blick auf die weiter westlich aufragende Gruppe des Mont Fourcat dar, wo ebenfalls deutliche Hochflächenreste, breite Rücken mit Trichtern, Karen und Trogformen von Hängetälchen auftreten (vergleiche die beiden Abbildungen 86 und 87, die zusammen ein Panorama bilden).

3. Das Tal des Lasset und seine Umgebung.

Dieses Tal weist ähnliche geologische und morphologische Züge auf wie das des Touyre-Flusses; auch beim Lasset fällt das Tal im kurzen Oberlauf, im Bereiche des kristallinen Untergrundes sehr steil und stufenförmig ab, um sodann beim Eintritt in die paläozoische Sedimentzone ein bedeutend schwächeres Gefälle, verbunden mit Trogform, anzunehmen. Diese Zone reicht bis Montségur, 858 m, von wo an der Fluss

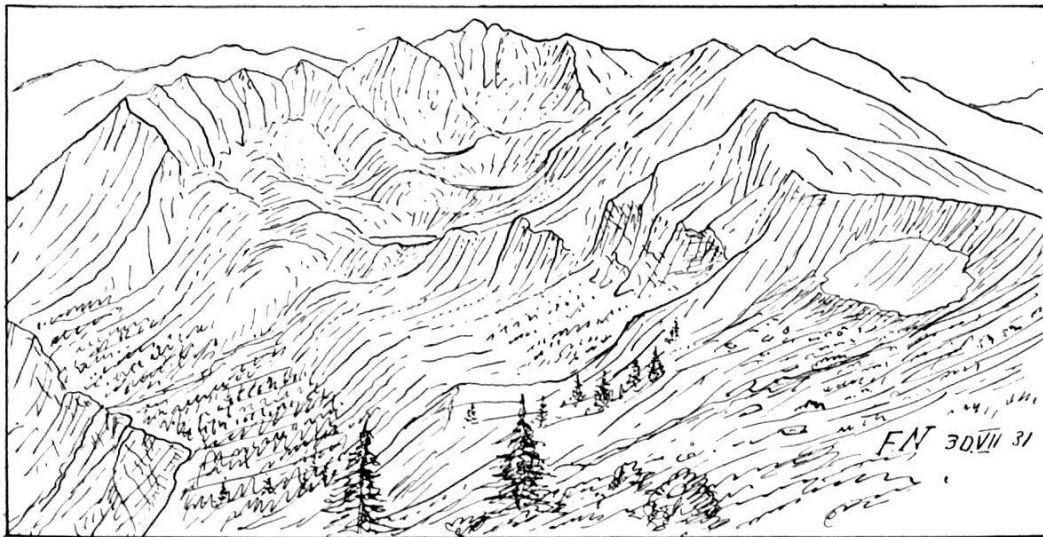


Abbildung 88. *Der Nordhang des Pic de St. Barthélemy mit seengeschnücktem Treppenkar.*

sich 5 km weit durch ein enges Talstück hindurchwindet, das eine mesozoische Kalkzone durchquert. Hierauf mündet der Lasset bei Fougax als Nebenfluss in das breitere Tal des Hers ein, der nun in längerem vielfach gewundenem Laufe die Zone der «Petites Pyrénées» durchschneidet.

Bis Montségur reichen gut erhaltene, blockreiche Moränen des Lassetgletschers, der in der letzten Eiszeit eine Länge von 8 km aufwies. Das von seiner Zunge eingenommene trogförmige Tal ist deutlich übertieft, wie sich aus der Stufenmündung einiger Seitentälchen ergibt. Eines dieser Hängetälchen, das 4 km oberhalb Montségur mit 120 m hoher Stufe von W her ins Lassettal einmündet, besitzt ebenfalls deutliche Trogform (siehe Karte 84).

Wie bereits angedeutet, ist das Lassettal in seinem nur etwa 3 km langen, steilen Oberlaufabschnitt durch einen ausgesprochenen Stufenbau gekennzeichnet, und zwar lassen sich hierbei 2 untere, die eine in 1240 m, die andere in 1560 bis 1600 m, ferner 3 obere Stufen unterscheiden. Die letzteren liegen oberhalb 1880 m, und sie sind nach der Art eines typischen Treppenkar je mit einem kleinen Bergsee hinter Moränen- und Felschwellen ausgestattet; der unterste dieser Seen, der Etang des Truites, liegt in zirka 1900 m, der zweite und grösste, unter dem Namen Etang du Diable bekannt, in 2020 m. Der höchst gelegene und kleinste befindet sich in einem typischen Ursprungskar, das mit zirka 160 m hoher Stufe zum Et. du Diable abfällt.

Die unmittelbare Umgebung dieser Seen bietet mit ihren abgeschliffenen Felsriegeln und Stufen, mit dem trogförmigen

Querprofil, mit den unterschrittenen, steilen Felswänden und einigen seitlichen Karnischen eine Gebirgslandschaft, wie sie in den ehemals vergletscherten Gebieten häufig und typisch ist und die eine intensive glaziale Abtragung und Formgestaltung verrät (vergleiche Abbildung 88).

Die oben beschriebene Stufenbildung im obersten Abschnitt des Lassettales hat *L. Goron* veranlasst, hier eine ganze Reihe von Erosionszyklen anzunehmen; er möchte jede der 5 erwähnten Stufen als Ausgangspunkt für einen ganzen Erosionszyklus halten (Lit. 14). Hiezu ist zu bemerken, dass man wohl die beiden untersten Stufen als Formen der rückschreitenden Tiefenerosion zweier aufeinander folgenden Erosionszyklen deuten mag, weil sie mit entsprechenden anderen Abtragungsformen, wie benachbarte Hängetäler, Terrassen am Gehänge des Haupttales und mit Verflachungen an weiter abwärts gelegenen Erhebungen in Zusammenhang gebracht werden können.

Dagegen würde man bei der Annahme von drei weiteren, älteren und höheren Erosionszyklen kaum entsprechende, auswärts gelegene Abtragungsformen vorfinden; dies wäre höchstens für einen alten Erosionsvorgang der Tertiärzeit möglich, dem die am Nordhang des Bergmassivs vorkommenden, sanften Rücken- und Plateaformen in 1600 bis 1800 m Höhe zugeordnet werden dürften. *)

Für noch höher gelegene Talböden käme man auf Linien, die in die Luft hinausführen würden und für die man demnach einen sehr allgemeinen und weitgehenden Massenabtrag annehmen müsste. Im Gegensatz hiezu sind jedoch die erwähnten drei Stufen des Treppenkar viel zu frisch und zu gut erhalten, und es kann ihnen nur quartäres Alter und spezifisch glaziale Abtragung zugeschrieben werden.

Ein durchaus ähnliches Bild glazialer Umgestaltung einer Gebirgslandschaft bietet auch das benachbarte östliche Tal des R. de Basqui; dieser Bach entspringt ebenfalls in einem typischen kleinen Karssee, dem Lac Tort, auf der Ostseite des Pic Soularac, und in seinem trogförmigen und gestuften Hochtal finden sich Moränen eines diluvialen Lokalgletschers, der bis auf 1200 m hinabreichte und gegen 5 km lang war; seine Schneegrenze lag in zirka 1700 m. Der R. de Basqui mündet

*) Es sei hier noch beigefügt, dass sich selbst für die in 1600 m Höhe gelegenen Abtragungsflächen des « Massif de Tabe » in der nur 12—14 km weit entfernten Zone der « Petites Pyrénées » keine entsprechend hohen Verflachungen vorfinden; die durch jungtertiäre Abtragung geformten Erhebungen jener Zone liegen nur in 800 bis 900 m Höhe (vergl. die geolog. Profile 1 und 2 in Abbild. 4, S. 24, I. Teil). Offenbar hat das « Massif de Tabe » seit der Ausbildung seiner hochgelegenen Abtragungsflächen eine stärkere Hebung als die nördlich vorgelagerte Zone der Kleinen Pyrenäen erfahren.

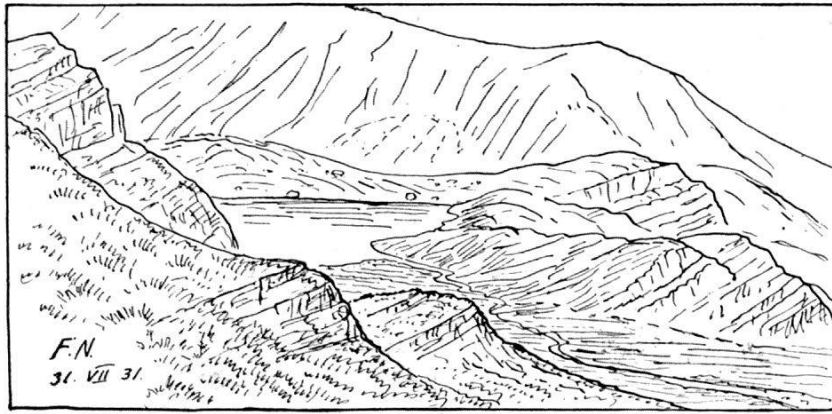


Abbildung 89. *Am Etang d'Appy.*

in das Tal des Hers-Flusses, und zwar oberhalb des Eintrittes desselben in die bekannte Gorge d'Affrau.

Auffallend tief, nämlich bis zirka 1300 m, dürfte die Schneegrenze des kleinen Gletschers gewesen sein, der auf dem Nordabhang des Massivs von Tabe, in dem Tälchen von Ceries lag, das erst in 1600 m Höhe seinen Anfang nimmt. Moränen dieses Lokalgletschers lassen sich bis 980 m hinab verfolgen; seine Entstehung hat möglicherweise mit der allgemeinen Vergletscherung des Massivs in Zusammenhang gestanden; dieses weist ja auf seiner nördlichen Abdachung in den Höhen zwischen 1600 und 1800 m, wie wir sahen, breite Rücken- und Plateaformen auf. Offenbar lagen hier ausgedehnte Firnfelder, von denen einzelne Zungen in kleine Hochtälchen vorstießen, von denen ausserdem von Ceries noch zwei weitere namhaft gemacht werden können; das eine mündet trogförmig, wie bereits oben bemerkt, als Hängetälchen ins Lassettal ein.

4. Die Karregion auf der Südseite des Hauptkammes.

An der steileren und kürzeren Südabdachung des «Massif des Tabe» lassen sich zwar verschiedene Spuren der eiszeitlichen Lokalvergletscherung nachweisen; aber zur Entwicklung von Talgletschern von 5 und mehr Kilometern Länge waren die orographischen Bedingungen nicht vorhanden. Dagegen kam es hier zur Bildung von Kar- und Hängegletschern, deren kurze Zungen durch gut erhaltene Moränen angegeben werden können. Solche sind teils in Wallformen am Ausgang von Karen vorhanden, teils an den Hängen mehrerer, tief eingeschnittener Gräben in 1300 bis 1600 m Höhe aufgeschlossen, deren Bäche meist in 5 gut entwickelten Karen ihren Ursprung nehmen. In einem dieser Kare liegt hinter einer Fels- und Moränenschwelle ein hübscher Bergsee, der Etang d'Appy. Es war dem

Verfasser möglich, 4 dieser Kare, die bisher in der Literatur noch nicht näher beschrieben worden sind, auf einer Wanderung im Sommer 1931 zu besuchen und zu studieren. Als er am Morgen des 31. Juli des genannten Jahres den 1990 m hoch gelegenen Sattel, le Col du Girabal, überschritt, begegnete ihm der Schafhirt von Appy, der mit einer Herde von 850 Schafen der Gemeinde nach dem nördlich des erwähnten Sattels gelegenen Gebiet von Pivert zog.

Der schmale und felsige Col du Girabal, ein Schartenpass, befindet sich genau in der Rückwand zweier einander gegenüberliegender Kare. Während aber das nördliche sich stark weitet und in schwachem Halbkreis von felsigen Steilhängen umgeben ist, besitzt das südliche eine längliche, ziemlich schmale Trogform, und sein Boden ist grösstenteils von mächtigen Schutthalden überdeckt; gegen den Ausgang zu weitet es sich jedoch und weist einen flachen Aufschüttungsboden eines verlandeten Bergsees auf. Dieser vom Bach in geschlängeltem Lauf durchzogene Boden wird in 1700 m von einem Moränenwall und einem abgerundeten Felsriegel abgeschlossen. Unterhalb dieses Riegels liegt in 1670 m eine weitere Moräne; hierauf setzt eine grössere Talstufe ein, unterhalb der der fluviatile Einschnitt des Baches folgt; in diesem Graben ist die älteste Moräne des Kargletschers in zirka 1400 m aufgeschlossen.

Von der oben erwähnten, in 1700 m Höhe gelegenen, jüngsten Endmoräne führt ein schmaler Pfad westwärts über einen breiten begrasten Bergvorsprung nach dem Hochtälchen hinüber, in dem der bereits genannte Etang d'Appy in 1734 m in einem typischen Felsbecken liegt. Auch hier lassen sich neben abgeschliffenen Felsbuckeln, Moränen eines ehemaligen Kargletschers erkennen (siehe Abbildung 89).

Unmittelbar unterhalb der Felsschwelle, die den See abdämmt, stürzt der Bach über eine hohe Talstufe talwärts. Der Hintergrund des Sees wird ebenfalls durch eine Felsstufe gebildet, oberhalb der sich ein trogförmiges und stufenartig ansteigendes Kar öffnet. Wir haben es somit auch hier mit einem deutlich entwickelten Treppenkar zu tun, das alle Merkmale intensiver glazialer Formgestaltung aufweist.

Das gleiche Formenbild tritt uns im nächstfolgenden Hochtälchen, dem Val del Traves, entgegen, welches im Hochsommer das oberste Weidegebiet der Rinderherden der 3 Gemeinden Appy, Axiat und Caychax bildet. Von 1600 m an steigt das breite trogförmige Hochtal, wie die Abbildung zeigt, in drei Stufen an; auf der untersten steht in 1620 m die Jasse des Hirten, der mir für eine Nacht Obdach in seiner primitiven Behausung bot. Dahinter erhebt sich eine breite, über 100 m hohe Fels-

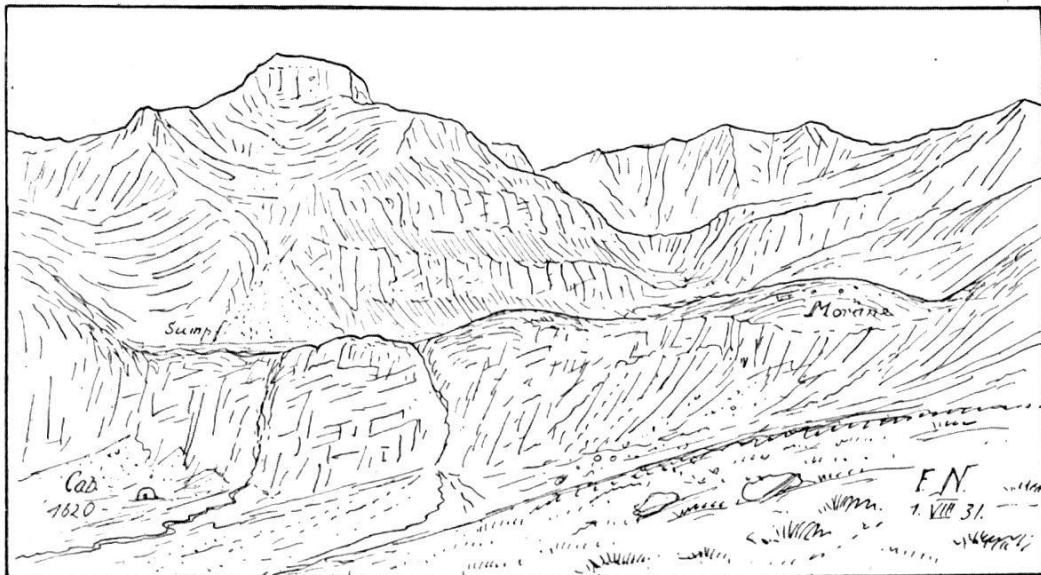


Abbildung 90. Blick auf das Treppenkar des Vallon de Traves.

stufe, mit abgeschliffenem Felsriegel, der einen sumpfigen Beckenboden abschliesst. Von diesem führt ein dritter felsiger Steilanstieg zum obersten Karboden hinauf, der ähnlich wie beim Kar von Appy im Halbkreis von sehr steilen Felswänden umrahmt wird. Auch hier sind die glazialen Abtragungsformen sehr ausgeprägt. Jüngere Moränen des Lokalgletschers in 1600 m; ältere reichen bis 1300 m hinab.

Auch das westlichste der Kare am Südabhang des «Massifs de Tabe», das Vallon de Lauzate, besitzt einen ähnlichen dreiteiligen Stufenbau. Die unterste Verflachung stellt deutlich einen ehemaligen, nun zugeschütteten See dar, der von einem Felsriegel und einer hufeisenförmigen Endmoräne in 1600 m abgedämmt worden ist.

Die beschriebenen, sehr gut ausgeprägten glazialen Formen dieser ganzen Karregion zwingen uns zur Annahme, dass hier eine recht intensive Lokalvergletscherung existiert haben dürfte, wobei selbst bei einer Schneegrenze von 1700 m die betreffenden Gletscher bis auf 1300 und 1200 m hinabgereicht und im Maximum der Eiszeiten sich sogar mit dem grossen Ariège-gletscher vereinigt hatten.

Augenfällig ist sodann die morphologische Tatsache, dass diese Kare ähnlich wie auf der Nordseite des Hauptkammes einen übereinstimmenden dreiteiligen Stufenbau aufweisen, der sich nur sehr schwer durch die Annahme von drei präglazialen Erosionszyklen erklären lässt. Ohne Zweifel liegt in der allgemeinen in 1600 bis 1700 m Höhe festgestellten Verflachung ein altes Abtragungsniveau vor. Es ist, wie bereits L. Goron angedeutet hat, mit dem tertiären ältesten Talboden des Ariège-

tales zwischen Ax-les-Thermes und Tarascon in Zusammenhang zu bringen. Unterhalb dieses Niveaus stellt sich eine ebenfalls allgemeine Versteilerung des südlichen Bergabhanges ein, wie sie sich nur als Folge einer sehr bedeutenden fluviatilen Eintiefung des Haupttales entwickeln konnte.

Existierte jenes tertiäre Abtragungsniveau in 1600 bis 1700 m Höhe, so hatten sich die lokalen Gewässer oberhalb dieses Niveaus ohne Zweifel wohl ausgeglichene Einzugsstrichter geschaffen, in denen sich in der Quartärzeit lokale Gletscher bildeten. Diese erschienen zuerst als kleine Gletscherindividuen, die bei genügend langer Zeit mit Hilfe der Wandverwitterung und der Sohlenverbreiterung durch Abschleifung ihre Betten in Kare umwandelten; als sich dann die Schneegrenze senkte, wurden die Gletscher grösser, und im Laufe der Zeit entstanden aus einfachen gestufte Kare, sogenannte Treppenkare, deren Formen uns noch heute mit aller Frische entgegentreten und sich wesentlich von den präglazialen rein fluviatilen Erosionsstrichtern unterscheiden. Oertliche Abweichungen der Härte des Felsuntergrundes und entsprechende Lagerung der Gesteinsbänke mochten die Anlage von Stufen veranlasst beziehungsweise begünstigt haben.

* * *

Am Schluss dieser morphologischen und glazial-geologischen Erörterungen über das «Massif de Tabé» sei noch eine

Uebersicht über die Lage der diluvialen Schneegrenze

gegeben. Wir haben für die verschiedenen Lokalgletscher je nach ihrer Exposition verschiedene Höhenwerte zu erwarten und tatsächlich solche bereits festgestellt, die zwischen 1300 und 1700 m liegen.

Die Annahme einer auffallend tiefen Lage der Schneegrenze im Tälchen von Ceries findet eine Bestätigung in der Höhe der Firnlinie für den bis 680 m hinabreichenden Touyregletscher, die bei einer mittleren Gipfelumrahmung von 2100 m in zirka 1300 m angenommen werden muss, und nur wenig höher, nämlich in 1400 m, müsste sie beim Lassetgletscher gelegen haben.

Offenbar ist diese tiefe Lage in erster Linie durch die nördliche Exposition bedingt, da die gegen Osten und Süden gelegenen Gletscher eine höhere Lage der Schneegrenze, und zwar von zirka 1700 m voraussetzen, und demgemäss auch eine geringere Entwicklung besaßen.

Aus den verschiedenen Werten ergibt sich demnach eine mittlere Schneegrenze für das gesamte Massiv von 1550 m.

III. Le massif des Trois Seigneurs.

1. Orographischer Ueberblick.

(Vergleiche Abbildungen 91 und 92.)

Dieses etwa 30 km lange und 10 bis 12 km breite Massiv, das sich zwischen den Quertälern der Ariège und des Salat erhebt, besteht zur Hauptsache, namentlich in den zentralen Teilen, aus kristallinen Gesteinen; es ist in ähnlicher Weise wie das «Massif de Tabè», auf der Nord- und der Südseite von tektonisch bedingten, aber schmalen Längstälern begrenzt; diese entsprechen dem Verlauf der beiden mesozoischen, tektonisch stark gestörten Sedimentzonen, welche nach den Darstellungen von *L. Bertrand* und *M. Castéras* westlich von Tarascon die Fortsetzung der sogenannten Ariège-Zone bilden und sich bereits bei Ussat-Sinsat in zwei schmälere Arme gabeln; der südliche davon verläuft, wie aus der geologischen Uebersichtskarte Abbildung 3 (Seite 21) ersichtlich ist, gegen Vicdessos und über den Col de Salaix nach dem Tal des Garbet, der nördliche aber zieht sich sehr stark verengt über Saurat und den Col de Port nach dem Tal von Massat hinab, wo er an Breite wieder bedeutend zunimmt.

Den höchsten Punkt des Massivs bildet der nur 2199 m hohe Pic des Trois Seigneurs, zugleich orographischer Mittelpunkt der west-östlich streichenden Hauptkette, von der mehrere seitliche Kämme abzweigen; diese Erhebungen weisen in ihrem mittleren und westlichen Teil noch verschiedene scharfgeformte felsige Gipfel auf, während sie gegen Osten und Nordwesten allmählich in mehr gerundete und an Höhe stark abnehmende Rückenformen übergehen. Vom Hauptgipfel zieht sich ein kurzer Querkamm in nördlicher Richtung und trägt an seinem Ende den 1669 m hohen Pic d'Estibat, in der Mitte die um fast 300 m höheren zwei Gipfel Pic de la Journalade und Cap de la Dosse.

Von diesen beiden Gipfeln geht je ein kürzerer, rückenförmiger Längskamm in west-östlicher Richtung aus, so dass dieser fast parallel zur Hauptkette verläuft; dem entsprechend ist auch die Anordnung der in das Massiv eingetieften Täler, unter denen das auf der Ostseite hinabführende von Rabat mit 13 km Länge und das nahezu gleich lange des Arac, das sich in nordwestlicher Richtung vom Pic du Col d'Eret, 1989 m, bis nach Massat hinabzieht, die grössten sind. In dem mehrfach verzweigten Einzugsgebiet des Arac befindet sich in wilder Ophitfelsumrahmung in nur 1390 m Höhe ein offenbar wenig tiefer Karsee, der Etang de Lers, der von *A. Delebecque* besucht und beschrieben worden ist (Lit. 45). Auf der Ostseite des Massivs gibt es fünf mit kleinen Seen versehene Kare; die

beiden grösseren dieser Bergseen sind der Etang d'Arbu, im Einzugsgebiet des R. de Suc, und der Etang d'Artax im Gebiet von Gourbit. Insgesamt kommen an der nach Osten gerichteten Abdachung des Massivs 7 kleine Bergseen vor, deren mittlere Meereshöhe 1705 m beträgt (Lit. 10). Einige von ihnen, namentlich die beiden eben genannten, liegen in glazial ausgeschliffenen Felsbecken. Die westliche Abdachung des Massivs wird zum grössten Teil vom Aracfluss entwässert, der das Tal von Massat durchfliesst und sich nach 25 km langem, gewundenem Laufe in den Salat ergiesst.

2. Morphologische und glazialgeologische Beobachtungen.

a) Wie bereits angedeutet, treten in der Mitte und der westlichen Hälfte der Hauptkette mehrere scharf geformte, felsige Gipfel auf, und zwar stellen sie sich bei einer Gebirgshöhe von zirka 1850 bis 1900 m Höhe, sowie im Bereiche der marmorisierten Kalke ein, die nach *L. Bertrand* am Südrand des Massivs in der von Videssos nach dem Tal des Garbet führenden mesozoischen Sedimentzone in grosser Mächtigkeit auftreten, wo sie einen Teil der Hauptkette bilden und von Ophitgängen durchsetzt sind.

Die Gestaltung dieser Gipfel ist ohne Zweifel auf die intensive mechanische Verwitterung der eiszeitlichen Nivalzone zurückzuführen; denn die genannte Kette war während der Diluvialzeit das Nährgebiet zahlreicher lokaler Gletscher, deren Moränen an vielen Orten in den grösstenteils bereits aufgeführten Tälern zu beobachten sind. Zwar enthalten die geologischen Karten von *L. Bertrand* und von *M. Castéras* nur in drei Tälern Einzeichnungen von Lokalerratikum, nämlich in denen des Arac bei Trabet und Moureu, südöstlich Massat, sowie im Tal von Suc, nordwestlich Videssos. Dagegen geben diese Autoren am Ausgang des Tales von Rabat und im Tal von Saurat Erratikum an, das ohne Differenzierung von den Ablagerungen des Ariègletschers mit diesen zusammenhängt, so dass die Meinung aufkommen kann, es handle sich auch in den beiden genannten Seitentälern nur um Moränen seitlicher Zungen des Ariègletschers. Man vermisst ferner auf den bezeichneten geologischen Karten Angaben von Ablagerungen lokaler Gletscher im Einzugsgebiet, beziehungsweise im Oberlauf mehrerer, vom «Massif des Trois Seigneurs» ausgehender Täler, so namentlich in den drei vom Pic de la Journalade gegen Nordwesten und Norden herabziehenden, deutlich trogförmigen Talfurchen des Lier und des Loumet.

b) Wie gut entwickelt und reichlich in diesem glaziale Aufschüttungs- und Erosionsformen sind, beweist eine Begehung

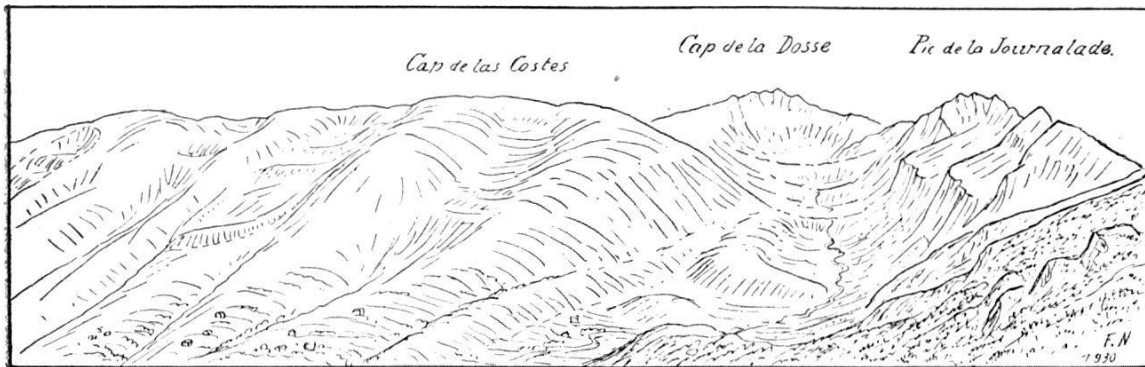


Abbildung 92. *Blick vom Col de Port auf die glazialgeformte Berglandschaft des Pic de la Journalade.*

vom Col de Port aus, von wo sich uns ein Ueberblick über den nördlichsten Abschnitt der in Frage stehenden Gebirgsgruppe darbietet, deren Formenbild in unserer hier beigegebenen Zeichnung angedeutet ist (siehe Abbildung 92).

Zwischen dem zugeschärften, 1949 m hohen Felsgipfel des Pic de la Journalade und dem 4 m höheren, leicht gerundeten Cap de la Dosse senkt sich mit steiler Felsumrahmung ein typisches Ursprungskar, von dem ein gut entwickeltes Trogtal in einigen Stufen erst nord-, dann nordostwärts herabführt, das vom Loumet-Bach durchflossen wird; dieser mündet nach 5 km langem Laufe 3 km westlich Saurat in 850 m Höhe in den vom Col de Port herabströmenden Talfluss, der sich bei Arignac in die Ariège ergießt. Im unteren Teil des Loumet-Tales stellen sich auf beiden Seiten rückenförmige Moränenwälle ein, die sich bis zur Mündung hinab verfolgen lassen und die von zahlreichen, in Wiesen und Weiden stehenden Scheunen und Ställen bedeckt sind; hier liegen die Maiensässe der Bewohner von Saurat, beziehungsweise der Weiler von La Razolle, Loumet und Campot. Es ergibt sich für den eiszeitlichen Loumet-Gletscher eine Schneegrenze von 1200 bis 1300 m, deren auffallend tiefe Lage ohne Zweifel im wesentlichen durch die nord-nordöstliche Exposition bedingt ist.

Aber auch an dem unmittelbar östlich gelegenen Bergrücken, der sich vom Cap de la Dosse über den 1739 m hohen Cap de las Costes zum 87 m tieferen Roc de Trabinet hinzieht, lassen sich deutliche Spuren kleiner Lokalgletscher nachweisen, nach welchen auf eine sehr tiefe Lage der Schneegrenze geschlossen werden muss. Es zeigen sich an dem ziemlich steilen, aber doch überall von Weiden und spärlichem Wald bedeckten Nordabhang des genannten Bergrückens vier karähnliche Nischen, die unten durch Fels- oder Moräneschwellen abgeschlossen sind. Einige Endmoränen steigen bis auf 1200 m herab, so dass die

Schneegrenze dieser Hängegletscher in 1400 m Höhe gelegen haben muss.

Auf die hier vorkommenden karartigen Nischen hat bereits *H. Gaussen* aufmerksam gemacht, indem er in der kurzen Beschreibung einer Ansicht des Massivs der «Trois Seigneurs» wörtlich anführt: «Le vent qui porte la neige vient de l'W. On voit l'action de transport de la neige aux versants sous le vent et l'accumulation de neige. La corniche de neige surplombante souligne les crêtes. On voit l'action sur le modelé et la formation de petits cirques élémentaires ouverts vers l'Est». (Lit. 48, p. 194).

Ein durchaus ähnliches Beispiel eines ehemaligen kleinen Kargletschers findet sich am Nordostabhang des 1669 m hohen Pic d'Estibat, der sich unmittelbar südlich vom Col de Port erhebt und aus dem Moränen bis 1300 m hinabkommen; hier lag die Schneegrenze in zirka 1450 m. In dem vom Pic de la Journalade gegen Nordwesten hinabführenden Tal des Lier vertragen Moränen bei Cloutel die ehemalige Ausdehnung eines Lokalgletschers von ähnlicher Ausdehnung wie im Tal des Loumet.

Ebenfalls Gletscher von 5 bis 6 km Länge lagen in den beiden Quelltälern des Arac, wo sich, wie bereits angedeutet, nach L. Bertrand Moränen bis zu den Weilern Moureu und Trabet, südlich Port, in 800 m Meereshöhe, hinab feststellen lassen.

c) Der grösste Talgletscher des genannten Massivs lag offenbar im Tal von Rabat, wo bei Gourbit gut entwickelte Endmoränen liegen, die von einem Gletscher von 8 km Länge abgelagert worden sein dürften, und zwar zu einer Zeit, als der Ariègletscher in der letzten Eiszeit noch eine seitliche Zunge westwärts von Tarascon bis nach Rabat vorgestossen hatte. Seine hier sehr mächtigen Moränen bewirkten eine Stauung des Rabatflusses, der unweit davon dem Ende des Lokalgletschers entströmte; in diesem Stausee wurden Schotter abgesetzt, die heute eine zirka 80 m hohe Terrasse bilden und in die sich sowohl der Rabat wie der Bach von Gourbit tief eingeschnitten haben.

An diese Terrasse knüpfen sich die wallförmigen Endmoränen des Lokalgletschers, von denen sich auf jeder Talseite zwei ostwestlich gerichtete, steil abwärts ziehende Wälle erkennen lassen. Auf den beiden südseitigen liegt in zirka 800 m das Dorf Gourbit.

Das Tal des Rabat zeigt oberhalb der genannten Endmoränen zwar anfangs eine schwache Trogform mit seitlichen Rundbuckeln bei Carnies; weiter aufwärts aber herrscht das

Profil eines relativ schmalen V-Tales vor, das mit steilen Hängen in höhere Talverflachungen eingeschnitten ist. Danach weist es Merkmale einer gewissen Jugendlichkeit auf; diesen entsprechen auch der Stufenbau im Oberlauf und die Stufenmündungen einiger Seitentäler. Deutlich tritt dies vorerst an dem trogförmigen, kurzen Nebental von Freychinet auf, das sich vom Südabhang des Cap de las Costas herabzieht.

Auch auf der Südseite des Rabat führen einige kurze Seitentäler stufenförmig zum Haupttal hinab. Besonders gut ausgesprochen ist dieser Stufenbau in dem 5,5 km langen Seitental von Gourbit, das am Nordabhang der hier aus Granit aufgebauten Hauptkette von dem 2020 m hohen Pic de Boucarle herabsteigt. Ich fand Gelegenheit, diese Gegend am 24. und 25. Juli 1926 zu besuchen, wobei ich mich der Gastfreundschaft der Hirten erfreute, die hier eine gegen 130 Stück zählende Herde, meist Jungvieh, der Gemeindealp von Gourbit zu besorgen haben. Mächtige Moränenwälle eines Lokalgletschers ziehen sich mehrere hundert Meter weit bis auf 1000 m hinab. Oberhalb 1300 m treten mehrere Talstufen des glazial geformten Tales deutlich hervor; so eine in zirka 1400 m; eine zweite in 1520 m trägt die «Jasse du Pourgatoire»; die nächste liegt in 1630 m; dann folgt ein steiler, 40 m hoher Anstieg zur obersten Stufe, in der sich der von abgeschliffenen Granit-rundbuckeln abgedämmte Bergsee, der Etang d'Artax, befindet; er ist ein typischer Karsee, der halbkreisförmig von steilen, stufenartig abfallenden Felshängen eingefasst ist. Aber auch die beiden unteren Stufen in 1630 und 1520 m Höhe sind von Felsrundbuckeln abgeschlossene, ehemalige Seebecken, die heute verlandet sind.

Ein anderer, von der gleichen Kette herstammender Lokalgletscher lag westlich des Seitentals von Gourbit, im Tal des R. de Saillens, wo Moränen ebenfalls bis 1100 m hinab festzustellen sind. Weiter westlich gehörten zwei mit kleinen Bergseen versehene Kare ohne Zweifel zum obersten Einzugsgebiet des Rabatgletschers, liegen sie doch unmittelbar östlich vom Hauptgipfel des Massivs, des Pic des Trois Seigneurs, der hier mit sehr steiler Bergflanke gegen 900 m tief zum Tal des Rabat abfällt.

Es ergibt sich aus den soeben dargelegten Beobachtungen, dass während der Eiszeit der Nordabhang des östlichen Flügels der Hauptkette, deren mittlere Kammhöhe zirka 2000 m beträgt, stark vergletschert war, weil infolge der Nordexposition hier die Schneegrenze offenbar eine relativ tiefe Lage von annähernd 1300 bis 1400 m besass. Jedoch beweisen die beiden grossen, mit Felsbecken versehenen Kare auf der Südseite des Pic des Trois Seigneurs, das von Angesua und von Arbu, sowie ein Kar

auf der Südseite des 2165 m hohen Pic de Bassibié, dass auch der Südabhang des gleichen Kammes vergletschert war.

Ohne Zweifel hat bei der Entwicklung dieser so ansehnlichen Lokalvergletscherung des knapp 2200 m hohen Massivs auch das hier wie in anderen Gebirgsgruppen der nördlichen Randzone der Pyrenäen niederschlagsreiche Klima der Eiszeit eine bedeutende Rolle gespielt.

In morphologischer Hinsicht ist bemerkenswert, dass sich demnach in den höheren Regionen des Massivs der «Trois Seigneurs» glaziale Abtragungsformen wie Kare, Seebecken, Trogtäler und zugeschärfte Felsgipfel, sogenannte Karlinge, in aller Deutlichkeit nachweisen lassen, dass aber doch die aus den präglazialen Denudationsvorgängen stammenden Mittelgebirgsformen vorherrschend sind.

IV. Le Massif d'Arize. *)

1. Ueberblick.

Diese typische Mittelgebirgslandschaft, die unmittelbar nördlich vom «Massif des Trois Seigneurs» liegt, hat mit diesem ungefähr die gleiche west-östliche Ausdehnung und Breite gemein, besitzt dagegen eine bedeutend geringere Höhe und besteht im wesentlichen aus einer west-östlich streichenden, ganz unsymmetrisch gegen Süden verschobenen Hauptkette und zahlreichen von dieser gegen Norden und Nordwesten abgehenden Nebenketten. In den gleichen Richtungen erfolgt auch die Entwässerung des länglichen Massivs, und zwar gegen Norden durch die Arize, die bei Mas d'Azil die Kreidekette der «Petites Pyrénées» durchquert, ferner durch den Arget, der sich ostwärts wendet und bei Foix in die Ariège einmündet. Nach Westen führen zwei kleinere Flüsse ihr Wasser in den Salat, nämlich der Nert und der Baup; der letztere Fluss, der sich bei St-Girons in den Salat ergiesst, durchzieht in seinem Unterlauf auf 12 km Länge ein ausgesprochenes Längstal, das annähernd dem Rande des aus alten Gesteinen aufgebauten Massivs und der vorgelagerten mesozoischen Sedimentzone entlang verläuft. Dieses Tal besitzt günstige orographische Bedingungen für die Anlage lokal wichtiger Verkehrslinien zwischen St-Girons und Foix.

In seinem geologischen Bau weist das «Massif de l'Arize» grosse Ähnlichkeit mit dem «Massif de Tabé» auf; nach der geologischen Karte von *M. Castéras* besteht nur die asymmetrisch verlaufende Hauptkette sowie ein Teil des Argetgebietes aus

*) In andern Publikationen und auch in unserem I. Teil (p 21 ff.) ist dieses Gebirge als «Massif des Prats d'Albis» bezeichnet worden.

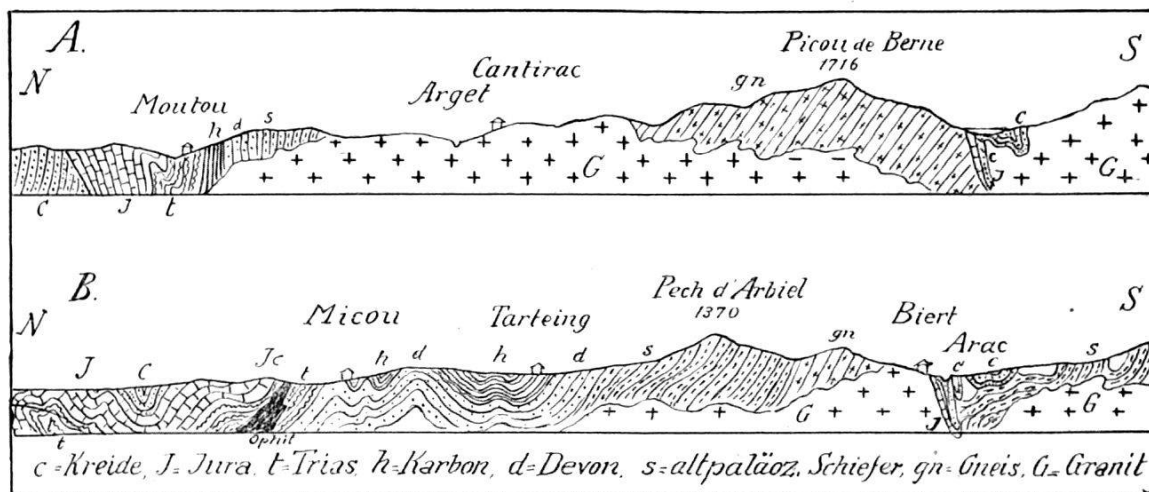


Abbildung 93. *Geologische Profile des Arize-Massivs nach M. Castéras.*
 Sehr deutlich sind hier prä-miocäne Abtragungsflächen zu erkennen.

echten kristallinen Gesteinen. Der übrige Teil des Massivs setzt sich aus vorwiegend schieferigen Schichten sehr alter, paläozoischer Sedimente zusammen, die zufolge der hercynischen Faltung überall sehr steil gestellt sind. Nördlich des eben genannten Längstales des Baup-Flusses folgt eine später gefaltete Zone von mesozoischen Schichten (Lit. 3).

Dabei besteht die auffallende Tatsache, dass, nach den Profilen von M. Castéras, nicht nur jene alten, paläozoischen Schichten nach ihrer Faltung sehr stark abgetragen worden sind, sondern auch die mesozoischen Sedimente, deren Faltung ja erst in der Tertiärzeit erfolgt war. Aus den hier wiedergegebenen Profilen ergibt sich, dass diese gesamte Faltenzone am Nordrande der Pyrenäen bereits *vor* der Miocänzeit eine nahezu vollständige Einebnung erfahren hat und dass die höheren Erhebungen weniger infolge der Härte ihres Gesteins als offenbar vielmehr zufolge von Hebungsvorgängen über das nördlich gelegene flachere und tiefere Gelände emporragen (vergleiche Abbildung 93).

Diesen Umständen ist es wohl zuzuschreiben, dass sich der Hauptkamm des «Massif de l'Arize» nur bis zu 1600 und 1700 m Höhe erhebt und dass die ganze Gebirgsgruppe mit ihren gerundeten Rücken und V-förmigen Tälern ausgesprochenen Mittelgebirgscharakter aufweist. Die höchste Erhebung ist der 1716 m hohe Picou de Berne¹⁾, der sich im Einzugsgebiet des

¹⁾ Dieser Name, der sich auch im benachbarten «Massif des Trois Seigneurs» vorfindet, hat auf den ersten Blick etwas auffallendes an sich. In der Auffassung, dass es sich wohl um einen keltischen Namen handelt und dass in den Pyrenäen auch die Bezeichnung «coume», die aus dem Keltischen «cumba» abgeleitet ist, häufig vorkommt, erscheint danach der Name «Berne» in diesem Gebiet erklärbar.

Arget, also in der östlichen Hälfte des rückenförmigen Hauptkammes, befindet; von diesem Punkt an senkt sich die Kette in östlicher Richtung rasch auf 1500 m hinab, während sie sich gegen Westen hin noch auf 8 km Ausdehnung über 1600 m Höhe erhebt. Die höheren Bergabhänge tragen fast durchwegs dichten Wald, wobei der Laubwald vorherrscht; an flacheren Stellen befinden sich als Weide benutzte Lichtungen mit reichlich wucherndem Farnkraut. Bezeichnenderweise tragen die stark gegliederten Einzugsgebiete des Arget die Namen von Waldungen benachbarter, zugehöriger Gemeinden, wie Forêt de Brassac, Forêt de Ganac etc. Von den ständig bewohnten Ortschaften liegen die Dörfer unter 900 m Mehreshöhe, während viele Weiler und Einzelhöfe diese Höhenlinie überschreiten und vereinzelt bis 1200 m vorkommen können.

2. Spuren einer diluvialen Lokalvergletscherung.

Als der Verfasser im August des Jahres 1930, von Massat herkommend, nach dem 1250 m hoch gelegenen Col de Port wanderte, um von dort aus auch die nördlichen Teile des «Massif des Trois Seigneurs» zu studieren, stellte er zu seiner Ueberraschung fest, dass sich nicht nur an den zirka 1750 m hohen Ausläufern des eben genannten Massivs Spuren kleiner Lokalglletscher in Form von Nischen und Endmoränen vorfanden, sondern dass dies auch am Südabhang der Hauptkette des Arize-Massivs der Fall ist. Hier lassen sich deutlich fünf kar-artige Nischen feststellen, in denen wallförmige Moränen liegen oder aus denen solche tiefer am Gehänge herabsteigen, alles Formen, die sich in keiner Weise auf der topographischen Karte 1:80 000 erkennen lassen, da diese nur Andeutungen von vereinzelter, offenbar fluviatilen Einzugsstrichtern enthält. Die hier beigegebene, nach der Natur gezeichnete Abbildung vermag am besten einen Ueberblick über jene Formen zu geben, die ohne Zweifel durch gut entwickelte kleine Lokalglletscher geschaffen worden waren (siehe Abbildung 94).

Die erste Nische, die sich unmittelbar nördlich des Col de Port befindet, ist von einfacher Gestaltung, während die zweite, die sich vom 1674 m hohen Roc Blanc herabzieht, eine deutliche Stufenbildung zeigt; unterhalb derselben reicht die hufeisenförmige Endmoräne bis zur Strasse, zu P. 1220 m herab. Die dritte Nische verrät noch ihren Ursprung aus seinem Erosionsstrichter, indem sie sich nach oben weitet, dann aber stufenförmig abfällt und sich nach unten zuspitzt.

Die vierte Nische ist die grösste von allen. Sie liegt am Südhang des oben genannten Picou de Berne und zeigt eine gut entwickelte Karform mit trogartigem Querprofil. Die aus dieser

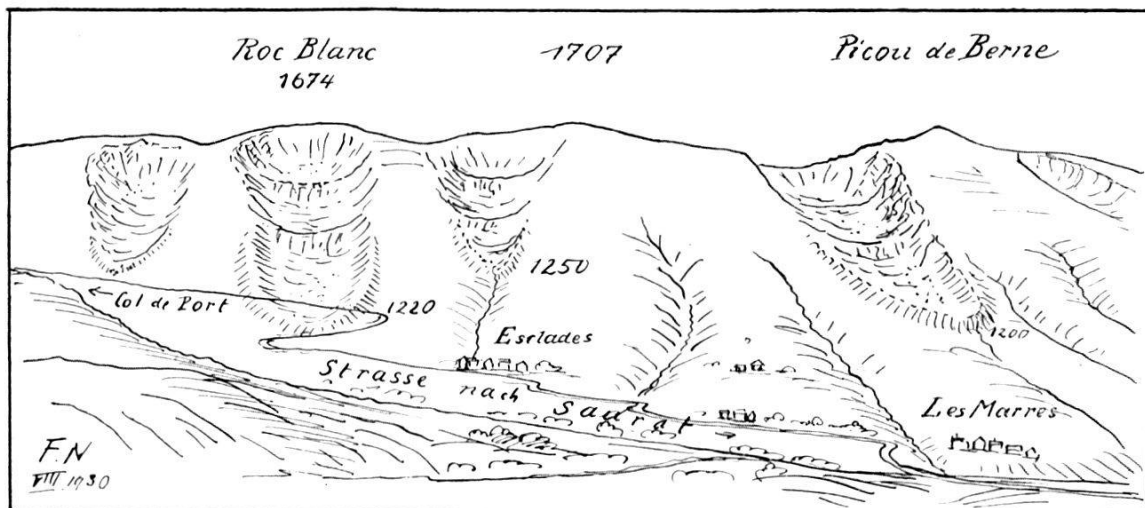


Abbildung 94. Blick auf den von Karen und karartigen Nischen gegliederten Südhang des Hauptkammes des Massif de l'Arize mit dem Picou de Berne, 1716 m.

Hohlform führende Endmoräne reicht bis 1200 m hinab. Die fünfte Nische besitzt bedeutend geringere Dimensionen, ist aber durchaus glazial geformt.

Für diese kleinen Kar- oder Hängegletscher ergibt sich nach der Höhe des Einzugsgebietes und der Lage der Endmoränen eine Höhe der Schneegrenze von 1400 bis 1450 m.

In der Annahme, dass sich auch am Nordabhang der Hauptkette des Arize-Massivs Spuren lokaler Gletscher finden würden, reiste der Verfasser im folgenden Jahre von Foix aus ins Einzugsgebiet des Arget. Er begab sich zuerst nach Serres, das auf einer diluvialen Talterrasse liegt; von da wanderte er südwärts nach dem Dorf Cantirac und über die Weiler Le Peyrou und Légrillon in das Waldgebiet von Brassac hinauf. Von hier führt ein gut angelegter, aber offenbar wenig begangener Weg dem steilen Abhang des Bergvorsprunges entlang durch dichten Buchenwald; zur Linken floss ein Bach in tiefem und schmalen V-Tal. In etwa 1150 m gelangt man zum Forsthaus von Roques, wo vereinzelte Granitblöcke liegen, und etwa 50 m höher weitet sich allmählich der Talhintergrund, und an Stelle eines sehr steil ansteigenden fluviatilen Einzugsstrichters bemerkt man hier über einer Stufe eine flach ansteigende Nische, deren Boden von Schuttwällen eingefasst ist. Auch kommen vereinzelte grössere Granitblöcke vor, während im Bachbett der anstehende Felsboden Schiefer erkennen lässt. In 1400 bis 1500 m Höhe wird der stark von Gebüsch und Farnkraut bewachsene Nischenboden fast eben und teilweise sumpfig. Nach der Höhe ist er von einem steilen Berghang umrahmt. Diese Nische liegt am

Abhang zwischen den beiden über 1700 m hohen rundlichen Gipfeln der Hauptkette.

Eine ebenfalls deutlich entwickelte, mit steiler Felsumrahmung versehene karartige Nische lässt sich auf der Nordseite des 1674 m hohen Roc blanc (L'Homme Mort) feststellen. Aus ihr zieht sich ebenfalls ein kurzer Schuttwall weiter talabwärts. Ein drittes ähnliches Kar ist östlich des Picou de Berne eingesenkt; in ihr entspringt der Bach von Ganac.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, dass auch das nur 1600 bis 1700 m hohe Gebirgsmassiv der Arize in der Eiszeit Schauplatz einer Lokalvergletscherung gewesen ist. Diese hat sich bei der tiefen Schneegrenze von 1400 bis 1450 m Höhe entwickeln können. Diese auffallend tiefe Lage der Schneegrenze, die ihr Analogon, wie wir sahen, im « Massif de Tabe » gefunden hat, soweit es die am Nordabhang vorgekommenen Talgletscher des Touyre und des Lasset anbetrifft, erklärt sich aus der geographischen Lage der untersuchten Gebirgsgruppe am äussersten Nordrande der Pyrenäen, einer Zone, die sich, wie heute, wohl auch in der Eiszeit durch starke und häufige Niederschläge ausgezeichnet hat. Diese Erklärung drängt sich uns auf im Hinblick auf die hohe Lage der Schneegrenze der diluvialen Lokalglletscher im Bereiche der Cerdagne, die bekanntermassen ein relativ regenarmes Gebiet darstellt (siehe *H. Gaussen*, Lit. 48).