

Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 35 (1942-1943)

Artikel: Orographische und morphologische Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen. 1. Teil
Autor: Nussbaum, Fritz
Kapitel: C: Das Hochland der Cerdagne
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-322947>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 26.11.2024

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

C. Das Hochland der Cerdagne.

I. Ueberblick.

(Siehe die Uebersichtskärtchen Abbildungen 2 und 3.)

Unter diesem Hochland verstehen wir das Gebiet der Cerdagne im weiteren Sinn, nämlich die beiden hochgelegenen Beckenlandschaften der Cerdagne und des Capcir und die sie im Norden und Süden bzw. Westen umrahmenden Gebirgslandschaften. Es sind dies nördlich der eigentlichen Cerdagne das Carlitte- und das Puig Pedros-Massiv, im Süden zunächst die westlichen Ausläufer der Puigmalkette, an die sich sodann westlich des Col de Tosas die 2530 m hohe Tossa de Alp und hierauf der isoklinale Längskamm der Sierra del Cadi anschliessen.

Dieses Hochland, dessen Becken in 1100 bis 1600 m Höhe ü. M. liegen, während die randlichen Gebirge Höhen von 2660 bis 2921 m erreichen, ist das Quellgebiet mehrerer bedeutender Flüsse, die nach verschiedenen Richtungen abfliessen; so die Tet nach Osten, der Aude erst gegen Norden, um sich im Unterlauf ebenfalls ostwärts dem Mittelmeer zuzuwenden, während die Ariège und die Oriège sich in die Garonne und somit in den Atlantik ergiessen; demnach verläuft über das Carlitte- und Pedros-Massiv die europäische Wasserscheide zwischen Atlantik und Mittelmeer; dem letzteren strömt überdies noch der Segre zu, der in der Puigmalkette entspringt, aber von allen übrigen Gebirgsgruppen zahlreiche Nebenflüsse erhält, von denen noch die Rede sein wird. Unter ihnen sei hier schon der von rechts einmündende Rio Carol genannt, der das nordsüdlich verlaufende grosse Quertal durchzieht, dem sowohl in orographischer Hinsicht wie verkehrs-geographisch eine besondere Bedeutung zukommt.

Eigenartig ist der Umstand, dass die drei Hauptflüsse unseres Hochlandes, der Segre, die Tet und der Aude dieses Gebiet mit starkem Gefälle in Engtälern und Schluchten verlassen und damit in die Mittellaufstrecke eintreten; von der Talbildung der Tet unterhalb Mont-Louis war bereits die Rede; weit grossartiger ist das Engtal des Aude, das der Fluss nördlich des Capcir durchmisst; es sind die Gorges de St. Georges, die eine Länge von 25 km besitzen und die aus dem Grunde sehr aus-



Abbildung 1. *Die Landschaft am Col de la Perche bei Bolquère.
Blick von der Moräne oberhalb Planès gegen NW.
Im Hintergrund Gipfel der Carlitte-Kette (Seite 87).*



Abbildung 2. *Die Landschaft westlich Mont-Louis bei Odeillo;
im Vordergrund Perche-Niveau mit Siedlungen
dahinter Verflachungen des Camporeils-Niveaus (Seite 88).*

(Aufnahmen des Verfassers.)



Abbildung 3. *Rundbuckel-Landschaft im Quellgebiet der Tet mit Blick auf den Stausee von La Bouillouse (Seite 90).*

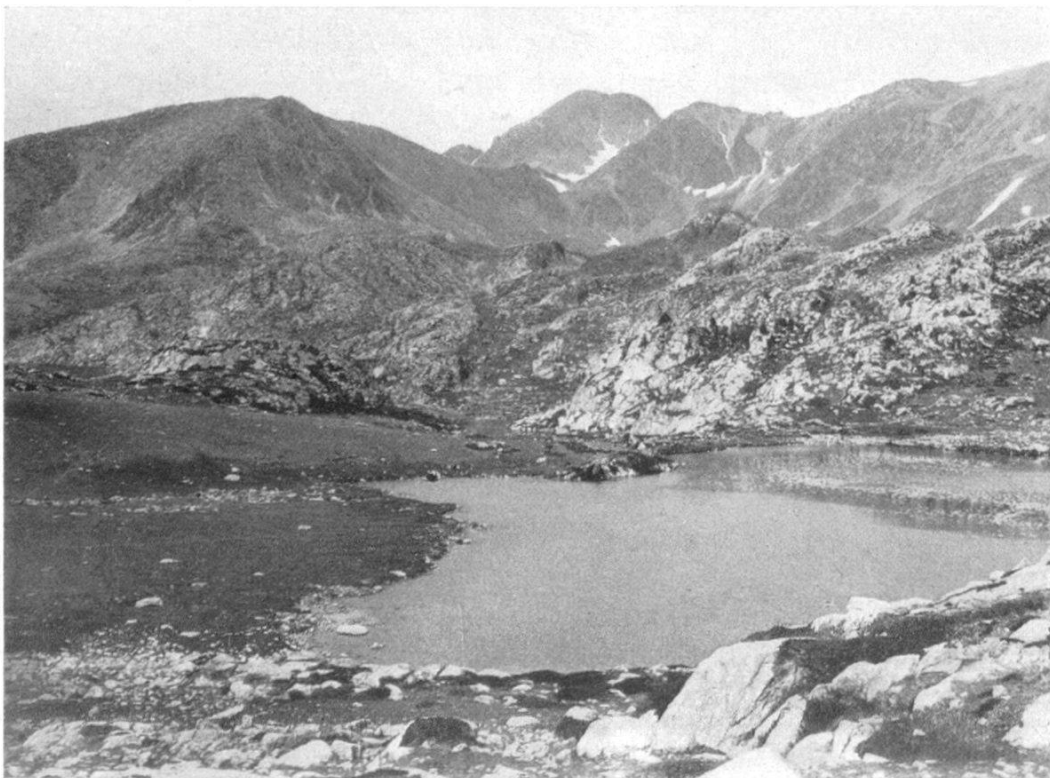


Abbildung 4. *Etang de la Dougnes mit Blick auf den Pic Carlitte (Seite 90).*

(Aufnahmen des Verfassers.)

geprägt sind, weil sie tief in die Plateaus des Donézan und von Bourgeat eingeschnitten sind. Die Anlage einer guten Poststrasse von Quillan nach dem Capcir durch diese Schlucht ist ebenso bemerkenswert wie die der Strasse durch das Tal der Tet nach dem Col de la Perche herauf. Die Talengen des Segre befinden sich zwischen Bellver und dem Becken von Seo de Urgell, und sie sind in 150 bis 200 m hohe Terrassen eingeschnitten, die wohl als Reste eines alten Talbodens gelten dürfen. Auch durch diese Engen ist in neuerer Zeit eine Strasse angelegt worden, an der der frühere Hammerschmiedeort Martinet eine nicht unwichtige Station bedeutet.

In diesem Zusammenhang sei auch der in nordsüdlicher Richtung durch das relativ dicht besiedelte Hochland der Cerdagne verlaufenden Verkehrslinien gedacht, nämlich der grossen Strasse, die aus dem Tal der Ariège über den Col de Puy-morens (1931 m) durch das Tal des Rio Carol nach Bourg-Madame und Puigcerda und von hier südwärts über den Col de Tosas nach Ripoll und Barcelona führt. In gleicher Richtung verlaufen auch die 1928 und 1929 fertig erstellten normalspurigen Bahnlinien, nämlich die von Ax-Les-Thermes nach Latour de Carol und die von hier an nach der katalanischen Hauptstadt. Latour de Carol ist auch Endstation der schmalspurigen elektrischen Bahnlinie, die durch das Tal der Tet über den Col de la Perche führt. Leider haben der spanische Bürgerkrieg sowie der unmittelbar darauffolgende zweite Weltkrieg, durch den Frankreich eine besonders schwere Belastung und Heimsuchung erfuhr, die Benutzbarkeit und die Rentabilität der genannten, mit besonders grossen Kosten erstellten Pyrenäenbahnen ganz ausserordentlich beeinträchtigt.

Schliesslich sei noch auf die Tatsache hingewiesen, dass die nördlichen Randgebirge, namentlich das Carlitte-Massiv und das westlich des Quertales der Ariège aufragende Aston-Massiv, eine ausgesprochene Klimascheide darstellen. Hier stösst, wie namentlich *H. Gaussen* (Lit. 1) ausgeführt hat, das feuchte atlantische Klima Westfrankreichs, mit seinen starken sommerlichen Niederschlägen und häufigen Nebeln, mit dem vorwiegend sommertrockenen mediterranen Klima zusammen, was ganz besonders auffällig auch in der Verschiedenartigkeit des Pflanzenkleides zum Ausdruck gelangt. Dem dichten Waldbestand und dem weit hinauf reichenden Graswuchs der Bergweiden in den nördlichen Berggruppen stehen die dürftig bewachsenen z. T. steppenartigen Berghänge der eigentlichen Cerdagne und der südlichen Randgebirge gegenüber, wo Föhren und immergrüner Buschwald vorherrschen.

Der Hinweis auf die klimatischen Unterschiede, die andernorts noch näher erörtert worden sind (Lit. 2), erscheint aus dem

Grunde nicht ganz unwichtig, weil solche offenbar auch schon während des Eiszeitalters vorhanden gewesen zu sein scheinen; dies geht insbesondere aus der ungleichen Lage der damaligen Schneegrenze hervor (Lit. 3).

Obgleich die Becken der Cerdagne und des Capcir eine hohe Lage besitzen, haben wir es hier mit Verflachungen zu tun, die sich bereits in der jüngeren Miocänzeit im Zustand der Aufschüttung befanden, wiewohl damals ihre absolute Lage niedriger gewesen sein dürfte als heute. Zu den jungmiocänen, lakustren Bildungen (Lit. 4) sind sodann mächtige pliocäne und später auch diluviale Ablagerungen getreten, in die sich die Flüsse der Postglazialzeit mehrfach neu eingeschnitten haben. Daher tritt uns namentlich in der Cerdagne ein ganzes System von Terrassen entgegen, wodurch die Beckenlandschaft ein bezeichnendes Gepräge erhält; es wiegt demnach hier das Element der gestuften, meist nur niedrigeren Flachformen vor.

Im Gegensatz zu den Becken weisen die Gebirge überall die Merkmale weitgehender Talvertiefung und Abtragung auf. Eigentümlicherweise lassen die gerundeten Bergkämme fast überall Züge eines sanfter geformten Mittelgebirges erkennen, das von typischen Erosionstälern durchfurcht ist; aber zugleich treten uns in den höheren Zonen auch die Abtragungsformen der eiszeitlichen Gletscher nämlich Kare, Talstufen, Riegel, Trogtäler und Seebecken, entgegen, und die tieferen Talabschnitte weisen vielerorts sehr gut erhaltene, langgezogene und landschaftlich stark hervortretende Moränenwälle der ehemaligen Gletscher auf.

Besonders lehrreich durch die Mannigfaltigkeit dieser verschiedenen Landschaftsformen ist vor allem das Massiv des Pic Carlitte.

II. Das Pic Carlitte-Massiv.

(Vergleiche hiezu die Abbildungen 36 — 45 und Taf. I—III.)

Die das Becken der Cerdagne im N begrenzenden Gebirgsgruppen erstrecken sich auf eine Länge von 50 km bis zum Quertal des Valira de Andorra; sie werden durch die 1931 m hohe Quersattelung des Col de Puymorens in zwei Hauptgruppen geteilt, in eine östliche, das Pic Carlitte-Massiv und eine westliche, das Puig Pedros-Massiv. Dieses besitzt eher eine west-östliche Längsausdehnung, während sich das Carlitte-Massiv in südwest-nordöstlicher Richtung bis zum Port de Paillères (1972 m) ausdehnt, der die wichtige Wasserscheide zwischen Aude und Ariège bildet. Nördlich von diesem Längssattel weist das

Gebirge vorherrschend Mittelgebirgscharakter auf; nur wenige Gipfel erheben sich hier über 2000 m, und nach N hin nimmt die Höhe der Kämme und Bergrücken ziemlich regelmässig ab, so dass sich hier das Bild einer breiten Gipfelflur ergibt, die aus einer Rumpffläche herausgeschnitten erscheint.

Aber auch bei den beiden eben genannten höheren Gebirgsgruppen lässt sich eine auffallende Uebereinstimmung der Gipfelhöhen feststellen. So tritt uns zunächst die Höhe des höchsten Gipfels des Carlitte-Massivs von 2921 m an dem fast gleich hohen Puig Pedros von 2914 m entgegen. Beide Gipfel überragen nur um 70 bis 100 m mehrere in ihrer Nachbarschaft aufragende Gipfel, von denen weiter unten des nähern noch die Rede sein wird. Betrachten wir zunächst die Anordnung der Ketten und Täler des Carlitte-Massivs.

1. Orographische Gliederung.

Es handelt sich hier um ein vielgliedertes und stark durchtaltetes Massiv, bei dem wir zwei benachbarte, nahezu parallel zu einander verlaufende Hauptketten unterscheiden können, von denen je nur nach einer Seite hin mehrere Nebenketten abzweigen. Der östliche Hauptkamm, der den Pic Carlitte trägt, beginnt am Quertal des Rio Carol und erstreckt sich auf eine Länge von zirka 31 km bis zu dem bereits genannten Port de Paillères hin. Der westliche Hauptkamm setzt am Col de Puy-morens ein und endet mit 20 km Länge am Tal der Oriège; dies ist einer der beiden Flüsse, die in der zwischen beiden Hauptketten liegenden Längstalflucht entspringen; diese wird durch einen kurzen 2500 m hohen Querkamm unterbrochen, der die beiden Hauptkämme verbindet. Das nach SW abfließende Gewässer ist die Font-Vive, die im untern Talabschnitt als Rio de Carol bezeichnet wird. Im obersten Abschnitt der beiden genannten Flüsse liegen Bergseen, die zu den grössten der Pyrenäen zählen, so beispielsweise der Etang de Lanoux (Lit. 5).

Die orographische Westgrenze des Carlitte-Massivs wird durch das tief eingeschnittene Quertal der Ariège gebildet, nach welchem die Seitenketten des westlichen Hauptkammes steil abfallen. Dagegen dachen sich die Ausläufer des Ostkammes sanfter und allmählich breiter und flacher werdend zum Becken des Capcir und zum Plateau von Donezan ab, das ebenfalls von Nebenflüssen des Aude entwässert wird.

Der östliche Hauptkamm setzt sich aus den folgenden drei nach Richtung und Höhe verschiedenen Abschnitten zusammen:

- a) Vom 2586 m hohen Puncho, östlich Porta, in nordöstlicher Richtung über den 2806 m hohen Pic du Col Rouge und

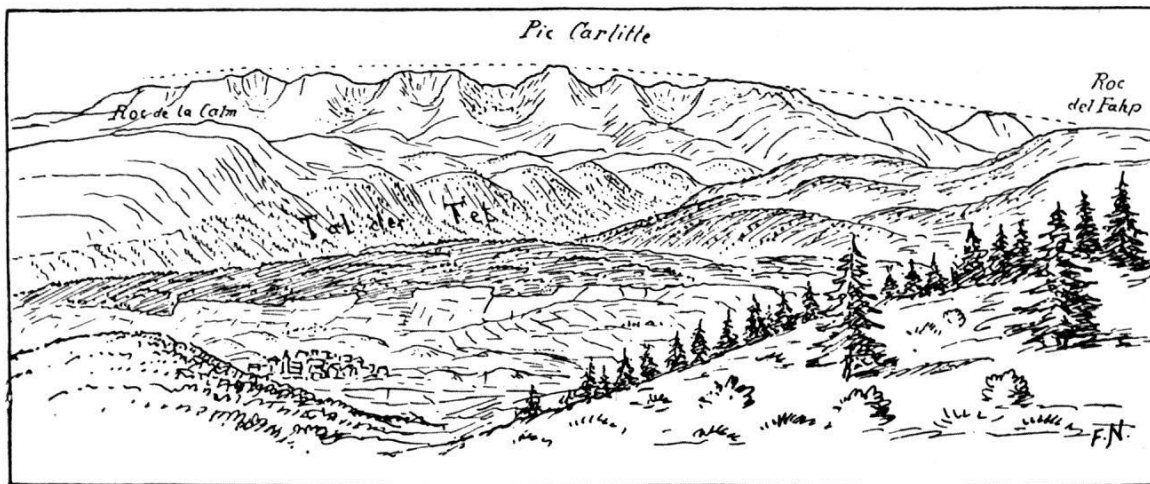


Abbildung 36. *Blick vom Pic de Tausses gegen W. auf das Carlitte-Massiv (Gipfelflur).*

Im Vordergrund das Dorf Llagone, nördlich des Roc de la Calm die Rundbuckellandschaft von Pradeille.

den Pic Carlitte (2921 m) zur 2397 m hohen Porteille de Lagrave; Länge 12 km.

- b) Von dem genannten Quersattel an in nordnord-östlicher Richtung über die Pique Rouge zum Pic de Camporeils, dem der 2870 m hohe Pic Péric südlich vorgelagert ist, zum Pic de Mortes, dem Pic de Moustier (2608 m); es folgen der Pic de Terres (2549 m) der Pic de Baxouillade (2554 m) und der Roc Blanc (2543 m), Länge 12 km.
- c) Von hier in nordnord-westlicher Richtung über den Pic de Balbonne (2322 m) den Pic de Las Liauses (2166 m) zum 2366 m hohen Pic de Tarbessou, der steil über den Pic de Mounégou (2099 m) zur Porteille Paillères abfällt; diese Strecke misst 7,5 km, der gesamte östliche Hauptkamm somit 31,5 km.

Abgesehen von der relativ tiefen Einsattelung der Porteille de Lagrave, die mitten in der Zone der bedeutendsten Gipfelhöhen auftritt und durch eine die Granitmassen durchziehende Schieferzone bedingt ist, zeigt die Kammlinie, die von SW her verhältnismässig stark auf 2921 m angestiegen ist, nordwärts ein fast gleichmässiges Abfallen auf 2608, 2554 bis auf 2322 und 2366 m.

Ein ähnliches Bild der von einer zentralen Erhebung, dem 2831 m hohen Pic Perdroux, nach beiden Seiten allmählich abnehmenden Gipfelhöhen weist auch die westliche Parallelkette auf, die am Col de Puymorens ihren Anfang nimmt. Hier treten in der Nähe des genannten höchsten Gipfels verschiedene Er-



Abbildung 37. *Der Pic de Tarbessou, von N. gesehen,
ein Karling mit ausgeprägten Karformen.*

hebungen in 2660 bis 2700 m Höhe auf, denen solche von 2420 bis 2500 m folgen. Während nun diese Kammzone sowie die von ihr westwärts abzweigenden Nebenketten vorherrschend durch schmale, steile Gipfel und z. T. gratförmige Käme gekennzeichnet sind, treten an den Ausläufern der Carlitte-Kette, die sich ostwärts nach dem Capcir sowie südost- und südwärts gegen die Cerdagne hin senken, ausgesprochen breite Rückenformen, ja sogar plateauartige Verflachungen in 2200 bis 2400 m auf, die auf sehr alte, weitgehende Abtragungsvorgänge schließen lassen.

2. Rücken- und Plateauformen.

Auf die im Carlitte-Massiv vorkommenden alten Landformen ist in der Literatur mehrmals hingewiesen worden (Lit. 6, 7, 2); sie haben jedoch nirgends eine eingehende Darstellung gefunden.

Schon am Hauptkamm des Pic Carlitte lassen sich ausgesprochene Rückenformen erkennen; sie erscheinen südwestlich des Hauptgipfels bereits in der Höhe von 2835 m und senken sich mit dem Kamm zum Puncho auf 2586 m. Dieser Kamm ist auf der Südostseite durch mehrere Kare gegliedert, die offenbar aus früheren fluviatilen Einzugstrichtern hervorgegangen sind. Gleiches gilt auch für die meisten übrigen, meist mit kleinen Seen versehenen Kare, die vom Pic Carlitte an zu beiden Seiten des Kammes auftreten und sich in grosser Anzahl bis zum Pic de Tarbessou hin verfolgen lassen; vom Col de Lagrave an sind daher auch die Gipfel als steile, sich zuspitzende Karlinge ausgebildet. Ein gutes Beispiel eines Karlings bietet auch der Pic de Tarbessou (Abbild. 37). Aus kleinen Karseen gehen die Tet

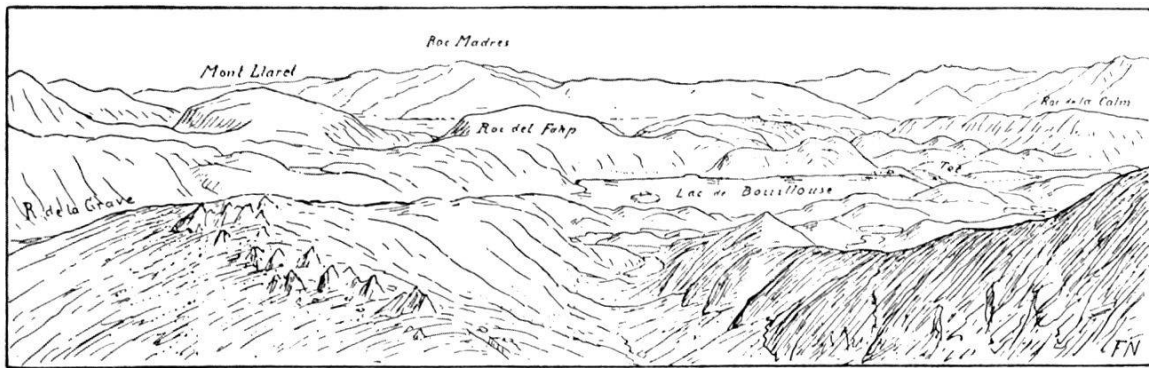


Abbildung 38. *Blick vom Pic Carlitte gegen O.*

Man erkennt beim Lac de Bouillouse Hochflächenreste (Mont Llaret. Roc del Fahp), südlich davon Rundbuckel, im Hintergrund das Roc Madres-Massiv.

der R. d'Angoustrine, der Rio Carol, der Aude, die Bruyante, die Oriège und viele ihrer zahlreichen Quell- und Zuflüsse hervor. Man gewinnt den Eindruck, dass die Karbildung im nördlichen Abschnitt des Carlitte-Massivs besser entwickelt sei als im südlichen. Viele dieser Kare sind überdies als Treppenkare ausgebildet; in Stufen fallen sie zu den ehemals vergletscherten meist trogförmigen Tälern ab, die 200 bis 300 m tief in flache Erhebungen eingeschnitten sind; diese Verflachungen stellen zufolge ihrer Höhenverhältnisse die Reste eines ehemals zusammenhängenden, senilen Reliefs dar. Es dürfte sich dabei keineswegs um ein flaches Gelände, sondern um eine Landschaft mit sanft abfallenden, niedrigeren Erhebungen gehandelt haben, deren Höhen um 200 bis 300 m differiert haben mochten. Dies ergibt sich aus den folgenden tatsächlichen Feststellungen:

So finden sich südlich und östlich des ersten Abschnittes der Carlitte-Kette, unmittelbar an den Hauptkamm angelehnt, Verflachungen in 2400 bis 2500 m, die auswärts stufenförmig zu tieferen, breiten Terrassen oder Plateaustücken abfallen. Beginnen wir im Westen des Hauptkammes, so stoßen wir hier auf die sanftwelligen Geländeteile des Col de l'Homme Mort in 2346 m, des Pic Padre in 2344 m, des Serrat des Loups in 2365 m und südlich des Pic Carlitte auf die breite, flach gewölbte Verebnung Las Tausés in 2538 m.

Diesen flachen Vorsprüngen, zwischen denen muldenförmige, wenig vertiefte Tälchen eingesenkt sind, ist eine um durchschnittlich 600 m tiefere Verebnungszone als breite Terrasse vorgelagert, deren Höhen bei Brangoly und Dorres in 1580 bis 1680 m liegen.

Nun folgt ostwärts das tief eingeschnittene Trogtal des R. d'Angoustrine; zwischen den Quellbächen dieses Flusses dehnen sich breite, leicht gewölbte und teilweise mit Rundbuckeln

versehene Verflachungen in 2460 m, 2290 und 2254 m aus; ihre Fortsetzung wird gegen SO hin durch die eigentümliche, sanft südwärts geneigte, wellige Hochfläche des Roc de la Calm, 2215 m, gebildet. Ihr ist auf der Südseite die von konsequenten Bachtälchen zerschnittene Terrasse in 1500 bis 1600 m vorge-lagert, auf der die Dörfer Targassonne, Egat, Odeillo und Bol-quère liegen. Diese Terrassenfläche, die mit einem zirka 200 m hohen Steilabfall den Nordrand des östlichen Cerdagne-Beckens bildet, setzt sich ostwärts in das Niveau des Col de la Perche bei Mont-Louis fort (s. Abbild. 39 und Tafel I).

Das genannte Plateau des Roc de la Calm fällt auf der Nord-seite steil zu dem glazial geformten Tal der Tet ab, das hier zwischen dem künstlich gestauten «Marais de Bouillouse» und Mont-Louis eine südöstliche Richtung besitzt, während der Fluss oberhalb von Bouillouse von Norden, vom Pic Péric herströmt. Oestlich dieses Talstückes und nördlich des andern Abschnittes erheben sich ebenfalls mehrere breite Rücken und Plateau-stücke, so der Roc del Fahp, 2147 m, der Mont Llaret, 2370 m, und der 2474 m hohe «Pic de la Palme», der alles andere als ein scharfgeformter Gipfel ist. Hier schliesst sich gegen NW hin das von zahlreichen kleinen Seen belebte «Plateau des Estangs de Camporeils» an, das in 2240 bis 2260 m östlich der Hauptkette vorgelagert ist. Die Seen von Camporeils, die von *L. Gaurier* näher untersucht worden sind (Lit. 5) werden von zwei Zuflüssen des Aude, nämlich vom R. de Lladure und dem R. de Galbe ostwärts entwässert.

Das trogförmige Tal des R. de Galbe wird auf der Nord-seite von einem 10 km langen Bergkamm begleitet, der von der Hauptkette, beim Pic de Baxouillade nach O abzweigt; seine von zahlreichen Bachgräben zertalten Hänge, die im Pic de Ginevra bis 2382 m hoch ansteigen, sind stark bewaldet; am Nordfuss des genannten Gipfels liegt ein schöner Karsee, der Etang de Quérigut, der von dem gleichnamigen Bach nach N hin entwässert wird.

Von diesem Bergkamm sowie von der Hauptkette zweigen mehrere kürzere, firstförmige Nebenkämme in nördlicher und nordöstlicher Richtung ab; sie gehen bald in niedrigere und breite bewaldete Rücken über, an die sich flachere Geländewellen des 1000 bis 1200 m hoch gelegenen Plateaus von Donézan anschliessen.

Dieses Plateau wird von ebenfalls relativ flachen Tälern des R. de Quérigut, de l'Artigue, der Bruyante und des R. de Paillères durchzogen. Wo sich diese Flüsse vereinigen, bevor sie in einem tiefen Engtal das Plateau verlassen, liegt das Dorf Rouze, westlich davon Mijanès, und im südlichen Teil des Plateaus stehen an den genannten Bächen die Ortschaften Arti-

gues, Le Pla und Quérigut. Mehrere Burgruinen erinnern an die Zeiten der Feudalherrschaft; bemerkenswert sind noch jetzt die Ueberreste des ehemals sehr stattlichen Chateau d'Usson, hoch über dem tiefen Engtale unterhalb Rouze.

Ueberblicken wir die Gesamtheit der betrachteten alten Landformen im Gebiet des Carlitte-Massivs, so erkennen wir zum mindesten zwei verschiedene Niveaus, ein höheres in 2200 bis 2400 m und ein tieferes in rund 1600 m Höhe. Das letztere entspricht in der Randzone des Cerdagne-Beckens dem Niveau des Col de la Perche; das höhere dürfte bedeutend älter sein und wird überdies noch von der eigentlichen Gipfflur überragt.

Nach dem ausgedehnten Seenplateau von Camporeils sei es das Camporeils-Niveau genannt.

Im Plateau des Donezan dürfte die Höhe von 1100 bis 1200 m dem Perche-Niveau entsprechen.

Ueber die Altersfrage dieser Abtragungsformen werden wir uns nach Betrachtung der übrigen Formen und Gebiete des Hochlandes der Cerdagne noch näher äussern.

Vorerst sollen zu den bereits aus der Literatur bekannten Angaben noch einige Erörterungen über die Talbildung und die eiszeitliche Vergletscherung des Carlitte-Massivs gebracht werden.

3. Talbildung und Eiszeit.

Wie in der Literatur mehrfach erwähnt wurde, lassen sich im Hochlande der Cerdagne, speziell im Carlitte-Massiv, unzweifelhafte Spuren einer namhaften Vergletscherung in der Eiszeit nachweisen. Aeltere Darstellungen geben hiefür in erster Linie wohlerhaltene Moränen bei Mont-Louis, bei Angoustrine, bei Fourmiguères und bei Latour de Carol an, und es werden demnach mehrere Talgletscher von bedeutender Längenausdehnung angenommen (Lit. 8). Der Verfasser konnte sodann zahlreiche Rundbuckel, abgeschliffene Felsriegel und namentlich Kare und Seebecken als weitere Zeugen eiszeitlicher Gletscher aufführen und für das eigentliche Carlitte-Massiv eine diluviale Schneegrenze von 2100 bis 2200 wahrscheinlich machen. Ferner wurden ausser den grossen eigentlichen Talgletschern auch zahlreiche kleine Hänge- und Kargletscher nachgewiesen (Lit. 10, 2).

Bei der angegebenen Höhe der diluvialen Schneegrenze ragte weitaus der grösste Teil des 31,5 km langen östlichen Hauptkammes in das eiszeitliche Firngebiet empor und gab in Verbindung mit den vorgelagerten hohen Verflachungen Anlass zu einer sehr bedeutenden Vereisung und zwar sowohl auf der östlichen Abdachung wie auch in der zentralen Längstalfucht und in den westlichen Gebirgsgruppen. Dabei kam es auf der

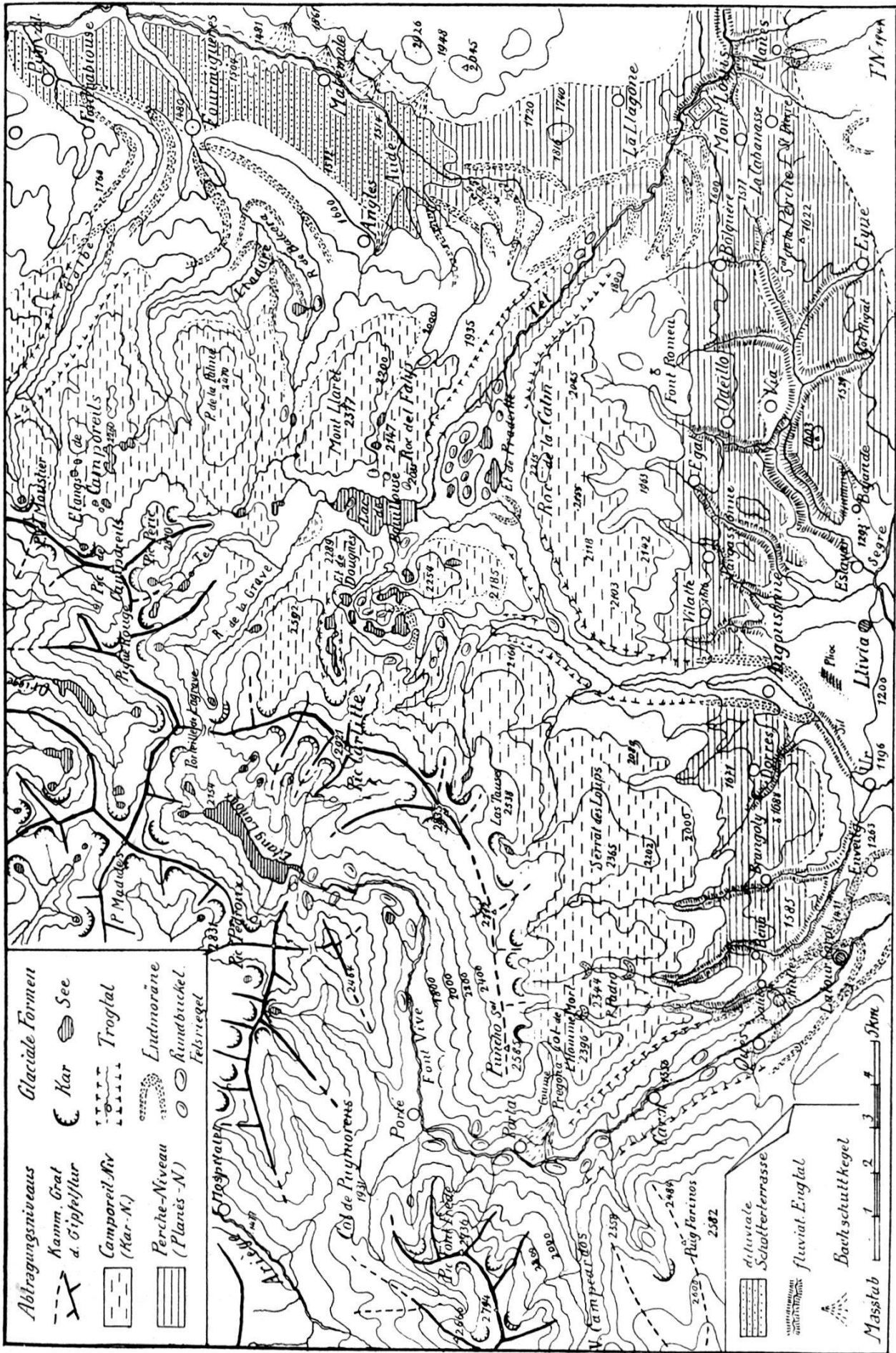


Abbildung 39. Morphologische Kartenskizze des Pic Carlitte-Massivs.

Ostseite des Carlitte-Massivs in zwei Gebieten geradezu zu einer Art Plateauvergletscherung, indem von ausgedehnten Firngebietten das Eis nach verschiedenen Seiten abfloss und die Bildung mehrerer Gletscherzungen bewirkte, die sich nach verschiedenen Tälern und Flussgebieten hinabbewegten.

Ein besonders bemerkenswertes derartiges Gebiet befand sich östlich der Hauptkette, vom Pic Occ. de Col Rouge (2835 m) auf eine Länge von 10 km bis zur Pique Rouge, und die von hier abfließenden Eismassen ergossen sich in die bereits vorhandenen Täler des R. d'Angoustrine, der Tet, des Aude und des R. de Balcera, eines Seitenbaches des R. de Lladure. Es entstanden demnach verschiedene Bifurkationen über vertiefte Wasserscheiden, die in der Tat, wie man beispielsweise im Quellgebiet des Aude und der Balcera, nördlich des Roc de Fahp und des Roc Llaret sehen kann (s. Abbild. 38), in abgeschliffenen Felsbuckeln die deutlichsten Spuren des übergeflossenen Eises aufweisen. Dementsprechend ist auch das gegenwärtige Gewässernetz in diesem Gebiet ziemlich verwickelt, und der Verlauf der verschiedenen Talzüge lässt verschiedene Möglichkeiten ihrer Entwicklung zu.

Von den 8 auf der topographischen Karte eingezeichneten Quellbächen, die auf der oben angegebenen Strecke der Hauptkette entspringen, machen 4 den R. d'Angoustrine, 3 die Tet aus, und einen haben beide Flüsse gemeinsam, indem die Wasserscheide zwischen ihnen durch den kleinen, in einem Felsbecken gelegenen Etang de Dougues verläuft, der zwei Ausläufe besitzt. Dieser Etang liegt in einer wahren Seenplatte; denn er befindet sich in unmittelbarer Nachbarschaft von 9 andern, in ungefähr 2100 m Höhe gelegenen, kleinen Seen, die ganz ausgezeichnet zu der glazial geformten, mit Rundbuckeln, Moränen und Findlingen übersäten, fast kahlen Granitlandschaft gehören (Abbild. 39 und Tafel II, 4).

Eigenartig ist sodann der Charakter des Tettales ober- und unterhalb des Staudammes von La Bouillouse. Als ziemlich breites Trogtal erscheint im obersten Abschnitt das Tal des R. de La Grave als eigentliches Haupttal, in welches die Tet in gewundenem Lauf von N her mit einer Stufe einmündet. Das fast geradlinig in südöstlicher Richtung verlaufende Tal des R. de La Grave biegt nun nach 5,5 km langer Strecke in 2040 m Höhe nach Süden um, weist hier noch zwei flache, durchschnittene Felsriegel auf und erweitert sich dann zu dem ehemaligen «Marais de Bouillouse». Südlich davon setzt sich nun das breite Tal in gleicher Richtung fort, nimmt dann einen kleinen Quellfluss des R. d'Angoustrine auf und wird schliesslich zum östlichen, trogförmigen Seitental dieses Flusses. Die Tet aber biegt unterhalb von La Bouillouse gegen SO um und

durchbricht hier in gestuftem Engtal eine ausgeprägte Rundbuckellandschaft, in der neben erloschenen auch einige wirkliche Seen in Felsbecken vorkommen, so der Lac de Pradeille, der Etang Noa und der Et. Long (siehe Abbild. 36). Unterhalb dieser von Nadelwald bestandenen Rundbuckellandschaft wird das Tal der Tet stellenweise etwas breiter, weist einige Verebnungen, sogenannte «Pla», aber noch zahlreichere Rundbuckel auf, und unterhalb P. 1660 folgen mehrere Rückzugsmoränen, während die äussersten Endmoränen bekanntlich unmittelbar westlich Mont-Louis liegen.

Diese unterschiedlichen Talformen und ihre eigenartige Verbreitung im Gebiet der Tet lassen den Gedanken aufkommen, dass vor der Eiszeit die gesamte 12 km lange, oben erwähnte Strecke des Hauptkammes einzig vom R. d'Angoustrine entwässert worden sei, dass die Tet, ähnlich wie der Aude, erst am Aussenrand des Massivs ihre Quellen gehabt habe, und dass die Rundbuckellandschaft von Pradeille nichts anderes sei als eine stärker, als dies beim Aude der Fall war, vom transfluierenden Eise niedergeschliffene Wasserscheide zwischen Tet und R. d'Angoustrine, welche letzterer bekanntlich dem Segre tributär ist; denn dass der R. d'Angoustrine durch rückschreitende Erosion seine Täler im Einzugsgebiet stärker vertiefen konnte als die beiden andern Flüsse, ist wohl auf die bedeutend tiefere Lage seiner Erosionsbasis in 1200 m, gegenüber 1600 m an der Tet bei Mont-Louis, zurückzuführen.

Ohne Zweifel bestand das Tal der Tet oberhalb Mont-Louis bis zur Gegend von Pradeille lange vor der Eiszeit, mindestens auf eine Länge von 9 bis 10 km; mit einem mittleren Gefälle von 35 bis 40 ‰ mündet es bei Mont-Louis auf das Niveau des Col de la Perche aus, das bereits vor der Pliocänzeit existierte. Ähnliches gilt für den Oberlaufteil des Audetales, das in 1600 m Höhe ins tertiäre Becken von Capcir einmündet.

Ein zweites Gebiet einer ansehnlichen Plateauvergletscherung war das bereits mehrfach erwähnte in 2250 bis 2400 m Höhe gelegene Seenplateau von Camporeils, das sich über eine Fläche von zirka 25 km² ausdehnt. Das Eis bewegte sich von hier ostwärts in die drei Täler der Galbe, der Lladure und der Balmette hinab, die gegen das Dorf Fourmiguères hin konvergieren, wo sich auch prachtvoll erhaltene Moränenwälle zweier Talgletscher zusammenschliessen. Bis zu den äussersten, bis 1500 m hinab reichenden Moränen betrug die Länge der Gletscher 10 bis 12 km. Ihre Moränen, die sich 4 bis 5 km weit bergwärts verfolgen lassen, überragen das östliche flache Gelände und die Sohlen der alten Gletschertäler um 100 bis 150 m. Allerdings ist sehr wohl denkbar, dass diese Mächtigkeit zum Teil auch auf einen Sockel aus anstehendem Gestein

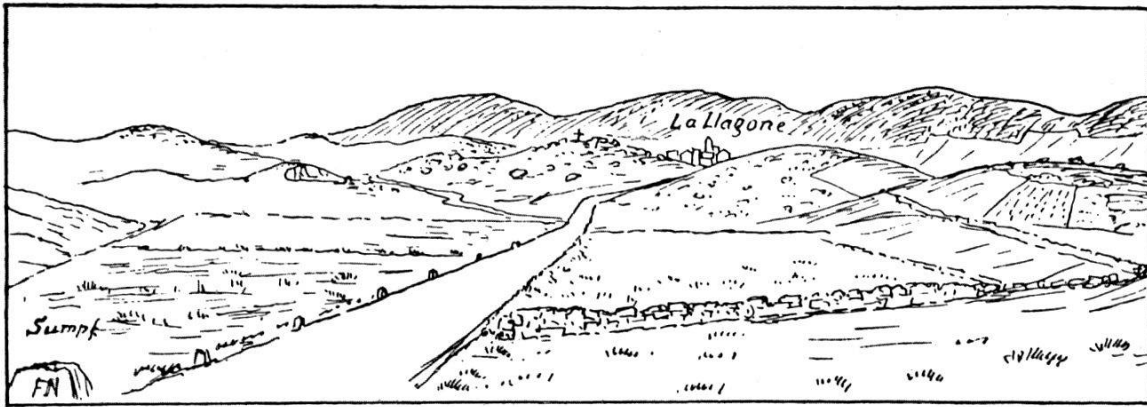


Abbildung 40. *Landschaft nördlich von Mont-Louis,
mit der Wasserscheide bei Llagone.*

zurückzuführen ist, der namentlich in den höher gelegenen Teilen, wo die Wälle beginnen, zutage tritt (s. Tafel III, Bild 5).

Oberhalb des erwähnten Dorfes Fourmiguères finden sich sodann im trogförmigen Tal des Lladure mehrere gut erkennbare Rückzugsmoränen, so namentlich bei den Quoten 1636 und 1722. Im Endmoränengebiet des Galbe-Gletschers liegt das Dorf Fontrabieuse, von wo sich eine Schotterterrasse nortostwärts bis zum Dorf Puyvalador hinab verfolgen lässt, in die sich der Fluss 10 bis 15 m tief eingeschnitten hat. Eine gleiche Bildung zeigt sich auch unterhalb Fourmiguères, sowie im obern Teil des Capcir-Beckens, wo eine sehr breite Schotterterrasse von den Endmoränen des Aude-Gletschers weg sich ausdehnt; auf ihr steht westlich von Matemale der Wald «Forêt de la Matte». Ueber diese Schotterterrassen, die sich über 10 km weit in süd-nördlicher Richtung ausdehnen, führt die grosse «Route Nationale Nr. 118», welche die genannten Dörfer miteinander verbindet und die in südlicher Richtung über die in 1720 m Höhe gelegene breite Wasserscheide zwischen Aude und Tet nach Mont-Louis führt (siehe Abbild. 40). Diese Gegend, mit dem Dorf Llagone, ist durch eine aus Granithügeln gebildete Landschaft gekennzeichnet, in der der anstehende Fels alle Anzeichen einer starken mechanischen Verwitterung aufweist und an mehreren Orten nur Anhäufungen von Felsblöcken darstellt. Die gleiche Erscheinung von «Wollsackformen» findet sich auch westlich des Dorfes Targassonne bei dem Weiler Vilate, dort unter der Bezeichnung «Le chaos» bekannt (s. Tafel III, Abb. 6).

Unmittelbar westlich von dieser Blockbildung verläuft die linke Ufermoräne des ehemaligen Angoustrine-Gletschers in südlicher Richtung; auf der andern Talseite reicht ein gleicher mächtiger, an Granitblöcken reicher Wall beim Dorf Villeneuve in die Talsohle von 1310 m hinab, während östlich dieses Dorfes Gletscherschutt teils anstehende alte Schiefer, teils geschichtete

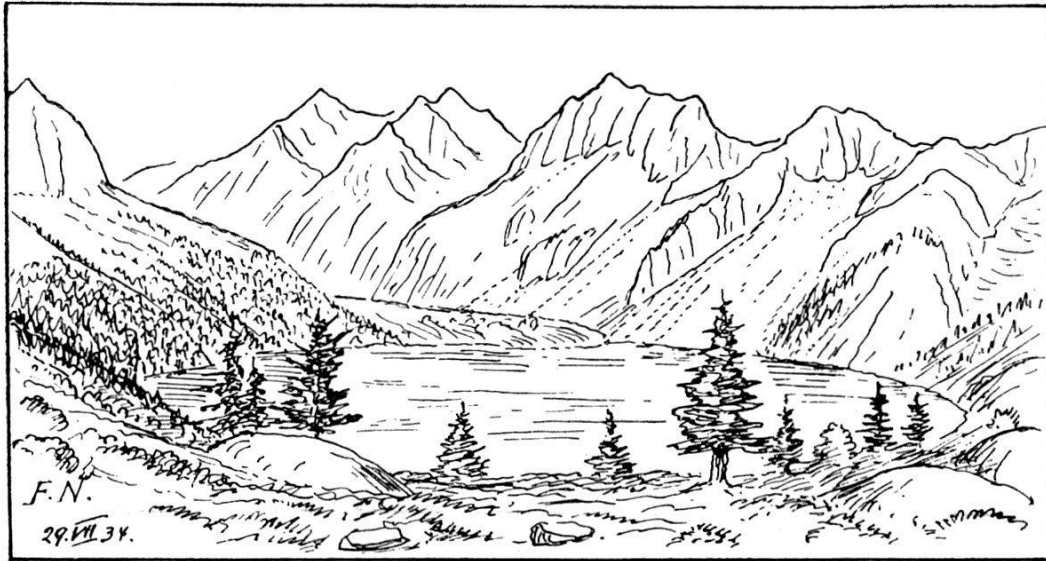


Abbildung 41. *Der Etang de Laurenti im Tal des R. d' Artigues, Donézan.*

Schotter des pliocänen Cerdagne-Sees überlagert; diese ihrerseits ruhen obermiocänen, kohlenführenden Sedimenten auf.

Im Gegensatz zu den beiden eben betrachteten Gebieten einer ehemaligen Plateauvergletscherung befanden sich im Donezan mehrere ansehnliche Gletscher von eher alpinem Typus, deren Firne in 6 verschiedenen von steilen felsigen Kämmen eingefassten Bergkesseln lagen; in diesen finden sich verschiedene typische Karseen, wie der bereits genannte Et. de Quérigut, sodann um nur die grösseren zu nennen, der häufig besuchte Et. de Laurenti, die Etangs von Balbonne, Estagnet und von Rabousoles; hier liegen drei Bergseen, die seinerzeit auch von *L. Gaucier* untersucht worden sind, in verschiedenen Stufen eines ausgesprochenen Treppenkar (Lit. 5).

Auch die übrigen Bergseen befinden sich in Karen, die mit ausgeprägten Stufen talwärts abfallen. In den auf sie folgenden Talstrecken ist zwar das Querprofil sehr unregelmässig, vorwiegend V-förmig; doch treten überall auch abgeschliffene Riegel auf.

Der eben genannte Etang de Laurenti befindet sich bei näherer Betrachtung zwar wie ein Karsee oberhalb einer sehr deutlichen, abgeschliffenen Talstufe, aber zugleich am untern Ende eines durch einen Felsriegel abgeschlossenen, 2 km langen Hochtäälchens; dieses wird auf beiden Seiten von Kämmen begleitet, die mit ihren steilen, spitzigen Gipfeln und schmalen Gräten durchaus alpinen Formcharakter aufweisen, der ohne Zweifel zur Hauptsache auf langandauernde nivale Abtragungsvorgänge während der Vergletscherung zurückzuführen ist (vergl. Abbild. 41).

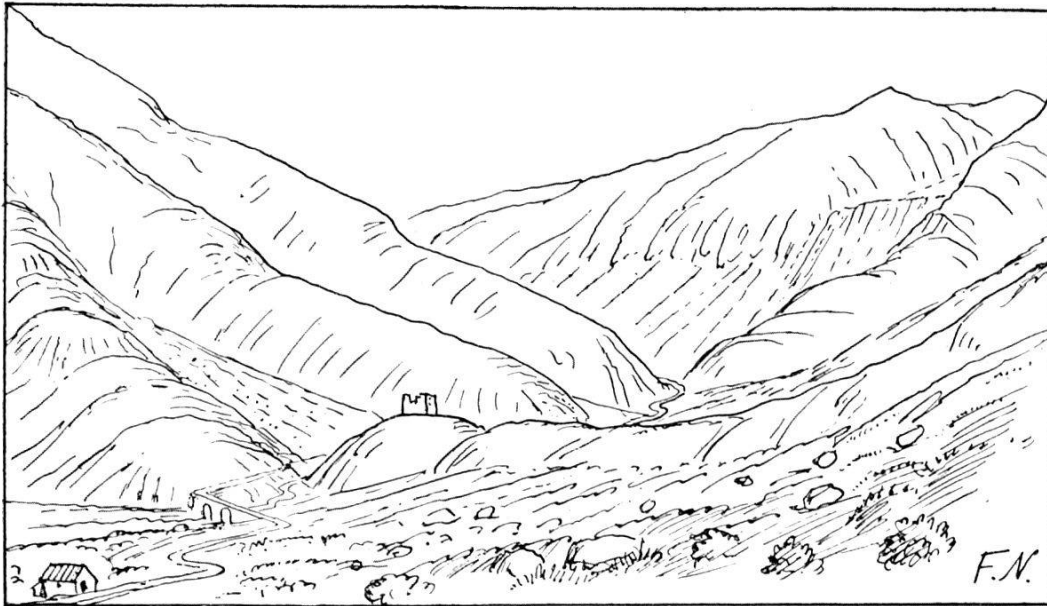


Abbildung 42. *Das Tal des Rio de Carol unterhalb Porté, mit Felsriegeln. Blick talabwärts.*

Besonders wohl entwickelt sind nun die Moränen jener alten Gletscher, von denen der grösste, der im Tal der Bruyante, eine Länge von 11 km besass und dessen Endmoräne 1 km unterhalb des Dorfes Rouze in 840 m liegt. Weiter talaufwärts folgen verschiedene deutliche Rückzugsmoränen. In seiner maximalen Ausdehnung der letzten Eiszeit setzte sich der Bruyante-Gletscher aus 4 verschiedenen Komponenten zusammen, während der Artigues-Gletscher, dessen Endmoränen bis zu den Dörfern Artigues und le Pla reichen, aus zwei Firmulden hervorging. Auch in diesem Tal kommen mehrere Rückzugsmoränen vor. — Die langgezogenen Moränenwälle dieser Gletscher bilden ein wichtiges Element in der welligen Plateaulandschaft des Donezan.

Auffällig ist nun der Umstand, dass in diesem Gebiet nur in zwei vereinzelt Gipfeln die Höhe von 2550 m erreicht wird, dass die mittlere Kammhöhe zirka 2300 m beträgt, und dass demnach die eiszeitliche Schneegrenze hier auf keinen Fall höher als 1800 m angesetzt werden darf; das arithmetische Mittel aus Bergumrahmung und Gletscherende ergäbe beim Artigues-gletscher, der in zirka 1100 m Höhe endete, sogar nur 1700 m.

Es zeigt sich demnach, dass in diesem nördlichen Teil des Carlitte-Massivs die diluviale Schneegrenze wesentlich tiefer lag als im zentralen und südlichen Teil.

4. *Das Tal von Carol.*

Unter den genannten Tälern des Hochlandes von Cerdagne verdient auch das Tal von Carol nach seiner Lage und seiner Formgestaltung die Aufmerksamkeit des Beobachters. Vor allem

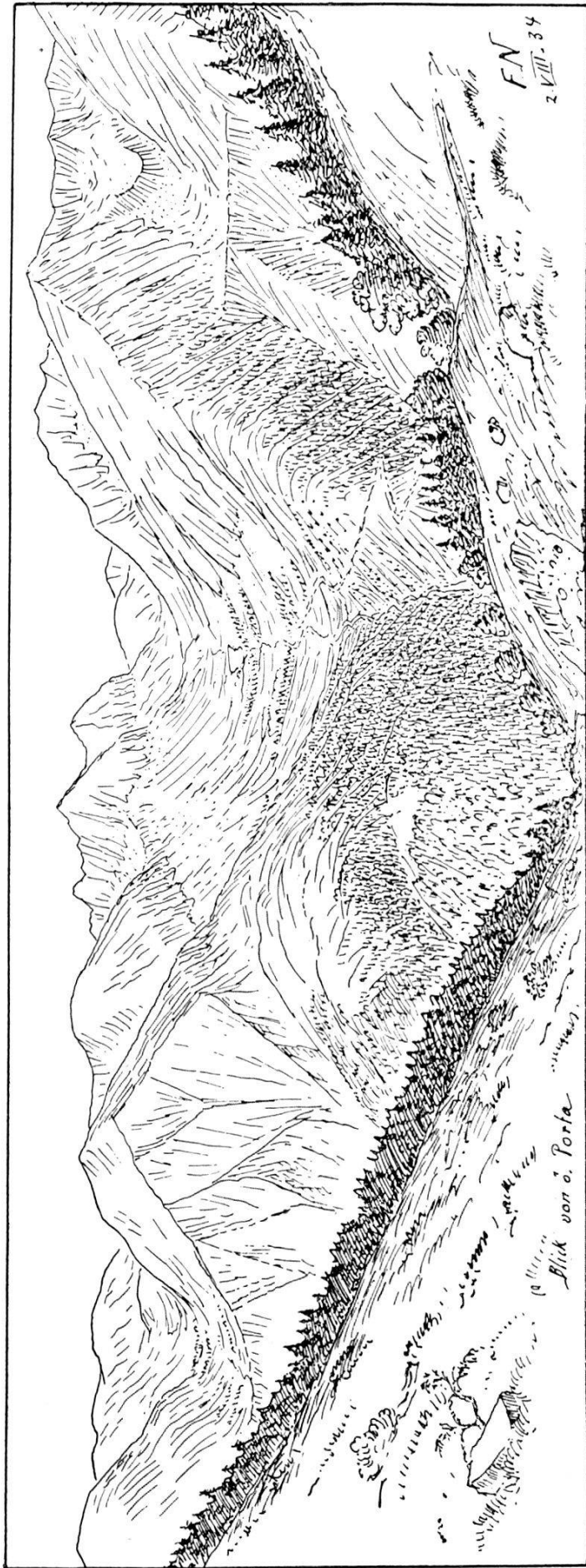


Abbildung 43. Blick vom Hochtälchen von Pregona (östlich Porta) gegen W. auf das trogförmige Seitental Campcardos (Mitte), sowie auf die kleineren, karförmigen Hängetäler von Malfowal (links) und am Pic Font Frède (rechts); hier ist eine wagrechte Terrasse sichtbar, die durch die rechtsseitige Ufermoräne des Carolgletschers gebildet wurde.

Im Val Campcardos erkennt man deutlich eine Schlipfkehle am südlichen Hang, am Ausgang Rundbuckel.

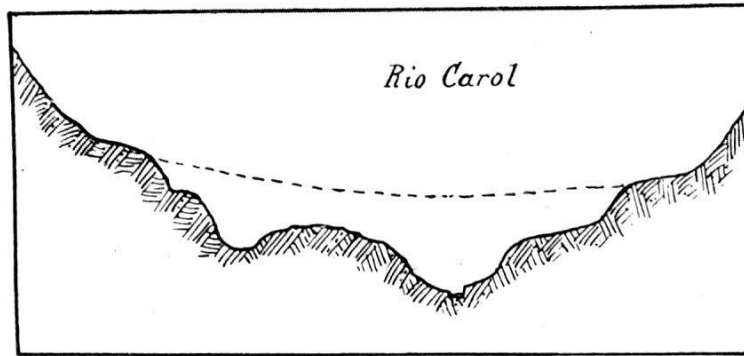


Abbildung 44. *Querprofil des Caroltales bei Quès mit Felsriegel.*

ist es durch sehr auffällige Züge der bodengestaltenden Wirkung der eiszeitlichen Gletscher gekennzeichnet. Nicht nur weist es oberhalb des Grenzstädtchens Puigcerda gut entwickelte, weit hin verfolgbare End- und Ufermoränen auf, an die sich breite Schotterterrassen anschliessen, sondern auch das weiter aufwärts gelegene Tal zeigt in seiner Trogform und seinen zahlreichen abgeschliffenen Rundbuckeln und Felsriegeln die abtragende und abschleifende Wirkung des ehemaligen Gletschereises. Und das östliche Einzugsgebiet ist eine weitgeöffnete Beckenlandschaft mit dem 2 km langen, in den Felsboden eingetieften Lac de Lanoux, zu dem sich auf drei Seiten zahlreiche, mit kleinen Seen versehene Kare, darunter mehrere Treppenkare öffnen.

Der Carol-Gletscher, der in der maximalen Ausdehnung der letzten Eiszeit bei Enveitg, unweit der heutigen spanisch-französischen Grenze, endete, in einer früheren Vereisung sich noch etwas weiter südwärts ausdehnte (Lit. 2), besass eine Länge von 27 km und bei Carol eine Mächtigkeit von zirka 500 m. Diese Grössenentwicklung war offenbar durch das bedeutende und hochgelegene Einzugsgebiet bedingt, das sich einesteils über das östlich des Col de Puymorens gelegene Längshochtal mit dem genannten Lac de Lanoux, andernteils auch westlich des erwähnten Passes über die östlichen Ausläufer des Puig Pedros-Massivs ausdehnte.

Das Haupttal setzt sich aus zwei Hauptabschnitten zusammen, einem oberen 12 km langen Längstalstück, das in einer Schieferzone gelegen, sich vom Col de Lagrave bis zum Dorf Porté (1610 m) am Fusse des Col de Puymorens hin erstreckt und in seinem obersten Teil den erwähnten Lac de Lanoux birgt.

Der zweite Hauptabschnitt umfasst das 15 km lange Quertalstück Porté-Enveitg, dessen mittleres Gefälle 30% ausmacht.

Mit bedeutender Stufe fällt das obere Talstück von den mit schönen Gletscherschliffen bedeckten Felsriegeln unterhalb des



Abbildung 5. *Trogtal mit mächtigen Ufermoränen oberhalb Fourmiguères, Blick nach W. (Seite 92).*



Abbildung 6. *Verwitterungs-(Wollsack)formen des Granits «Le Chaos» bei Targasonne (Seite 92).*

(Aufnahmen des Verfassers.)



Abbildung 7. *Das Tal des Rio de Carol bei Enveitg
Blick von der rechten Ufermoräne gegen Osten (Seite 133).*



Abbildung 8. *Landschaft mit Kar auf der Südseite
des Port de Perafita, Puig Pedros-Massiv (Seite 109).*

(Aufnahmen des Verfassers.)

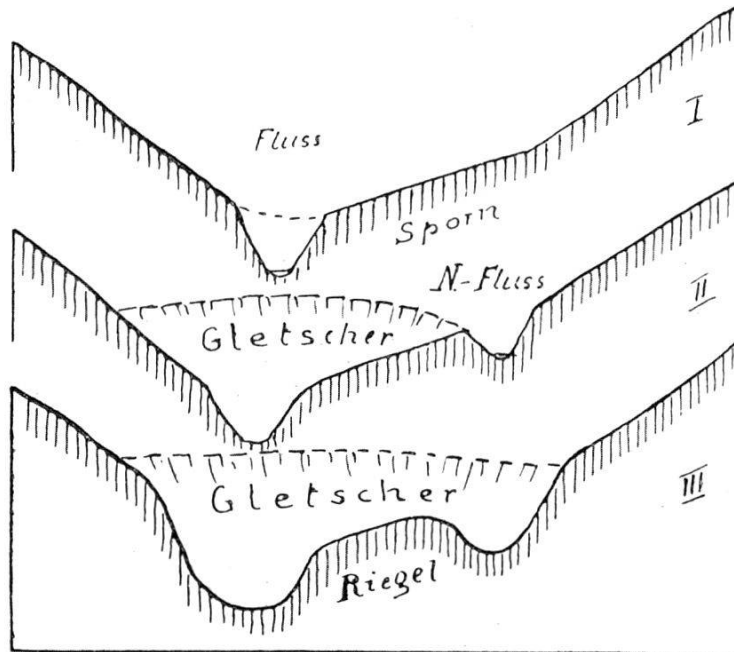


Abbildung 45. Die Entstehung von Felsriegeln aus Bergspornen durch Fluss- und Gletschererosion.

Lac de Lanoux ab; es weist mehrere Verengungen und beckenförmige Weitungen auf, und sein Gefälle beträgt auf 8 km 67 ‰. An seinem linken, südlichen Talhang erkennt man in zirka 400 m relat. Höhe eine schön entwickelte Schriffkehle. Der Fluss heisst in diesem Abschnitt Font Vive; der Name ist auch einem kleinen See gegeben, der auf der rechten Talseite in einer muldenförmig vertieften Terrasse liegt.

Bei Porté vereinigen sich drei Hängetäler mit dem Haupttal, das hier nach S umbiegt und zugleich durch einen mächtigen, über 100 m hohen Felsriegel eingeengt wird (s. Abbild. 42).

Damit beginnt der zweite Abschnitt, das Quertal des Rio Carol. Dieses weist zwar an vielen Stellen deutliche Trogformen mit Uebertiefungsmerkmalen auf, an mehreren Orten wird es aber durch Bergvorsprünge oder Querriegel eingeengt, auf die wieder Talweitungen folgen. In solchen Weitungen liegen die meisten dorfartigen Siedlungen wie Porta, Carol, Courbassill, Quès, Riutès. Die Felsriegel bestehen, wie die benachbarte vom Tal durchquerte Zone, aus Granit, dem südlich Quès wieder eine Schieferzone folgt. An mehreren Orten erkennt man deutlich, dass die Querriegel aus seitlichen Spornen oder Bergvorsprüngen hervorgegangen sind. Ihre Abtrennung ist in erster Linie einem Flusse zuzuschreiben, der durch einen vorstossenden Gletscher auf die Seite gedrängt worden war. In einem späteren Stadium hat der grösser gewordene Gletscher die frühere und die neu entstandene fluviale Rinne durch Ausschleifung vertieft oder doch ausgeweitet (siehe Abbild. 44 u. 45).

Die Hänge des Trogtales sind relativ wenig gegliedert. Auf der linken Talseite münden auf einer Strecke von 12 km nur zwei kleinere Seitentäler ein: Ein solches ist das kurze Hängetal von Pregona, dessen Bach vor Zeiten einen mächtigen Schuttkegel bei Porta abgelagert hat. Das meiste Material dieses Schuttes stammt aus einer seitlichen Moräne des Hauptgletschers, der hier bis 500 m über die Talsohle hinauf gereicht hatte. Weiter oberhalb folgen zwei Kare am Südabhang des 2586 m hohen Puncho (s. Abbild. 39).

Das zweite Tälchen zeigt in seiner Lage sehr deutlich die Ablenkung durch den linken Rand des diluvialen Carol-Gletschers; vom R. de Salit durchflossen, nimmt es seinen Ursprung ebenfalls in einer Karnische des gleichen Kammes, verläuft dann 5 km weit parallel zum Haupttal, aber hoch über dessen Abhang und mündet schliesslich bei Riutès mit hoher Stufe ins übertiefte Haupttal ein.

In ebenso ausgeprägter Weise ist auch das unmittelbar östlich des Salittälchens gelegene 11 km lange Tal von Béna durch den früheren Gletscher und dessen Moräne nach S abgelenkt worden.

Auf der rechten, westlichen Talseite lassen sich ähnliche Lageverhältnisse bei einigen Seitentälchen feststellen; auch diese münden stufenförmig ins Haupttal ein. Unter ihnen ist das vom Puig Pedros-Massiv herabführende Hochtal von Campcardos besonders bemerkenswert. Es verläuft bei einer Länge von 8 km westöstlich, mündet also fast rechtwinklig und mit 120 m hoher Stufe ins Haupttal ein. Es besitzt, wie die Abbild. 43 zeigt, gut ausgesprochene Trogform und beherbergte in der Eiszeit einen bedeutenden Seitenarm des Carol-Gletschers. Das Tal von Campcardos ist gestuft, birgt im obern Teil auch einen kleinen See, und an seinen beidseitigen Hängen öffnen sich mehrere Kare. Ein solches mündet mit einer über 200 m hohen Stufe, wird vom R. de Malfoural durchflossen und liegt südlich von Campcardos, ein zweites nördlich davon am Pic de Font Frède (rechts auf der Abbild. 43); durch eine zirka 500 m hoch gelegene mächtige Ufermoräne des Carol-Gletschers ist hier eine wagrecht verlaufende Terrasse oder Stufe entstanden, die weithin deutlich erkennbar ist. Es handelt sich bei dieser Moräne um ein Gegenstück zu derjenigen im Tälchen von Pregona, östlich Porta.

Ohne Zweifel existierten diese drei genannten westlichen Hochtälchen schon vor der Eiszeit, erhielten aber durch diese ihre heutigen Formen. Ihre hohen Stufenmündungen sind durch die bedeutende Uebertiefung des Haupttales, die bei der Einmündung des Tälchens von Malfoural auf 220 m festgestellt wurde, bewirkt worden.

Südlich vom Hochtälchen des R. de Malfoural nehmen an den 2580 bis 1750 m hohen Bergkämmen mehrere Bäche ihren Ursprung, die südostwärts abfließen, aber dann, ähnlich wie der R. de Salit auf der Ostseite, durch den mächtigen Ufermoränenwall eine Strecke weit gegen S abgelenkt werden, bevor sie sich ins Haupttal ergießen.

Es stellt sich nun die Frage, ob die oben nachgewiesene, bis 220 m ausmachende Uebertiefung des Haupttales glazialen Ursprunges sei oder ob nicht auch fluviatile Talvertiefung dabei mitgewirkt habe.

In dieser Hinsicht ist zunächst darauf hinzuweisen, dass die Erosionsbasis des Rio Carol bei Puigcerda in 1200 m liegt, und dass das Becken der Cerdagne bereits seit dem Miocän existiert, so dass der fluviatilen Eintiefung des Caroltales vor der Eiszeit eine sehr lange Zeit zur Verfügung stand. Nun befinden sich beidseitig des Tales zwischen Porta und Quès tertiäre Abtragungsflächen in 2200 bis 2300 m Höhe, während die Talsohle bei Carol in 1350 m liegt. Die während der Miocän- und der Pliocänzeit erfolgte Talvertiefung erreichte demnach hier den Betrag von zirka 850 m. So beschränkte sich die talbildende Wirkung des Flusses zur Hauptsache auf Tiefenerosion. Immerhin ging diese ohne Zweifel etappenweise vor sich; Bergsporne, Felsriegel und die Lage von Seitentälern lassen einen älteren Talboden in zirka 200 bis 250 m Höhe annehmen. Später, vielleicht im Pliocän, erfolgte eine neue fluviatile Vertiefung, die zugleich eine Uebertiefung des Haupttales gegenüber den Seitentälern bedeutete.

Diese Uebertiefung dürfte in der Eiszeit durch glaziale Erosion noch verstärkt worden sein; aber in welchem Masse dies der Fall war, lässt sich nicht angeben.

III. Das Puig Pedros-Massiv.

1. Topographischer Ueberblick.

Dieses Massiv erstreckt sich bei einer Länge von 35 km vom Col de Puymorens in südwestlicher Richtung bis zum Quertal des R. Valira, des Hauptflusses der Republik Andorra, der fast die gesamte Nordabdachung des Massivs entwässert. Nur dessen östlicher Teil, der vom 2852 m hohen Pic de Font-Nègre überragt wird, gehört den Einzugsgebieten anderer Flüsse, nämlich der Ariège und dem R. Carol, an. Die gesamte südliche Abdachung dagegen wird von mehreren Bächen und Flüssen entwässert, die alle in den Segre einmünden. Durch die von diesen Gewässern durchflossenen Talfurchen ist eine starke Gliederung

des Gebirges erfolgt, und zwar in der Weise, dass infolge der Lage des grössten der südlich gerichteten Täler, des 18 km langen Vale Llosa, eine Teilung in vier einzelne Gebirgsgruppen vorgenommen werden kann; es sind dies die folgenden:

- a) im Osten die eigentliche Puig Pedros-Gruppe, mit dem 2914 m hohen Pic Campcardos als höchstem Gipfel;
- b) im Nordosten die Gruppe des Pic de Font-Nègre, wo die Ariège ihren Ursprung nimmt;
- c) im Norden die Gruppe des 2865 m hohen Pic des Pessons, wo der R. de Valira entspringt und
- d) westlich des Val de Llosa die Gruppe der Tossa de Plana, die hier 2907 m Höhe erreicht, und sich bei einer Länge von 22 km bis zum Quertal des R. de Valira hin erstreckt; diese Gebirgsgruppe besitzt demgemäss, im Gegensatz zu den drei andern, eine ausgesprochene Längserstreckung mit einem ost-westlich streichenden Hauptkamm und mehreren von diesem gegen S abzweigenden und treppenartig abfallenden Seitenkämmen. Zwischen diesen liegen u. a. die Täler von Maranges, Llosa, Aransa und Bescaran, um nur die grösseren zu nennen.

Das ganze rund 500 km² umfassende Gebirgsmassiv ist auf keiner genauen Karte einheitlich dargestellt, weil in ihm die Grenzen dreier Staaten aufeinanderstossen, nämlich Frankreichs, Spaniens und der Republik Andorra. Der Dreiländerstein ist hier allerdings kein Gipfel, sondern die Porteille Blanche d'Andorre, die aus dem Val Campcardos nach dem Val de Llosa hinüberführt und zugleich die orographische Grenzlinie der beiden erstgenannten Gebirgsgruppen bildet. Dementsprechend sind nur einzelne Teile des Massivs in verschiedenen Kartenwerken genauer dargestellt worden, nämlich die Nordostgruppe und Teile der Campcardos-Gruppe auf der Carte de l'Etat Majeur de France, im 1:80 000, die nordwestliche Hälfte des Gebirges auf der Karte von *M. Chevalier*, «Les Vallées d'Andorre», im 1:50 000 und der Südwesten auf der neuen spanischen «Carta topografica militar» im 1:20 000, Hoja 86 (Bl. 1—7), von der mir allerdings nur die Bl. 1 Bescaran und Bl. 7 Bellver zur Verfügung standen. Die beiden topographischen Karten im 1:200 000, die Mapa itinerar militar von Spanien und die Carte de France, feuille n° 77, geben nur ein ganz ungenügendes topographisches Bild des Gebirges (vergl. p. 15 sowie die Uebersichtskarte Abbild. 1, p. 16).

Auffallenderweise kommen zwischen der französischen Generalstarbskarte und der Karte des *M. Chevalier* in den Höhenzahlen einiger Gipfel und Passhöhen nicht unerhebliche Unterschiede vor, so dass gewisse Zweifel an der Richtigkeit be-

ziehungsweise Genauigkeit der topographischen Höhenmessungen der genannten beiden Karten auftauchen können. Dies geht beispielsweise aus der Vergleichung der folgenden Höhenzahlen hervor, von denen die vorderen der französischen, die eingeklammerten der Karte von Chevalier entnommen sind: Pic de Cuvil 2839 (2798), Alt del Grio 2870 (2859), T. Robina 2846 (T. Bobina n. Ch. 2835), P. del Sirven 2816 (2836), Pte. Perafita 2750 (2756), Monturull 2752 (2761), P. Ponso 2524 (2492), Port de Vallcivera 2385 (2480), Port de Perafita 2566 (2640), Porteille Blanche d'Andorre 2519 (2515).

2. Geologischer Bau.

Auch über den geologischen Bau des genannten Gebirgsmassivs besitzt man noch keine in jeder Hinsicht befriedigende Darstellung. Immerhin geht aus den bekannten geologischen Uebersichtskarten von M. de Margerie und F. Schrader, von J. Roussel und von L. Bertrand übereinstimmend hervor, dass es sich hierbei um ein echtes geologisches Massiv handelt, dessen zentrale Teile aus einem Stock kristalliner Gesteine, vorherrschend Granit, besteht, während die randlichen Zonen in wechselnder Breite zur Hauptsache aus paläozoischen Schiefen und andern Sedimenten aufgebaut sind; ihre Lagerung ist offenbar durch die postkarbonische Faltung bedingt, die sich überall in der Zentralzone der Pyrenäen nachweisen lässt (vergl. Abbild. 3, p. 15). Die Karte von Bertrand, die von 1906 stammt, lässt grössere Gebiete des Massivs noch weiss, namentlich die Gegend zwischen Maranges und Bescaran im W, während seine Kartierung der übrigen Teile im allgemeinen mit der von J. Roussel übereinstimmt (s. Lit. p. 25 [2] und p. 26 [18]). Dieser Autor nimmt eine einzige zentrale Granitzone als Fortsetzung derjenigen vom Roc Madres- und Pic Carlitte-Massiv an; diese Zone spitzt sich zwar in südlicher Richtung zu und endet am Segrefluss bei Martinet, während nach Bertrand dieser Fluss auch unterhalb Martinet noch an 3 Stellen schmale Granitzonen schief durchschneidet, die hier mit paläozoischen Gesteinspaketen abwechseln, so dass auf einen schollenartigen Bau dieser Gegend geschlossen werden darf.

Nach J. Roussel treten demnach die alten Sedimente auf der Südabdachung des Massivs in zwei grösseren Gebieten auf, zunächst im Osten, am Südabhang der Campcardos-Gruppe, wo ihre westliche Grenzlinie bis mehrere Kilometer nördlich von Maranges verläuft und sich dann bis zum Unterlauf des R. de Bernera im Val Llosa ausdehnt; sodann im Westen, wo die Zone dieser Gesteine den grössern Teil des Talgebietes von Bescaran umfasst und sich bis jenseits des Quertales des R. Valira aus-

breitet. Von den sieben grösseren Talfurchen der Südabdachung des Puig Pedros-Massivs sind nur die zwei grösseren, das Val Llosa und das von Aransa, vollständig in die Granitzone eingetieft, die sich noch über den Oberlauf des Duran und des Besaranbaches ausdehnt. Südöstlich von Maranges finden sich an den sanften Abhängen bis 1250 m hinauf grobklastische pliocäne Schuttbildungen, die auf eine lebhaftere damalige Abtragung schliessen lassen.

Auf der nördlichen Abdachung des Massivs lässt sich die paläozoische Schiefer- und Sedimentzone des Lac de Lanoux vom Col de Puymorens in westlicher Richtung mit zunehmender Breite bis zu der Nordwestgrenze von Andorra hin verfolgen; in sie ist der bogenförmige Oberlauf des R. Valira eingetieft, während dieser Fluss unterhalb von Eucamps bis unterhalb Andorra-la-Vieja den westlichen Ausläufer der oben erwähnten zentralen Granitzone durchschneidet.

3. Ältere Abtragungsformen.

Wie wir schon bei andern Massiven der östlichen Pyrenäen gesehen haben, lassen sich auch beim Puig Pedros-Massiv alle Anzeichen alter, langandauernder Abtragungsvorgänge erkennen. Denn obwohl seine höchsten Erhebungen die Meereshöhe von 2900 m übersteigen, viele andere diese nahezu erreichen, haben wir es doch nicht mit einem Gebirge zu tun, das allgemein die bekannten Hochgebirgsformen aufweist, sondern mit einer Gebirgslandschaft, die nach ihren vorherrschenden Formen weit eher an ein Mittelgebirge von der Art des um 1500 m niedrigeren Schwarzwaldes oder des hievor beschriebenen 2470 m hohen Roc Madres-Massivs erinnert. Seine Kämme und Gipfel zeigen in den grossen Profillinien die flach rundlichen Formen breiter Rücken und Kuppen, die sich über ausgedehnten, etwas niedrigeren Verflachungen erheben, und ihre Hänge fallen mit zunehmender Steilheit in meist schmale, V-förmige, tief eingeschnittene Flusstäler ab. Mit Ausnahme der Gebirgsgruppe des Pic de Font-Nègre, wo schärfer geformte Gipfel und gratartige Kämme aufragen, treten uns in den übrigen Gruppen des Puig Pedros-Massivs vorherrschend die Formen alter subaerischer Denudation in Verbindung mit jüngerer fluviatiler Tiefenerosion entgegen. Jedoch stellen sich bei näherer Betrachtung in den oberen Abschnitten der Täler deutliche Trogformen mit mächtigen Moränen lokaler Gletscher, und an den oberen Partien der höheren Kämme und Gipfel sind zahlreiche Karnischen und Felsbecken eingefressen, also alles Merkmale einer ehemaligen nicht unbedeutenden lokalen Vergletscherung, deren Spuren wir im einzelnen noch zu verfolgen haben werden.

Vorerst haben wir uns mit den Anzeichen älterer subaerischer Abtragung zu beschäftigen. Als solche treten uns vorerst eine ausgesprochene Gipfflur, ferner tieferliegende breite Rückenformen, sowie Hochflächen und Terrassen entgegen, welche letztere bis in Höhen von 150 und 200 m über den heutigen Talsohlen auftreten.

a. Die Gipfflur, die im 2914 m hohen Pic Campcardos ihren höchsten Punkt erreicht, lässt sich über alle vier genannten einzelnen Gebirgsgruppen des Massivs mit Höhen von 2800 bis 2910 m hin wie folgt erkennen:

aa) in der Campcardos-Gruppe:

P. Campcardos 2914 m, Puig Pedros 2910 m, P. des Moulinères 2819 m, P. d'en Gait 2818 m, P. d'en Gourts 2810 m;

bb) in der Pic Font-Nègre-Gruppe:

P. Font-Nègre 2852 m, P. de Bayette 2807 m;

cc) in der Gruppe des Pic des Pessons:

P. des Pessons 2865 m, P. des Llops 2858 m, P. de Cuvil 2839 m, Alt del Grió 2870 m, P. d'Ensagents 2824 m (Ch.);

dd) in der Gruppe der Tossa Plana:

Tossa Plana 2907 m, T. de la Muga 2848 m, T. Robina 2846 m, P. del Sirven 2816 m.

Von diesem Gipfel an senkt sich der durch Kare und fluviale Erosionstrichter gegliederte Kamm in westlicher Richtung zunächst nur schwach auf den 2756 m hohen Pic de Perafita, den Pic Monturull 2761 m und den Pic Nègre 2706 m, dann stärker auf die Hochfläche Pla de Claro 2602 m und von da in südwestlicher Richtung erst auf 2552 m Höhe, sodann auf die beiden Buckel P. de Caboreu 2229 m und Roc de Sarse (Rocas de Sarsel) 2155 m.

b. Hochflächen und Eckfluren. In ähnlicher Weise fallen auch die zahlreichen rückenförmigen Seitenkämme in südlicher Richtung auf 2400 und 2150 m ab, um von hier an abwärts in ausgesprochene Verflachungen überzugehen, die terrassen- oder treppenartig aufeinander folgen; so senkt sich der Hauptkamm westlich des ebengenannten Roc de Sarse erst auf die Fläche des Pla de Llosas 2040 m, dann auf die des Bony de Pradal (Turo de Paradel) in 1920 m hinab, dem noch ein tieferer Eckflur La Serra in 1483 m (n. Chev.) vorgelagert ist. Erst von hier an stellt sich ein sehr steiler, teilweise terrassierter Abfall nach dem um 680 m tiefer gelegenen Quertal des Valira ein.

Die wellige Hochfläche in 1920 bis 2040 m, die westlich von Bescaran im Pla de Llosas sehr gut entwickelt ist, erscheint nach

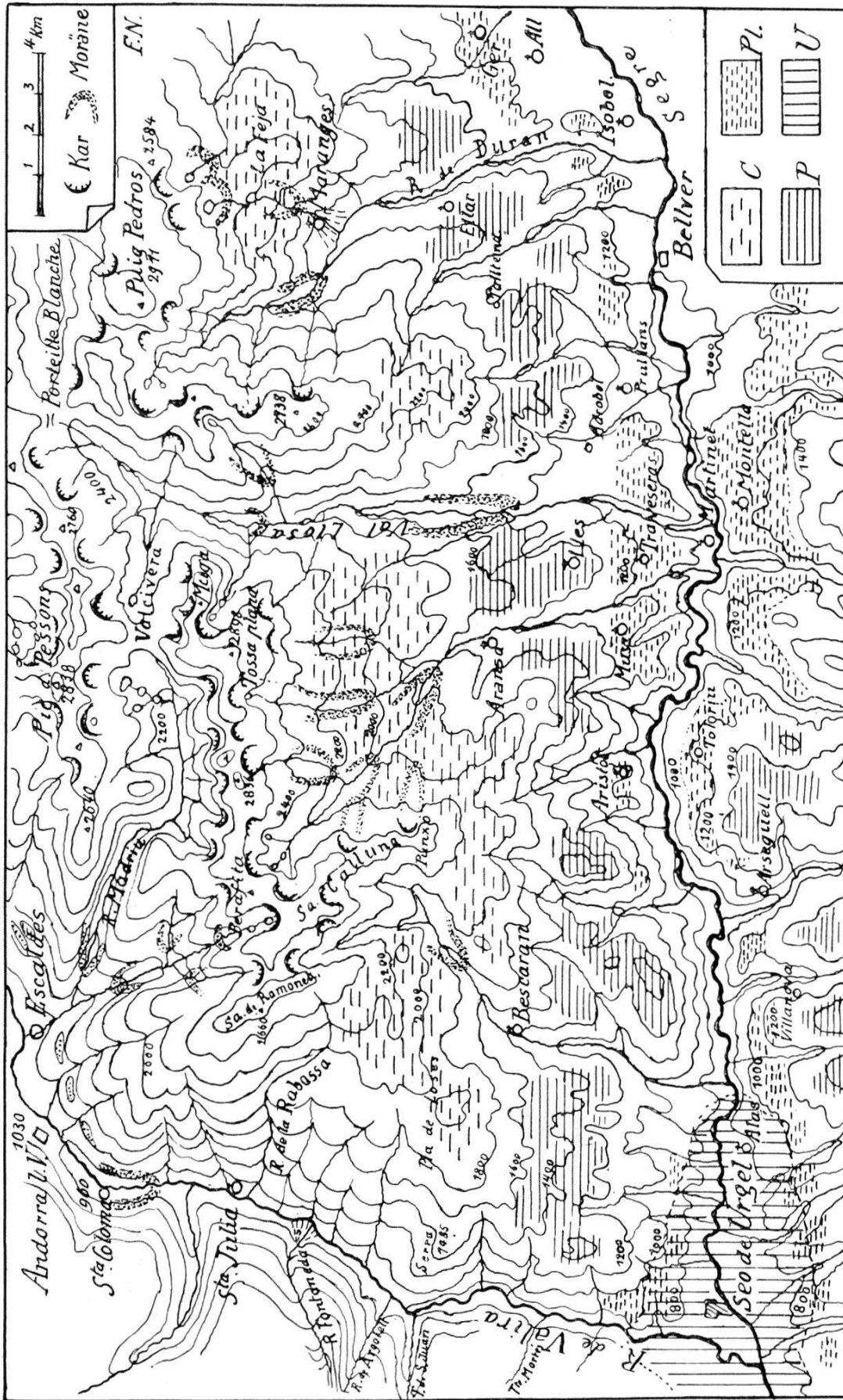


Abbildung 46. Morphologische Kartenskizze des Puig Pedros-Massivs.

C = Flächen des Camporeils-Niveau; P = Fluren des Perche-Niveau; Pl = Pliocäne Terrassen; U = Becken von Seo de Urgel.

der spanischen Carta top. militar auch östlich des Bescarantales im Coll de Midos in 2023 m, und von hier fallen ihre südlichen Ausläufer treppenartig erst auf 1600 m, z. B. im Cerro de San Miguel, dann auf Eckfluren in 1400 m ab. Westlich und nördlich Bescaran finden sich in der Serra de Benat in 1440 m und in der Serra de Palomera in 1940 m Eckfluren.

Gut ausgeprägt sind ferner Hochflächen und treppenartige Eckfluren westlich und östlich des Talgebietes von Aransa (man vergleiche die Abbild. 46 und 48). So läuft die Sa. Albuna, der westlich des Aransatales absteigende Kamm, in Hochflächen beziehungsweise Terrassen aus, von denen die oberste, Pla de Llet genannt, in 2150 m Höhe, andere in 1500 m, 1325 m und in 1180 m liegen; auf der von 1325 m steht das Dorf Mussa, von wo sich uns ein guter Ueberblick nach Osten und Süden über die gesamte Landschaft zwischen der Tossa Plana und der Sierra del Cadi bietet (vergl. Abbild. 51 und 52).

Von hier aus nehmen wir deutlich die Eckflurenlandschaft östlich des Aransatales wahr, wo sich zunächst das Dorf Lles in 1455 m, weiter abwärts die Ortschaft Travesserres in 1167 m befinden. Östlich des Llosatales ist die Eckflurentreppe durch die Lage der Ortschaften Coborriu in 1515 m, Talltendre 1558 m, Orden 1500 m, Ordobol 1340 m und La Serra 1150 m gekennzeichnet. Auch *Pau Vila*, dem wir mehrere dieser Höhenzahlen verdanken (Lit. 12), sind die erwähnten, von Siedlungen, Dörfern und Weilern überbauten Verflachungen aufgefallen. So sagt er über die Lage von Mussa:

«L'agrupament apretat que formen les seves 34 cases es troba en el replà d'un estrep de la curena granítica que separa la Cerdanya de l'Urgellet, molt en sobre del riu d'Aransa.»

Ueber die Lage von Lles lesen wir bei ihm: «Unes 30 cases, que s'apleguen en un replà ben coureat de l'estrep granític que, arrencant de la Tossa Plana de Lles, termenal fronteris d'Andorre, fineix a l'engorjat del Forat de La Seu, possat en relleu per les canals dels rius de la Llosa i d'Aransa.» —

Ebenso sind solche Eckfluren nördlich des Segretals bei Bellver und Prullans sowie östlich des unteren Durantales (Maranges) gut entwickelt; sie treten uns, wie uns Bl. Bellver der Carta topogr. milit. sehr deutlich erkennen lässt, in den abgeflachten Vorsprüngen zwischen dem Serrat de C. Bolvir in 1300 m, im Pla las Sisas in 1360 m, im Serrat de Cardins in 1240 m, 240 m über der Talsohle des Segre und im Vorsprung nordöstlich La Fargavella in 1250 m entgegen; östlich des Durantales finden sich solche Verflachungen beim Tosal de Isobol in 1270 bis 1280 m, beim Dorfe Guils in 1382 m und schliesslich beim Weiler Niula in 1472 m.

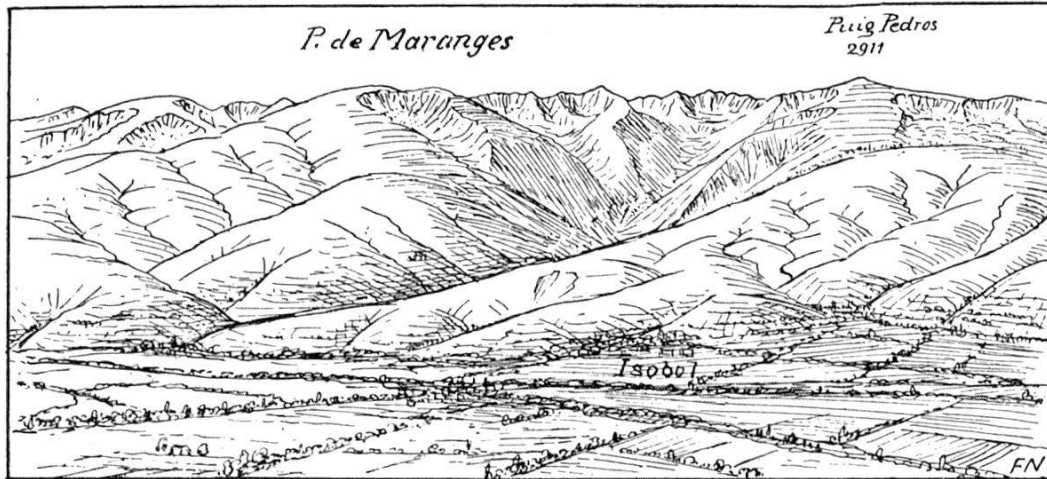


Abbildung 47. Die Puig Pedros-Gruppe, von S.,
von der Tossa de Alp aus gesehen.

Noch höher, nämlich in 2225 bis 2250 m, liegt eine in Granit erhaltene Hochfläche am Südabhang des Puig Pedros, zu der man von Maranges aus in östlicher Richtung ansteigend gelangt, die Feja genannt.

Somit lassen sich auch im Puig Pedros-Massiv, ähnlich wie im Carlitte-Massiv, unterhalb der Zone der Gipfelflur allenthalben deutliche Verflachungen und Eckfluren erkennen, und es dürfte von Interesse sein, dieselben zeitlich zu gliedern und sie nach ihrer Lage in zwei oder mehr Abtragungssysteme einzuordnen. Wir haben versucht, auch in diesem Gebiet die zwei aus dem Carlitte-Massiv nachweisbaren Flächenniveaus zu unterscheiden und sie in der morphologischen Kartenskizze, Abbild. 46 darzustellen, nämlich das Camporeils- und das Perche-Niveau. Wurden für das erstere Verflachungen in Höhen von zirka 2000 bis 2250 m angenommen, so stellten wir die Fluren in 1400 bis 1600 m in das Perche-Niveau. Bemerkenswerter Weise war bereits H. Boissevain zu einer ganz ähnlichen Gliederung in diesem Gebiet gelangt (Lit. p. 14, 34).

Wie wir später sehen werden, korrespondieren die tiefsten Terrassen, die zirka 200 m über dem bei Martinet schmalen, tief eingeschnittenen Segretal liegen, mit solchen südlich dieses Tales, wie sie namentlich bei Montella in guter Entwicklung vorkommen.

4. Talbildung und Eiszeit.

a. Die Täler der Südabdachung.

Unter diesen betrachten wir zuerst das vom Duran-Fluss durchströmte Tal von Maranges, das am Südabhang der Campcardos-Gruppe seinen Ursprung nimmt und sich hier in mehrere Quellläste gliedert. Seine Gesamtlänge beträgt 15 km. Un-

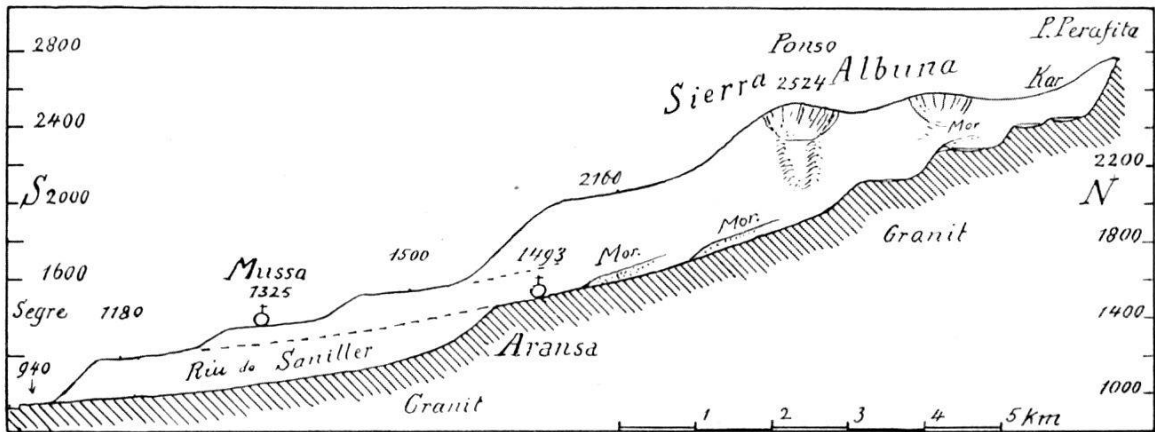


Abbildung 48. Längsprofil durch das Tal von Aransa.

gefähr die Hälfte entfällt auf den schmalen, V-förmigen unteren Teil, der 250 bis 300 m tief in ein höheres Niveau eingeschnitten ist; dieses tritt uns deutlich als sanfter abfallende Hügelflächen entgegen, auf der westlich des Tales die Kulturen der Gemeinde Ellar und in 1347 m das gleichnamige Dorf liegen. 8 km oberhalb der Mündung beginnt das Tal stärker anzusteigen, sich zu weiten und von hier an Trogform anzunehmen; in den breiteren Talboden haben sich Schuttkegel von Wildbächen vorgebaut; auf einem solchen liegt auf der Ostseite des Duran-Flusses in 1590 m Höhe das Dorf Maranges. Von hier erblickt man in nur 900 m Entfernung die wallförmigen Endmoränen des ehemaligen Durangletschers, der bei einer Länge von 5 km bis 1600 m herabgereicht hat und in dessen Einzugsgebiet sich mehrere mit Bergseen versehene Kare befinden. Auch an dem westlichen Seitenkamm haben sich am Pic d'en Gourts (2810 m) und am Pic de Maranges (Carabasa) 2739 m, je ein Kar am Ostabfall gebildet (vergl. Abbild. 47).

Der Wildbach, auf dessen Schuttkegel das Dorf Maranges steht, stammt aus einem in 2260 m Höhe gelegenen Bergsee; dieser füllt den Grund eines am Südabfall des Campcardos eingetieften Kares aus und wird von einem mächtigen, aus Granitblöcken aufgebauten Moränenwall abgedämmt. Aus gleichem Material bestehen auch die Moränen, die den weiter abwärts aus Schiefem bestehenden Abhang östlich Maranges überdecken und hier bis auf 1750 m hinabreichen.

Oestlich neben dem in 2260 m Höhe gelegenen See befindet sich ein zweiter, ähnlich beschaffener Bergsee, der Etang de Guils, dessen Abfluss sich südostwärts nach dem Tal von Carol hinab ergießt. Die Schneegrenze der beiden einst hier vorhandenen Kargletscher mag in 2250 m Höhe gelegen haben.

Aehnliche morphologische Züge wie das Tal des Duran-Flusses weist auch das Vall de Llosa, das längste dieser

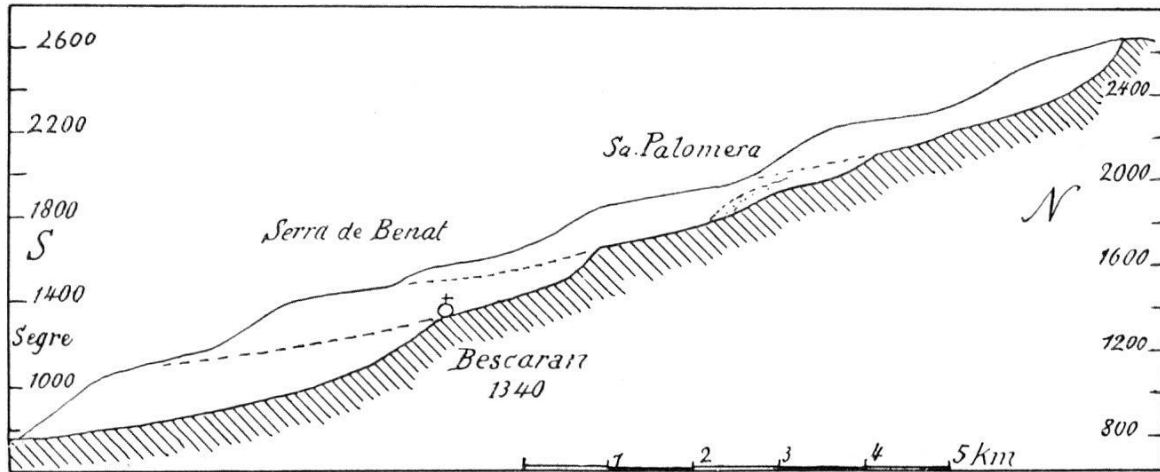


Abbildung 49. Längsprofil durch das Tal von Bescaran.

gegen S gerichteten Täler, auf; im unteren Teil auf 8 km Länge schmal, V-förmig und tief in die benachbarten Eckflurentreppen eingeschnitten, weist es talaufwärts ebenfalls Trogform auf und steigt stufenförmig an. Im Einzugsgebiet gabelt sich das Tal in zwei Aeste, einen nördlichen und einen, der nach Westen abzweigt und zu dem 2385 m hohen Längspass, genannt Port de Vall Civera, hinaufführt, über den man nach dem ostwestlich gerichteten Längstal von Civera gelangt. In beiden Quelltälern des Vall de Llosa geben mit Bergseen geschmückte Kare der Gebirgslandschaft das typische glaziale Gepräge; diese kleinen Seen kommen in Höhen von 2400 bis 2500 m vor. Der hier entstandene eiszeitliche Llosa-Gletscher besass in seiner maximalen Ausdehnung eine Länge von 10 km, und seine wohlentwickelten Endmoränen reichen bis auf 1400 m Meereshöhe hinab. Auf dem rechten Moränenwall stehen, wie bereits Pau Vila bemerkt hatte, in 1625 m die wenigen Häuser des kleinen Weilers Viliella. Ein anderer etwas kleinerer Talgletscher lag in dem westlichen Seitental, das von der Tossa Plana herabführt und dort ebenfalls mit einem typischen Kar mit 2 Bergseen in 2580 m Höhe beginnt.

Westlich von diesem Kar folgen nach der Karte von M. Chevalier am Südabhang dieses Kammes noch weitere 5 solche Nischen, von denen vier kleine Seen aufweisen; das zweitletzte dieser Kare befindet sich in typischer Ausbildung, mit 2 Bergseen in 2400 m Höhe, am Südfuss des Pic de Perafita, und in ihm nimmt der Rin de Sanillers seinen Ursprung, der das Tal von Aransa durchfließt. Auch dieses ansehnliche und gegen 14 km lange Tal, das ich am 20. Juli 1927 kennen lernte, ist morphologisch den beiden eben betrachteten von Llosa und Maranges durchaus ähnlich. Oberhalb einer deutlichen Talstufe, wo sich in 1493 m das Dorf Aransa befindet, weitet es sich und ist weiter aufwärts, auf grössere Erstreckung hin, mit mäch-

tigem Gletscherschutt bedeckt; dieser setzt 0,7 km oberhalb des genannten Dorfes bei 1550 m ein; aber auch in 1700 m, in 2150 m und in 2300 m lassen sich deutliche Endmoränen des sich allmählich zurückziehenden Gletschers feststellen, der in seiner grössten Ausdehnung 7 km Länge besass. Von 2100 m Höhe an ist das Tal breit trogförmig und steigt in mehreren Stufen zum Ursprungskar an; so weist der Talboden in 2160 m einen Sumpf auf, von dem eine 140 m hohe Stufe zu einem von Endmoränen abgedämmten See hinaufführt; oberhalb desselben folgt die oberste Talstufe zu den genannten Karseen (s. Abbild. Tafel IV, 8). Aber auch am westlichen Seitenkamm, der Sa. Albuna, die den rundlichen, 2524 m hohen Gipfel des Ponso trägt, lassen sich Kare erkennen, aus denen stark bewaldete Moränenwälle führen (s. Abbild. 48). Die Landschaft oberhalb Aransa weist somit alle Züge eines durch die eiszeitliche Vergletscherung umgeformten Mittelgebirges auf, wobei sowohl die Karbildung wie auch die Umgestaltung der abwärtsführenden alten Flusstäler zu gestuften Trogtälern mit reichlicher Moränenüberführung in eindrucksvoller Weise zu erkennen sind.

Aus der Betrachtung des Längsprofils des Aransatales ergibt sich die grosse Bedeutung der Stufe unterhalb des genannten Dorfes. Ohne Zweifel gehört das obere Talstück einem früheren, wahrscheinlich tertiären Erosionszyklus an, als auch das Tal des Segre, das Haupttal, um 240 m weniger stark eingetieft war; denn die verlängerte Mittellaufstrecke oberhalb Aransa lässt sich mit der Terrasse in 1180 m Höhe in Verbindung bringen (vergl. Abbild. 48).

Ob auch zwischen den höheren Stufen eine Beziehung mit den höher gelegenen Eckfluren in 1325, 1500 und 2100 m Höhe bestanden hat, lässt sich, mangels genauer Kartierung, nicht feststellen, wohl aber annehmen. Sehr wahrscheinlich aber ist die letzte Ausgestaltung der Stufen mit den an ihrem Fusse vorhandenen Becken durch Gletschererosion bewirkt worden; ebenso die Bildung der hier typisch entwickelten Kare, die noch während längerer Zeit gegen das Ende der Eiszeit, als sich die Gletscher allmählich zurückzogen, von kleineren Gletscherindividuen eingenommen waren, wie aus den deutlichen Rückzugsmoränen zu schliessen ist. Im Maximum der letzten Eiszeit lag hier die Schneegrenze in 2200 m; später rückte sie naturgemäss immer höher hinauf.

Ohne Zweifel lag auch im westlichsten jener grösseren gegen Süden gerichteten Täler der Tossa Plana-Gruppe, im Tal von Bescaran, das in einem der 5 genannten Kare seinen Ursprung nimmt, in der Eiszeit ein selbständiger Lokalgletscher; Trogform und Stufenbau lassen einen solchen bei einer Schneegrenze von 2200 m bis auf 1800 m hinabreichend annehmen;

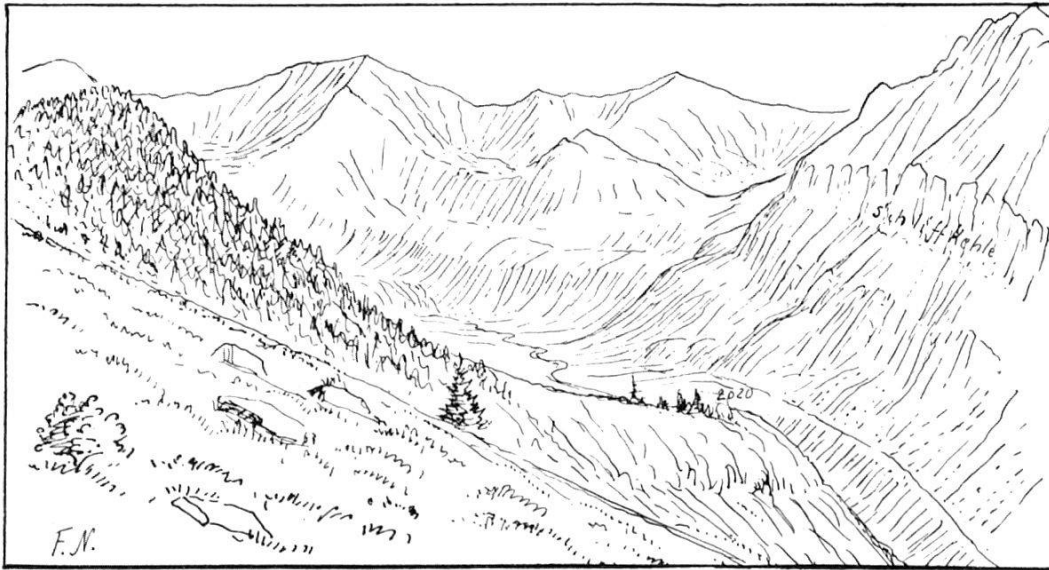


Abbildung 50. *Glacialgeformte Gebirgslandschaft
auf der Nordseite des Port de Perafita.*

gehen doch die obersten Talhänge an Bergkämme von 2600 bis 2760 m hinauf.

Der Stufenbau dieses Tales geht deutlich aus einem nach der Carta topograf. mil. Hoja 86 (Bl. 1) gezeichneten Längsprofil hervor. Auch hier erscheint der Unterlauf schmal, V-förmig in ein höheres Terrassen- und Eckflurensystem eingeschnitten, während die oberen Talstrecken mehrere Stufen aufweisen, die auf höhere Niveaus hinausgehen (man vergl. Abbild. 49).

So entsprechen auf der Westseite des allgemein steil abfallenden Tales die Verflachungen der Serra Palomera und der Serra Benat den höheren Stufen des Tales, dessen Anlage offenbar, ähnlich wie diejenige des Aransatales, in die Tertiärzeit zurückgehen dürfte.

Ueberblicken wir die Gesamtheit der talbildenden und eiszeitlichen Erscheinungen am Südabhang des Puig Pedros-Massivs, so können wir an einer Reihe von grösseren Tälern übereinstimmende morphologische Züge feststellen. Es sind dies fast überall zunächst der tiefe schmale, offenbar jugendliche, rein fluviale Einschnitt im Unterlauf und der Stufenbau, verbunden mit Trogform und Moränenbildungen, im oberen Teil der Täler. Der Stufenbau im Längsprofil dürfte im wesentlichen schon vor der Eiszeit bestanden haben als Folge erneuerter Hebung und Tiefenerosion; er ist später offenbar durch den glacialen Abtragungs- und Erosionsprozess verstärkt worden. Aus den Längsprofilen der untersuchten Täler ergibt sich eine deutliche Beziehung zwischen oberen alten Talstrecken und Eckfluren oder Terrassen, wie sie sich am unteren Ende der Seitenkämme vor-

finden, welche jene Abdachungstäler begleiten. Solchen Eckfluren kommt ohne Zweifel ein tertiäres Alter zu. Der jugendliche, fluviatile Einschnitt im Unterlauf dieser Täler ist durch das relativ junge Einschneiden des Hauptflusses, des Segre, bedingt, einen Vorgang, der sich unmittelbar vor der Eiszeit, frühestens im Pliocän ereignete. Damals bestand im Becken der Cerdagne, wie aus der Literatur bekannt ist und wie wir noch ausführen werden, ein flacher See, dessen Sedimente namentlich in der Umgebung von Puigcerda eine grössere Verbreitung aufweisen (s. Abschnitt V).

Sodann seien hier noch die wichtigsten Ergebnisse hinsichtlich der diluvialen Lokalvergletscherung der Südabdachung des Puig Pedros-Massivs übersichtlich zusammengestellt, um eine Vergleichung mit analogen Verhältnissen anderer Gebirgsgruppen zu erleichtern:

Gletscher	Exposition	Länge	Ende	Schneegrenze
Kargletscher . . . n. Maranges	S	3 km	1750 m	2250 m
Durangletscher . .	SSE	5 km	1600 m	2100 m
Llosagletscher . .	S	10 km	1400 m	2100 m
Tossa Planagletscher	S	4 km	1620 m	2150 m
Aransagletscher . .	SE	7 km	1550 m	2150 m
Bescarangletscher .	SSW	4 km	1800 m (?)	2200 m
		Mittel	1620 m	2150 m

Es darf darauf hingewiesen werden, dass hier zum erstenmal genauere Angaben über die Ausdehnung der diluvialen Lokalgletscher des Puig Pedros-Massiv vorliegen.

b. Täler der Nordabdachung.

Wie wir bereits bemerkten, wird der grössere Teil der nördlichen Abdachung des Puig Pedros-Massivs vom R. de Valira, dem Hauptfluss der Republik Andorra entwässert. Dieser Fluss entspringt in der Gruppe des Pic des Pessons, aus welcher ihm noch etwa ein Dutzend Bäche zuströmen, von denen die grösseren in bemerkenswerten Tälern fliessen. Alle diese Täler nehmen nämlich, wie das des Valira, ihren Ursprung in sehr gut entwickelten Karen mit ausgeprägtem Stufenbau und mit Becken, in denen kleine Bergseen liegen. Diese glazialen Formen, die sich alle in granitischem Untergrund befinden, sind auf der erwähnten Karte des M. Chevalier von Andorra sehr gut zu erkennen, und ihr lassen sich auch die folgenden Höhenzahlen für Karseen und Talstufen entnehmen.

So steigt man über eine 200 m hohe Talstufe im Hintergrund des hier trogförmigen Valiratales zu der untersten Schwelle

eines über 1 km breiten Grosskares empor, in welchem 13 Bergseen in drei gestuften länglichen Eintiefungen liegen; diese bildeten offenbar vor der Vereisung drei Einzugsrinnen des Hauptflusses und wurden dann in Treppenkare umgewandelt, deren trennende Rücken oder Gräte der nivalen Wandverwitterung zum Opfer gefallen sind. Die unterste mit Seebecken versehene Stufe liegt in 2307 m; von da steigen die übrigen kleinen Seen in 3 bis 4 weitem Stufen bis auf 2480 m hinauf.

Im Einzugsgebiet des Valiraflusses finden sich weitere, aber meist schmälere, das heisst einfache Seekare noch am Nordhang des 2751 m hohen Pic de Montmalus und des um 60 m höheren Pic d'Envalira; ferner nördlich und westlich des Pic d'Ensagents (2824 m) und nördlich des Pic de Cuvil. Die aus diesen über Stufen liegenden Karen führenden Täler, in denen überall alte Moränen lokaler Gletscher vorkommen, fallen auch im untersten Abschnitt je mit einer Stufe ins Haupttal ab, so diejenigen des R. de Cortals, des R. d'Ensagents und des R. de Cuvil; es sind also Hängetäler, wie sie in ehemals vergletscherten Gebieten häufig sind.

Aehnliche morphologische Züge treten uns auch im grössten der linksseitigen Seitentäler des Valira, im Tal des Riu Madriu, entgegen. Dieses gegen 12 km lange Hochtal senkt sich auf der Nordseite des Tossa-Plana-Hauptkammes vom 2385 m hohen Port de Vall Civera in westlicher Richtung, weist im Mittellauf Stufenbau und Trogform auf und mündet mit zirka 300 m hoher Stufe beim Badeort Escaldes ins Haupttal ein. Seiner Richtung nach besitzt es durchaus den Charakter eines im Streichen des Gesteins liegenden Längstales; allein nach den geologischen Karten von J. Roussel und L. Bertrand ist es gänzlich in Granit eingetieft; jedoch ist es wahrscheinlich, dass seine Anlage auf eine tektonisch bedingte Ruschelzone bedingt ist; in ihrer östlichen Fortsetzung dürfte ferner das früher genannte Val Civera liegen (s. Abbild. 46).

Das Tal des R. Madriu nimmt wie das des R. Valira seinen Anfang in einem seenreichen treppenförmig gestuften Grosskar am Südhang des Pic des Pessons, mit mehreren Bergseen in 2295, 2385 und 2440 m Höhe. Ihr Abfluss stürzt in mehreren Fällen die fast 200 m hohe Stufe des Talschlusses hinunter. Auf der Südseite des muldenförmigen Hochtales öffnen sich 3 Kare, die am Nordhang des Tossa-Planna-Hauptkammes eingetieft sind.

In 1400 m Höhe, wo die Stufenmündung des Tales des R. Madriu einsetzt, mündet von S her das gestufte Hochtälchen des Riu Perafita ein, das sich bei 1935 m Höhe in 3 Quelläste zu spalten beginnt, von denen jeder in Stufen zu einem Kar hinaufführt; es sind hier bekannte Weidegebiete, von denen

das eine als die Conca de Claro, das andere als Conca de Perafita bezeichnet wird. Auch diese Kare sind, wie diejenigen auf der Südseite des gleichen Kammes, mit scharfgeschnittenen, steilabfallenden Wänden in eine ehemals kuppige Mittelgebirgslandschaft eingetieft (vergl. Abbild. 50). Aus ihnen ging ein kleiner Gletscher hervor, der sich bei einer Schneegrenze von 2100 m im Maximum der letzten Eiszeit mit dem Madriugletscher vereinigte, sodann später deutliche Rückzugsmoränen in 1850 und 2150 m Höhe ablagerte. Aber noch in 2300 m, unterhalb eines Bergsees, des Estangs de Perafita, vorkommender Gletscherschutt beweist, dass sich offenbar noch lange ein kleiner Kargletscher im Schatten hoher Felswände gehalten hat.

Ueber weitere Erscheinungen morphologischer Art, namentlich über Fragen der Talbildung und der eiszeitlichen Vergletscherung im Gebiet der «Täler von Andorra» werden wir uns in einem späteren Abschnitt näher äussern (s. S. 130).

IV. Die südliche Randkette.

Die südliche Gebirgszone der Cerdagne bildet orographisch eine vorherrschend west-östlich verlaufende, 68 km lange Hauptkette mit zahlreichen, meist verhältnismässig kurzen Nebenketten; sie setzt sich aus drei geologisch und morphologisch recht verschiedenartigen Gebirgsgruppen zusammen. Als erste ist der Westteil der Puigmalkette zu nennen, der sich in einer Länge von 15 km vom Col de Nuria über den 2909 m hohen Puigmal hinzieht, um von hier an gleichmässig bis zum Col de Tosas auf 1800 m Höhe abzufallen. Hierauf folgt die Gruppe der 2537 m hohen Tossa de Alp, die auf 18 km Länge die Hauptkette bildet; sie wird auf der Westseite vom 1780 m hohen Einschnitt des Col de Pendis und von den hier abzweigenden Quertälern begrenzt. Hier setzt nun die bis auf 2660 m Höhe ansteigende, 35 km lange Kette der Sierra de Cadi ein, die fast genau in ost-westlicher Richtung verläuft und am Quertal des Segre unterhalb des Beckens von Seo de Urgel endet.

1. Die Sierra de Cadi.

Diese Kette bildet einen ausgesprochenen Isoklinalkamm aus mächtigen, südwärts einfallenden Kreide- und Eocänkalken, während die beiden andern Gebirgsgruppen vorherrschend aus paläozoischen steilgestellten Kalken, Schiefnern, Sandsteinen und Quarziten bestehen, wobei auffälligerweise das Streichen dieser Schichten W 25—30° N verläuft, also durchaus nicht mit der Hauptrichtung der genannten Gebirge übereinstimmt.

Die geologische Beschaffenheit der genannten südlich des Segre aufragenden Sierra de Cadi ist 1934 von *H. Boissevain* untersucht und in einer umfangreichen Abhandlung geschildert worden (Lit. p. 14, 34). Unterhalb des hohe Felsabstürze bildenden Isoklinalkammes treten auf der Nordseite verschiedene, älteren Formationen angehörende Schichtenkomplexe zutage, deren Lagerungsverhältnisse bei der im allgemeinen spärlichen, teilweise steppenartigen Vegetation gut wahrzunehmen sind. Einen Einblick in den geologischen Bau der Gebirgsgruppe bietet uns eine Wanderung durch das schmale, in höhere Terrassen eingeschnittene Tal des R. de Bastanis, das sich südlich von Martinet am Segre öffnet (s. Abbild. 51). Da treten uns zuerst noch ein Granitaufläufer des Puig Pedros-Massivs und hierauf eine ausgedehnte Serie paläozoischer Schiefer entgegen, in die ein schmaler Intrusionsstock von Porphyr eingelagert ist. Oberhalb Bastanis, einem kleinen Weiler im Talhintergrund, steigt man zunächst über zahlreiche Schichtköpfe von triasischen Kalken, roten Sandsteinen und ebensolchen Schiefen und Mergeln bis auf 1800 m Höhe hinauf an, über denen sodann widerstandsfähige, mächtige Urgonkalke liegen, die von eozänen, den Kamm bildenden Kalksteinschichten überlagert werden (s. Abbild. 52). Auf der Westseite des Tales von Bastanis hat bei Querforadat *H. Boissevain* eine aus gleichen mesozoischen Schichten gebildete Synklinale nachgewiesen, die wohl durch Faltung entstanden ist, zu der der isoklinale Hauptkamm den entsprechenden Südschenkel darstellt. Nach dem genannten Autor wird jene Synklinale auf ihrer Nordseite durch einen Bruch begrenzt, der sich mehrere Kilometer weit in ostwestlicher Richtung hin verfolgen lässt. Dem scharf geschnittenen, durch kahle Felsköpfe gebildeten und sehr steil abfallenden Hauptkamm stehen die zahlreichen, meist nur 5 bis 8 km langen nördlichen Seitenkämme gegenüber, die zufolge ihres anders gearteten geologischen Baues aus meist undurchlässigen Gesteinen rundliche Formen, Kuppen und Rücken, aufweisen und stark nordwärts abfallend an ihrem Ende in mehr oder weniger deutliche Terrassen auslaufen (vergl. Abbild. 51).

In diese Terrassen sind sowohl die vielen kurzen von der Sierra de Cadi absteigenden Quertäler wie auch das Tal des Segre zwischen den Becken von Bellver und von Seo de Urgel um 200 bis 300 m tief eingeschnitten. Es lassen sich dabei, nach der *Mapa militar de España, Hoyas 86 y 62*, im Masstab 1:100 000, höhere und tiefere Terrassensysteme unterscheiden; den höheren gehören z. B. der Monsech de Beixach 1392 m, der Serrat de la Matesa in 1318 m, die Terrassen in 1350 m östlich Ventureta, und in 1303 m von Las Cabanellas, sowie südwestlich von Bar eine in 1450 m Höhe gelegene Fläche an; einem tiefern Niveau

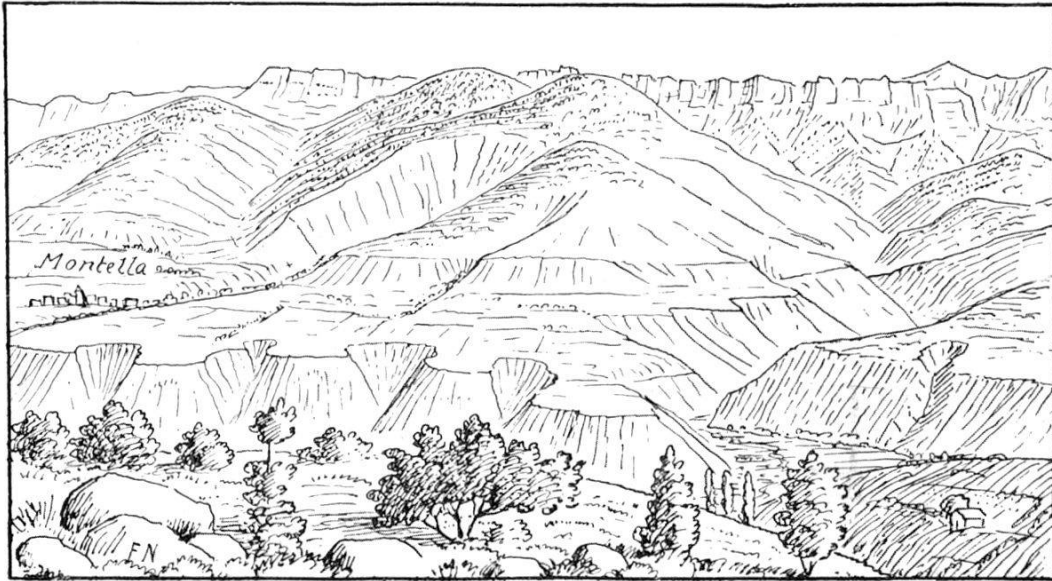


Abbildung 51. *Blick von Musa auf die Sierra de Cadi, das Tal von Bastanis und die Terrasse von Montella.*

sind die breiten Terrassen von Montella und von Toloriu, beide in 1150 m Höhe, die Flächen in 1050 m westlich von Arseguel und in 1200 m bei Villanova zuzurechnen. Auch südlich des Beckens von Bellver stellen sich 200 bis 250 m über dem Talboden gelegene Verflachungen beziehungsweise Eckfluren ein. Weniger gut entwickelt sind solche auf der Nordseite des Segre-ales; erst oberhalb Aristot, namentlich in der Umgebung von Martinet, konnten solche in guter Ausbildung nachgewiesen werden (vergl. Seiten 105, 129 und Abbild. 58).

Es ergibt sich, dass diese Terrassen als Reste eines Talbodens des Segre zu deuten sind, der von diesem Flusse zu einer Zeit durchflossen wurde, als die Einsenkung der Becken von Bellver-Cerdagne und von Seo de Urgel noch nicht so stark fortgeschritten war wie in der Quartärzeit. Der Eintiefung des Hauptflusses folgten naturgemäss auch die Seitenflüsse, und diese führen auf der Südseite des Segre-ales in zwar schmalen, aber fast ausgeglichenen Talfurchen zum Hauptkamm der Sierra de Cadi hinauf, wo durch das rinnende Wasser zahlreiche Erosionstrichter ausgewaschen worden sind. Nur an zwei Stellen sind solche Trichter in Karnischen umgewandelt worden, in denen lokale Endmoränen das Vorkommen diluvialer kleiner Gletscher verraten; solche Moränen reichen in dem Kar Prat del Cadi bis 1850 m und im Pla del Creu bis 1750 m hinab. Am Südabhang der Sierra konnten solche Gletscherbildungen in zirka 2100 m Höhe wahrgenommen werden; dementsprechend lag hier die damalige Schneegrenze in zirka 2300 m Höhe.

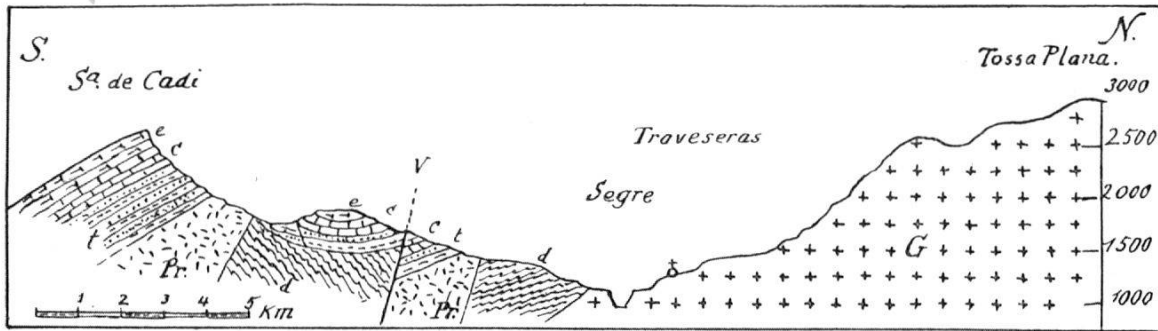


Abbildung 52. Geologisches Profil des Segretales und der Sierra de Cadi (nach H. Boissevain).

Im Gegensatz zur nördlichen Abdachung der Sierra de Cadi weist deren Südseite eine ganz andere orographische und geologische Beschaffenheit auf. Es fehlen hier die zahlreichen, regelmässig vom Hauptkamm abzweigenden Nebenkette. Ersterer fällt vielmehr, nur durch schwach vertiefte Erosionsfurchen gegliedert, verhältnismässig steil um 800 bis 1200 m tief zu ausgeprägten Längstälern ab, die sich teils gegen Osten, teils gegen Westen hin abdachen; nach dieser Seite hin werden sie durch den Rio de Bansa entwässert, der sich bei Organa in den Segre ergiesst, nach Osten fliessen der Rio Bastareny und der Rio Saldès dem Llobregat zu. Diese Längsfurchen sind strukturbedingt; sie folgen den durch die Faltung bewirkten tektonischen Linien, die durch Verwerfungen und Faltenüberschiebungen hervorgerufen wurden. Südlich von dieser Längstalzone ist die Gebirgslandschaft durch mehrere 2000 bis 2250 m hohe, zum Teil abgeflachte Gebirgsgruppen gekennzeichnet, wie die Sierra del Port del Compte, die Sierra Verde, die Sierra Cataro, den Serrat Vutto u. a. Diese Erhebungen bauen sich nach *O. Mengel*, *L. M. Vidal* und *P. Birot* aus stark gefalteten Schichten des Mesozoikums und des ältern Tertiärs auf (Lit. 13, 14). Die Hauptfaltung dieser Gebirgszone erfolgte im Oligocän, aus welcher Zeit sowie aus dem Bartonien mächtige Konglomerate, ähnlich denen des Montserrat, stammen; von diesen soll später im Zusammenhang mit der morphologischen Entwicklung des Hochlandes der Cerdagne noch die Rede sein.

2. Die Tossa de Alp.

Der zwischen dem Col de Pendis (Pandis) und dem Col de Tosas aufragende, westöstlich gerichtete Kamm setzt sich aus mehreren rundlichen, oben abgeflachten Kuppen zusammen, unter denen die 2537 m hohe Tossa de Alp nicht nur die höchste, sondern auch die flächenhaft grösste dieser Erhebungen ist; sie ist demzufolge auch am stärksten gegliedert; denn nach

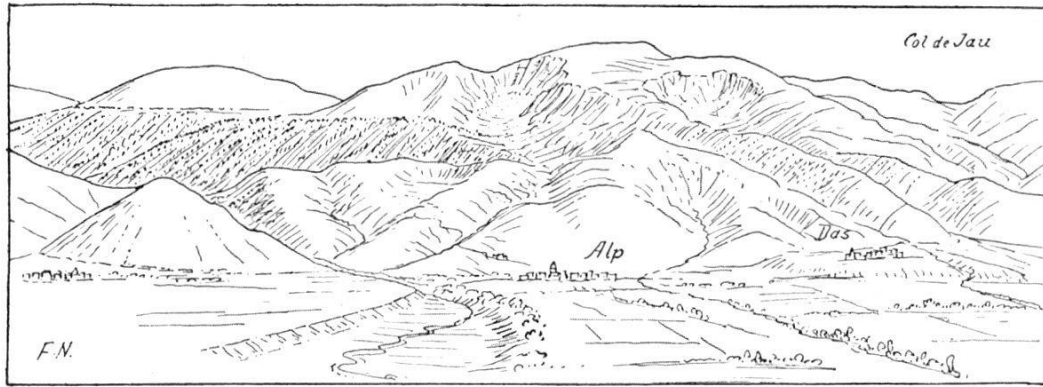


Abbildung 53. *Blick auf die Tossa de Alp von N gesehen*

Norden dehnt sie sich 5 km weit aus. Nach Osten fällt sie um etwas mehr als 200 m zu einem Sattel ab, wo das Tal des Torrente de Ringueta beginnt, das sich nordwärts zur Riera de Alp abdacht. Es folgen nun die einfacher geformten, weniger gegliederten Kuppen des Puig Llanzada von 2410 m und sodann des 1980 m hohen Sitjar östlich des Pla de Anyella.

Auf der Westseite der Hauptkuppe, der Tossa de Alp, führt der Kamm über den 2274 m hohen Rücken der Penas Altas zu dem bis 2045 m aufragenden Plateau «Plans de Muxerons» hinüber. Ähnlich wie die Sierra Cadi fällt auch die Gruppe der Tossa de Alp gegen S steil ab und zwar zu den Quellbächen des Llobregat.

Alle diese orographischen Verhältnisse lassen sich aus dem Blatt D a s der Hoja 86 der Carta topogr. militar, im Masstab 1 : 20 000, ansehen; es enthält eine gute übersichtliche Darstellung in Isohypsen der gesamten Gruppe der Tossa de Alp.

Da diese Gebirgsgruppe, wie bereits angedeutet, ausschliesslich aus paläozoischen Gesteinen aufgebaut ist, und zwar aus steilgestellten Kalken, Schiefen, Sandsteinen und Quarziten des Devons und des Karbons, deren Lagerungsverhältnisse in keiner Weise mit der Oberflächengestaltung übereinstimmen, haben wir es hier samt und sonders mit Formen älterer und jüngerer Abtragungsvorgänge zu tun.

Den ältesten und den wohl auch am längsten andauernden Abtragungsvorgängen ist die Bildung der oben beschriebenen flachen Kuppen und Rücken zuzuschreiben, die in Höhen von 2040 bis 2530 m liegen. Von hier fallen die Hänge steil zu Verflachungen, «Pletas» genannt, ab, die sich in 1800, 1700 und 1600 m ausdehnen und auf die die meisten Hochtälchen und die höheren, schmalen Bachgräben einmünden. Als solche «Pletas» treten uns diejenige südlich Molina auf der Nordseite des Puig Llanzada in grösserer Breite in 1700 bis 1736 m, sodann am Nordhang der Tossa de Alp die Pleta de las Vacas, des Tosal de

la Fia und der Cap de Bach Gran in 1713 m entgegen; auf der Nordwestseite finden sich der Serrat de Creueta in 1760 bis 1800 m sowie der Collet de Mirabo oberhalb Urus vor.

Unterhalb der «Pleta»-Zone folgt im Vertikalausmass von 400 bis 500 m nochmals ein steilerer Abfall, durch das die tiefere Bergzone gekennzeichnet ist; dementsprechend weisen auch die dort tief eingeschnittenen, V-förmigen Bachtälchen ein grösseres Gefälle auf. Einige der grösseren münden auf eine aus Tertiärablagerungen aufgebaute Terrasse aus. Auf dieser Terrasse liegen in 1220 bis 1280 m die Dörfer Urus, Das und Alp. Die unteren und steileren Einschnitte jener Tälchen, so des Torrente de Fonllebrera, des T. de Canals und der Balira, sind offenbar jüngere Bildungen und als Folgewirkungen einer Hebung der bereits zum Mittelgebirge umgeformten Berggruppe zu betrachten, deren breite Rücken und flache Kuppen sehr wahrscheinlich schon in der mittleren Tertiärzeit durch subaerische Denudation entstanden waren.

Aber auch die an ihren Hängen eingeschnittenen Hochtälchen mussten schon vor der Eiszeit existiert haben; während derselben haben mehrere derselben Trogfornen und Kare erhalten; denn in diesen Eintiefungen machen erratische Schuttbildungen, Moränen und Blöcke das Vorkommen einiger diluvialer Hänge- und Kargletscher wahrscheinlich.

So lassen sich auf der Westseite des Tossa de Alp zwei Kare im Einzugsgebiet des Tte. de Fonllebrera mit Moränen in 1900 und 1960 m erkennen. Ein anderes Kar ist offenbar auf der Ostseite, am Abhang nach dem Tal des Tte. de Ringueta vorhanden, wo Moränen in Hufeisenform bis auf 2100 m hinabgehen. Besonders gut ausgeprägt und infolge der Bildung mächtiger, kahler Schutthalden von weitem erkennbar sind zwei Kare, die am Nordabhang der Tossa in 2400 m Höhe einsetzen. Das westliche führt vom Serrat de la Pedrusas abwärts und Endmoränen finden sich bei 1900 m; von hier an abwärts setzt sich das Tal mit V-förmigem Querprofil und gewundener Anlage in nordwestlicher Richtung fort und sein Bach ist einer der beiden Quellbäche des Arroije de la Balira, der westlich von Das in die Ebene einmündet.

Die bisher erwähnten Vorkommnisse von Karen und lokalen Moränen lassen auf 4 Kargletscher schliessen, deren Schneegrenze in einer Höhe von 2150 bis 2200 m angenommen werden darf.

Eine bemerkenswerte Beschaffenheit weist das offenbar von einem etwas grösseren Gletscher eingenommene Hochtälchen auf, das sich vom Hauptgipfel weg direkt gegen N hinunterzieht und mit dem östlichen der beiden obern erwähnten Kare beginnt. In diesem liegt eine solche Menge postglazialen Verwitterungs-

schuttet, dass darin das abfliessende Wasser meistens versickert und erst weiter unten als kleiner Bach heraustritt, der sich 2 km oberhalb des Dorfes Alp in 1180 m Höhe in die Riera de Alp ergiesst. Steigt man in jenem in paläozoische Schiefer eingeschnittenen Bachtälchen aufwärts, so stösst man schon in 1400 m Höhe auf eigenartige Schuttbildungen, die sich in unregelmässigen Wall- und kleinen Hügelformen zunächst bis 1600 m hinauf verfolgen lassen; hier stellt sich nun eine Verflachung, ein fast ebener Boden ein, der bergwärts von einem halbkreisförmigen, aus Kalkstein bestehenden Steilabfall, einer 150 m hohen Talstufe, begrenzt wird. Jene bis 1400 m vorkommenden Schuttbildungen setzen sich aus ziemlich gemischtem kantigem Gesteinsmaterial zusammen, in dem zwar graue Kalksteine vorherrschen, daneben aber noch Quarzitkonglomeratstücke, sowie Blöcke aus rotem Schiefer und Sandstein anzutreffen sind. Da diese Schuttablagerungen bis in die Zone anstehender Schiefer hinabreichen, müssen sie von weiterher stammen, also entweder von einem Bergsturz, Erdbeben oder von einem Gletscher herrühren. Die langgezogenen Schuttwälle und ihre Lage in der Richtung des Tales lassen eher auf Gletscherablagerung als auf Bergsturz schliessen. Allerdings wäre hierbei ein bis 4 km langer Talgletscher anzunehmen, mit einer Schneegrenze in 1800 m, einer Höhe, die gegenüber der bei den 4 Kargletschern festgestellten Firnlinie als zu niedrig erscheint.

Zur sichern Angabe, welcher Entstehung jene Schuttmassen sind, wären eingehende geologische Untersuchungen der Tossa de Alp und eine entsprechende Kartierung im Masstab 1:20 000 erforderlich, die bis heute leider nicht vorliegen.

Mit grösserer Sicherheit lässt sich dagegen die Moränennatur von Schuttwällen oberhalb jener oben erwähnten Talstufe in 1760 bis 1840 m erkennen, wo sich neuerdings eine Verflachung des Tales einstellt, die offenbar dem früher erwähnten Niveau des «Pletas» entspricht. Von hier führt eine 120 m hohe Stufe in das stark verschüttete Ursprungskar hinauf. Der bis 1760 m hinabreichende Gletscher besass eine Länge von 2,3 km und eine Schneegrenze von 2100 m, ein Wert, der dem oben gefundenen von 2150 bis 2200 m nahe kommt. Immerhin ist es denkbar, dass zeitweilig die Schneegrenze auf der Nordseite bis auf 1800 m gesunken war, wodurch sich der Gletscher bis auf 1400 m hinab entwickeln konnte.

3. Die Puigmalgruppe.

Von dem Hauptkamm, der sich vom Col de Tosas in nordöstlicher Richtung über den Puigmal zum Col de Nuria hinüberzieht, zweigen 7 rückenförmige Seitenkämme gegen Nordwesten ab, die sich in dieser Richtung senken und sodann fast auf

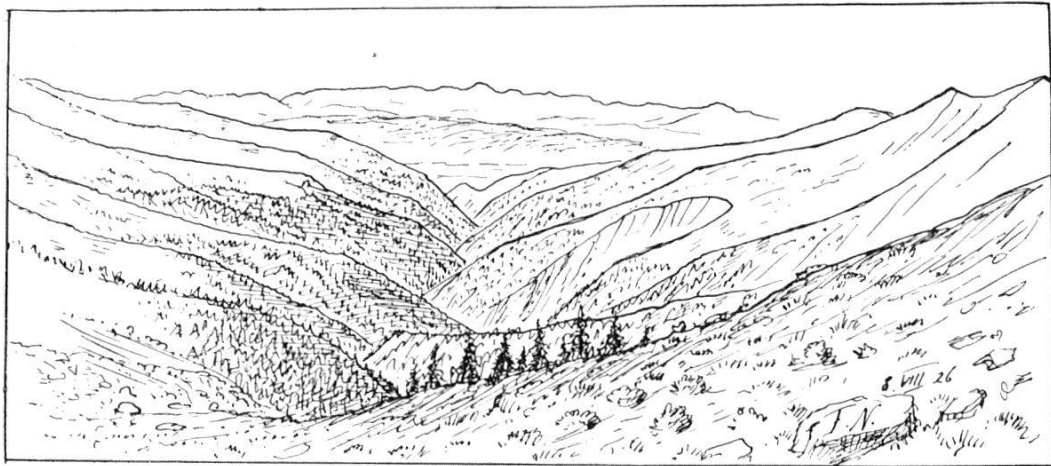


Abbildung 54. *Blick auf das Quelltal des Segre.*

gleicher Linie endigen; es handelt sich um eine tektonische Linie, einen Bruchrand, der sich auch gegen den Nordfuss der Tossa de Alp und der anschliessenden Berge hin fortsetzt. Zwischen jenen 7 Seitenkämmen liegen tief eingeschnittene, meist V-förmige Täler, die mit wenigen Ausnahmen am Hauptkamm mit steilen Erosionstrichtern beginnen. Es handelt sich um reine Erosionstäler, die der fluviatilen Auswaschung und der Denudation ihre Entstehung verdanken.

Wie in vielen andern Tälern der Pyrenäen treten uns auch hier Gehängeknicke entgegen, die auf eine dreimal wiederholte Talvertiefung schliessen lassen. Offenbar schnitten sich die Flüsse hier zuerst in eine wellige Landoberfläche ein, die in der Abflachung des Hauptkammes und der oberen Teile der Seitenkämme und in einer sehr gut ausgesprochenen Gipfelflur zum Ausdruck kommt. Diese steigt von W auf 11 km fast gleichmässig mit 70‰ nach dem Puigmal auf 2909 m an, um sich von hier an ostwärts wieder leicht auf 2830 m zu senken (vergl. S. 64). In jene wellige, offenbar schon in der mittleren oder älteren Tertiärzeit (Oligocän) durch lang andauernde subaerische Obtragungsvorgänge entstandene, senile Landoberfläche sind zunächst weit geöffnete V-Täler eingesenkt worden. In diese haben spätere Flüsse schmälere Täler mit etwas steileren Böschungen ausgewaschen; die heutigen Flüsse strömen in ganz schmalen, teilweise schluchtartigen Furchen, deren Jugendlichkeit ganz auffällig ist und durch das Vorkommen einiger seitlicher Hängetäler weiterhin dokumentiert wird (vergl. Abbild. 54). So sind die schmalen meist nur 7 bis 8 km langen Flusstäler beschaffen, die bei den Dörfern Villalavent, Palau, Osseja, Err und Llo aus der Gebirgszone heraustreten und in das flache Becken der Cerdagne einmünden. Nur das Tal von Eyne weist einige Kilometer oberhalb der genannten Ortschaft, wo es in Granit eingeschnitten ist, eine

zwar schmale Trogform auf, die offenbar durch einen eiszeitlichen Talgletscher verursacht worden ist, der deutliche, blockreiche Moränen beim Talausgang abgesetzt hat (Lit. 2). Geringfügiger als hier sind die Eiszeitspuren in den andern, eben genannten Tälern; so ist es im Einzugs- oder Quellgebiet des Segreflusses, auf der Nordseite des 2795 m hohen Pic de Segre, nur zur Bildung eines Hängegletschers gekommen, von dem bis 2250 m hinabreichende Moränen, eine deutliche Schliffkehle am linken Gehänge und ein Kar mit Stufen Zeugnis ablegen. Ein kleiner Kargletscher existierte sodann in einer flachen Nische am Nordhang des 2346 m hohen Pic de la Tossa d'Err.

Die geringe Erhaltung glazialer Spuren selbst an hohen Kämmen ist möglicherweise auf die vorherrschend schieferige Beschaffenheit des Untergrundes zurückzuführen. Andererseits ist dieselbe für die Bildung fluviatiler Abtragungsformen sehr günstig; aus diesem Grunde erklärt sich auch die reiche Verästelung der Täler und die grosse Verbreitung sehr kleiner Rinnale und Furchen. Durch solche Rinnen und Erosionstrichter sind alle Abhänge der genannten Seitenkäme reichlich gegliedert. Die Steilhänge der grösseren und kleineren Täler sind vielfach von Nadelwald bestanden; oberhalb der in 2100 m Höhe gelegenen Waldgrenze dehnen sich auf den sanfteren Böschungen und den Rücken karge Weiden aus. Demnach ist diese Berglandschaft für die Anlage von Kulturland und von Siedelungen sehr wenig geeignet; so findet sich nur ein einziges, kleines Dorf in einem dieser schmalen Täler, nämlich Valcebollère im Tal von Osseja, dessen ungünstige Lage auch darin zum Ausdruck kommt, dass seine Bevölkerung in der Zeit von 1911 bis 1931 von 302 auf 116 Seelen zurückgegangen ist.

V. Die Beckenlandschaft der Cerdagne.

1. Ueberblick.

Wie oben angedeutet durchzieht der Segre in seinem intramontanen Längstal zwei ausgesprochene Beckenlandschaften, diejenige der Cerdagne und die von Lo Seo de Urgel, die von einander durch das 21 km lange, enge, gewundene Durchbruchtal von Martinet getrennt sind (s. Abbild. 55).

Die Beckenlandschaft der Cerdagne, die sich vom Col de la Perche in westsüdwestlichen Richtung hin erstreckt, ist bei einer maximalen Breite von 8 km 36 km lang. Innerhalb dieser Ausdehnung möchte *G. Astre*, gestützt auf geologische und orographische Tatsachen, zwei Becken unterscheiden, nämlich das der Cerdagne im eigentlichen Sinn und das von Bellver, das sich

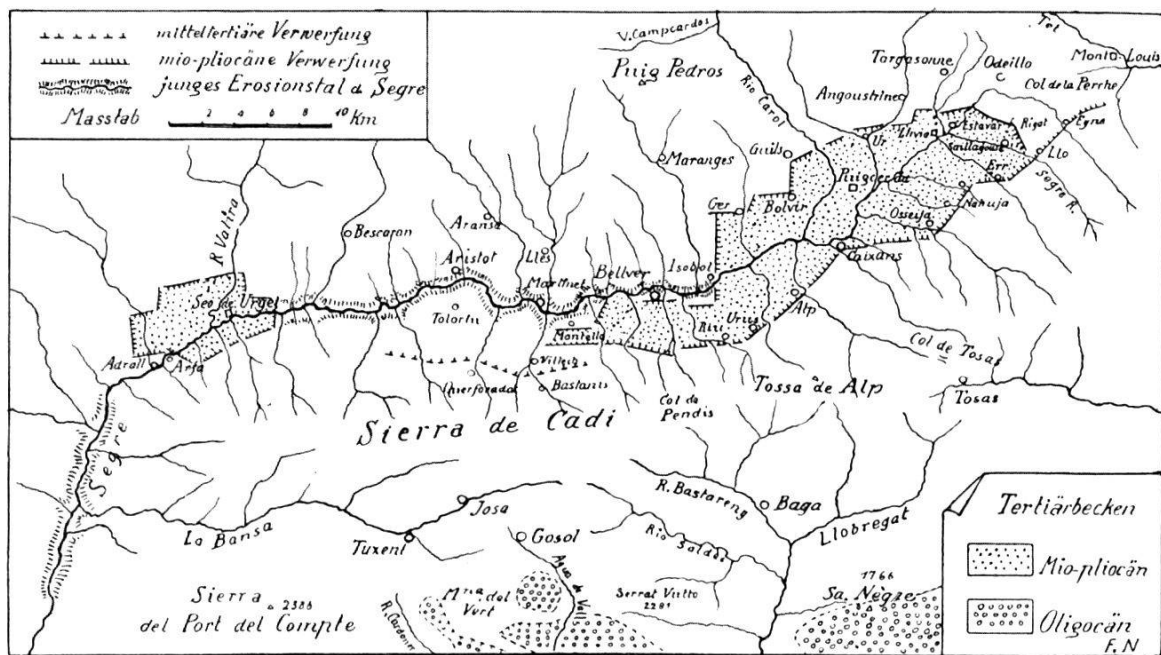


Abbildung 55. Lage der Tertiärbecken im oberen Segretal und in Nachbargebieten.

(Nach M. Chevalier, H. Boissevain, P. Birot und dem Verfasser.)

westlich des Riegels von Isobol in geringerer Breite und in vorherrschend ostwestlicher Richtung erstreckt (Lit. 15).

In diesen vom Segre durchflossenen Becken haben sich sowohl der Hauptfluss wie seine zahlreichen Nebenflüsse in teilweise recht ansehnliche tertiäre und quartäre, meist wenig verfestigte Ablagerungen eingeschnitten, wodurch ausgesprochene Terrassenlandschaften entstanden sind. Ueber die Lage und die geologische Beschaffenheit der verschiedenen Terrassen liegen Untersuchungen mehrerer Forscher vor, so dass wir über diese Verhältnisse gut unterrichtet sind. In neuerer Zeit wurden einzelne dieser Bildungen auch mit der gesamten morphologischen Entwicklung des Hochlandes der Cerdagne in Beziehung gebracht und dabei Auffassungen vertreten, die nicht unwidersprochen geblieben sind. Nach Darlegung der tatsächlichen Verhältnisse werden wir Gelegenheit finden, auf diese Diskussion näher einzutreten.

2. Die tertiären Ablagerungen.

Diese Bildungen, die in den Becken der Cerdagne und von Bellver eine Gesamtmächtigkeit von zirka 300 m und eine räumliche Ausdehnung von 30 km erreichen, sind bereits von einer ganzen Reihe von Geologen erwähnt oder untersucht worden, so von Ch. Lyell, Dufrénoy, A. Leymérie, Ch. Depéret, L. Rérolle,

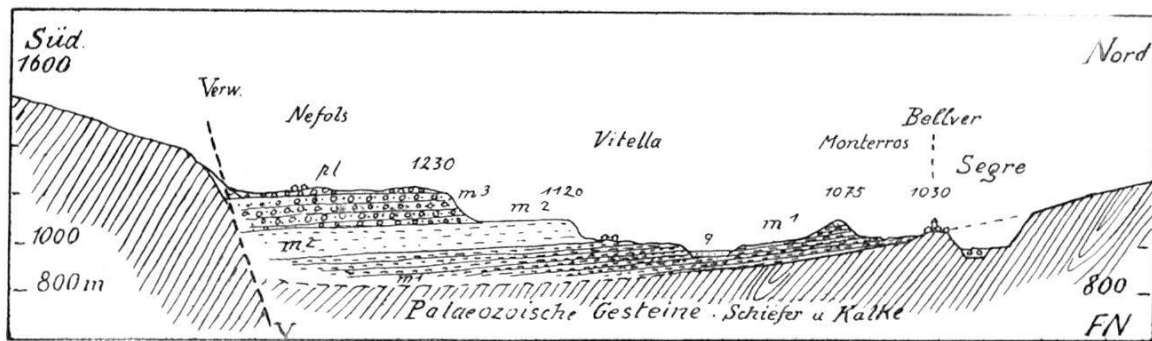


Abbildung 56. Geologisches Profil durch das Becken der Cerdagne in der Gegend von Bellver.

(Nach G. Astre und H. Boissevain: m^1 , m^2 , m^3 = ob. Miocän, pl = Pliocän, q = Quartär, Verv. = Verwerfung.)

O. Mengel, A. Penck, M. Chevalier, J. R. Bataller, J. Almera, G. Astre, H. Boissevain u. a. (siehe Lit. 4, 15, 16, 18, 19).

Nach diesen Forschern handelt es sich um miocäne und pliocäne Sedimente von verschiedener petrographischer Beschaffenheit und entsprechend abweichender Entstehung; neben lakustren, kommen Lignite führende Absätze ehemaliger Moore und darüber fluviatile und torrentielle Ablagerungen vor.

a. Bildungen der Miocänzeit.

Als unterste und älteste Sedimente erscheinen fossilreiche Kohlen führende Tone, Mergel und Sande, in denen Knochen von Mastodon, Hipparion grac., Dinotherium Cav., Amphicyon und von andern das Obermiocän kennzeichnenden Tieren aufgefunden wurden. Sehr reichhaltig und artenreich ist auch die der gleichen, durch ein warmes, feuchtes Klima ausgezeichnete Epoche angehörende Flora, die in überaus zahlreichen und gut erhaltenen Blattabdrücken nachgewiesen werden konnte. Sodann finden sich Tone mit Süßwasser-Conchylien und darüber vorherrschend Sande und feine Kiese, die mit rötlichen Mergeln und Tonen abwechseln.

Die kohlenführenden tieferen Schichten wurden schon vor 100 Jahren an verschiedenen Orten ausgebeutet, nämlich bei Estavar, Sanabastre, Prats, Sa. Eugenia, Llivia und Das. Heute sind diese Bergwerke nicht mehr im Betrieb.

Während Depéret und Rérolle die von ihnen sorgfältig untersuchten miocänen Ablagerungen als lakustre Bildungen ansprechen möchten, wozu das Vorkommen von Süßwasser-Conchylien Anlass gibt, wies 1894 A. Penck, im Hinblick auf das Vorkommen von Ligniten und Säugetieren in den tieferen Lagen, darauf hin, dass wir es hier eher mit Absätzen zu tun haben,



Abbildung 57. *Blick auf die Terrassenlandschaft südw. von Bellver (links) im Tal des Segre.*

M = Tertiärhügel Monterros. Vit. = Vitella.

die in einem «versumpften Tal mit reichlichem Pflanzenwuchs und zahlreichen Altwässern, so etwa wie in dem heutigen Enns-Tal oberhalb des Gesäuses» entstanden seien (Lit. 9).

Die wechselnde Lagerung von kohlenführenden Tonen und von Absätzen mit Muscheln und Schnecken erinnert lebhaft an die Beschaffenheit zahlreicher in der Schweiz vorkommender Moore und von solchen umgebender Seen; Verhältnisse, wie sie namentlich von *J. Früh* und *C. Schröter* in ihrer umfangreichen Monographie über «Die Moore der Schweiz» eingehend geschildert worden sind.

Dass in der Cerdagne während längerer Zeit Seen und Sümpfe nebeneinander bestanden haben, geht auch aus der Darstellung von *G. Astre* über die höheren, dem Pliocän zugeschriebenen, allgemein recht mächtigen Ablagerungen hervor, die insbesondere im Becken von Bellver jene sehr gut entwickelten, 100 bis 170 m hohen Terrassen bilden, die von grobklastischen quartären Geschieben überlagert sind und auf denen die Dörfer Nas, Nefols und Sa. Magdalena stehen (siehe Abbild. 57).

Mit *G. Astre* hat auch *M. Chevalier*, dem wir eine eingehende Darstellung der analogen Bildungen im Becken von Lo Seo de Urgel verdanken, darauf hingewiesen, dass die beschriebenen tertiären Ablagerungen in den Becken der Cerdagne und von Bellver nach ihrer Bildung eine tektonische Störung, eine Senkung, verbunden mit einer gegen Süden gerichteten Schiefstellung von 10 bis 20° erfahren haben (Lit. 15). Diese Tatsache geht deutlich aus dem von *Astre* gezeichneten Profil hervor. Aber nicht recht ersichtlich ist bei dieser Darstellung, ob diese Schiefstellung durch eine Senkung des südlichen Randgebietes oder durch eine Hebung der nördlichen Gebirgslandschaft verursacht

worden sei. Nun hat seither *H. Boissevain* das Vorhandensein von Verwerfungen am Südrand der Terrassenzone nachgewiesen und gezeigt, dass dort diese Zone gesunken, beziehungsweise die südlich anstossende Gebirgsmasse sich gehoben habe, ähnlich wie dies von Pannekoek im Tal der Tet bei Prades nachgewiesen worden ist (vergleiche Seite 39 und Lit. p. 45, 1).

b. Pliocänbildungen.

An sechs Orten wurden Geröllablagerungen, die offenbar ins Pliocän zu stellen sind, auch auf der Nordseite des Beckens der Cerdagne nachgewiesen, nämlich bei Greixa in der Umgebung von Ger, ferner südlich von Bolvir bei La Corona, weiter ostwärts bei Saneja, bei Puigcerda, bei Enveitg und südlich von Angoustrine (vergleiche Abbild. 60).

Die Ablagerungen in der Umgebung von Greixa und Ger, die insbesondere an der neuen Strasse nach Maranges vor 10 Jahren gut erschlossen waren, sind damals sowohl vom Verfasser als auch von *H. Boissevain* notiert und untersucht worden. Letzterer vermochte hier an mehreren Stellen mehrere Brüche in diesen meist schwach verfestigten Ablagerungen festzustellen, bei denen Tone, Sande und Kiese, letztere mit deutlicher Deltastruktur, miteinander in Wechsellagerung stehen. Aus einem ähnlichen Profil bei Greixa geht hervor, dass die Bildung von Brüchen seit dem Absatz der untersten, kohlenführenden Tone bis gegen das Ende der Pliocänbildungen, die zuoberst aus groben Schottern bestehen, angedauert hat. Das Vorkommen von Verwerfungen auch auf der Nordseite des Cerdaner-Beckens, im Zusammenhang mit Brüchen zeigt uns an, dass es sich bei diesem Becken um einen Grabenbruch handelt; ferner erklärt sie uns das Auftreten pliocäner Ablagerungen in ungleichen Höhenlagen; danach liegen gleichaltrige Bildungen an den Rändern höher als gegen die Mitte zu.

Die zweite Oertlichkeit, von der in Zusammenhang mit Pliocänbildungen noch die Rede sein soll, ist der Hügel von Saneja, Puig de Saneja genannt, der sich westlich von Puigcerda und auf der Westseite des Rio de Carol etwa zirka 130 m hoch über dessen Talboden erhebt. Dieser Hügel ist auf seiner Oberfläche mit zahlreichen erratischen Granitblöcken übersät, die auf einer wenig dicken Moräne lagern. Diese wurde von *W. Panzer* und dem Verfasser als Moräne des risseiszeitlichen Carolgletscher erkannt (Lit. 17, 2). Auf der Ostseite des Hügels sind durch grössere Regenrisse gutgeschichtete Sand- und Kies-schichten mit kleinen Geröllen aufgeschlossen; diese Absätze weisen zum Teil Kreuzschichtung beziehungsweise Deltaschichtung auf. *W. Panzer* spricht die Vermutung aus, dass es sich

aus diesem Grunde sowie wegen der Feinheit der Absätze und einer gelblichen Färbung um eine Ablagerung handle, die älter sein könne als die auflagernde Moräne und vielleicht überhaupt nichts mit Eiszeitbildungen zu tun habe. Aehnliche gelbe, kiesige Ablagerungen fanden sich sodann bei einem andern, benachbarten Hügel, dem Serrat dels Fils, wo sie ebenfalls von erratischen Blöcken, beziehungsweise von Moräne bedeckt seien. Es kann sich demnach bei diesen feinkörnigen, wohlgeschichteten Bildungen des Puig de Saneja und des Serrat dels Fils kaum um andere als um solche des Pliocäns handeln, wie sie auch bei Puigcerda und Enveitg vorkommen.

Der Hügel, auf dem sich die kleine spanische Grenzstadt Puigcerda befindet, ist früher von verschiedenen Forschern als östlicher Endmoränenwall des Carolgletschers betrachtet worden. Nähere Untersuchungen haben jedoch ergeben, dass der Hügel durchaus aus geschichtetem, meist gut gerolltem Material besteht, und deswegen wurde er 1932 von *W. Panzer* als Fluvialglazial der Mindel-Eiszeit gedeutet (Lit cit.). Tatsächlich finden sich unmittelbar oberhalb der genannten Stadt zwei gute Aufschlüsse, in denen kantiges, gerolltes und teilweise geschichtetes Gesteinsmaterial, in denen kopfgrosse bis 1 m lange Blöcke vorkommen, zutage tritt; Granitgesteine walten gegenüber Schiefer vor. In den geschichteten Teilen ist dachziegelförmige Lagerung zu erkennen. Es handelt sich danach um eine fluvialglaziale Ablagerung, die 1937 vom Verfasser als verschwemmte Rissmoräne bezeichnet wurde, die aber eher die Benennung Hochterrasse verdiente. Sie lässt sich talaufwärts als Fläche des betreffenden Hügels bis zu echten Moränen in der Nähe von Enveitg hinauf verfolgen und setzt lediglich das obere Drittel des Hügels zusammen. In Liegenden dieses groben Schotters treten nämlich sowohl bei Puigcerda wie bei Enveitg wiederum sehr feinkörnige, zum Teil sandige und tonige Schichten auf, die denen des Hügels von Saneja ähnlich sind. Der eine dieser Aufschlüsse befindet sich auf der Südostseite des Hügels, an der ansteigenden Strasse beim Eingang der Stadt; er zeigte im August 1931 folgendes Profil, von oben nach unten dargestellt:

- 0,8 m fester Sand.
- 1 m Kies, Gerölle nuss- bis eigross.
- 1,2 m gelbe und blaue Mergelschichten.
- 1,2 m feiner Sand.
- 0,8 m gröber Sand.
- 1,5 m gelblicher Mergel.
- 2,5 m blaugrauer Mergel.

Diese insgesamt 9 m mächtigen Schichten, die leicht gegen Osten einfallen und nach oben durch Vegetation bedeckt sind, weisen demnach ein ganz anderes Strukturbild als die oberhalb der Stadt vorkommenden Ablagerungen auf und können kaum anders denn als lakustre Bildungen gedeutet werden. Das Zurücktreten von Kies gegenüber den feineren Absätzen lässt sich aus der Lage nahe gegen die ehemalige Seemitte ungezwungen erklären. Ebenso ist verständlich, dass nun in dem 3 km nördlich davon gelegenen Aufschluss am alten Weg zwischen Ur und dem Dorfe Enveitg in 1250 m Höhe Kiesschichten vorherrschen, diese überlagern in einer Mächtigkeit von 10 m schief geneigte Mergelagen, und im Hangenden der Kiese ist grobblockige Moräne aufgeschlossen. In der Nähe von Enveitg in 1250 m, sowie bei den ersten Häusern dieses Dorfes sieht man an mehreren Stellen wiederum feinere, zum Teil deltaartig geneigte Schotter, die von echter Moräne überdeckt sind.

Aehnliche ziemlich feinkörnige Schotter mit Deltaschichtung finden sich schliesslich südlich von Angoustrine, am Abhang, der von der dort endenden Moräne nach Llvia hinunterführt. Auch hier kann es sich, sowenig wie bei den eben beschriebenen Ablagerungen um Eiszeitbildungen handeln.

Einen etwas anderen Charakter besitzen die mächtigen, blockreichen Schuttbildungen am Südrand des östlichen Teils der Cerdagne. Hier bestehen diese jüngeren Schuttmassen, von denen bereits oben gesprochen wurde, aus stark gemischten, meist kantigen, schiefrigen, zum kleinen Teil quarzitäen Gesteinstrümmern verschiedener Dimensionen; das gleiche Gestein ist in dem ebenfalls genannten Gebirge des Puigmal anstehend, durchsetzt von Quarzitbänken (Carte géol. 1). Kleinere Trümmer walten in den Ablagerungen vor; in ihnen treten vereinzelt bis mehrere Kubikmeter haltende, kantige Blöcke auf. Solche liegen auch beim Col de Rigat, westlich Eyne, auf schiefrigem Felsgrund, so dass man sie zuerst als Findlinge und die übrigen Ablagerungen für alte Moränen halten möchte. Allein die ganzen, meist wagrecht geschichteten Schuttmassen zeigen in der Struktur und Form der Gesteinstrümmer nicht echten Moränencharakter; es fehlt hier die für Grundmoräne typische Gesteinspackung von grösseren und kleineren Blöcken, der sogenannte Blocklehm; es fehlen auch, soweit wir feststellen konnten, die geschrammten Geschiebe. Neben vereinzelt, durch Flusstransport geformten, rundlichen Geröllen überwiegen bei weitem die kantigen, plattigen Trümmer, die stark mit sandigem Material vermischt sind. Offenbar hat man es mit dem Schutt zahlreicher Murgänge zu tun, ähnlich wie dies für das «Riesenkonglomerat von Prades» angenommen worden ist. Es müssen bei seiner Entstehung offenbar auch hier gleiche klimatische

Verhältnisse geherrscht haben wie dort. Aus einiger Entfernung vermag man zu erkennen, dass dieser stellenweise bis 200 m mächtige Schutt in Form ausegedehnter, flacher Schuttkegel je vor den Ausgängen der Täler liegt, die, wie wir oben sahen, als Engtäler in die Gebirgslandschaft der eigentlichen Puigmalgruppe hineinführen. Danach müsste es sich um Ablagerungen der entsprechenden, gelegentlich stark angeschwollenen Flüsse handeln, bevor diese ihre heutigen Talsohlen erreicht hatten. In diese mächtigen Schuttkegel haben sich später die Flüsse unter Bildung von Terrassen neu eingeschnitten. Es weist demnach der, wie wir oben andeuteten, entlang einer Bruchlinie wohl durch junge Erhebungen entstandene Steilabfall des Gebirges und dessen Fusszone ein recht mannigfaltiges Bild der verschiedensten Formelemente auf, bei denen die durch jüngere Erosionsvorgänge entstandenen die vorherrschenden sind; auch hier ist die ganze 3 bis 4 km breite Landschaftszone; die sich von Caixans, südlich Puigcerda, an 12 km weit in nordöstlicher Richtung bis in die Gegend von Llo hin erstreckt, durch eine ausgesprochene Terrassierung gekennzeichnet, wobei neben den recenten Talböden fast überall zwei Terrassensysteme zu erkennen sind. Von diesen sind die jüngeren Terrassen offenbar in der Quartärzeit entstanden; denn ihre Abdachungsflächen korrespondieren mit solchen fluvioglazialer Schotterterrassen, die in der Umgebung von Puigcerda gut entwickelt sind.

In die Hänge der älteren, höher über die Talböden aufragenden, wenig verfestigten Schuttmassen haben seitliche Bäche und gelegentliche Regengüsse zahlreiche Runsen, Gräben und Trichter eingerissen und stellenweise jugendliche Erosionslandschaft geschaffen, in der die rotbräunliche Farbe des Schuttes auffällig gegen das Grün der benachbarten, intakt gebliebenen Weideflächen absticht. Solche «Badland»-Landschaften sind namentlich bei Llo, bei Saillagouse, Nahuja und Osseija gut entwickelt (siehe Karte Abbild. 55 und Abbild. 58).

Aus den obigen Ausführungen ergibt sich demnach, dass die beschriebenen tertiären Ablagerungen des gesamten Cerdaner-Beckens in einer tektonisch bedingten Einsenkung entstanden sind, deren absolute Höhe zu der damaligen Zeit, wie man aus der aufgefundenen fossilen Flora und Fauna schliessen darf, bedeutend geringer war als heute. In mancher Hinsicht wies das damalige Cerdaner-Becken Aehnlichkeit mit der Beckenlandschaft des Valdarno in Italien auf, das durch seine reiche pliocäne Fauna bekannt geworden ist.

Der Umstand, dass in den älteren, tieferen Schichten der Cerdagne Lignite und Fossileinschlüsse von Säugetieren vorkommen, lässt auf eine damals ausgedehnte Sumpf- und Moorbildung schliessen, die in einem breiten Talboden entstand, der

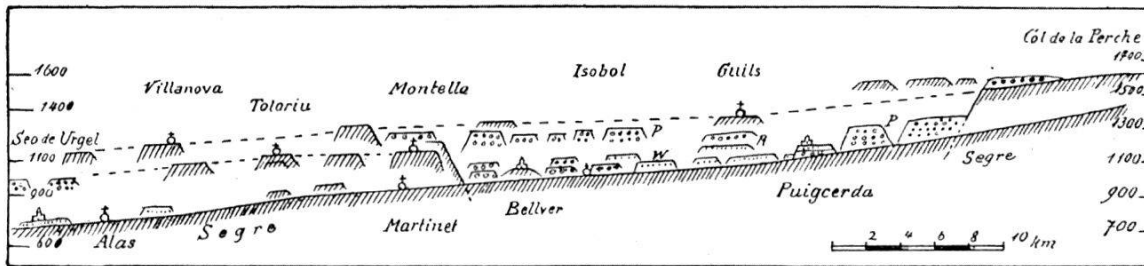


Abbildung 58. Längsprofil des Segretales zwischen dem Col de la Perche und Seo de Urgel, mit tertiären und diluvialen Talterrassen (stark überhöht).

P = pliocäne Terrassen; R = Hochterrasse; W = Niederterrasse.

sich in langsamer Senkung befand. Dieses tektonisch bedingte Tal, das seinen Anfang am heutigen Col de la Perche nahm, besass nun unterhalb des Beckens eine geringere Breite und war dort vorherrschend durch Flusserosion geformt worden. Gleichzeitig mit der Senkung des Cerdaner-Beckens erfolgte hier im Bereiche der Flusstalstrecke eine relativ rasche Hebung, so dass der Fluss mit seiner Auswaschungsarbeit dieser Bewegung nicht zu folgen vermochte. Es entstand deshalb im Cerdaner-Becken ein See, in dem sich die über den fossilreichen unteren liegenden Tone, Sande und Kiese ablagerten, von denen die höheren Horizonte dem älteren Pliocän angehören. Nach und nach schnitt sich nun der Segre in das gehobene Talstück ein, und so entstand durch antecedente Talbildung das heutige 21 km lange und schmale Durchbruchtal zwischen den Becken von Bellver und von Seo de Urgel. Der frühere jungmiocäne und pliocäne Talboden aber tritt uns heute in den gegen 300 und 200 m hoch über dem Flusspiegel gelegenen Terrassen entgegen, die wir oben näher bezeichnet haben (siehe Abschnitt III und IV 1).

Die Betrachtung der Längsprofile des Segretales oberhalb Seo de Urgel und der hier vorkommenden Terrassen zeigt uns, dass die höheren Talterrassen wie z. B. die bei Guils, bei Lles und bei Villanova, dem Perche-Niveau entsprechen. Die tieferen Terrassen wie die von Montella und Toloriu stehen dagegen mit den Pliocänbildungen des Cerdaner-Beckens in Beziehung (s. Abbild. 58).

Hand in Hand mit dem Einschneiden des Hauptflusses in jener Talstrecke ging auch die Vertiefung der Unterlaufstrecken der vielen Seitentäler vor sich, die wir an den gegen den Segre geneigten Abdachungen des Puig Pedros-Massivs und der Sierra de Cadi antreffen und von denen ebenfalls in den eben genannten Abschnitten die Rede war. Das Einschneiden des Haupt- und der grösseren Nebentäler vollzog sich demnach in der jüngeren Pliocänzeit und war zu Beginn der Diluvialzeit beendet,

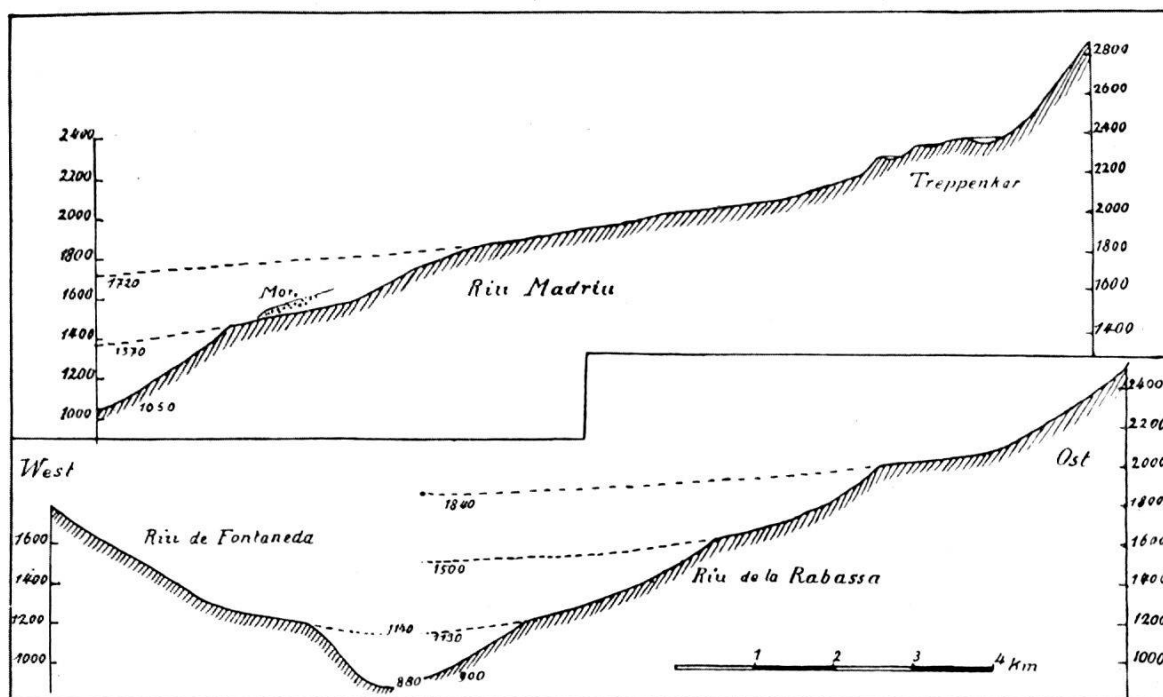


Abbildung 59. Längsprofile durch einige Seitentäler
des R. de Valira, Andorra.

was aus der Lage von quartären Schotterterrassen geschlossen werden darf.

Das Tal des Valira besitzt eine ähnliche Lage und Bildung wie das des Rio de Carol; denn beide sind im unteren Teil ausgesprochene Quertäler, die in tertiäre Becken einmünden; in beiden Tälern lagen zur Eiszeit grössere Gletscher, von denen allerdings der des Valiratales, trotz seiner Länge von 28 km, nur wenig weit ins Quertal hinabreichte. Endlich weisen beide Täler die Erscheinung der Uebertiefung auf, die sich in dem Vorkommen von stufenförmig einmündenden Seitentälern äussert. Besonders ausgeprägt sind solche Hängetäler im Gebiet des Valira.

Nach der Karte von C. M. Chevalier « Les Vallées d'Andorre » treten uns neben dem bereits besprochenen Tal des Riu Madriu auch die Täler von Ensagents, des Riu de Cortals und des Riu de Prat Primer als gestufte Seitentäler entgegen. Nach den gezeichneten Längsprofilen ergeben sich hierbei Uebertiefungsbeträge von 200 bis 400 m. Nun befinden sich zwar die Mündungen der genannten Hängetäler oberhalb der Endmoräne des Valiragletschers von Marginada, so dass man versucht ist, die angegebene Uebertiefung des Haupttales der glazialen Erosion zuzuschreiben.

Allein es kommen auch unterhalb der genannten Endmoräne zu beiden Seiten des Valira-Quertales gut entwickelte Hänge-

täler vor, nämlich das Tal des Riu de Rabassa, das des Riu de Fontaneda, des Riu d'Argorell und des R. Morteys (siehe Profile Abbild. 59). Auch hier lassen sich Uebertiefungsbeträge von 300 bis 400 m feststellen. Es liegt auf der Hand, dass diese nicht durch glaziale, sondern durch fluviatile Erosion des Hauptflusses zustande gekommen sind. Dabei ist es beachtenswert, dass es sich um ein Flusstal handelt, das schon vor der Diluvialzeit existiert haben muss, da es in das Tertiärbecken von Seo de Urgel einmündet.

Ferner ist die Stufung des Tales von Rabassa von Interesse, lässt sie uns doch deutlich ein dreimaliges Eintiefen des Haupt- und Nebentales erkennen. Da die jüngste Vertiefung im Mio-Pliocän stattgefunden hat, wären für die höheren Stufen das ältere Miocän sowie das jüngere Oligocän anzunehmen.

Aus Analogie und im Hinblick darauf, dass zwei grössere Seitentäler des Valira gleichsohlig einmünden, darf weiterhin angenommen werden, dass die zuerst aufgeführten Hängetäler ebenfalls zur Hauptsache infolge der starken fluviatilen Eintiefung des Haupttales Stufenmündung erhalten haben.

Möglicherweise fand in der 21 km langen Durchbruchtalstrecke des Segre keine besondere lokale Hebung statt, sondern ihre Bildung stand im Zusammenhang mit einer allgemeinen, relativ jungen Hebung des Gebirges, während welcher die beiden Becken von Seo de Urgel und der Cerdagne einsanken.

Dass solche allgemeine Hebungen der Gebirge stattfanden, geht ohne weiteres aus den in verschiedener Höhe vorkommenden Abtragungsflächen hervor. Ueber ihre chronologische Einordnung soll noch im hier nachfolgenden Abschnitt VI die Rede sein.

3. Die Eiszeitbildungen im Cerdaner-Becken.

a. Allgemeine Bemerkungen.

Auf der Nordseite des gesamten Beckens werden die gut erkennbaren pliocänen Seebildungen an mehreren Orten von Moränen diluvialer Gletscher überlagert, so am Puig de Saneja, bei Ur, bei Enveitg und bei Angoustrine, nw. Livia. Schön entwickelt sind die lange bekannten und kürzlich von W. Panzer und F. Nussbaum näher beschriebenen Moränen des Carolgletschers, wenig oberhalb Puigcerda, sowie diejenigen von Angoustrine. Diese beiden grossen Talgletscher hatten ihren Ursprung im Pic Carlitte-Massiv, wo, wie wir bereits vernommen haben, noch mehrere andere, aber kleinere Gletscher lagen, so auch der Tetgletscher, der bei Mont-Louis am Col de la Perche endete.

Es sollen im Folgenden die Diluvialbildungen in der Umgebung von Puigcerda nochmals beschrieben werden, und zwar aus dem Grunde, weil bisher über deren Verbreitung und Zugehörigkeit zu verschiedenen Eiszeiten noch keine Uebereinstimmigkeit der Ansichten unter den Forschern erzielt worden war. Während der Verfasser in seinen neueren Arbeiten hier Ablagerungen zweier Eiszeiten unterschied, glaubte W. Panzer deren drei annehmen zu sollen (Lit. cit.). Dieser Auffassung sind seither sowohl H. Boissevain wie auch P. Birot (l. c.) entgegengetreten. Andererseits hatte schon viel früher O. Mengel im Gesamtgebiet der Cerdagne Ablagerungen dreier Eiszeiten unterschieden, indem er zu der ältesten jene mächtigen, rotbraun gefärbten und teilweise blockreichen Schuttbildungen rechnete, die sich in der soeben beschriebenen südlichen Randzone des Cerdaner-Beckens zwischen Osseija und Llo ausdehnen, die 1885 von Depéret und Rérolle dem Miocän zugezählt worden waren, und die man heute dem älteren Pliocän zuteilen möchte (Lit. 4).

Wie wir noch hören werden, sind auch in andern Flussgebieten der Pyrenäen bisher mit Sicherheit nur zwei Eiszeiten nachgewiesen worden.

Andererseits haben einige Autoren auch die Wahrscheinlichkeit einer Vergletscherung im jüngeren Tertiär betont.

So kommt der Frage nach den Beweisen dreier Eiszeiten im Gebiet des alten Carolgletschers eine allgemeinere Bedeutung zu. Sie wäre leichter zu entscheiden, wenn sich über den sicher nachgewiesenen fluvioglazialen Ablagerungen der beiden letzten Eiszeiten, der Nieder- und der Hochterrasse, jene Deckenschotter vorfinden würden, die uns beispielsweise am Aussenrand der Alpen auf Felsterrassen, 80 bis 120 m hoch über den heutigen Talsohlen, als sogenannte löcherige Nagelfluh entgegengetreten und deren fluvioglaziale Natur zuerst 1891 von L. Dupaquier in der Nordschweiz der Alpen erkannt worden ist. Oder wenn sich unter Altmoräne eine pflanzenführende Schicht mit interglazialer Flora und darunter eine noch ältere Gletscherablagerung nachweisen liesse. Allein diese Verhältnisse sind in der Cerdagne nicht vorhanden; es müssen andere Anzeichen für eine weitere Differenzierung der Eiszeiten herangezogen werden, Merkmale, deren Beweiskraft wohl nicht ohne Grund bestritten werden kann.

Um daher in der Beantwortung der Frage nach der chronologischen Unterscheidung jener Ablagerungen sicher vorzugehen, empfiehlt es sich, zunächst jene Bildungen zu betrachten, die nach Lage, Gesteinsart und äusserer Form der letzten und jüngsten Vergletscherung zugewiesen werden dürfen.

Leider wird das Studium beziehungsweise die Kartierung dieser Ablagerungen infolge Mangels einer genauen, einheitlichen Karte nicht unerheblich erschwert.

b. Das Moränen- und Schottergebiet des Carolgletschers.

Nachdem sich erwiesen hatte, dass der zirka 50 m hohe Hügel von Puigcerda, der sich in schwacher Bogenform von Enveitg, am Fusse des Gebirges 3 km weit gegen S in die Ebene erstreckt, lediglich aus geschichteten Ablagerungen aufgebaut ist und daher nicht als Endmoränenwall betrachtet werden darf, wie dies noch bis vor kurzem geschah, war man genötigt, die gut ausgesprochenen Endmoränen des Carolgletschers oberhalb Puigcerda anzunehmen, wo sie denn auch in der Umgebung der Ortschaft Enveitg, Saneja und Latour-de Carol festgestellt wurden (vergl. Abbild. 60 und Tafel IV, Abbild. 7).

Am deutlichsten ist blockreiche, wallförmige Ufermoräne auf der westlichen Talseite bei Riutes und Latour-de Carol in 1570 m Höhe, 250 bis 300 m über dem Talboden zu erkennen, wo sich die zahlreichen hellen Granitblöcke infolge des nur spärlichen Pflanzenwuchses auf der Moräne scharf vom übrigen Gelände abheben. Dieser mächtige, auffallend gut geformte Wall senkt sich in südöstlicher Richtung, um sich südlich Latour beim Gehöfte von St-Pierre in 1308 m in drei schmälere Wälle zu teilen, von denen der äussere in gleicher Richtung gegen das Dorf Saneja hinabzieht, während die beiden andern leicht talwärts biegen, und zwar der eine gegen das Dorf La Vignole, in 1216 m am Rio Carol, der andere gegen den Weiler Yravals, zirka 1 km weiter oberhalb, wobei beide an Höhe und Breite abnehmen, so dass sie am Ende unmerklich in eine Schotterterrasse übergehen. Dasselbe ist von dem an sich grösseren Wall von Saneja der Fall, an dessen Ende eine gut entwickelte Niederterrasse von zirka 15 m Höhe liegt, die sich mehrere km weit auf der Westseite des Rio Carol talabwärts verfolgen lässt.

Aehnliche topographische und geologische Verhältnisse treffen wir auch auf der Ostseite des Tales an. Da findet sich zunächst gut erhaltene, durch die weissliche Farbe der Granitblöcke weithin sichtbare und ohne Zweifel der letzten Eiszeit angehörende Ufermoräne in der Fortsetzung des zwischen dem Haupttal und dem R. de Salit abwärts führenden schmalen Kammes bei Salit, oberhalb Riutes, und zwar in 1600 m Höhe, wonach der Gletscher noch hier eine Mächtigkeit von 320 m besass. Dann lässt sie sich vom Col de Béna abwärts 2 km weit als mächtiger Wall bis zum P. 1411, östlich von Latour-de Carol hin verfolgen, wo sie sich in zwei flachere, schmälere Wälle zu teilen beginnt; der eine verläuft noch, wie bisher der unverteilter,

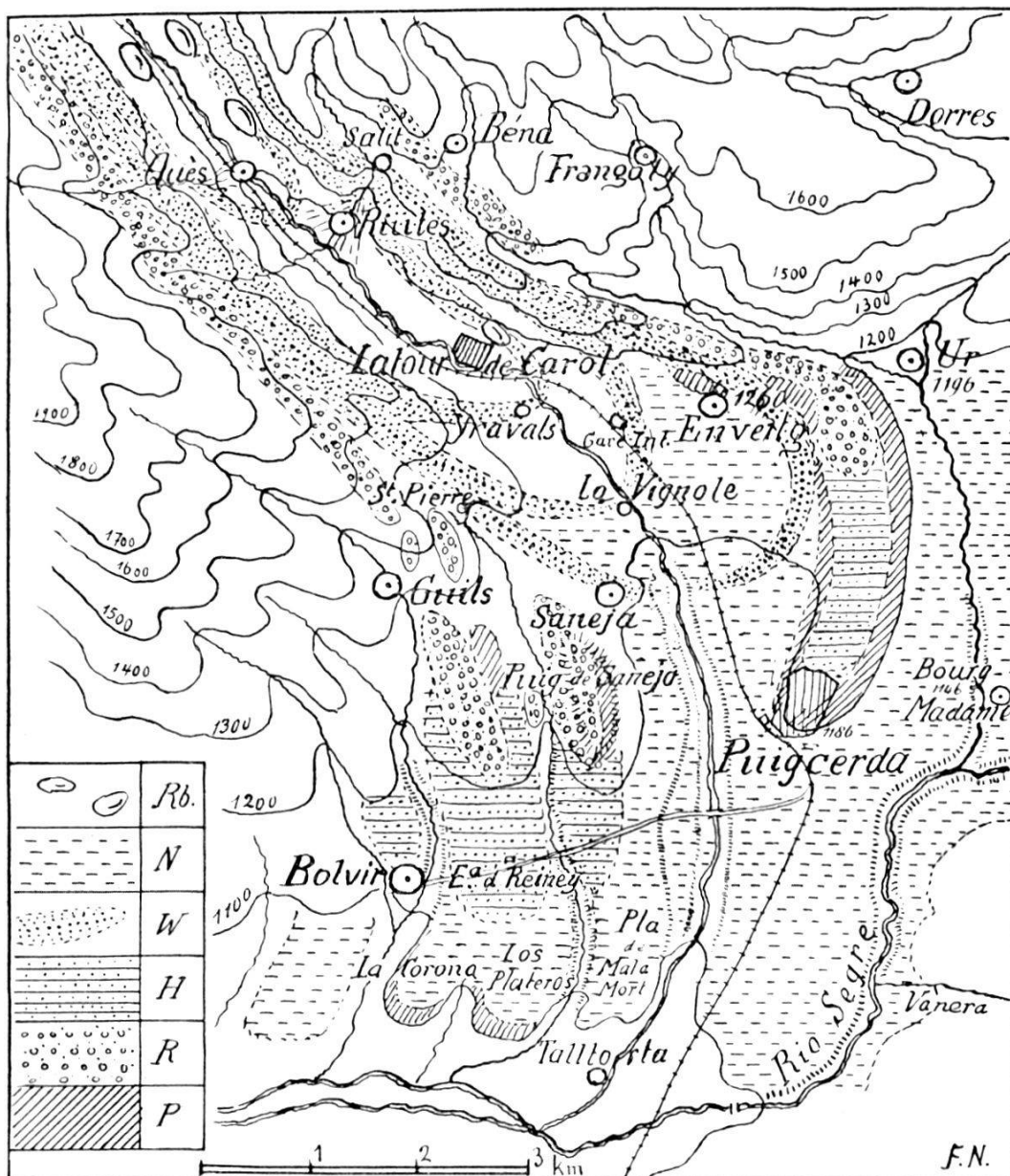


Abbildung 60. Das Endmoränengebiet des Carol-Gletschers bei Puigcerdà.

P = Pliocän; R = Rissmoräne; H = Hochterrasse; W = Würmmoräne;
N = Niederterrasse; Rb = Rundbuckel.

in südöstlicher Richtung weiter und senkt sich östlich von Enveitg in Bogenform nach dem breiten Talboden hin ab, wo er allmählich in die auch auf der östlichen Seite des Rio Carol gut entwickelte Niederterrasse übergeht. Der andere Wall senkt sich zwischen den beiden genannten Ortschaften gegen die Gare Internationale und verflacht sich östlich von La Vignole in einer Schotterterrasse des Tales.

Das Gegenstück zu der an grossen Granitblöcken reichen Moräne von Yravals ist auf der östlichen Talseite ebenfalls vorhanden; von dem Felsrundbuckel, an den sich der Flecken Latour-de Carol anlehnt, weg lässt sich die Moräne der Strasse entlang nach dem Fluss hin bis gegenüber Yravals verfolgen; ebenso ist Gletscherschutt oberhalb Latour bis nach Riutes am Fusse des Talabhanges festzustellen. Endlich findet sich eine weitere Rückzugsmoräne zwischen dieser kleinen Ortschaft und dem Dörfchen Quès in zirka 1290 bis 1300 m. Diese Endmoräne deutet einen Rückzug des Carolgletschers um 5 km vom Stand von Saneja an.

Wie bereits angedeutet, schliessen sich an die beschriebenen Endmoränen gut ausgesprochene Schotterterrassen an, die sich mehrere km weit flussabwärts verfolgen lassen; man vermag zwischen Latour-de Carol und Puigcerda über der flachen recenten Talsohle deren drei zu unterscheiden, eine von 4 bis 5 m Höhe, eine zweite von zirka 12 m, die bis Yravals hinauf zu erkennen ist, und eine dritte, welche die letztere um zirka 14 m überragt und nach Panzer zirka 27 m Höhe besitzt; alle sind nach dem Fluss zu mit scharfen Kanten abgegrenzt (siehe Abbild. 61). Bei näherem Zusehen erweist es sich, dass die höchste dieser Niederterrassen bei der Endmoräne von La Vignole beginnt, und dass die Moräne von Saneja auf ihr endet. Sie war 1934 bei Puigcerda bei der Anlage der Bahnlinie sehr schön aufgeschlossen und zeigte dort alle Merkmale eines groben, fluvioglazialen Schotters mit durchaus frischen Geröllen, in der Mehrzahl von Kopfgrösse, vereinzelt mit Blöcken von 50 bis 60 cm Durchmesser. Diese Niederterrasse setzt sich unterhalb Puigcerda in den ebenfalls mit scharfen Kanten abfallenden Terrassen von «Pla de Mala Mort», «Los Plateros» und von La Corona fort, die sich gleichmässig auf 1100 m senken und deren Schotternatur an mehreren Orten gut zu erkennen ist. So zeigt sich insbesondere ein Aufschluss am Westhang der zirka 35 m hohen Terrasse von La Corona im Hangenden eine 8 bis 10 m mächtige Schotterablagerung von durchaus ähnlicher Zusammensetzung wie bei dem Bahneinschnitt von Puigcerda, sogar mit Granitblöcken von 0,7 bis 1 m Länge; im Liegenden jedoch sehr viel feineres Material von gelblichen Sandschichten und Kieslagen mit Deltastruktur. Offenbar handelt es sich hier wie bei Puigcerda und beim Puig de Saneja um pliocäne randliche Seeablagerungen.

Ueber die Lage, Ausdehnung, die petrographische Beschaffenheit und die chronologische Zuweisung der oben beschriebenen Moränen und Schotterbildungen der letzten Eiszeit besteht zwischen der Darstellung des Verfassers und derjenigen von *W. Panzer* völlige Uebereinstimmung. Anders verhält es sich dagegen mit

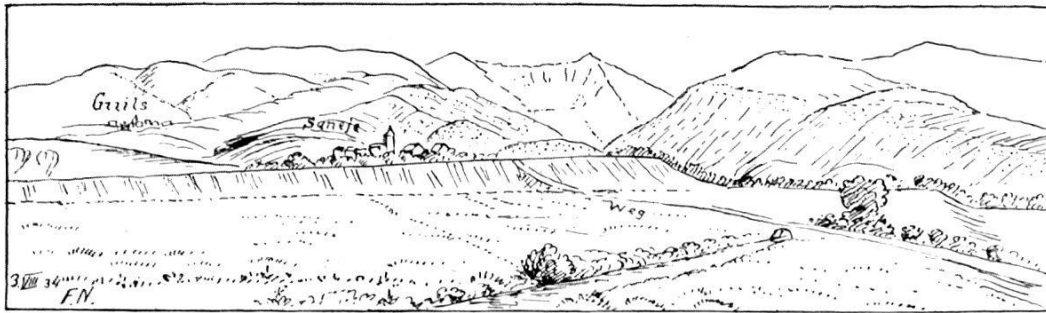


Abbildung 61. *Terrassen- und Moränenlandschaft bei Saneja.*

der Kartierung und der zeitlichen Einordnung von Moränen und Schottern, die in dieser Gegend offenbar älter sein dürften als die eben beschriebenen. Der genannte deutsche Forscher glaubt hier noch Ablagerungen zweier älterer Eiszeiten unterscheiden zu können, während der Verfasser die betreffenden Bildungen nur einer früheren Vergletscherung zuweisen möchte. Dies aus folgenden Gründen.

Ältere Moränen finden sich auf beiden Seiten des Tales jeweils ausserhalb der gut ausgesprochenen würmeiszeitlichen, wallförmigen Moränen; in grösserer Ausdehnung ist dies auf der Westseite der Fall, nämlich vorerst auf dem oben erwähnten Puig de Saneja, im Hangenden der dort nachgewiesenen Pliocän-schotter, sodann westlich davon zwischen den beiden Bächen, die von Guils südwärts abfliessen, auf dem flachen Hügel, dem Serrat dels Fils, wo ebenfalls ältere feine Kiese im Liegenden vorkommen. Die darüber liegende Moräne zeigt nicht nur nach ihrer Form, sondern auch nach ihrem fortgeschrittenen Stande der Verwitterung ein höheres Alter als die Jungmoränen an; in ihrer Ausdehnung lässt sie sich zusammenhängend am Serrat des Fils bis in die Nähe von Guils, sodann nach einer räumlichen Unterbrechung auch weiter oberhalb bis zu 1580 bis 1600 m Höhe verfolgen.

Die starke Verwitterung der Moräne bei Guils ist Prof. W. Panzer aufgefallen, und sie ist in einigen Aufschlüssen am Weg, der von Saneja nach hinaufführt, sowie bei einigen Rinn-salen ohne weiteres festzustellen. Immerhin besitzt sie hier noch eine bedeutende Mächtigkeit, wenn auch ihre Oberflächenformen durch Denudation nicht mehr so scharf sind wie die der Jungmoränen. Oberhalb Guils tritt diese Altmoräne über sehr steilen Schiefen in 1450 m ebenfalls westlich der wallförmigen Jungmoräne auf und lässt sich dem Abhang entlang bis 1600 m hinauf feststellen, ohne dass sie orographisch hervortritt.

Unterhalb des genannten Hügels Serrat dels Fils zieht sich eine breite, nach den beiden sie begleitenden Bachtälchen leicht abfallende Ackerfläche mit schwachem Gefälle südwärts bis

1150 m Höhe zur Estanzia Reiney. Hier wird diese gewölbte Fläche von der neuen grossen Fahrstrasse Bellver - Puigcerda durchschnitten, und es kann ihre Schotternatur festgestellt werden. Wir haben es demnach mit dem Fluvioglazial des Gletschers zu tun, der die Moränen von Guils und des Puig de Saneja abgelagert hat. Näher zu diesem breitet sich in gleicher Höhe eine ähnliche Fläche mit grobem, verwittertem Schottermaterial an. Auch nach der äusseren Form und der Höhenlage erweist sich dieser Schotterkomplex älter als die oben beschriebene Niederterrasse. Eine andere Schotterablagerung fehlt aber hier. Mit Recht hat deshalb auch W. Panzer diese Schotterbildung bei der Ea. Reiney als Riss-Terrasse (Hochterrasse) bezeichnet. Da sie aber gerade dort beginnt, wo die Moräne des Serrat dels Fils aufhört, die von W. Panzer der Mindel-Eiszeit zugewiesen wird, müssen beide Bildungen offenbar zeitlich mit einander in Beziehung gestanden haben, das heisst beide der Riss-Eiszeit angehören.

Prof. Panzer will nun dem risseiszeitlichen Gletscher hier nur die Moräne des Puig de Saneja zuerkennen; auf der Ostseite des Tales aber vermag er für ihn keine entsprechende Ablagerung aufzufinden. Dort betrachtet er den groben, fluvioglazialen Schotter auf dem Hügel von Puigcerda als Mindel-Terrasse (jüngerer Deckenschotter) — wobei er immerhin ein Fragezeichen setzt — und die zwischen Ur und Enveitg an den Schotter anstossende Moräne als Mindel-Moräne (ebenfalls mit Fragezeichen).

Da jedoch diese Moräne in flacher Wallform, östlich oberhalb Enveitg, in unmittelbarer Nähe der oben beschriebenen Jungmoräne liegt und sich in südöstlicher Richtung bis in die Mitte zwischen Enveitg und Ur hin fortsetzt, was auch durch das Vorkommen grösserer Granitblöcke sowie durch den Aufschluss am Weg zwischen diesen beiden Ortschaften dokumentiert wird, kann es sich auch hier um nichts anderes als um Altmoräne, das heisst um Moräne des reisseiszeitlichen Carolgletschers handeln. Eine andere, noch weiter ausserhalb gelegene Moräne kommt hier in dieser Gegend nicht vor; wäre dies der Fall, so müsste von zwei Ablagerungen offenbar die jüngere besser erhalten sein als die ältere. Ferner ist auch hier der Zusammenhang der Altmoräne mit dem fluvioglazialen Schotter von Puigcerda gut zu erkennen, der demnach als Hochterrasse zu bezeichnen wäre. Seit seiner Ablagerung haben sich die Flüsse wohl um mehr als 60 m tief eingeschnitten und ihre Talsohlen ansehnlich verbreitert, in die dann während der Würmeiszeit der Niederterrassenschotter und die Jungmoränen abgelagert wurden.

Interessant ist der Hinweis von Prof. Panzer, dass die Niederterrassen, nämlich die von 27 m und die von 12 m Höhe,

« am ganzen Segre-Lauf und weiter noch am Ebro selbst nachzuweisen sind ».

Nach M. Chevalier fehlt die 27 Meter-Terrasse im Becken von Seo de Urgel; die diluviale Terrasse, auf der hier die Stadt steht, ist die von 12 m Höhe (Lit. 16).

Die in den obigen Ausführungen zum Ausdruck gebrachte Zuweisung der Moränen und Schotter in der Umgebung von Puigcerda in zwei Eiszeiten wird, wie bereits angedeutet, auch von *H. Boissevain* im grossen und ganzen geteilt, wenn er auch in Einzelfällen anderer Meinung ist; so hält er die liegenden Kiese des Puig de Saneja für fluvioglazial, und die nach ihm 50 m hohe Terrasse La Corona bezeichnet er als Hochterrasse. Letzteres wäre immerhin möglich; leider macht sich gerade in der Bestimmung der Terrassen-Niveaus der Mangel einer guten Karte sehr fühlbar.

VI. Zur morphologischen Entwicklung des Cerdanischen Hochlandes.

Nachdem wir in den vorangegangenen Abschnitten die verschiedenen Landschaften des Hochlandes der Cerdagne betrachtet haben, wollen wir nunmehr versuchen, zusammenfassend ihre morphologische Entwicklung in ihren wesentlichen Zügen darzulegen. Wir haben bereits, unter Bezugnahme auf die einschlägige Literatur, die Entstehung und die geologische Geschichte des Beckens der Cerdagne erörtert und dabei festgestellt, dass es sich hierbei um relativ junge tektonische Vorgänge mit entsprechenden Sedimenten handelt, nämlich solche des oberen Miocäns und des Pliocäns; die Beckenumrahmung weist jedoch neben solchen aus diesen Epochen noch Abtragungsformen von bedeutend höherem Alter auf, und es gilt nun, deren Entstehung in ihrer chronologischen Aufeinanderfolge zu erfassen und zu deuten.

1. Ueber die Bildung des Längstales des Segre.

Schon dieser gegen 60 km lange Talzug zwischen dem Col de la Perche und der Bischofsstadt Seo de Urgel gibt Anlass zu weiterer Erörterung, nachdem wir ja bereits dessen einzelne Abschnitte kennen gelernt haben. Längstäler sind fast überall an geologisch beziehungsweise tektonisch bedingte Verhältnisse geknüpft; in jüngeren Faltengebirgen wie z. B. im Jura folgen sie den Synklinalen, oder es sind isoklinale, durch den Verlauf weicher Gesteine vorgezeichnete Talzüge, oder schliesslich sind

sie durch Längsverwerfungen bedingt, wie sie in Falten- und Ueberschiebungsgebirgen häufig vorkommen. Man denke etwa an einige der grossen Längstäler in den Ostalpen.

Es darf demnach von vorneherein angenommen werden, dass auch das in Frage stehende Längstal des Segre tektonisch bedingt sei, umso mehr, als sich ja die tektonischen Becken der Cerdagne, von Bellver und von Seo de Urgel in einer Linie befinden und dass die beiden oberen vom unteren Becken nur durch das 21 km lange, schmale Durchbruchtal von Martinet getrennt sind. Aber auch auf dieser Strecke fehlen tektonische Störungslinien nicht, wie insbesondere *H. Boissevain* nachgewiesen hat (Abbild. 55). So besitzen auch die kretazischen und eozänen Ablagerungen am Turro de Querforadat, die durch eine Bruchlinie gegen N abgegrenzt sind, gegenüber dem aus gleichen Gesteinen aufgebauten Hauptkamm der Sierra de Cadi eine Lage, nach der auf eine Senkung jener dem Hauptkamm vorgelagerten Gesteinszone geschlossen werden darf. Allerdings weist diese Zone mit ihren zahlreichen gerundeten Querrücken, flachen Terrassen und tiefen Talformen heute durchwegs typische Abtragungsformen verschiedener Epochen auf; unter diesen Formen haben wir bereits die 200 bis 300 m hoch gelegenen Terrassen als Reste des miocänen Längstales des Segre erkannt (s. vorigen Abschnitt); solche Terrassen liessen sich auch auf der rechten, nördlichen Talseite nachweisen.

Nun finden sich aber über diesen chronologisch bestimm- baren Terrassen, namentlich auf der Südabdachung des Puig Pedros-Massivs, noch höhere Abtragungsflächen, die schliesslich zur bekannter Gipfflur hinaufführen. Dieser sowie jenen Flächen und Eckfluren müssten wir, nach dem Vorhergehenden, ein *vor-miocänes* Alter geben, eine Altersbestimmung, mit der wir uns in Widerspruch setzen mit unseren mehrmals genannten holländischen Kollegen, den Herren *H. Boissevain* und *A. J. Pannekoek*, während *P. Birot* eine Auffassung vertritt, die sich offenbar der unsrigen nähert.

2. Zur Entstehung der Gipfflur und der Flächen des Camporeils-Niveaus.

Bei dem Versuche, die Chronologie jener hochgelegenen Abtragungsformen näher anzugeben, geht *H. Boissevain* von den oben geschilderten tonigen, sandigen und lignitreichen obermio- cänen Sedimenten des Cerdaner-Beckens aus, indem er ausführt, dass solche Ablagerungen nur bei einer Beckenumrahmung von sehr sanften Böschungen möglich gewesen seien. Dieser flach-

welligen, senilen Landschaft, wie sie im Obermiocän in den Ostpyrenäen bestanden haben soll, ordnet nun H. Boissevain das Gipfelflur-Niveau zu, dem der genannte Autor demnach pontisches Alter geben möchte (Lit. 18).

Durch hierauf erfolgte Senkung des Beckens und Hebung der Umgebung sei ein neuer Erosionszyklus eingeleitet worden, wodurch das Karbodenniveau entstanden sei, also die Bildung jener ausgedehnten Abtragungsflächen, die wir vom Roc de la Calm weg in 2200 bis 2400 m Höhe bis zum Plateau von Camporeil (daher die bezügliche Bezeichnung), angetroffen haben. Mit der Entstehung dieser Flächen wird, wie auch A. J. Pannekoek in Uebereinstimmung mit H. Boissevain ausgeführt hat, (Lit p. 14, 35), die Ablagerung der gröberen Sedimente im Cerdaner-Becken in Beziehung gebracht.

Noch jünger sollte naturgemäss die Bildung des um rund 500 bis 600 m tiefern Perche-Niveaus sein; wahrscheinlich habe sie im Plaisancien stattgefunden, worauf im Astien eine weitere bedeutende Erhebung des Gebirges eingetreten sei.

Unseres Erachtens lassen sich verschiedene Einwände gegen die hier angenommene Chronologisierung der orogenetischen beziehungsweise epirogenetischen Bewegungen und der mit ihnen in Beziehung stehenden Abtragungsvorgänge und -formen vorbringen; vorerst der, dass die Entstehung der verschiedenen Abtragungsniveaus im allgemeinen als viel zu spät angesetzt worden ist. Vorerst gilt dies für das Perche-Niveau. Gewiss haben im Pliocän bedeutende vertikale Bewegungen stattgefunden, so zunächst im untern Tet-Tal bei Prades und im Roussillon, wie wir früher gesehen haben. So darf man namentlich die Hebung der Canigou-Puigmal-Kette in jene Zeiten verlegen, und zwar muss es hier nach der Obermiocänzeit zu wiederholten Hebungen gekommen sein, denen dann jeweiligen auch lebhaftere Abtragungsperioden mit gewaltigen Schuttbildungen entsprochen haben.

Das Perche-Niveau dürfte jedoch älter als das Pliozän und sogar als das Obermiocän sein; es ist eine zwar tektonisch bedingte, aber in der Form durch sub-aerische Denudation und Erosion geschaffene Abtragungsfläche, die in der Gegend von Saillagouse beim Col de Rigat und bei Eyne von jüngerem Tertiär überlagert wird. Sodann bricht die bei Odeillo und Targasonne dem Perche-Niveau entsprechende Fläche unvermittelt steil zum Cerdaner-Becken ab, das infolge von Brüchen in dieses Niveau eingesenkt ist. Mit dieser Senkung sind auch die obermiocänen Sedimente, zusammen mit den pliocänen, tektonisch gestört worden.

Soll nun das sehr gut ausgebildete Camporeil- oder Karbodenniveau auch in jener jungtertiären Zeit entstanden sein, so muss man sich fragen, ob bei seiner Entstehung im Anfangsstadium, infolge des durch die Hebung entstandenen starken Gefällsbruches, nicht gewaltige Mengen groben Abtragungsschuttes im Becken abgelagert worden wären. Solcher Schutt pliocänen Alters liegt zwar am südöstlichen Rande des Beckens, aber zur Hauptsache vor dem Ausgang typischer Erosionstäler, die in das Camporeilniveau eingeschnitten sind; am Nordrande des Beckens jedoch treten uns aus dem Pliocän stammende Sedimente mit feinem Korn entgegen, die ruhigeren, ausgeglicheneren Abtragungsvorgängen entsprechen. Das Gebirge war im Pliocän, wenn vielleicht nicht so hoch wie heute, doch schon da; aber seine Flussläufe besaßen offenbar bereits wohlausgegliche Sohlen. Demnach müsste die Hauptabtragung schon vorher stattgefunden haben. Das Gleiche gilt auch für das Gipfflurniveau. Beachtenswert ist, dass der hervorragende Morphologe und Kenner des Hochgebirges, Prof. *Alb. Penck*, nicht gezögert hat, die von Sümpfen bedeckte tertiäre Beckenlandschaft der Cerdagne mit dem in der Gegenwart ähnlich beschaffenen, breiten alpinen Längstal der Enns oberhalb des Gesäuses zu vergleichen und damit anzudeuten, dass selbst in einem von hohen Bergketten eingerahmten Tale Moorbildung, wie sie das obermiocäne Cerdaner-Becken aufwies, vorkommen könne (Lit. 9).

Treten wir nun der Frage nach der Entstehung des Camporeils-Niveaus und der Gipfflur der nördlich des Segre-Längstales aufragenden Gebirge näher, so ist zunächst festzustellen, dass die durch subaerische Abtragungsvorgänge bewirkte Gestaltung jener Flächen und Mittelgebirgsformen sehr lange Zeiträume und die Verfrachtung ganz enormer Gesteinsmassen voraussetzt. Und da insbesondere jene der Zentralaxe der Pyrenäen angehörenden Gebirge zur Hauptsache aus kristallinen beziehungsweise granitischen Gesteinen aufgebaut sind und alle Merkmale weitgehender Abtragung aufweisen, müssten die von ihnen herstammenden Gesteinstrümmer auch vorwiegend aus solchem Material bestehen. Befand sich zu jener Zeit das Meeresufer nicht in allzugrosser Entfernung, so wären entsprechende Geröllablagerungen als alte Deltabildungen auch infolge der seither eingetretenen Hebungs- oder Faltungsvorgängen noch vorhanden und nachzuweisen.

Diese Voraussetzungen scheinen nun auf der Südabdachung der katalanischen Pyrenäen zuzutreffen. Nach den früheren Untersuchungen spanischer und französischer Geologen, die kürzlich durch die Beobachtungen und Aufnahmen von *P. Birot*, sowie im Gebiet der Nogueras von *M. Dalloni* bestätigt worden sind, finden sich im Bereiche der südlichen Kalkzone der Pyre-

näen ausgedehnte Konglomerate obereocänen und oligocänen Alters, die reich an Granitgeröllen sind und mitunter sogar auffallend grosse Blöcke enthalten (Lit. 13, 14, 19).*)

Von Bedeutung für unsere Fragestellung sind nun die grosse Mächtigkeit und die Verbreitung von Konglomeraten in den oberen Flussgebieten des Llobregat und des R. Cardener; diese Ablagerungen bestehen vorherrschend aus Granitgeröllen, denen sich in untergeordnetem Masse auch Kalkgerölle beigesellt haben. Nun kommen diese Konglomeratbänke meist in gestörter Lagerung vor. Nach den Untersuchungen von *P. Birot* (l. c.) ergibt sich aus der Diskordanz der Schichtenlagerung in jenen Gebieten, dass eine erste kräftige Auffaltung bereits im mittleren Oligocän eingesetzt hatte, der später eine zweite orogenetische Bewegung, verbunden mit lokalen Ueberschiebungen, folgte. Von diesen tektonischen Bewegungen sind auch die genannten mächtigen Konglomeratschichten betroffen worden, für deren ursprüngliche Ablagerung verhältnismässig flaches, schwach gegen Süden abfallendes Gelände vorausgesetzt werden muss. Die Zusammensetzung dieser Konglomerate verlangt eine Herkunft aus nördlichen Gegenden; sie stammen offenbar aus jenen Granitgebirgen im öbern Segregebiet, die sich schon erhoben hatten, bevor ihre südliche Sedimentzone gefaltet, beziehungsweise stark gestört wurde, so dass die von den Flüssen verfrachteten Geschiebe hier abgelagert werden konnten.

Unsere Auffassung von der Herkunft jener an Granitgeröllen reichen Konglomerate aus der kristallinen Zentralzone der Pyrenäen, speziell aus den genannten Gebirgen, wird nun durch die Untersuchungen von *P. Birot* in der hier angeführten südlichen Kalkzone, die Zone der Pedraforca genannt, durchaus bestätigt. Danach lassen sich durch Rekonstruktion der vor den Faltungen bestehenden Verhältnisse für die hier konsequent gegen Süden abströmenden Flüsse mehr oder weniger klar alte, breite Talzüge erkennen, die in der Oligocänzeit von jenen mächtigen

*) Solche gigantische, unsern bekannten Findlingen ähnliche Blöcke finden sich beispielsweise auf dem Serrat Nègre vor, der sich östlich des Llobregattales bis zu 1750 m erhebt. Dieses von *O. Mengel* beschriebene Vorkommen ist sehr rätselhaft, namentlich im Hinblick auf den Umstand, dass sich das nächste Granitgebirge, das Pedros-Massiv, in 30 km Entfernung vom Serrat Nègre erhebt und dass sich zwischen den beiden viele bis 2500 m hohe Berge und tiefe Täler befinden (Lit. 13). Handelt es sich hierbei um die Verfrachtung durch grosse, tertiäre Gletscher oder um Transport durch riesige, ehemalige Murgänge, oder sind es Reste früherer Gebirge, die durch tektonische Vorgänge oder durch Abtragung verschwunden sind, ähnlich wie dies bei den sogenannten exotischen Blöcken im Flysch unserer Voralpen (Habkern, Gurnigel) der Fall ist? Bis jetzt hat sich noch kein Forscher ernsthaft mit der Frage der Herkunft jener rätselhaften Granitblöcke in der südlichen Kalkzone der Pyrenäen beschäftigt, und eine befriedigende Antwort auf die oben erörterten Fragen steht zur Stunde noch aus.

Konglomeraten zugeschüttet worden waren. Die Flüsse sind der R. Llobregat, die Aiguadora, die Aigua de Valls und der R. Cardoner.

Man könne, sagt P. Birot, einen früheren Lauf des R. Llobregat rekonstruieren, der älter sein müsse als die Hauptfaltungsphase: durch jenen alten Flusslauf seien in der ganzen östlichen Sektion der Pedraforca Granitgerölle abgelagert worden. Besonders ansehnlich seien diese Ablagerungen in der Gegend von Berga und la Baells, «si bien que l'on évoque facilement un vaste cône de déjection primitif, s'étendant vers l'ouest jusqu'à 5 km de Berga et, vers l'est jusqu'à Borreda. Le relief de la Série de Pedraforca était alors peu accentué, comme le prouvent la rareté des cailloux calcaires et le parfait calibrage des cailloux provenant de la Zone Axiale, alternant avec des argiles rouges.» ...

Von der Aiguadora bemerkt der genannte Autor, dass dieser Fluss ein schönes Beispiel epigenetischer Talbildung darstelle. Dieser Flusslauf befinde sich im Bereiche von Konglomeratbänken, die gegen Südwest geneigt seien und diskordant über einer Kreidefalte lägen, in deren Mitte sich der Fluss in der Richtung der grössten Neigung der Konglomerate eingeschnitten habe.

Das Talgebiet der Aigua de Valls bietet geologische und morphologische Verhältnisse, die denen des obern Llobregat durchaus ähnlich sind. Schliesslich habe sich der R. Cardoner epigenetisch in die Konglomeratmasse bei San Lorenzo eingeschnitten, welche eine frühere Depression ausfülle.

Zusammenfassend bemerkt P. Birot (l. c. p. 200): «Aujourd'hui, les rivières prennent toutes leur source au sud de la Cerdagne et de la Sierra del Cadi. Il n'en était pas de même aux temps oligocènes, et les traînées de cailloux provenant de la Zone Axiale représentent nécessairement les principaux courants fluviaux de l'époque. On obtiendra ainsi des zones plutôt que des lignes, car les talwegs étaient en plein travail de remblaiement et divaguaient largement.»

Es ist nun wohl denkbar, dass im Zusammenhang mit der im Bartonien einsetzenden Faltung beziehungsweise Aufwölbung der Pyrenäen die Granitgebirge des Pic Carlitte und des Puig Pedros eine erste weitgehende Abtragung bereits vor und während dem älteren Oligocän erfahren hätten, wodurch sie zu niedrigen Erhebungen mit Mittelgebirgsformen umgewandelt worden wären. Breite Rücken erhielten eine fast gleiche Höhe, und daraus dürfte das sogenannte Gipfelflur-Niveau entstanden sein. Die jener Abtragsperiode entsprechenden fluviatilen Sedimente wären demnach in den älteren, von P. Birot beschriebenen Konglomeraten zu sehen, die über den damals nur wenig ge-

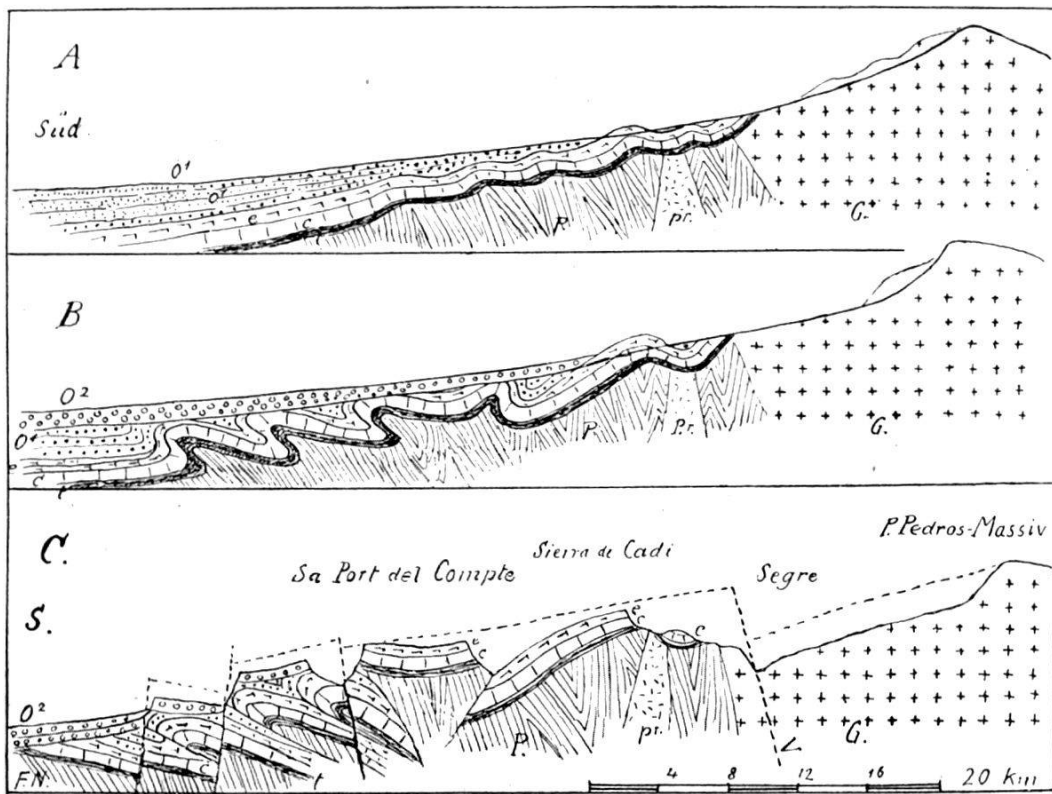


Abbildung 62. Die geologisch-morphologische Entwicklung der Südabdachung des Hochlandes der Cerdagne. (Schematisch.)
 A: im Bartonien, B: im älteren Oligocän, C: im jüngeren Oligocän.
 G = Granit, pr = Porphyr, P = Paläozoikum, t = Trias, c = Kreide, e = Eocän,
 O¹ = obereocäne, O² = oligocäne Konglomerate.

falteten mesozoischen und eocänen Kalkschichten abgelagert worden sind (vergl. Abbild. 62 A).

Gestützt auf die Profile und Beschreibungen der erwähnten Geologen lässt sich die spätere Entwicklung der tektonischen und morphologischen Vorgänge etwa wie folgt skizzieren:

Nach einer im Oligocän auch in der Zone der Pedraforca und der Sierra de Cadi eingesetzten Faltung erfolgte eine zweite langandauernde Abtragungsperiode, während welcher grössere Teile dieser Gebirgszone eingeebnet und in den Granitgebirgen wahrscheinlich die Verflachungen des Camporeil-Karbodenniveaus geschaffen wurden; bei diesem Vorgang kam es wiederum zur Verfrachtung grosser Mengen von granitischem Gesteinsmaterial, das wie früher von den südwärts abströmenden Flüssen auf den Verebnungen der Kalkzone abgelagert wurde (Abbild. 62 B).

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die in jener mittleren Oligocänzeit angenommenen Abtragungsvorgänge nicht nur stark gegliederte oder verästelte Talsysteme geschaffen haben, sondern dass ihnen eine sehr weitgehende Ausräumung und Ab-

tragung und die Schaffung von eigentlichen Plateaus, Erosionsflächen, Peneplains oder Denudationsflächen zugeschrieben werden muss, wenn unsere Deduktionen und die Konstruktion der Zusammenhänge zwischen Oberflächenformen und Denudationsvorgängen richtig sind. Solche Vorgänge setzen jedoch lange Zeiträume und eine nicht tief gelegene Erosionsbasis voraus. Wo solche Abtragungsflächen Hebungen um wenige hundert Meter erfahren haben, hat sich erneute Tiefenerosion geltend gemacht; das tritt uns ja im Montalba-Piedmont deutlich entgegen (s. Seite 34).

Doch setzen wir unsern Entwicklungsvorgang fort. Im jüngeren Oligocän erfolgten letzte sehr energische tektonische Störungen im Bereiche der Pyrenäen, insbesondere in den randlichen Kalkzonen. Hier kam es auf der Südseite bei den Faltungsvorgängen, wie P. Birot dargetan hat, auch zu lokalen Ueberschiebungen, Brüchen, Hebungen und Senkungen. Die Beweglichkeit der einzelnen Schichtenkomplexe verringerte sich langsam; durch Brüche entstanden grössere und kleinere Schollen und Blöcke, die gegenseitig verschoben und teilweise schief gestellt wurden. So ragten Teile der südlich des Segrelängstales gelegenen Gebirgsgruppen nun bis auf 2500 und 2600 m Höhe empor, wie die Tossa de Alp und die Sierra de Cadi, während nördlich von diesen langgestreckten Bergzügen eine Bruchlinie entstand, entlang welcher sich das davon betroffene und anstossende Gebiet senkte. Auf diesen Vorgang dürfte zu Beginn des Miocäns die erste Anlage des Längstalzuges des Segre zurückzuführen sein, der sich 60 km weit vom Col de la Perche bis unterhalb Seo de Urgel hin erstreckt (vergl. Abbild. 62 C).

Selbst wenn für die Bildung des Segre-Längstales nicht auf der ganzen Länge Bruchlinien massgebend gewesen sein mochten, so musste sich doch wegen der beiden im Miocän entstandenen Becken eine Längstalung entwickelt haben. Auf jeden Fall scheint dieses Längstal jünger zu sein als die zur Oligocän gegen S hinführenden oben erwähnten Quertäler. Somit haben wir es hier in den östlichen Pyrenäen mit einer ähnlichen Entwicklung zu tun, wie sie von Alb. Penck für die Ostalpen dargestellt hat; nach diesem gelehrten Autor waren hier in der Tertiärzeit auch zuerst konsequente Quertäler vorhanden, worauf sich später zufolge der Lage von tektonischen Längslinien und von Zonen weicher Gesteine durch fluviatile Erosion subsequente Längstäler gebildet haben (Lit. 10).

3. Jungtertiäre Hebungen der Gebirge der Zentralaxe.

Nachdem die genannten Gebirge der Zentralaxe zufolge der langandauernden Abtragung während der älteren Tertiärzeit

Mittelgebirgsformen erhalten hatten, erfuhren sie in der jüngeren Tertiärzeit, nämlich im Miocän und Pliocän, Hebungen und Schiefstellungen, wobei ihre Ränder durch verschieden verlaufende Brüche begrenzt wurden. Wir haben bereits mehrmals auf die dem Fusse der östlichen Sierra de Cadi und der Puigmalgruppe entlang verlaufende Bruchlinie hingewiesen, die sich allem Anschein nach ostwärts durch das Tet-Tal hinab nach dem Fusse der Canigoukette hinzieht. Eine zweite, aber südöstlich verlaufende Bruchlinie geht durch das Capcir; nach diesem Becken hin scheint das Pic Carlitte-Massiv sich nach erfolgter Hebung schief gestellt zu haben, was in der Lage der Plateaus des Camporeilniveaus und in der Richtung mehrerer Flussläufe, wie Tet, Aude, Lladure, Galbe und andere zum Ausdruck kommt.

Auf der Ostseite des tektonisch bedingten Capcirbeckens erhob sich das Massiv des Roc Madres als mächtiger Block, nachdem es vorher in der Oligocänzeit ebenfalls eine weitgehende Abtragung zum Mittelgebirge erfahren hatte. Und ähnlich wie das Pic Carlitte-Massiv hat der Roc Madres-Block eine Schiefstellung in östlicher Richtung erlebt, die in unserer Zeichnung, Abbild. 23 auf Seite 59 deutlich zum Ausdruck kommt; man erkennt hier, dass der östliche Rand des Massivs in die Piedmontzone von Montalba übergeht; auf diese Schiefstellung geht wohl auch die unsymmetrische Anlage von Flusstälern zurück, die durch das Vorherrschen von grössern ostwärts gerichteten Talfurchen zum Ausdruck gelangt.

Diese Hebung und Schiefstellung des Roc Madres-Massivs vollzog sich offenbar in mehreren Etappen während der Miocänzeit; einer jeden Hebung folgte eine erneute Erosions- und Abtragungsperiode, während der die Talbildung neu belebt wurde; so erklärt sich das Vorkommen von Verflachungen der Talgehänge und das Auftreten von Kanten, als Höhengrenzen zwischen älterer und neuerer Talvertiefung. Ganz allgemein lassen sich bis zum Beginn der Eiszeit sowohl im Roc Madres-Massiv wie auch in der Canigou-Puigmal-Kette unterhalb den Verflachungen der Gipfflur deutliche Anzeichen von dreimaliger Talvertiefung und Gebirgsabtragung feststellen.

Es hat sich dabei ergeben, dass die oberen Talniveaus dieser Gebirge dem Talboden des Perche- oder Planès-Systems entsprechen, dessen Entstehung wir ins mittlere Miocän datieren konnten.

Das dem Ostrande des Pic Carlitte-Massivs vorgelagerte, tektonisch bedingte Becken des Capcir enthält in seiner Sohle wie das Becken der Cerdagne miocäne Sedimente. Während aber im Capcir offenbar die tektonischen Vorgänge relativ frühe zur Ruhe gelangten und der Beckenboden in einer relativ

hohen Lage verblieb, setzten sich, wie deutlich nachgewiesen worden ist, solche Bewegungen, namentlich Senkungen entlang von Brüchen, im Cerdaner-Becken noch bis ins Pliocän fort. Und ähnliches konnte ja auch in der Gegend von Prades und vom Roussillon festgestellt werden.

4. Morphologische Wirkungen der Diluvialzeit.

Gemeinsam ist beiden Beckenlandschaften das Vorkommen von Ablagerungen der Diluvialzeit, namentlich von mächtigen Endmoränen und von Niederterrassenschottern der letzten Eiszeit, während weniger gut erhalten gebliebene Moränen einer früheren Eiszeit bisher mit Sicherheit nur im Becken der Cerdagne nachgewiesen werden konnten; neuere Untersuchungen mussten zeigen, dass diese auch im Capcir und Donézan vorkommen.

Der eiszeitlichen Vergletscherung ist nun in den Gebirgen die Bildung von Rundbuckeln, gestuften Trogtälern, von Karen, Seebecken und einigen Gebirgsgruppen, die unten angegeben sind, auch die Formung von Karlingen zuzuschreiben.

Die Stufung von Trogtälern ist zum Teil durch die infolge von Hebungen wiederholte rückschreitende Erosion der Flüsse bedingt, zum Teil aber durch selektive glaziale Erosion geschaffen worden. Kare haben sich in den meisten Fällen aus alten fluviatilen Erosionstrichtern entwickelt, wobei aber gerade durch Stufung und Ausschleifung von Seebecken durchaus neuartige charakteristische Formen entstanden sind.

Dabei ist ferner bemerkenswert, dass in einigen Gebirgen rundliche Gipfformen des gehobenen Mittelgebirges, die doch ein sehr hohes Alter haben dürften, sich bis zur Eiszeit erhalten haben, in welcher Zeit sie von der Karbildung angegriffen und teilweise umgeformt wurden.

In einigen Gebirgsgruppen, die höher als andere über die Schneegrenze emporragten, beziehungsweise in denen diese Linie tiefer lag als bei andern, dauerte die Vergletscherung länger und war stärker entwickelt; daher dauerten auch die glazialen und diluvialen Abtragungsprozesse in der Karregion länger an, und deshalb sind hier aus rundlichen Gipfeln typische Karlinge mit scharfen Formen und allseitig steil abfallenden Felswänden entstanden; dies war offenbar der Fall im Pic Carlitte-Massiv, in der Camp Ras-Gruppe und in der zum Puig Pedros-Massiv gehörenden Gruppe des Pic de Font Nègre (s. Abbild. 43).

Literatur.

1. *H. Gaussen*, Végétation de la moitié orientale des Pyrénées. Bull. Hist. Nat. Toulouse, t. 55, 1926.
2. *F. Nussbaum*, Zur Morphologie und Geographie der Cerdagne in den Ostpyrenäen. Schweiz. Geogr. 1937.
3. *F. Nussbaum*, Die eiszeitliche Schneegrenze in den Pyrenäen. Verh. am 13. Int. Quart. Kongr. Wien 1936.
4. *Ch. Depéret* et *L. Rérolle*, Note sur la Géologie et s. les mammif. foss. du bassin de la Cerdagne. Bull. Soc. géol. France sér. 3, 4 t. 13.
5. *L. Gaurier*, s. Lit. Verz. S. 14, No. 31.
6. *R. Blanchard*, s. Lit. Verz. S. 14, No. 33.
7. *F. Nussbaum*, s. Lit. Verz. S. 13, No. 15.
8. *A. Penck*, s. Lit. Verz. S. 13, No. 11.
9. *A. Penck*, s. Lit. Verz. S. 45, No. 8.
10. *A. Penck*, Morphologie der Erdoberfläche, Stuttgart 1894, II. S. 93.
11. *F. Nussbaum*, s. Lit. Verz. S. 13, No. 12.
12. *Pau Vila*, La Cerdanya. Barcelona 1926.
13. *O. Mengel*, Etudes de Géographie physique sur les Pyrénées Catal. Bull. Sect. Canigou C. A. F. 1911.
14. Siehe Lit. Verz. S. 26, No. 14, 16, 17.
15. *G. Astre*, Le bassin néogène de Bellver. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse 1927.
16. *M. Chevalier*, Note sur la Cuencita de la Seo de Urgel. Bull. Soc. géol. France, 1909.
17. *W. Panzer*, Die eiszeitlichen Endmoränen von Puigcerda. (Ostpyrenäen). Zeit. f. Gleschk. 1932.
18. *H. Boissevain*, s. Lit. Verz. S. 26, No. 15.
19. *M. Dalloni*, Stratigraphie et tectonique de la Région des Nogueras (Pyr. Centr.) Bull. Soc. Géol. Fr. 1913.