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: B: Landschaften der Ostpyrenäen

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-322947

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 14.07.2025

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

B. Landschaften der Ostpyrenäen.

I. Die Küstenebene des Roussillon.

Wie oben bereits angedeutet, verläuft der Ostrand der Pyrenäen sehr unregelmässig. Indem die Kette der Albères um zirka 30 km vorspringt und dann steil zum Mittelmeer abfällt, während die übrigen Ketten bedeutend weiter westwärts enden, um dann in niedrigeres, fast hügeliges Gelände überzugehen, war nach Abschluss der orogenetischen Vorgänge eine grössere Bucht entstanden, die im Norden von den weiter ostwärts reichenden Ausläufern der Corbières begrenzt wird. Diese Bucht wurde dann in der jüngsten Epoche des Tertiärs, im Pliocän, sowie in der Quartärzeit von Flussalluvionen und Bildungen des Meeres zugeschüttet und tritt uns heute als teils wellige, teils terrassierte Küstenebene entgegen, die eine Längenausdehnung in südnördlicher Richtung von 40 km und eine mittlere Breite von zirka 20 km besitzt. Als Erosionsbasis der hier einmündenden Pyrenäenflüsse Tech, Tet, Réart und Agly, zu denen sich weiter nordwärts noch der Aude (lat. Atax) gesellt, hat die Küstenebene in Hinsicht auf die Talbildung der Ostpyrenäen eine gewisse Bedeutung, umsomehr als sich hier nach den Untersuchungen von *Ch. Depéret*, *O. Mengel* und *P. Birot* während des Pliocäns und der Quartärzeit nicht unerhebliche Niveauschwankungen feststellen lassen. Die Ablagerungen aus diesen jüngsten Epochen der Erdgeschichte sind insbesondere von *O. Mengel* aufgenommen und beispielsweise auf Bl. Céret der geologischen Karte von Frankreich (1 : 80 000) genau dargestellt worden (Lit. 1—5, 7).

Die oben genannten Flüsse haben in der Quartärzeit mehr oder weniger grosse Deltas aufgeschüttet, deren Formen jedoch infolge der Küstenversetzung wesentlich verändert worden sind. Statt der bei Deltas bekannten Vorsprünge und Einbuchtungen ist hier eine ziemlich gerade, süd-nördlich verlaufende Küstenlinie entstanden, die bei Argelès s. Mer, am Ostrande der Albères, beginnt und sich in unserem Gebiet 40 km weit in nördlicher Richtung bis zum Cap Leucate hinzieht; sie wird, wie dies anderwärts, namentlich in den Landes in ganz ähnlichen Verhältnissen, der Fall ist, durch Dünen gebildet. Ihre nur etwa 300—400 m breite, niedrige Hügelzone ist an einigen Stellen durch schmale Ein-

schnitte der hier einmündenden Flüsse unterbrochen; in auffälliger Weise verläuft diese unterste Flusstrecke schief zur Küste, was darauf hindeutet, dass es vorherrschend südliche Winde sein müssen, welche die hier entstandene Küstenversetzung hervorgerufen haben. Dieser Annahme entspricht auch die Verschmälerung der Dünenzone gegen Norden hin, wo die Zufuhr von feinerem Geschiebe durch die Flüsse geringer geworden ist. Ueberdies fehlt es nördlich des Mündungsgebietes des Agly an einer breiteren Aufschüttungsebene, wie dies namentlich an der Tet und am Tech der Fall ist, und an ihrer Stelle treffen wir als Reste der früheren Bucht mehrere salzreiche Lagunen oder Strandseen an, wie z. B. den Etang de Leucate, den Etang de Canet.

Eine Eigentümlichkeit der fluviatilen Ablagerungen besteht darin, dass sich die Flüsse schon in unmittelbarer Nähe ihrer Deltas in Terrassen eingeschnitten haben, die von den Geologen zur Hauptsache in das jüngere Diluvium gestellt werden und die sich talaufwärts mit zunehmender Mächtigkeit verfolgen lassen. Dies ist insbesondere im Unterlauf der Tel der Fall (Lit. 3, 4, 6). So zeigt sich hier schon östlich von Perpignan eine 16 m hohe Terrasse, und westlich der Stadt, deren Zitadelle auf einem 53 m hohen Hügel aus Pliocänbildungen steht, treten 2 Terrassen auf, von denen die obere nach *O. Mengel* eine Höhe von 30—35 m besitzt, die untere 15—20 m hoch ist. Die obere, die von *Birot* als Hochterrasse bezeichnet wird, liegt 12 km westlich von Perpignan bei St-Félice in 100 m Meereshöhe; die untere wird als Niederterrasse zeitlich der Würmeiszeit gleichgestellt. Beide sollen nach Birot infolge vermehrter Geschiebeführung der Flüsse entstanden sein. Immerhin sind sie nicht identisch mit den im Bereiche der Alpen bekannten Hoch- und Niederterrassen, die als fluvioglaziale Ablagerungen der beiden letzten Eiszeiten gelten; denn wie wir noch vernehmen werden, lassen sich die genannten Terrassen an der Tet nicht bis zu diluvialen Endmoränen verfolgen, wie dies in den Alpen und auch in einigen grösseren Tälern auf der Nordseite der Pyrenäen, so in den Tälern der Ariège, der Garonne und der Neste d'Aure, der Fall ist.

Ebensowenig hat man es bei den Terrassen am Agly und am Tech mit fluvioglazialen Bildungen zu tun. Am Tech zeigen Terrassen an mehreren Stellen im Sockel marines Pliocän, das von jüngeren Schottern überlagert ist; so namentlich zwischen Ortaffa und Le Boulou. Diese Aufschlüsse beweisen, dass nicht nur nach dem Pliocän, sondern auch nach dem Diluvium Hebungen des Küstengebietes eingetreten sind. Dass während des Diluviums eine vermehrte Geschiebeführung der Flüsse erfolgt sei, ist durchaus wahrscheinlich; denn während der jüngsten Pliocänzeit kam es in diesem Gebiet, namentlich in den Bereichen der genannten Flüsse, zu überaus mächtigen klastischen Ablagerungen, die wegen

ihres meist lockern, nicht verfestigten Zustandes und wegen der durch ihre Aufschüttung bewirkten Störung der Gleichgewichtskurven der Flüsse diese zu starkem Abtrag veranlasst haben dürften.

Das Küstengebiet des Roussillons ist wegen seiner Reichhaltigkeit an pliocänen Bildungen längst bekannt. Nach *Ch. Depéret* und *O. Mengel* handelt es sich teils um marine, teils um terrestrische, fluviatile Ablagerungen des Plaisancien und des Astien. Sie stellen insbesondere in der westlichen Hälfte der Küstenebene, zwischen Tech und Tet, eine gut ausgesprochene, fruchtbare Hügellandschaft dar, deren Vertiefungen von quartären Ablagerungen ausgefüllt oder überdeckt sind (Lit. 1, 2, 5).

Nach den genannten Geologen dehnte sich zu Beginn des Pliocäns ein Meeresgolf 26 bzw. 38 km weit landeinwärts, bis nach Céret am Tech und bis Bouleternère im Tal der Tet, aus. In dieser Bucht bildeten sich über Schottern mächtige, fossilreiche Sande und Tone des Plaisancien. Im Astien war die Bucht zum grösseren Teil ausgefüllt; in zahlreichen Strandseen lagerten sich feinere Sedimente ab, während am Gebirgsfuss fluviatile Kiese entstanden.

Nun folgten mehrere Hebungen in verschiedenen Etappen, sodass die am weitesten und höchsten landeinwärts abgesetzten pliocänen Sedimente um 280 m gehoben wurden. Dies hatte zur Folge, dass sich die Flüsse stark in die lockeren Ablagerungen einschnitten, und dass infolge des Sinkens der Erosionsbasis die Wildbachtätigkeit an den Berghängen stark belebt wurde. Dazu kamen offenbar veränderte Klimaverhältnisse; im obersten Pliocän scheint hier ein eher trockenes, kontinentales Klima geherrscht zu haben, so dass in den Gebirgen infolge der intensiveren mechanischen Verwitterung eine reiche Schuttbildung vor sich ging, die dann bei gelegentlichen, aber sehr starken Niederschlägen zu ausgedehnten Murgängen führte. Durch solche auffallend grobklastische Schuttablagerungen sind die Fusszonen der Ostpyrenäen weithin gekennzeichnet.

So erklären sich beispielsweise die überaus groben Konglomerate von Les Trompettes östlich Le Boulou, am Nordfuss der Albères, die seinerzeit von *E. Trutat* zu Unrecht für Moränen des Techgletschers gehalten wurden, als derartige Murbildungen, die Moränen sehr ähnlich sind und in denen Blöcke von 1—2 m^3 vorkommen (Lit. 6). Wie wir noch vernehmen werden, stehen ähnliche Ablagerungen im Tal des Tet in enger Beziehung zu feineren Sedimenten des oberen Pliocäns.

Die Hebung des Landes dürfte auch noch nach der Diluvialzeit angedauert haben; denn wir finden auf vielen flachen Riedeln des zerschnittenen Pliocänplateaus noch diluviale Flusschotter vor, wie z. B. bei Elne, bei Perpignan, bei St-Cyprien, bei Or-

taffa, bei St-Jean, Le Boulou, bei Murailles, bei Corneilles und andern Orten. Diese Verhältnisse zeigen, dass das Einschneiden der Flüsse bedingt war durch die ständige Tieferlegung der Erosionsbasis infolge von Hebungen.

Wie wir noch zu zeigen haben werden, mussten aber auch lange vor dem Pliocän und der Quartärzeit Hebungen in den Ostpyrenäen eingesetzt haben, wodurch ehemals entstandene Abtragungsflächen und Erosionsformen in bedeutende Höhen gebracht worden sind.

Literatur.

1. *Ch. Depéret,* Note sur la Géologie du bassin du Roussillon. Bull. Soc. Géol. France, 3me série, t. 13. 1884.
2. *Ch. Depéret,* Sur l'importance de la durée de la période pliocène du Bassin du Roussillon. C. R. Ac. Sc. t. 103. 1886.
3. *O. Mengel,* Mouvements du Quaternaire dans les Pyrénées méditerranéennes. C. R. Acad. Sc. Paris, 1930. t. 191.
4. *O. Mengel,* Deux anciennes lignes de rivage en Roussillon ; leurs relations avec deux périodes glaciaires. Ebendort ; t. 170. 1920.
5. *O. Mengel,* Carte géol. de France, feuille Céret avec texte de l'auteur.
6. *E. Trutat,* Dépôts glaciaires de la vallée inférieure du Tech. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. IX. 1874.
7. *P. Birot,* Recherches sur la Morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles. J. B. Baillière, Paris.

II. Das Tal der Tet.

1. Ueberblick.

Bei Bouleternère, 38 km oberhalb ihrer Mündung, tritt die Tet aus dem eigentlichen Tal in das niedrige Küstenvorland ein, das soeben beschrieben worden ist. Die hier namentlich an den westlichen und südlichen Rändern mächtigen, grobklastischen Schuttablagerungen, die nach den französischen Geologen oberpliocänen Alters sind, finden sich auch oberhalb Bouleternère in sehr bedeutenden Massen und lassen sich, unter der Bezeichnung «Riesenkonglomerat von Prades» 25 km weit talaufwärts verfolgen. Diese sehr groben Geröllbildungen haben schon frühe die Aufmerksamkeit verschiedener Forscher auf sich gelenkt, und es sind über sie auch mehrere Theorien geäussert worden. Um diese auf ihre Richtigkeit prüfen zu können, ist es jedoch notwendig, zunächst einen Ueberblick über die Lage und die Beschaffenheit des Tet-Tales zu geben, da dessen speziellere Gestaltung, bzw. Entstehung mit dem genannten Riesenkonglomerat in Beziehung steht.

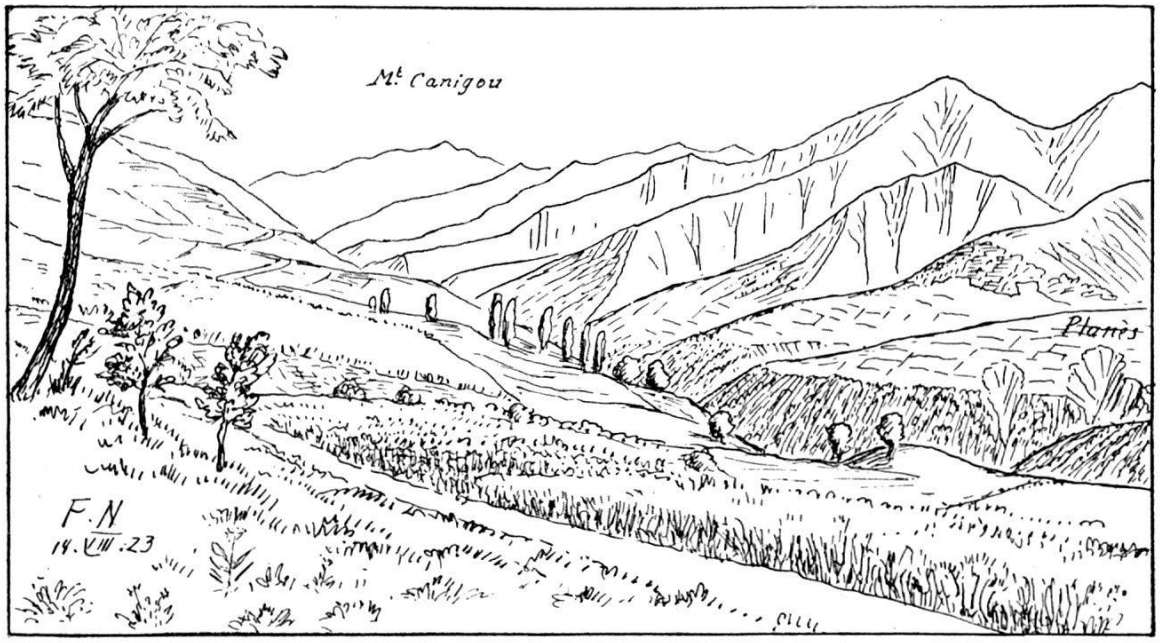

Abbildung 5. *Blick auf das Tal der Tet, östlich von Mont-Louis.*
(Das Tal ist tief in das Terassensystem von Planès eingeschnitten)

Nach den allgemeinen Gefällsverhältnissen und der Gestaltung des Querprofils lassen sich in diesem Tal ungezwungen drei Hauptabschnitte unterscheiden, wobei wir das im Küstenvorland gelegene Mündungsgebiet weglassen dürfen. Ein ohne Zweifel noch als Unterlauf zu bezeichnendes Talstück dehnt sich 16 km weit von Bouleternère an aufwärts als deutliches Terrassental bis Ria bei Prades aus, wo der Wasserspiegel des Flusses bei 380 m Meereshöhe liegt.

Hierauf folgt eine mittlere, verhältnismässig enge, stark gewundene Talstrecke von 26 km Länge, wo der schmale Talboden mit auffallend stark zunehmendem Gefälle von Ria bis Mont-Louis ansteigt. Die letzten 6 km dieser Strecke sind ganz besonders steil und stellen eine gewaltige Stufe dar, auf der das Tal mit 110 ‰ von 930 m bei Fontpédrouse auf 1600 m Höhe ansteigt.

Oberhalb Mont-Louis, jener von Vauban um 1680 erbauten Grenzfestung, gelangen wir zum Oberlauf des Flusses, der auf 12 km Länge vom Stausee von La Bouillouse weg nur ein Gefälle von 33 ‰ besitzt. Im Einzugsgebiet, das im Carlitte-Massiv liegt, nimmt das Gefälle wieder zu. Zudem stellen sich dort mehrere rasch aufeinanderfolgende Stufen mit Seebecken ein. Wie wir noch auszuführen haben werden, handelt es sich bei der Landschaft bei und oberhalb Mont-Louis um ein Relief älterer Abtragungsvorgänge, das während der Eiszeit noch eine deutliche glaziale Umformung erhalten hat.

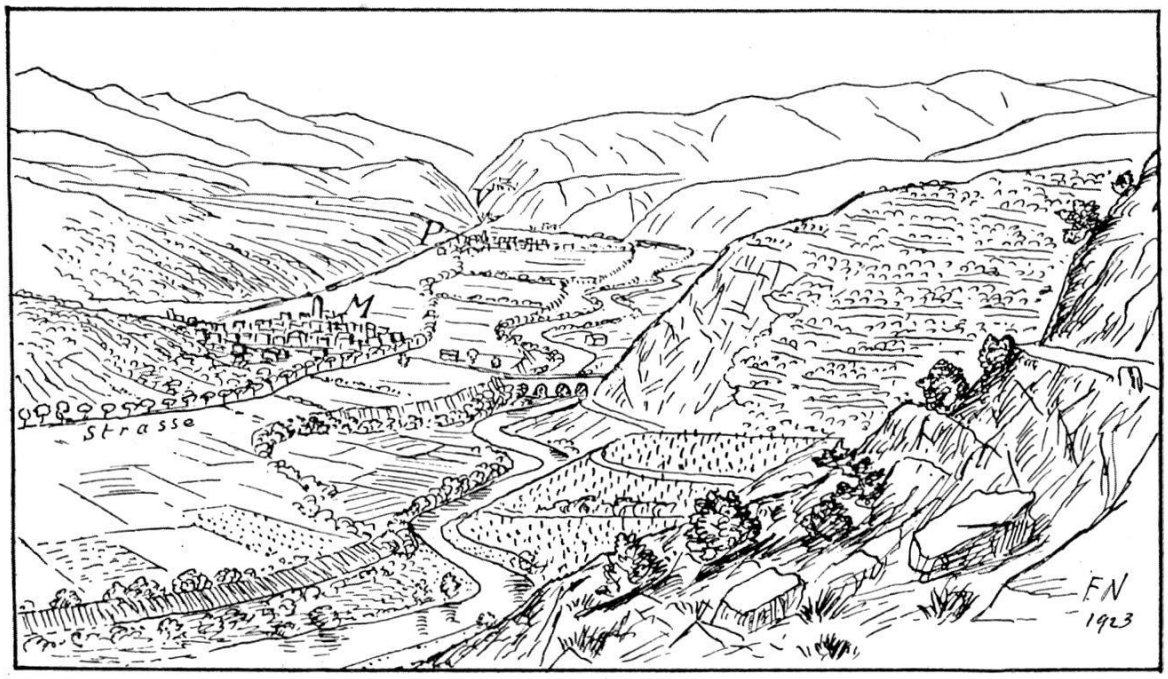

Abbildung 6. *Das Tal der Tet zwischen Villefranche (V) und Marquixanes (M). Hier und bei Prades (P) Terassenbildung.*
(Blick gegen Westen)

Dagegen weisen die unterhalb Mont-Louis gelegenen Tal- und Berggegenden alle Anzeichen jüngerer fluviatiler Abtragungstätigkeit auf, und zwar als Folge von ebenfalls jüngeren, möglicherweise tektonischen Störungen, zum mindesten aber infolge epirogenetischer Bewegungen, bzw. Hebungen. Solche Bewegungen sind nachweisbar im Küstenvorland während der jüngeren Pliocänzeit erfolgt, und sie haben sich ohne Zweifel in verstärktem Masse auch im westlich angrenzenden Gebirgsland der Ostpyrenäen fortgesetzt. Man darf annehmen, dass infolge solcher Bewegungen, wobei es sich in erster Linie um bedeutende Hebungen handeln dürfte, die Erosionstätigkeit der Flüsse neu belebt wurde, so dass diese dort, wo Gebirge gehoben wurden, zu neuem kräftigen Einschneiden gezwungen worden sind; andererseits haben sich in Senkungsgebieten mächtige Schuttmassen angehäuft, die später wiederum von der Erosion des fliessenden Wassers angegriffen wurden. Solche Verhältnisse treten uns mit besonderer Deutlichkeit im Tal der Tet, und zwar in der Gegend von Prades entgegen.

2. Das Tal der Tet zwischen Bouleternère und Prades.

Der Fluss strömt hier ganz unsymmetrisch dem nördlichen Talrand entlang, wie wenn er von den zahlreichen, vom Canigou-

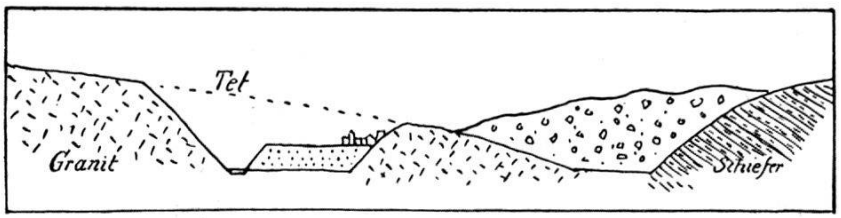

Abbildung 7. *Geologisches Profil durch das Tet-Tal bei Marquixanes.*

Gebirge herabfliessenden Bäche auf die Seite gedrängt worden wäre. So bespült er auf der linken Seite den steilen, zur Hauptsache aus kristallinen Gesteinen bestehenden Abhang der Ausläufer des Roc-Madres-Massivs und des Plateaus von Montalba. Dieses Talstück muss früher vollständig verschüttet worden sein; Reste des Riesenkonglomerates finden sich noch bei Catlar, nur etwa 30 m über dem Fluss. Dieser hat sich dann, vom Schutt ganz nach N gedrängt, neuerdings eingeschnitten, und dabei ist es an mehreren Stellen, nämlich bei Marquixanes, Vinça und bei Rodès, oberhalb Bouleternère, zu Fällen epigenetischer Talbildung gekommen, indem die Tet schmälere, felsige Ausläufer des nördlichen Granitgebietes durchgeschnitten hat.

Bei ihrem nördlich gerichteten Ausweichen hat die Tet mehrere Terrassen gebildet, eine niedrige von 8—10 m, und zwei höhere. Auf diesen liegen mehrere wichtige Ortschaften der Gegend, wie das als Markt- und Bezirkshauptort bekannte Städtchen *Prades*, in 345 m, wo die Terrassen ihre grösste Breite besitzen; dann folgen talabwärts die enggebauten grossen Dörfer Marquixanes, in 272 m, Vinça in 262 m, 40 m über dem Fluss, Rodès und Bouleternère (s. Abbild. 6). Die Lage dieser Terrassen ist insofern bemerkenswert, als sie sich durch die jungen epigenetischen Taleinschnitte fortsetzen, von denen oben die Rede war. Daraus ergibt sich, dass die Bildung der Terrassen erst nach dem Niedereinschneiden des Flusses erfolgt ist.

Ein lehrreiches Profil findet sich bei Marquixanes; diese Ortschaft liegt teils auf der erwähnten Terrasse, teils am Abhang eines Granithügels, der südwärts zu einem älteren Tal abfällt, welches von dem groben, oberpliocänen Konglomerat aufgefüllt, d. h. zugeschüttet worden ist. Weiter südwärts ruht dieses auf paläozoischen Schiefern auf (s. Abbild. 7).

Aus diesen Lagerungsverhältnissen geht hervor, dass im Bereiche des Tet ein mehrmaliges Einschneiden stattgefunden hat, worauf jeweilen eine Zuschüttung erfolgte. Da die Zuschüttung durch das Riesenkonglomerat im Oberpliocän erfolgte, musste

damals schon der südlichere Taleinschnitt vorhanden gewesen sein. Die epigenetische Talvertiefung erfolgte nach der Verschüttung, also wohl im älteren Quartär. Damit steht auch in Einklang, dass die jüngeren Terrassen dem jüngeren Diluvium zuzurechnen sind; sie lassen sich übrigens talabwärts bis ins Küstenvorland hinab verfolgen, wie wir früher gesehen haben.

3. Die Piedmontlandschaft von Montalba.

Für die Altersfolge in der morphologischen Entwicklung dieser Gegend ist auch die Gestaltung des nördlich der Tet gelegenen Geländes von Wichtigkeit. Die auf dem linken Flussufer vorhandene felsige Terrasse liegt durchschnittlich 150—180 m über dem Wasserspiegel, und sie lässt sich von Ria weg talabwärts an mehreren zwischen schmalen Bacheinschnitten aufragenden Vorsprüngen feststellen. Dabei senkt sie sich von 465 m nördlich Prades über Eus, 440 m, auf zirka 250 m bei Ille de la Tet mit einem Gefälle von 13,4 ‰. Ohne Zweifel gehört sie einem im älteren Pliocän vorhandenen Tale an; denn sie entspricht in ihrer Lage der in jener Zeit existierenden, durch die Ingression des Meeres bedingten Erosionsbasis.

Ueber der meist nur schmalen Terrasse steigt man in nördlicher Richtung zu einer weit besser entwickelten, höheren Terrasse an, die durchschnittlich 250—270 m über der heutigen Talsohle liegt. Sie kann nördlich von Prades bei Molitg in 600 m, nördlich Eus in 560 m, nördlich Marquixanès in 544 m, nördlich Vinça in 517 m und nördlich Rodès bei *Montalba* in 440 m festgestellt werden. An dem letztgenannten Ort nimmt sie eine ganz besonders grosse Ausdehnung an, weshalb *Pannekoek* und *P. Birot* bereits von einer präpliocänen Abtragungsfläche von Montalba gesprochen haben (Lit. 1, 2). Da sie über dem pliocänen Talniveau liegt, dürfen wir für ihre Entstehung pontisches Alter annehmen, umsomehr als es in dieser Gegend eine noch höher gelegene Abtragungsfläche gibt, der dementsprechend ein höheres Alter zugeschrieben werden muss.

Diese höhere Fläche liegt nördlich und vor allem nordwestlich von Montalba in 700—800 m, und sie führt mit schwachem Ansteigen zu den breiten Rücken hinauf, die gewissermassen als äusserste und ganz niedrig gewordene Ausläufer des Roc-Madres Massivs gelten können. Diese breiten Rücken werden von vereinzelten schmalen, steilen Felsgipfeln, ähnlich wie Monadnocks, überragt; es sind dies der Pilou de Roussillon, 1314 m, der Roque Jalère, 1104 m, die Anhöhe 1170 m nordwestlich Comes, der Berg mit dem Signal 1024 m westlich Arboussol etc. Ob es sich bei diesen Aufragungen wirklich um Monadnocks handelt, wie in

der erwähnten Literatur angedeutet wird, scheint mir fraglich zu sein; denn sie bilden Aufragungen aus Granit, wie die nähere und weitere Umgebung und stellen demnach offenbar keine «Härtlinge», sondern eher «Inselberge» dar, die nach *Philippson* als Reste bei der Abtragung des übrigen Landes stehen geblieben sind und sich auf einem wasserscheidenden, flachen Rücken des betreffenden Gebietes befinden.

Im übrigen lässt sich eine allgemeine Abtragungsfläche auch nördlich der 8—10 km breiten Granitzone im Gebiet stark gefalteter mesozoischer Sedimente feststellen. Dieses Faltengebiet, das von *J. Roussel* untersucht und dargestellt worden ist (Lit. 4), weist zunächst die hauptsächlich aus Kreidekalken gebildete Synklinale von Boucheville auf; sodann folgt eine schmälere Granitzone, die nun auf grosse Ausdehnung hin von sehr stark gefaltetem Kalkgebirge mit westöstlichem Streichen abgelöst wird. Hier werden bald breitere Rücken von Gewölben oder von geologischen Mulden gebildet; bald stellen sich schmale Isoklinalkämme hauptsächlich aus steil stehenden Malm-, Urgon- und Aptienkalken ein. Ueber alle diese vorwiegend durch ihre Struktur bedingten Erhebungen gehen zwei bis drei Abtragungsniveaus hinweg, ein Gipfel- oder Rückenniveau, ein Terrassen- und ein Talniveau. Das Rückenniveau liegt selbst in der breiten geologischen Mulde von Boucheville in 1100—1300 m und senkt sich sowohl gegen E wie nach N hin auf 800—900 m, welchem Höhenwert sich nahezu alle Isoklinal- und Antiklinalkämme einordnen. Da die rezenten Talsohlen in der Zone von Boucheville in 450—600 m, weiter nördlich und östlich, entsprechend der Abnahme der allgemeinen Höhen in 300—350 m Meereshöhe liegen, so ergibt sich eine bedeutende Reliefenergie von 650 bis 700 m. Das zwischen den beiden genannten Niveaus bestehende Terrassenniveau ist vielerorts, beispielsweise in den Talgebieten der Désix, des R. de Boucheville, der Boulzane, sowie am Agly und selbst, in erst sanft, dann steiler abfallenden Vorsprüngen deutlich zu erkennen. So senkt sich an der Désix eine solche Terrassenfolge von Rabouillet von 820 m, 160 m über dem Tal, auf 640 m bei Sournia, dann auf 580 m nördlich Campoussy und auf 380—390 m südlich Ansignan.

4. Das Riesenkonglomerat von Prades.

Südlich von der Terrassenzone von Prades steigt das durch zahlreiche Bacheinschnitte stark gegliederte Gehänge erst ziemlich steil, dann sanfter bis auf eine Meereshöhe von 680—770 m an, wo die obere Grenze der stellenweise über 300 m mächtigen Schuttbildung des Riesenkonglomerates erreicht wird.

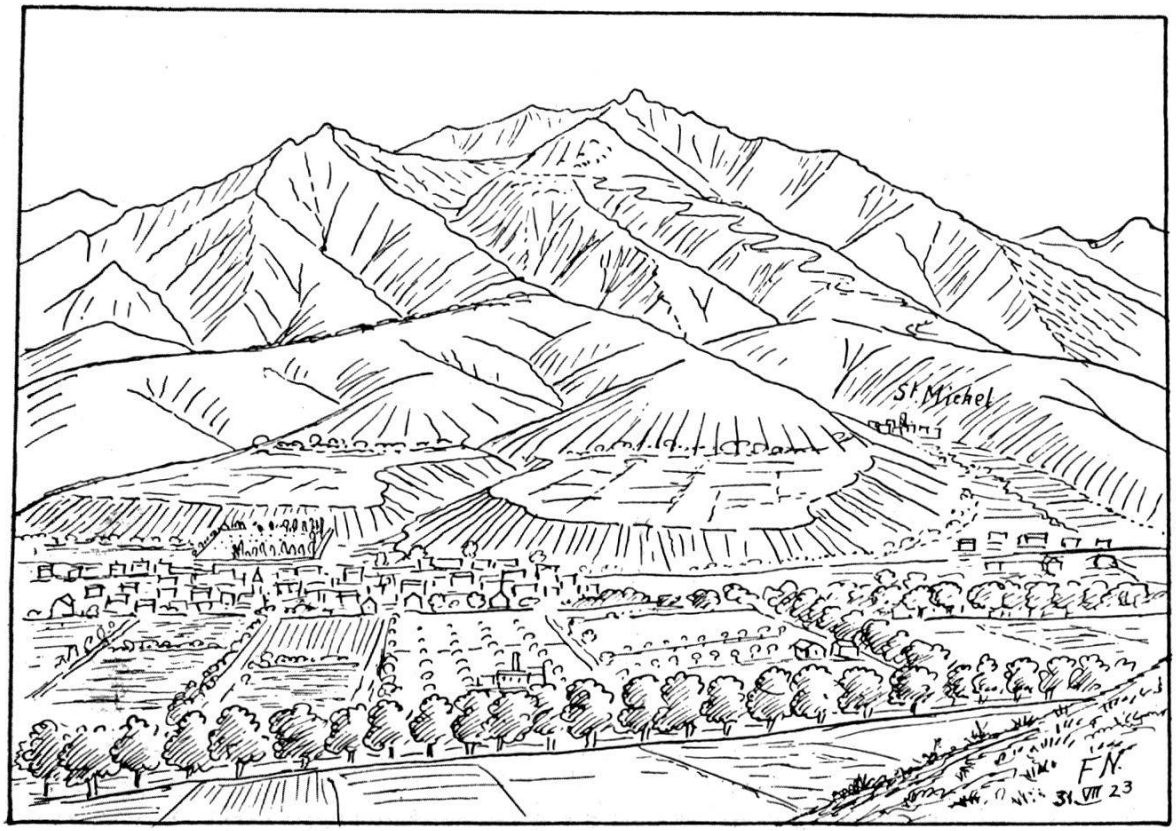

Abbildung 8. *Blick auf Prades und den Mont Canigou.*

Nur an vereinzelten Stellen, so bei Escaro und Nyer, reicht das Konglomerat noch bis 1050 m hinauf. Eigentümlicherweise hat diese gegliederte Fusshügelzone am Nordfuss des Canigou-Massivs topographisch-orographisch grosse Aehnlichkeit mit der Hügelzone am Nordostabfall des gleichen Massivs, nur mit dem Unterschied, dass die hier vorhandene Zone mit ihren ebenfalls ausgesprochenen Rückenformen nach *O. Mengel* aus steilgestellten silurischen Schiefern besteht (Lit. 5), und dass sich dort ein tieferes Abtragungsniveau in 600—700 m und ein höheres in 900—1050 m Höhe erkennen lassen. Es sind dies Verflachungen, die auf ein mitteltertiäres, mindestens miocänes Alter zurückgehen; denn ohne Zweifel liegen sie bedeutend über pliocänen Abtragungsniveaus; zudem lassen sich in der Nähe, im Canigou-Massiv, noch höhere Niveaus feststellen, denen ein ebenfalls tertiäres Alter zugerechnet werden muss, wie wir noch hören werden.

Doch kehren wir wieder in die Gegend von Prades zurück, wo uns noch verschiedene Eigentümlichkeiten des «Riesenkonglomerates» entgegentreten. Diese 25 km lange und bei Prades bis 3 km breite Schutthügelzone wird von nicht weniger als 17 Bachgräben und Tälchen durchzogen, an deren steilen Hängen

häufig Rutschungen und Entblössungen zu sehen sind, so dass sich an vielen Orten gute Aufschlüsse und Anrisse des Schuttmateriales vorfinden. Zudem ist in den westlichen Teilen infolge des relativ trockenen intramontanen Klimas die Vegetation ziemlich dürftig und weist nur die im Mittelmeergebiet verbreitete Buschsteppe auf; daher tritt dort vielerorts der an Blöcken reiche Boden zutage. Unter diesen meist kantigen Blöcken herrschen kristalline Gesteine, Granite, Gneis, Hornblendeschiefer, sowie Quarzit vor. Auf den ersten Blick glaubt man in diesem Konglomerat eine alte Moränenbildung zu erkennen, und sie ist denn auch von mehreren Forschern als solche angesprochen worden, so von *M. Braun*, *Ch. Martins*, *O. Mengel* und vom Verfasser (Lit. 6, 7, 5, 10). *A. Penck* nahm ebenfalls 1883, gestützt auf die Literatur Moränen eines lokalen, bis ins Tal der Tet hinabreichenden Gletschers an (Lit. O. c.). Später aber erkannte er, bei einer Begehung der Oertlichkeit, wohl als erster eine in diesem Blockkonglomerat vorhandene Schichtung, die auffälligerweise gegen S geneigt ist (Lit. 8). Ohne dieser Tatsache irgendwelche Bedeutung beizumessen, führt *Penck* weiter aus, dass «das Ganze weit eher an eine mächtige Wildbachablagerung als an eine Gletscherbildung erinnere, und wenn man sich vergegenwärtige, dass das Becken des Roussillon jedenfalls durch einen Einbruch während der Pliocän-Epoche entstand, dass also damals ein beträchtlicher Steilabfall gebildet wurde, welcher neben dem Niederschlag die Hauptexistenzbedingung der Wildbach-Tätigkeit ist, so wird man in der aussergewöhnlichen Entwicklung von Konglomeraten im Roussillon lediglich eine Folge jener tektonischen Ursachen erblicken, die das Becken schufen».

Diese Auffassung ist im allgemeinen seither auch von andern Autoren vertreten worden. Der Verfasser, der 1923 zum erstenmal die Gegend von Prades besuchte, ist seither noch mehrmals dahin zurückgekehrt, wobei er sein Beobachtungsmaterial erheblich vermehren konnte. Eine erneute Begehung jenes Gebietes und der Umgebung von Vernet-Les-Bains liess in mir den Gedanken auftauchen, dass wir es hier wahrscheinlich mit sehr ausgedehnten Murbildungen zu tun haben, die, durch selten auftretende, dabei heftige Regengüsse bewirkt, in jenen Gebirgen besonders schuttreich sein müssen, die während längerer Zeit der mechanischen Verwitterung ausgesetzt sind und daher viel lose Gesteinstrümmer in den steilen Einzugstrichtern von Wildbächen aufweisen. Noch heute lassen sich ähnliche Vorgänge beobachten, namentlich in den Gebirgen arider und semiarider Klimazonen, wo gelegentlich sehr heftige Gewitterregen fallen. Gewaltige, bis hausgrosse Granitblöcke auf Wildbachschuttkegeln am Fusse des Mt. Canigou östlich Vernet-les-Bains und nördlich Py scheinen mir solchen Ursprungs zu sein (Lit. 11). Auf jeden

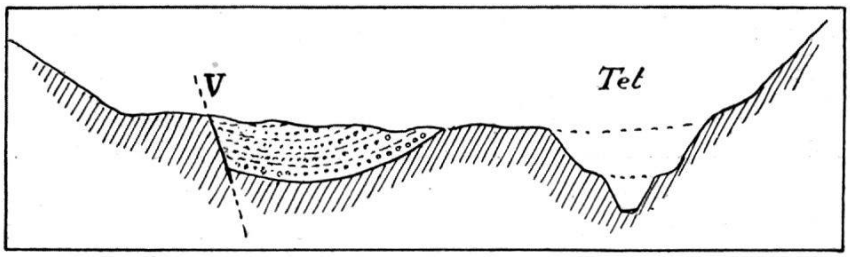

Abbildung 9. *Profil durch das Tal der Tet bei Villefranche mit Verwerfung (V) am Rande der Pliocänbildungen.*
(nach A. J. Pannekoek)

Fall sprechen Verbreitung und Lageverhältnisse des Konglomerates gegen die von *Collegno* angenommene Entstehung durch Bergstürze (Lit. 9).

Die grosse Ausdehnung des Riesenkonglomerates auf eine Länge von 25 km lässt im ersten Augenblick an die Existenz eines alten, verschütteten Flusstales denken, welches ungefähr parallel zum heutigen Tal der Tet verlaufen wäre. Auch der Hinweis von *A. Penck*, dass sich die Tet epigenetisch bei Villefranche-de-Conflent in einen Ausläufer des Roc-Madres-Massivs eingeschnitten habe, scheint auf dieser Erwägung zu beruhen. *A. J. Pannekoek* (Lit. 1, p. 38) nimmt ebenfalls bei Villefranche epigenetische Talbildung durch die Tet an; dabei möchte er den Umstand, dass sich der Fluss nördlich vom alten Tal eingeschnitten hat, dadurch erklären, dass der Flusslauf daselbst durch eine Dislokation bedingt war und dass demnach dieses Talstück als tektonisches Tal anzusehen sei.

Näher liegt aber die Deutung, dass die Tet durch die von S herströmenden Murgänge und Wildbachausbrüche nordwärts bis an den Fuss der Ausläufer des Madres-Massivs gedrängt worden sei, wo sie sich dann in ein älteres, höheres Talniveau eingeschnitten haben mag. Aehnliche Vorgänge haben sich, wie wir sahen, ja auch unterhalb Prades bei Vinça und Rodès abgespielt. Dass sich jene mächtigen Schuttmassen bei ihrer Ablagerung mehrere Kilometer weit gegen N hin bis zum jenseitigen Tal- oder Beckenrand ausdehnten, geht mit Deutlichkeit aus dem Rest des Riesenkonglomerates bei Catlar, nördlich Prades, hervor.

Immerhin ist eigentümlich, dass sich ungefähr in der Mitte der Schuttzone bei Fillols eine niedrige, schmale Felsschwelle befindet, so dass die alte Talzone in zwei Becken geteilt worden ist. Wahrscheinlich sind aber diese Becken nicht rein tektonischen Ursprungs, sondern offenbar zur Hauptsache durch Flusserosion bedingt, und zwar ist ihre Entstehung ohne Zweifel vor der Ablagerung dieser oberpliocänen Schuttmassen erfolgt.

Ueber Einzelheiten der Zusammensetzung und der Lagerungsverhältnisse sowie über die Entstehungsmöglichkeit dieses Konglomerates geben die vor kurzem erschienenen Abhandlungen von *A. J. Pannekoek* ausführliche Darstellungen (Lit. 1, 2). Von Interesse ist zunächst seine Beobachtung, dass die Zusammensetzung des deutlich geschichteten Konglomerates sich in der Richtung gegen O hin ändere, indem die Grösse des Blockmaterials, die besonders im westlichen Abschnitt auffallend sei, talabwärts abnehme und eine immer bessere Rundung der Gerölle auftrete, eine Feststellung, die vom Verfasser seinerzeit auch gemacht worden ist (Lit. 10).

Sodann stellt *Pannekoek* an mehreren Stellen, insbesondere am südlichen Rande des Ablagerungsgebietes, deutliche Bruchlinien fest, so dass der Eindruck eines Grabenbruches hervorgerufen wird. Uebrigens kommen solche Verwerfungen auch am Westrande des Roussillonbeckens vor. Der genannte Verfasser stellt nun die Bildung des Konglomerates als eine Folge der Senkung des Tettales im Pliocän dar; nach der Auffüllung dieser Senke seien tektonische Störungen erfolgt, wodurch eine Schiefstellung und Muldenbildung der Schuttmasse, ferner eine beträchtliche Hebung des Canigou-Massivs entlang der beobachteten und angenommenen Bruchlinien eingetreten sei.

Wir haben einige Bedenken, diesen Folgerungen *Pannekoeks* ganz zuzustimmen. Die ohne Zweifel nach Ablagerung des Konglomerats erfolgte Hebung des Canigou-Massivs dürfte lediglich als Ausklang eines bereits lange vorher begonnenen Hebungsprozesses des Gebirges zu betrachten sein, durch welchen der auffallende Steilabbruch entstanden ist, der, in Verbindung mit bestimmten klimatischen Vorgängen zu den geschilderten, oberpliocänen Schuttbildungen geführt hat. Wie wären ohne diese Annahme die verschiedenen hochgelegenen Abtragungsniveaus zu erklären, die unserer Auffassung nach alle präpliocänen Alters sind und die bedeutende Hebungen des Gebirges schon vor dem Plaisancien voraussetzen.

Mit *Pannekoek* gehen wir darin einig, dass die heute mit Schutt erfüllte alte Talzone bei Prades vor dem Oberpliocän existiert haben muss und dass sie zur Hauptsache durch Flusserosion entstanden war. Ferner ist auch sehr wahrscheinlich, dass sie sich im Pliozän wie das Küstenvorland gesenkt hat, während gleichzeitig das Gebirge nochmals gehoben wurde. Aber die Hebung des Gebirges hat auch im Quartär noch angedauert, und mit ihm zugleich ist auch eine Hebung der Zone des Riesenkonglomerates erfolgt, sonst hätten sich die Flüsse und Bäche nicht so tief in dasselbe eingeschnitten, dass sie an sehr vielen Orten den früheren Talboden noch nicht erreicht haben; ein Be-

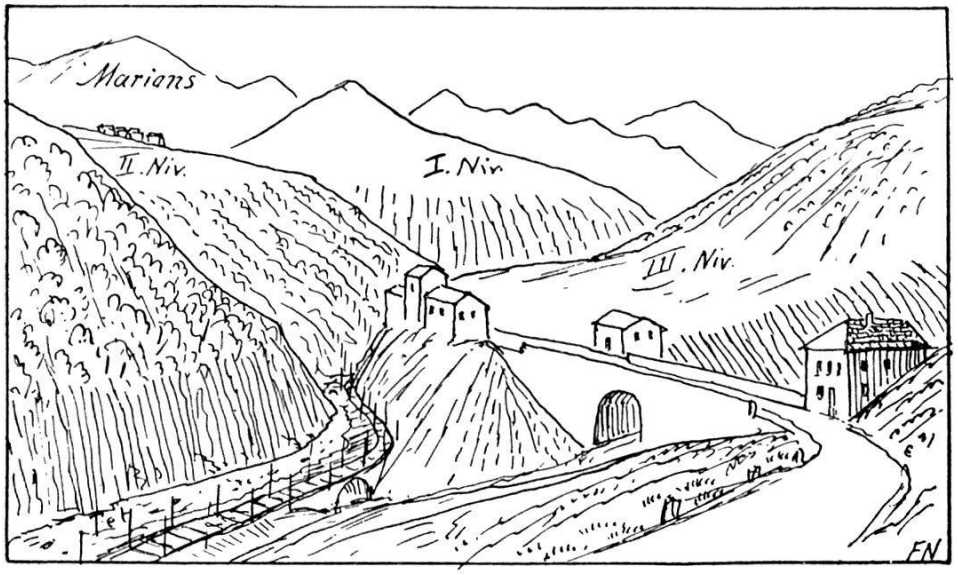

Abbildung 10. *Das Tal der Tet bei Olette.*
(Blick auf 3 Terrassenniveaus)

weis dafür, dass vor dem Oberpliocän das alte Tal wohl nahezu so tief ausgewaschen war wie heute.

Dass im westlichen Abschnitt bei Serdinya-Escaro das Riesenkonglomerat mit Ober- und Unterfläche bedeutend höher liegt als bei Prades, dürfte seinen Grund darin haben, dass hier die postpliocäne Hebung stärker war als weiter talabwärts. Damit dürften auch die durch mehrere Knicke und Terrassen gekennzeichneten Querschnitte des Tet-Tales zwischen Prades und Mont-Louis im Zusammenhang stehen.

5. *Das Tal der Tet zwischen Prades und Mont-Louis.*

Dieser zirka 32 km lange Talabschnitt weist alle Merkmale eines typischen, tief in die Gebirgsmasse eingeschnittenen fluviatilen Erosionstales auf. Dies geht zunächst aus den Gefällsverhältnissen hervor.

Unterhalb der grossen Talstufe zwischen Mont-Louis und Fontpédrouse, wo der Fluss von 1600 auf 930 m hinabfällt, lassen sich nach der topographischen Karte 1 : 80 000 die folgenden Höhenwerte des Talbodens feststellen: bei Thuès-entre-Vaills 800 m, bei Thuès-les-Bains 730 m, bei Olette 600 m, bei Serdinya 510 m, Villefranche 430 m, Ria 380 m. Danach beträgt das mittlere Gefälle auf 10 km zwischen Fontpédrouse und Olette 36 ‰ und von hier bis Ria auf 13 km 17 ‰, während es unterhalb Riaz auf 15 km bis *Rodès* 13 ‰ ausmacht. Die Abnahme des Gefälles talabwärts hängt offenbar mit der bedeutenden Zu-

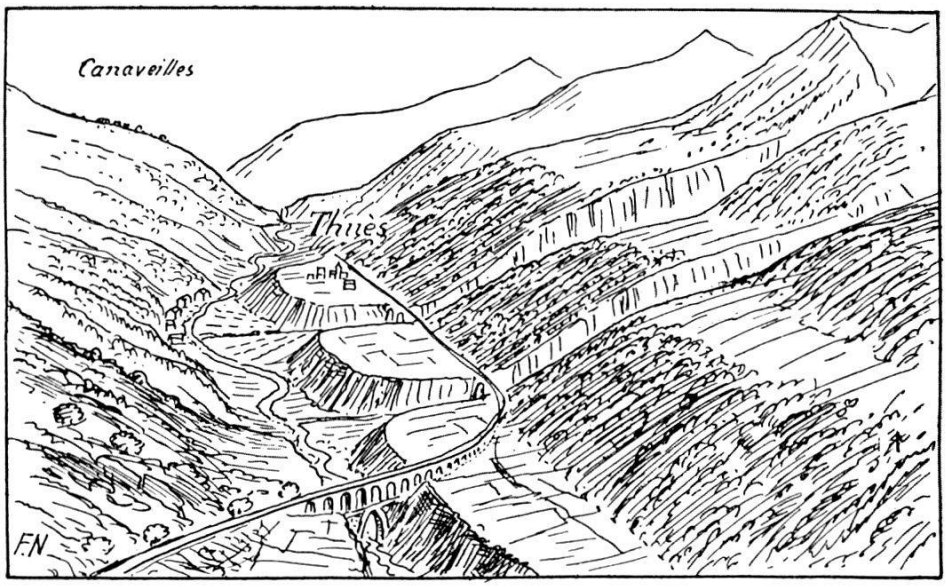

Abbildung 11. *Das Tal der Tet zwischen Fontpédrouse und Thuès.*
(Im Vordergrund die Eisenbahnbrücke von Séjourné)

nahme der Wassermenge des Hauptflusses zusammen, der auf der gesamten 38 km langen Strecke zwischen Fontpédrouse und Rodès 13 grössere Seitenflüsse und zahlreiche Bäche aufnimmt.

Besonders eigenartig sind die Querprofile des Tales. Der Fluss strömt heute tief unten im Boden eines ausgesprochenen Engtales, das steilwandig, stellenweise fast schluchtartig in ein höheres, weiter geöffnetes Talprofil eingeschnitten ist und das in vielfachen Krümmungen verläuft. An mehreren Orten, namentlich dort wo das Tal im Streichen von Schiefern liegt, ist eine schmale Talsohle entstanden; über der Talsohle oder dem Flussbett ragen an vielen Orten Terrassen von 40—50 m Höhe auf, die als Reste eines früheren Talbodens zu deuten sind. Auf solchen Terrassen, auf denen meist eine mehrere Meter mächtige Schotterschicht liegt, stehen verschiedene Dorf- und Weilersiedlungen wie z. B. Olette, die Station von Joncet, Thuès-entre-Vaills, Fontpédrouse (s. Abbild. 10 und 11).

Ueber dieser Terrasse steigen zu beiden Seiten des Tales die Abhänge steil ungefähr 150—180 m hoch empor, um dann in diesen Höhen wiederum in deutlich wahrnehmbare Verflachungen, geneigte Terrassen überzugehen. Auf solchen Gehängeverflachungen, die 200—230 m über dem Flusspiegel liegen, finden sich ebenfalls mehrere Siedlungen, so auf der rechten Talseite En in 945 m, Marians und Nyer in zirka 750 m, auf der linken Seite Canaveilles in 982 m, Oreilla in 875 m am Ausgang des Tales von Evol, ferner südlich Serdinya in 760 m.

Aber auch oberhalb dieser Terrassenzone steigen die Gehänge beidseitig steiler zu noch höher gelegenen Terrassen an, die ins-

besondere oberhalb Fontpédrouse durch die 350—400 m hoch über dem Talboden vorkommenden Dörfer *Planès* und Sauto in 1580 m gekennzeichnet sind. Weiter talabwärts treffen wir die folgenden Orte in ähnlicher Höhenlage über dem Talboden an: Rechts Mas del Bare in 1358 m, Entre Vaills in 1135 m, bei Escare in 1000 m und südlich Villefranche in 790—810 m; auf der linken Talseite: Llar in 1400 m, Jujols in 980 m, Flassa in 954 m und Les Horts in 846 m.

Bei diesen Verflachungen handelt es sich bei der Gleichartigkeit des Gesteins wohl ausnahmlos um Erosionsformen, wie sie sich bei der etappenweisen Vertiefung und Verbreiterung von Tälern ergeben mögen; und versucht man, an mehreren Stellen des Tales Querschnitte zu konstruieren, so erhält man das Bild eines Tales mit 4 in einandergeschachtelten Taleinschnitten (vergl. Abbild. 12). Dabei ergibt sich, dass die mittelst Luftlinien ergänzten höheren Talböden Gefällsverhältnisse aufweisen, die annähernd den heutigen entsprechen, immerhin eher etwas grösser sind, namentlich im Talgebiet zwischen Fontpédrouse und Villefranche.

Zieht man die Luftlinien in der Form eines lose hängenden Seils quer über das Tal, so erhalten wir ungefähr über der Talmitte die Höhe des ehemaligen Talweges. Die Abbildung 12 zeigt die Lage solcher Querprofile für die zirka 23 km lange Strecke zwischen Planès-Sauto und Villefranche, und danach gelangen wir für das oberste Talsystem zu den folgenden Höhen und Gefällswerten:

Profil	Ort	Ehemaliger Talboden	Strecke	Gefälle
a	Sauto	1560 m		
			7 km	31 ‰
b	Mas del Bare	1340 m		
			9 km	44 ‰
d	Jujols	940 m		
			7 km	18 ‰
e	Villefranche	810 m		

Das mittlere Gefälle der 23 km langen Strecke betrug somit 32 ‰, während das entsprechende Gefälle des heutigen Talbodens nahezu 25 ‰ ausmacht. Das grössere Gefälle des alten Talbodens lässt sich aus den seit seiner Entstehung eingetretenen, lokalen tektonischen Störungen erklären. *A. J. Pannekoek* hat meine schon früher veröffentlichten Querprofile des Tet-Tales in unrichtiger Weise interpretiert, indem er für die seitlichen Terrassen kein Gefälle talauswärts annahm (Lit. 2, 11). Es besteht kein Zweifel, dass wir es mit einem früheren, aber nun gehobenen Erosionstal zu tun haben, das sich auch weiter talabwärts fortgesetzt haben dürfte. Tatsächlich finden sich unterhalb Prades, wie wir bereits gesehen haben, zu beiden Seiten des Tettales Verflachungen in 700—800 m Höhe, die sehr wahrscheinlich einem früheren breiten Tal mit einem nicht ganz so hoch gelegenen Talboden entsprechen dürften.

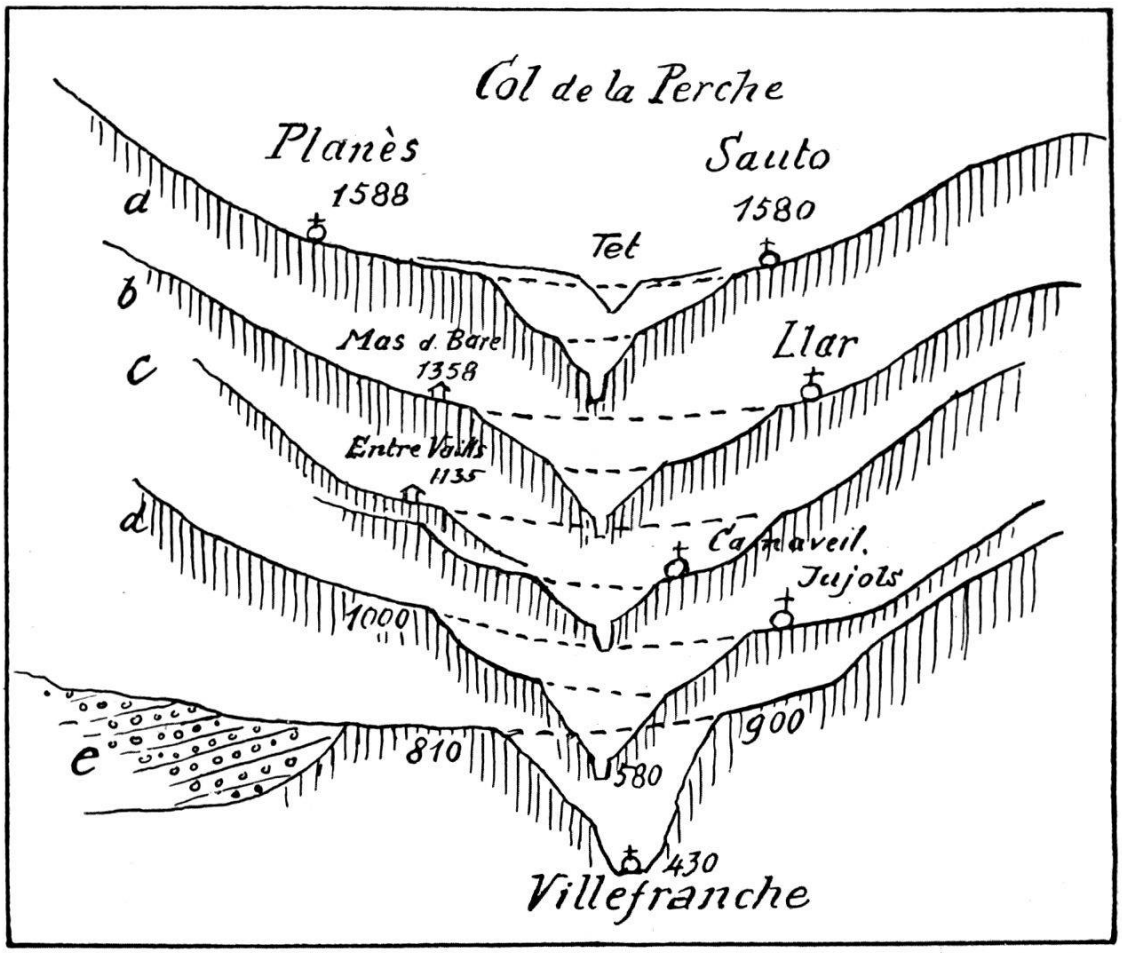

Abbildung 12. *Querprofile durch das Tal der Tet oberhalb Ria.*
Durch gestrichelte Linien sind alte Talböden angedeutet.

Aus unsern Profilen ergibt sich, dass in das oberste und breiteste Talprofil ein etwas schmäleres eingeschnitten ist, von dem auch an verschiedenen Stellen Terrassen als Reste erhalten geblieben sind. Während der oberste Talboden durchschnittlich 350—400 m über dem heutigen gelegen haben mochte, können wir für den zweiten, tieferen Talweg eine mittlere Höhe von 200—250 m feststellen. Entsprechende Niveaus finden sich in deutlicher Ausbildung bei Canaveilles, bei Oreilla, bei En, bei Souanyas, bei Marians etc.

Für das zweite Talsystem ergeben sich die folgenden Werte:

Profil	Ort	Ehemaliger Talboden	Strecke	Gefälle
a	Sauto	1420 m		
			7 km	34 ‰
b	Llar	1180 m		
			5 km	44 ‰
c	Canaveilles	920 m		
			6 km	26 ‰
d	Joncet	760 m		
			8 km	15 ‰
	Ria	640 m		

Im unteren Talabschnitt ist, wie wir sahen, insbesondere die Piedmontlandschaft bei Montalba durch sehr gut entwickelte Verflachungen gekennzeichnet, die 200—250 m über dem heutigen Flussbett liegen. Da wir für dieses Abtragungsniveau präpliocänes, also pontisches Alter, als sehr wahrscheinlich machen konnten, dürfte auch für das oberhalb Prades nachgewiesene mittlere Talsystem das gleiche Alter angenommen werden. Für die Entstehung des obersten und breiten Talbodensystems kämen wir demnach auf mittelmiocänes Alter. Dieses System zeigt in dem zuletzt behandelten Abschnitt zwar ein starkes und nicht ganz ausgeglichenes Gefälle und eine ausgesprochene Muldenform. Wenn wir nun die ausgedehnten Abtragungsflächen der Piedmontzone von Montalba mit den eben beschriebenen Talprofilen vergleichen, die gleichen Alters sein sollen, so muss der Gegensatz der Abtragungsformen in den beiden Gebieten stark auffallen, und man muss sich fragen, welches wohl die Ursache dieser Unterschiede sein möge. Man wird vielleicht auf eine solche Ursache kommen, wenn man sich vergegenwärtigt, dass ein nicht minder grosser Gegensatz der Landschaftsformen zwischen den Gebieten nördlich und südlich des Tales der Tet besteht: Auf der Nordseite breite, niedrige Erhebungen der Piedmontzone und typische Mittelgebirgsformen im Roc-Madres-Massiv; auf der Südseite dagegen das kühn aufragende, fast 3000 m hohe, hochgebirgsartige Canigou-Massiv mit seinen scharfgeschnittenen First- und Gratformen und den vielen steilen Wildbachtrichtern. Ohne Zweifel lässt sich der Gegensatz in der Formengestaltung der beiden Gebiete nördlich und südlich der Tet ausschliesslich auf die sehr bedeutende jugendliche Hebung des Canigou-Massivs zurückführen, die mehrmals neu eingesetzt und die Erosions- und Abtragungsvorgänge stets neu belebt haben dürfte. Und eine ähnliche Deutung dürfen wir auch für die unterschiedliche Gestaltung des Tettales selbst annehmen, das mehrmalige Hebung erfahren haben mag, wodurch der Fluss sich neu einschneiden musste, bevor die benachbarten Erhebungen eine so starke Abtragung erfuhren, wie dies in dem bedeutend weniger bewegten Piedmont der Fall war. Nach der Lage des ältesten und des recenten Talbodens bei Villefranche zu schliessen, erhalten wir für das Tet-Tal dort eine Hebung von insgesamt 380 m; bei Annahme eines gegen heute noch besser ausgeglichenen Talgefälles ergibt sich bei Sauto-Planès dagegen eine Hebung von beiläufig 500 m. (Vergl. Profile in Abbild. 23).

Wie wir sehen werden, hat auch das Roc-Madres-Massiv nach seiner Ausbildung zum Mittelgebirge mehrmalige Hebungsvorgänge durchgemacht. Doch scheint die Intensität der abtragenden Kräfte nicht so stark zur Geltung gelangt zu sein, wie dies im Canigou-Massiv der Fall gewesen sein muss.

Von der mehr oder weniger beschleunigten Talvertiefung der Tet in ihrem Mittellauf legen auch die Quer- und Längsprofile der zahlreichen Seitentäler Zeugnis ab, die teils vom Roc-Madres-Massiv, teils vom Hauptkamm der Canigou-Puigmalkette zur Tet herabführen. Fast ausnahmslos münden die Seitenflüsse in schluchtartigen Engtälern ins Haupttal ein; an einigen Stellen kommen sogar Stufenmündungen vor; ein derartig auffälliges Hängetal befindet sich südlich von Fontpédrouse, so dass man hier eines der nicht sehr häufigen Beispiele von fluviatiler Uebertiefung des Haupttales vor sich hat, eines Vorganges, der die Jugendlichkeit der letzten, offenbar postpliocänen Talvertiefung der Tet beweist. Unter den schluchtartig einmündenden Seitentälern seien hier in erster Linie die Täler von Carança, von Valaguer, von Nyer und von Planès auf der Südseite, sowie die Täler von Sansa, Evol und Nohèdes genannt, welch' letztere vom Roc-Madres-Massiv herabführen. Alle diese Täler weisen im Längsprofil Stufenbau und im Querprofil, wie wir noch ausführen werden, ähnliche Knicke bezw. hochgelegene Verflachungen auf wie das Haupttal, ein Beweis, dass sich die Bildung dieser Täler unter ähnlichen Verhältnissen vollzogen hat wie das Tal des Hauptflusses.

Literatur.

1. *A. J Pannekoek,* Evolution du Bassin de la Tet dans les Pyrénées Orientales pendant le Néogène. Utrecht 1935.
2. *A. J. Pannekoek,* Die jungtertiäre morphologisch-tektonische Entwicklungsgeschichte der östlichen Pyrenäen. Géologie des Pays Catalans, Vol. III, No. 4, Barcelone 1937.
3. *P. Birot,* Recherches sur la Morpholog. des Pyrénées Orientales.
4. *J. Roussel,* Etudes sur le Crétacé des Petites Pyrénées et des Corbières. Bull. Soc. Géol. France, 1887.
5. *O. Mengel,* Carte géologique de France, feuille de Prades, avec notice explicative.
6. *M. Braun,* Brief über die Pyrenäengletscher. Neues Jahrbuch f. Min. u. Geol. 1843.
7. *Ch. Martins,* Note géologique sur la vallée du Vernet. Bull. Soc. Géol. France, 1854.
8. *Alb. Penck,* Studien über das Klima Spaniens während der jüngern Tertiär- und Diluvialperiode. Zeitsch. Ges. Erdk. Berlin 1894.
9. *de Collegno,* Mémoire sur le terrain diluvien des Pyrénées. Bull. Soc. Géol. France, 1843.
10. *Fr. Nussbaum,* Ueber das Riesenkonglomerat von Prades in d. östl. Pyrenäen. Verh. Schw. Nat. Ges. 1925.
11. *Fr. Nussbaum,* Ueber Talbildung in den östlichen Pyrenäen. Jahresb. Geogr. Ges. Bern, 1934.

III. Das Roc-Madres Massiv.

1. Orographisch-geologische Uebersicht.

Diese Gebirgsgruppe bildet im Grundriss ein unregelmässiges Viereck von beiläufig 700 km² Fläche, das auf 3 Seiten durch Talzüge deutlich abgegrenzt wird, nämlich im SSO auf 37 km Länge durch das Tal der Tet zwischen Mont-Louis und Vinça, im W durch das Quertal des Aude vom Capcir bis Axat und im N durch die tektonisch bedingte, westöstlich verlaufende, 22 km lange Talung Axat-St. Paul de Fenouillet. Die östliche Abgrenzung lässt sich von St. Paul de Fenouillet in südlicher Richtung durch kürzere Quertalstrecken dreier Flüsse verfolgen, nämlich des Agly bis Anzignan, dann der Désix (Désir) und hierseits des 580 m hohen Col de Trévillach des R. d'Outre, der sich bei Vinça in die Tet ergisst.

Oestlich dieser etwas gewunden verlaufenden Linie dehnt sich die Piedmontzone von Montalba-Bélesta aus, die demnach unmittelbar den Ausläufern des Roc-Madres Massivs vorgelagert ist und geologisch dessen östliche Fortsetzung bildet.

Auffälligerweise befindet sich die höchste Erhebung des genannten Massivs, der 2471 m hohe Roc Madres, nicht in der Mitte, sondern ganz unsymmetrisch, nahe am westlichen Rand, der dem Capcir entlang verläuft. Aus diesem Grunde erstrecken sich die vom Hauptgipfel ausgehenden Täler zur Hauptsache gegen S, SO, O und N hinab; vier von ihnen geben ihre Talwasser der Tet ab, nämlich die Täler von Sansa, von Evol, von Nohèdes und von Mosset; das letztere ist mit 22 km Länge das grösste. Nach N fliesst die Aiguette, die sich nach 17 km langem Laufe in den Aude ergiesst. Die Flüsse der genannten Täler nehmen zahlreiche Seitenbäche auf, durch welche die Flanken der vom Roc Madres ausgehenden Bergrücken durch V-förmige Gräben und Tälchen stark gegliedert sind.

Geologisch besteht die Gebirgsgruppe zur Hauptsache aus kristallinen Gesteinen der Hauptaxe der Pyrenäen, wie Granit, der auf der Süd- und Nordseite von schieferigen Gesteinen, Serizitschiefern und paläzoischen, metamorphen Sedimenten begleitet wird, zu denen sich im N noch mesozoische Kalke und Mergel gesellen. Diese liegen, nach den Untersuchungen von *J. Roussel* (l. c.), gefaltet und diskordant über den älteren, ebenfalls gefalteten Sedimenten des hercynischen Sockels. Abgesehen von dem schmalen, westöstlich streichenden isoklinalen Längskamm aus Jurakalk, der sich unmittelbar südlich der Längsfaltung Axat-St. Paul de Fenouillet hin erstreckt, zeigen die Oberflächenformen des Roc-Madres Massivs keine deutliche Abhängigkeit von dem geologischen Bau.

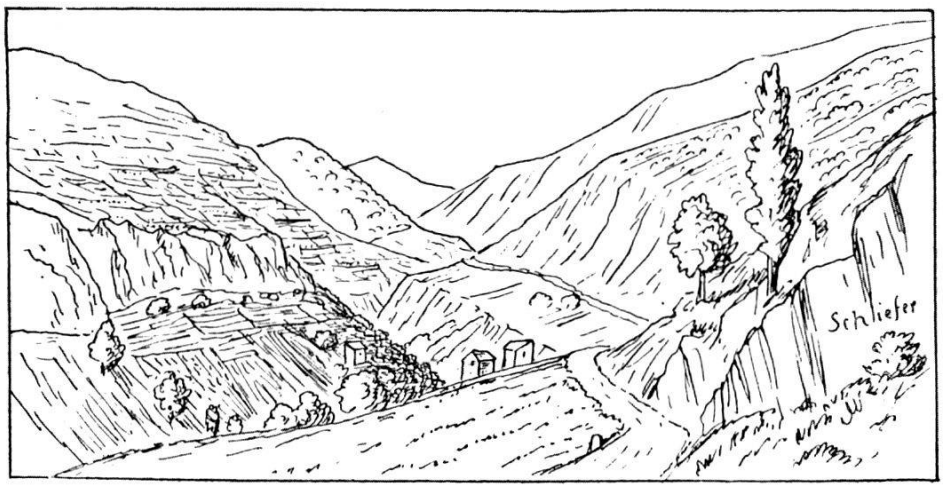

Abbildung 13. *Tal von Evol in 900 m bei Thuir d'Evol.*
(Blick talaufwärts)

Wir haben es vielmehr mit sehr ausgeprägten Abtragungsformen zu tun, und zwar, was bei der Höhenentwicklung der Kämme besonders auffallend erscheint, mit typischen Mittelgebirgsformen. So weisen die Kämme fast durchwegs breite Rückenformen auf, deren Hänge oben erst sanfter, dann nach unten bedeutend steiler, zu den tief eingeschnittenen, vorwiegend V-förmig gestalteten Tälern abfallen, alles morphologische Züge, denen wir bekanntlich in verschiedenen Mittelgebirgen Deutschlands und Frankreichs wie Schwarzwald, Vogesen etc. begegnen.

Bei näherer Betrachtung stellen wir fest, dass die Talabhänge des Roc-Madres Massivs verschiedene Knickungen und Böschungsunterschiede aufweisen, was auf etappenweise vorsichgegangene Talbildung schliessen lässt.

So haben wir bereits im vorigen Abschnitt angeführt, dass einige der genannten Täler bei ihrer Einmündung ins Tal der Tet einen sehr schmalen Talausgang besitzen, der in eine höhere und breitere Talform eingeschnitten worden ist.

Auch im Längsprofil sind diese Täler nicht ausgeglichen; denn sie steigen stufenförmig an und führen im Einzugsgebiet über Stufen zu gut entwickelten Karen hinauf; einige von diesen bergen kleine Bergseen, Gourgs genannt, die auch auf der topographischen Karte 1: 80 000 eingezeichnet sind. Ihr Vorkommen hat 1883 *A. Penck* vermuten lassen, dass daselbst in der Eiszeit kleine Gletscher vorhanden waren, eine Annahme, die durch die geologischen Aufnahmen bestätigt worden ist. (Lit. 2).

Ueber die Ausdehnung dieser lokalen Gletscher, ihre Schneegrenze und ihre Beziehung zu den in jenen Gebieten vorkommenden Talformen geben die folgenden Beobachtungen näher Auskunft, die sich der Verfasser auf mehreren Begehungen des Roc-

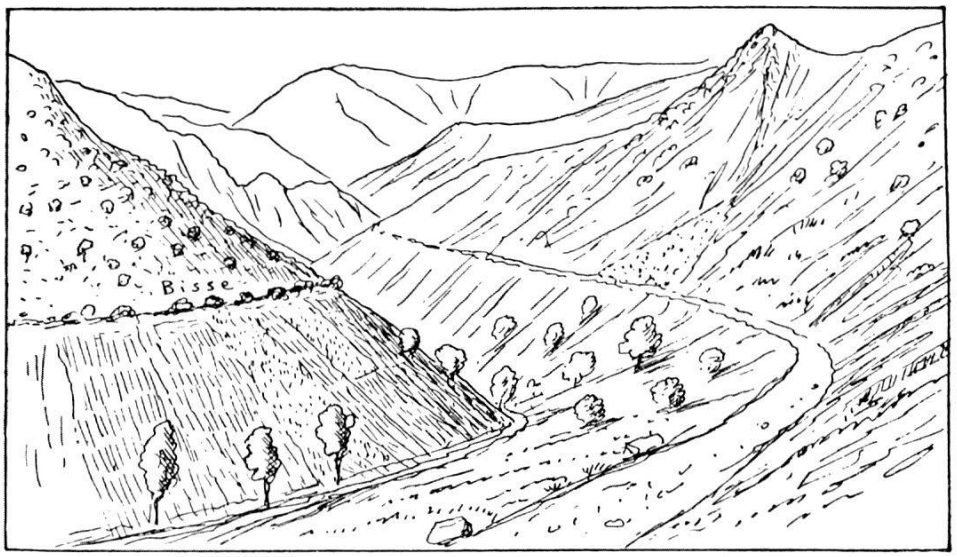

Abbildung 14. *Tal von Evol in 1100 m Höhe.*
(Blick talaufwärts)

Madres Massivs verschaffen konnte. Dankbar erinnert er sich der Freundlichkeit von Hirten, die ihm auf seinen Wanderungen in ihren einfachen Hütten während der Nacht gastliche Unterkunft gewährten.

2. *Wanderungen und Beobachtungen.*

a) Eine erste Wanderung führte im August 1926 von Olette aus durch das 12 km lange Tal von *Evol* zum Gourg Nègre hinauf, von hier über einen Sattel und dann das um 5 km längere Tal von Nohèdes wieder hinunter.

Das durch eine gute Fahrstrasse mit Olette verbundene Dorf Evol liegt in 816 m Höhe, etwa 2 km taleinwärts auf einer 40 bis 50 m hohen Terrasse, welche offenbar dem pliocänen Talboden entspricht. Auf einer nur zirka 250 m höheren Terrasse steht beim Talausgang das Dorf Oreilla. Die Terrasse von Evol lässt sich noch 2—3 km weiter talaufwärts verfolgen, etwa bis zum Weiler Thuir d'Evol. Von da an ist sie nur durch Gehängeknicke angedeutet. Nun steigt das Tal, das hier in schwarze, steil gegen S einfallende Schiefer eingeschnitten ist, stark an, und der schmale Saumweg, der vielfach in Seitengräben hineinführt, verläuft stellenweise 80—100 m hoch über dem Fluss, der auf den untersten 7 km ein mittleres Gefälle von 100 ‰ besitzt.

5 km oberhalb Evol hat man eine Meereshöhe von ungefähr 1350 m erreicht; hier wird nun das Tal breit V-förmig bis muldenartig; man ist hier in ein älteres, höheres Talprofil gelangt. Bald stösst man bei den Hütten von Nadal auf vereinzelte

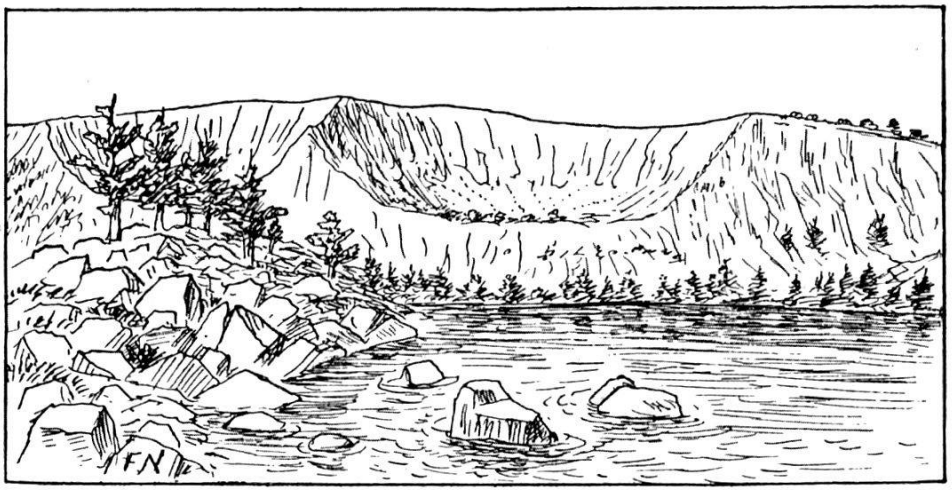

Abbildung 15. *Blick auf den Gourg Nègre und Kar.*

Blöcke eines Quarzit-Konglomerates. In 1400 m sind solche zahlreicher; dazu gesellen sich Blöcke von Granit, Kalkstein und Schiefer, die ohne Zweifel erratisch sind. In 1450—1500 m stellt sich blockreiche Moräne auf beiden Seiten des Baches ein, die sich mit zunehmender Mächtigkeit talaufwärts verfolgen lässt und in der Granitblöcke von jeder Form und Grösse vorherrschen. In 1500 m Höhe ist das Tal wohl 200 m breit, flach trogförmig und reich an Blockmoräne. Auf der Ostseite ist diese von einem Bachschuttkegel aus Schiefer- und Kalkmaterial überlagert. In 1540 m steht inmitten von Föhren bewachsenen Moränenhügeln eine Sägemühle. Dann folgt eine von Höckern übersäte Talstufe, wobei sich das Tal gegen NW hin wendet. Nach 1,5 km gelangt man in 1750 m in eine Talweitung, ein ausgefülltes Seebecken; hier mündet von W ein kleines, trogförmiges Hängetal ein. Ueber einer weiteren stark bewaldeten Talstufe erreicht man in 1900 m die Hütte eines Hirten, und von hier führt eine letzte moränenüberstreute Talstufe bis zu 2040 m Höhe zum Gourg Nègre, einem dunkelgrünen Bergsee, hinauf, der in einer breiten Karnische liegt (s. Abbild. 15). Diese wird auf der West- und Nordseite von steilen, felsigen etwa 300 m hohen Wänden umgeben. An der Westwand sind über einer 40 bzw. 50 m hohen Stufe 2 kleinere Kare eingesenkt, deren Wände steil zu einer welligen Hochfläche hinaufführen. Diese gehört dem kuppenförmigen, 2360 m hohen Pic des Gourgs an. Leider entspricht die Schraffendarstellung der Topographischen Karte in keiner Weise den hier beschriebenen, ausgeprägten glazialen Talformen. Diese sind auf eine gut nachweisbare Lokalvergletscherung zurückzuführen, die sich hier bei einer Schneegrenze von 1900 m entwickeln konnte.

b) Nordöstlich vom Gourg Nègre, der von blockreicher Moräne abgedämmt wird, überschreitet man einen nur etwa 60 m höhe-

ren Sattel und gelangt dann auf der andern Seite des Rückens in ein zweites trogförmiges Hochtal, wo sich in 2004 m der Gourg d'Estela befindet; dieser ebenfalls dunkelgefärbte Bergsee liegt in einem Talbecken, auf dessen Schwelle noch eine flache Endmoräne abgelagert ist. Dieses Seebecken wird rings von steilen, felsigen Hängen eingefasst, die jedoch ihrerseits in der Höhe durch mehrere schöne Ursprungskare gegliedert sind (s. Abbild. 16). Das eine von ihnen birgt ebenfalls einen kleinen See, und hier wie bei den meisten andern finden wir Moräne auf der Stufe oder Talschwelle. Der höchste Punkt dieser Gebirgsgegend ist der breite Granit-Felsbuckel des Roc Noir mit 2453 m Höhe, dessen Abhänge auch auf der West- und Nordseite durch steilwandige Kare angefressen sind.

Im Gourg d'Estela entspringt die Rivière de Nohèdes, deren Tal im Oberlauf auf 4—5 km Länge einen ausgeprägten Stufenbau aufweist. Die absoluten Höhen dieser Stufen lassen sich aus mehreren Quoten der topographischen Karte ablesen; aber ihre Formen treten auch hier nicht deutlich genug hervor. Eine erste, nur etwa 50 m hohe Stufe fällt zu einem Becken ab, in dem die erwähnte Karte noch einen kleinen See angibt, der heute aber verlandet ist. Nun folgt eine weitere, ungefähr 100 m hohe Stufe zu einem ebenfalls aufgefüllten Seebecken, das in 1839 und 1800 m von 2 deutlichen Endmoränenwällen abgeschlossen wird. Die untere Moräne liegt über einer sehr ausgeprägten Talstufe, die steil bis auf 1640 m Meereshöhe abfällt; hier dehnt sich eine aussen auch von einer Endmoräne abgeschlossene Talweitung aus. Das trogförmige Tal, das von hier an in Schiefer eingetieft ist, hat daselbst eine Breite von 500 m und weist gutes Weidegelände auf, in dessen Mitte sich eine Jasse, d. h. eine steinerne Hirtenhütte befindet. Diese kann zwar nicht als Sennhütte bezeichnet werden, da sie keine Gerätschaften zur Milchverwertung aufweist, sondern nur ein Lager für einige Hirten und einen Feuerplatz enthält (s. Abbild. 17).

Unterhalb der in 1620 m gelegenen Endmoräne fällt das breite Tal nochmals stufenförmig ab, und zwar zu einer von Rundbuckeln belebten, unregelmässig geformten Talstrecke, die in 1331 m wiederum eine deutliche Endmoräne erkennen lässt. Nun wird das Tal wieder enger; aber noch bis zu 1150 m hinab weist er Ablagerungen unzweifelhafter Moräne auf. In 1150 m hat sich der Fluss ungefähr 20 m tief in solchen Schutt eingefressen (s. Abbild. 18). Hier wo das Tal noch Trogform aufweist, dürfte die äusserste deutliche Endmoräne des 6 km langen Gletschers der letzten Eiszeit anzunehmen sein. Aber vereinzelte Granitblöcke lassen sich noch in 1050 m, 1020 m und sogar bis 960 m hinab feststellen; einer dieser Blöcke, der über 30 m^3 Inhalt besitzt, liegt neben der Brücke in 1020 m. Möglicherweise

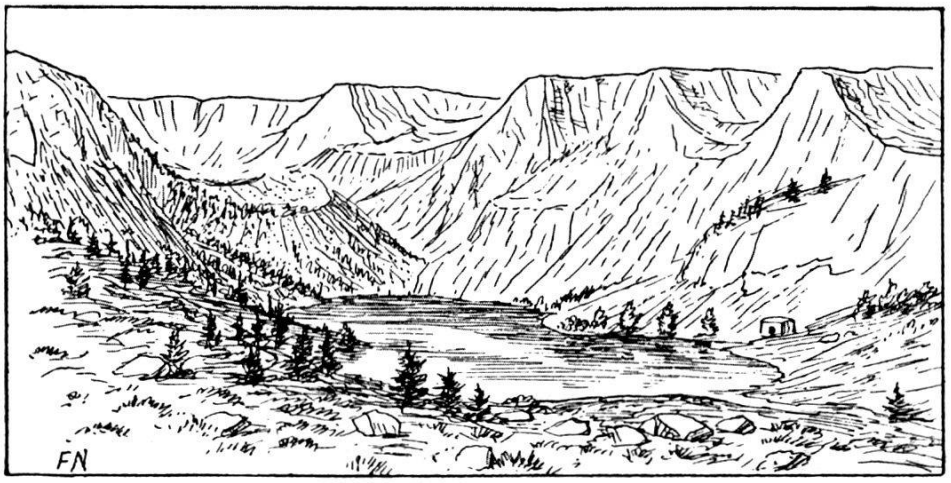

Abbildung 16. *Der Gourg Estela mit Ursprungskaren.*

gehören diese Blöcke einer früheren Vereisung an, ähnlich wie diejenigen, die wir im Tal von Evol in 1350 m Höhe gesichtet haben —, aber vielleicht wurden sie während einer kürzeren maximalen Ausdehnung der Gletscher der letzten Eiszeit abgesetzt. Auf jeden Fall ist die höher gelegene Endmoräne für die Bestimmung der diluvialen Schneegrenze wesentlicher als die vereinzelten tieferen Blöcke.

Sodann ist auch bezeichnend, dass unterhalb der reichlicheren Moränenablagerungen die Täler schmäler werden und bald wieder die ausschliesslich durch fluviatile Erosion bewirkte V-Form aufweisen. In der Nähe von Nohèdes stellen sich auf beiden Seiten Gehängeknicke ein, und zwar zeigt sich hier ebenfalls ein tieferes, schmäleres, heute vom Fluss durchzogenes Tal, das in ein breiteres, höheres Talprofil eingeschnitten ist. Auf einem flacher abfallenden Talhang steht in 990 m das ärmliche Dorf Nohèdes, das durch eine kunstvoll angelegte Strasse mit Riaz verbunden ist. 2,7 km unterhalb Nohèdes weist das tiefere Tal eine kleinere Weitung auf, in der der Weiler Beillans mit einer Mühle am Flusse steht. Eine ähnliche Lage besitzt auch das Dörfchen Conat in 526 m an der Einmündung eines grösseren Seitenbaches. Von hier an hat sich der Fluss mehr und mehr in den Talboden eingeschnitten und strömt dann auf den untersten 3,5 km in schmalem, schluchtartigen Taleinschnitt dahin.

c) Am 8. August 1931 befand ich mich im Dorf Réal im Capcir, um von hier, von Westen her, eine Begehung des Roc Madres Massivs zu beginnen. Das genannte Dorf liegt in 1421 m auf dem flachen Schuttkegel eines Baches, der ungefähr 80 m oberhalb der Ortschaft als grosse Quelle entspringt; diese liefert den Bewohnern das notwendige Wasser, Brunnen sind keine vorhanden; die Leute holen das Wasser direkt aus dem Bach. Offenbar steht diese Quelle in Zusammenhang mit steil gestellten

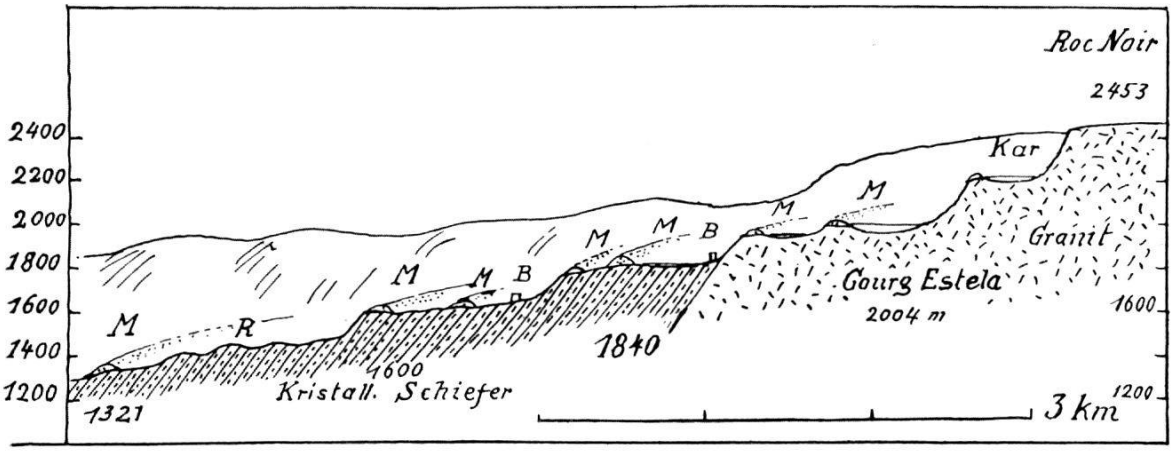

Abbildung 17.

Talstufen mit Endmoränen (M), im Oberlauf des R. de Nohèdes.

R = Rundbuckel, B = Jasses (Baraques)

devonischen Kalken, die hier neben Schiefern zufolge der paläozoischen Faltung das Gebirge in west-östlicher Richtung durchziehen.

Ein steiler Fussweg, der auch als Alpweg für grosse Viehherden benutzt wird, führt im Zickzack auf den in 1791 m Höhe gelegenen Col de Sansa hinauf, von dem man auf kurzem Weg ins Einzugsgebiet des Tales von Sansa gelangt, das vom R. de Cabril entwässert wird.

Von diesem Pass aus erblickt man in östlicher Richtung über das nur wenig vertiefte Tal von Sansa hinweg die 2371 m hohe Berggruppe des Pic de Pelade, die mit ihren breiten Rücken und Buckeln alle Merkmale eines Mittelgebirges besitzt (s. Abbild. 20). Dem höchsten Kamm gehört auch der Pic des Gourgs an, dessen von Karen zerfressene Ostseite wir bereits bei unserer ersten Wanderung kennen gelernt haben. Die Bergabhänge sind bis weit hinauf mit Nadelwald bestanden, unter dem die Föhre vorherrscht. Ein vom Pic de Pelade herunterführendes kleines V-Tal mündet mit einer Stufe ins Haupttal ein, dessen ansehnlich breiter Talboden hier einen ausgesprochenen Stufenbau und Moränenbedeckung aufweist. So erkennt man zwei längere fast parallel zu einander verlaufende Moränenwälle, die sich talabwärts bis 1525 m Meereshöhe verfolgen lassen. Durch den rechtsseitigen Wall wird das vom Col de Sansa hinabführende Seitentälchen verbaut. Dadurch war ehemals hier ein kleiner See entstanden, der nun aber verlandet ist und heute eine flache, mit Getreide angepflanzte Lichtung im Walde darstellt.

Weitere Verflachungen treten uns auch oberhalb der felsigen Talstufen in 1750, 1800, 1860 und 2150 m entgegen. In dieser Höhe von 2150 m befindet man sich auf dem Boden eines

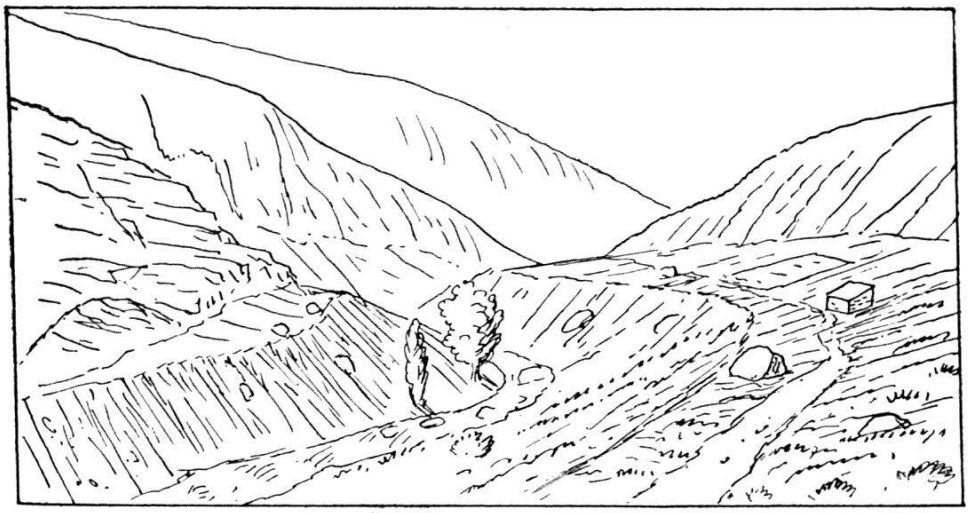

Abbildung 18. *Moräneneinschnitt im Tal von Nohèdes in 1150 m.*

weiten Karkessels, wo das Tal seinen Anfang nimmt. Am Fusse der steilen, spärlich bewaldeten Abhänge sind kahle Schutthalden entstanden, während der Boden noch karge Weide bietet. Weiter abwärts ist der Graswuchs besser; er wird als Sommerweide gemeinsam von den Herden von Sansa und Real genutzt. An diesem Tage zogen die Hirten mit ihren Herden, die insgesamt 140 Stück ausmachten, talwärts und überliessen mir die in 1860 m erbaute, geräumige Hütte, wo ich wegen schlechter Witterung zwei Nächte zubrachte. Dichte Nebel benahmen am 9. August jede Fernsicht. Kaum vermochte ich die nächste Umgebung wahrzunehmen, wobei ich auf der mit einem Felsriegel versehenen obersten Talstufe gute Gletscherschliffe und blockreiche Moränen feststellen konnte. Als es aber am Morgen des 10. August nach einer regnerischen Nacht, bei starkem NW-Wind zu schneien begann, zog ich vor talabwärts zu wandern.

Dabei ergab sich, dass der lokale Talgletscher, der hier in der Eiszeit vorhanden war, bis 1525 m hinabgereicht hatte, was bei einer Schneegrenze von 1900 m möglich war. Heute liegt die obere Grenze des Getreideanbaus hier in 1700 m. Das kleine Kirchdorf Sansa, das in 1488 m auf einem terrassenförmigen Bergvorsprung liegt, zählt etwa 80 Einwohner. Das meiste Kulturland befindet sich in der Umgebung des Dorfes und wird künstlich bewässert. Daneben zeigt der Boden spärliche, steppenartige Vegetation von Disteln und Ginster.

Unterhalb Sansa hat sich der Fluss ein enges V-Tal in ein höheres und breiteres Talprofil eingeschnitten. Dieses Profil verstärkt sich je mehr man talabwärts wandert. Fast überall lassen sich drei Knickungen an den Talabhängen feststellen, über denen entsprechende Verflachungen vorkommen (s. Abbild. 21). Gegen den Talausgang hin wird der tiefste Einschnitt fast

schluchtartig und der Flusslauf ist stark gekrümmt und geschlängelt. Dabei treten über den Prallstellen fast senkrechte, kahle Wände auf, die ständiger Abwitterung ausgesetzt sind. Auch sind die beidseitigen Talhänge von kleineren und grösseren Bacheinschnitten stark gegliedert.

Auffallend ist sodann der Umstand, dass auf der Westseite drei grössere Seitentäler mit hohen Stufen ins Tal von Sansa einmünden, die Täler von Railleu, von Caudies und von Ayguatébia, so benannt nach je einer Ortschaft. Diese Täler besitzen bis zur Stelle, wo sich der Talbach eine jugendliche Schlucht in die Mündungsstelle eingeschnitten hat, ein schwaches Gefälle und breite Muldenform, somit Merkmale, die auf höheres Alter und ausgereiftes Entwicklungsstadium schliessen lassen. Was noch besonders bemerkenswert erscheint, ist die bedeutende Höhe dieser Mündungsstufen, nämlich 350—380 m. Da diese Höhenwerte sich unweit des Talausganges vorfinden, so ergibt sich bei erstelltem Längsprofil eine Höhe des Talbodens im Tal der Tet von beiläufig 900 m ü. M., ein Wert, der dem bei Canaveilles und Souanyas ermittelten für den jungmiocänen Talboden sehr nahe kommt.

Die Erscheinung dieser ausgeprägten Mündungsstufen in rein fluviatil durchtalten Gebieten ist ohne Zweifel auf relativ junge beträchtliche Hebung des Gebirges zurückzuführen, durch welche die grösseren Flüsse zu stärkerem Einschneiden veranlasst wurden, während die kleineren Seitenflüsse dieser Tiefenerosion nicht so rasch zu folgen vermochten.

d) Das bei Catlar ins Tal der Tet einmündende Tal von Mosset, das von dem La Castillane genannten Flusse entwässert wird, ist mit 21,5 km Länge das grösste der vom Roc Madres herabführenden Täler. In Längs- und Querprofilen weist es ähnliche Merkmale auf wie die bereits betrachteten Täler von Sansa, Evol und von Nohèdes. Wie diese ist es im obern Tal in granitische, im übrigen Gebiet vorwiegend in schieferige Gesteine eingetieft. Der Fluss besitzt namentlich im untern Talstück einen stark gewundenen Lauf und hat sich hier 60—80 m tief und schluchtartig in ein breiteres, höheres V-Tal eingeschnitten. Sein Gefälle beträgt hier auf den untersten 4 km Länge, zwischen Catlar und Campome, 53 ‰, während es weiter oberhalb auf 6 km Länge nur 30 ‰ misst. Auch zeigt hier das Tal eine weitere Oeffnung: der Fluss strömt hier zwischen 20—25 m hohen Terrassen, die in 600—650 m Höhe liegen und von Kulturland mit einzelnen Bauerngehöften bedeckt sind. Die genannte Höhe lässt sich bei Verflachungen noch zwischen Mosset und Molitg feststellen, und sie entspricht einem früheren Abtragungsniveau, das sich, wie bereits ausgeführt worden ist,

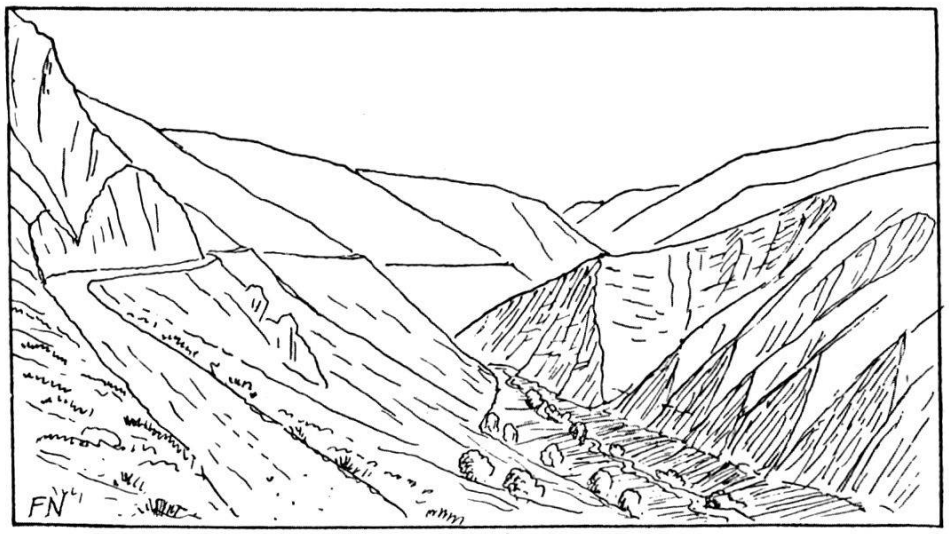

Abbildung 19. *Das Tal von Nohèdes, oberhalb Ria.*
(Blick talabwärts)

auch im untern Tet-Tal nachweisen lässt. Auf die genannten Terrassen münden mehrere steile Bachgräben mit Schuttkegeln ein (man vergl. Profile von Abbild. 22).

Die grösste Ortschaft des Tales, das stadtartig, eng gebaute Mosset, liegt in 650 m auf einem abgeflachten Vorsprung des nördlichen und stark gegliederten Talhanges. Ungefähr 5 km oberhalb Mosset zeigt sich in 1100 m Meereshöhe eine erste Talstufe; hier führt die Strasse über eine Brücke, wo sich der Fluss in Moräne und darunter in Granitfels eingefressen hat. Auf dieser mit Moräne überdeckten, hügeligen Stufe stehen die Cortals von Ladou in 1120—1150 m; hier biegt das Haupttal gegen WSW um, während der dem Streichen der alten Faltung folgende, ost-westlich gerichtete Talzug schon nach 2,5 km langer Strecke am 1513 m hohen Col de Jau angelangt ist. Im Tal der Castillane folgt eine weitere Stufe, in der ebenfalls durch das Gewässer typische Moräne von bedeutender Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Dasselbe ist in dem benachbarten südlichen Paralleltälchen bei der Talkmine Saillon der Fall. Im Haupttal lassen sich noch Talstufen in zirka 1600 m und in 1800 m feststellen, wobei die Stufen viele Rundbuckel mit Schliffen aufweisen. Der Talanfang wird durch ein Kar an der Nordostseite des Pic Madres gebildet.

Der bei Ladou endende Lokalgletscher der Castillane besass mit 8,5 km Länge eine bemerkenswerte Entwicklung, die eine Schneegrenze von zirka 1700 m voraussetzte. Diese tiefe Lage der diluvialen Schneelinie war hier offenbar durch die örtlichen Verhältnisse, namentlich durch die nordöstliche Exposition des Einzugsgebietes bedingt.

Abbildung 20. *Der Talhintergrund von Sansa.*

Blick vom Col de Sansa; im Tal 2 bewaldete Moränenwälle.

e) Ueber den bereits erwähnten Col de Jau gelangt man aus dem Mosset-Tal ins Tal der Aiguette, das sich vom Roc Madres in nordöstlicher Richtung hinabsenkt; es geht als Trogtal aus einem geräumigen Kar hervor und fällt unter Bildung von Stufen zunächst bis auf 1200 m ab, wo es eine Verengung aufweist. Bis hier hinab reichen zwei Moränenwälle, von denen der rechtsufrige in 1378 m die Jasse, oberhalb der Säge von «Moulinasse», trägt. Der in 1200 m endende diluviale Aiguette-Gletscher besass eine Länge von 8,5 km, und die Höhe seiner Schneegrenze muss in 1700 m angenommen werden.

Unterhalb 1200 m nimmt vorerst auf zirka 3,5 km die Breite des Tales wieder etwas zu und das Gefälle ab. Aber im untersten Talstück hat sich der Fluss schluchtartig mit dem grossen Gefälle von 100 ‰ eingeschnitten, um sich in 800 m Meereshöhe mit dem aus dem welligen Kalkplateau von Roquefort und Le Bousquet herkommenden Fluss zu vereinigen und sich sodann in den Aude zu ergiessen.

Das genannte Plateau liegt in 1200—1300 m Höhe, ebenso das östlich der Aiguette gelegene Gelände mit dem Dorf Counozoul. Diese Verflachungen haben mit Schichtenablagerungen nichts zu tun; es sind reine Abtragungsformen. Sie gehören offenbar einem Niveau an, das sich auch westlich des Aude bei Le Pla und Quérigut vorfindet und in das der Aude eine über 400 m tiefe Schlucht eingeschnitten hat.

3. Ergebnisse.

Zusammenstellung der eiszeitlichen Lokalgletscher des Roc Madres Massivs:

Gletscher	Exposition	Länge	Ende	Schneegrenze
Gl. de Cabril	SSW.	5,5 km	1525 m	1900 m
Gl. d'Evol	SE.	5 km	1400 m	1800 m
Gl. de Nohèdes	E.	6 km	1150 m	1800 m
Gl. de la Castillane	ENE.	8,5 km	1100 m	1700 m
Gl. de l'Aiguette	N.	8,5 km	1200 m	1700 m

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich deutlich, dass die Entwicklung der Gletscher wesentlich von der Exposition abhängig war, indem bei Südlage die Schneegrenze höher lag, die Gletscher kürzer waren und weniger tief herunterreichten als bei Ost- und Nordostexposition der Firngebiete; denn diese erfuhren in solchen Lagen eine stärkere Beschattung, daher eine geringere Abschmelzung.

Die bedeutenden Unterschiede in der Entwicklung der fünf hier aufgeführten Lokalgletscher lassen auch vermuten, dass noch ein weiterer Faktor eine nicht unerhebliche Rolle gespielt haben dürfte, nämlich ein grösserer Niederschlag in den nördlichen Gebieten, wie dies auch heute bei den vorherrschend nordwestlichen regen- und schneebringenden und daselbst aufsteigenden Winden der Fall ist.

Die auf unsern Wanderungen im Roc-Madres Massiv beobachteten morphologischen Erscheinungen nötigen uns ebenfalls zu einer zusammenfassenden Rückschau, um zu Folgerungen über ihre zeitliche Entwicklung zu gelangen, soweit dies überhaupt jetzt schon möglich ist. Bei dieser Beurteilung kommen sowohl Berg- wie Talformen vor, die im grossen und ganzen, wie wir sahen, denen von Mittelgebirgen entsprechen. Ohne Zweifel gehören die zum Teil breiten Bergrücken einem alten, sehr hoch gelegenen Abtragungsniveau an, in welches die heutigen Täler eingeschnitten sind. Und dass dieses Einschneiden etappenweise, infolge mehrmaliger Hebungen des ganzen Gebirges, vor sich gegangen ist, geht aus dem Vorkommen von höheren Talböden oder älteren Talhängen über deutlich ausgesprochenen Gehängeknicken hervor. Die letzte Eintiefung, die wir bei allen Tälern in der Form enger, oft schluchtartiger und stark gewundener Talstücke im Unterlauf der Flüsse festgestellt haben, erfolgte ohne Zweifel während der Diluvialzeit zum Ausgleich an die ebenfalls damals eingetretene Eintiefung der Haupttäler. Ueber diesen 40—50 m tiefen Engtälern liegen Terrassen oder flachere Gehängestücke, die einem gut entwickelten V-Tal der Pliocänzeit zuzuweisen sind. An einigen Orten, z. B. im Tal von Mosset, lassen sich noch 200—300 m höher gelegene Verflachungen nachweisen, die einem Abtragungszyklus des oberen Miocän zuzurechnen wären. Aber über solchen Gehängeterrassen liegen überall noch bedeutend

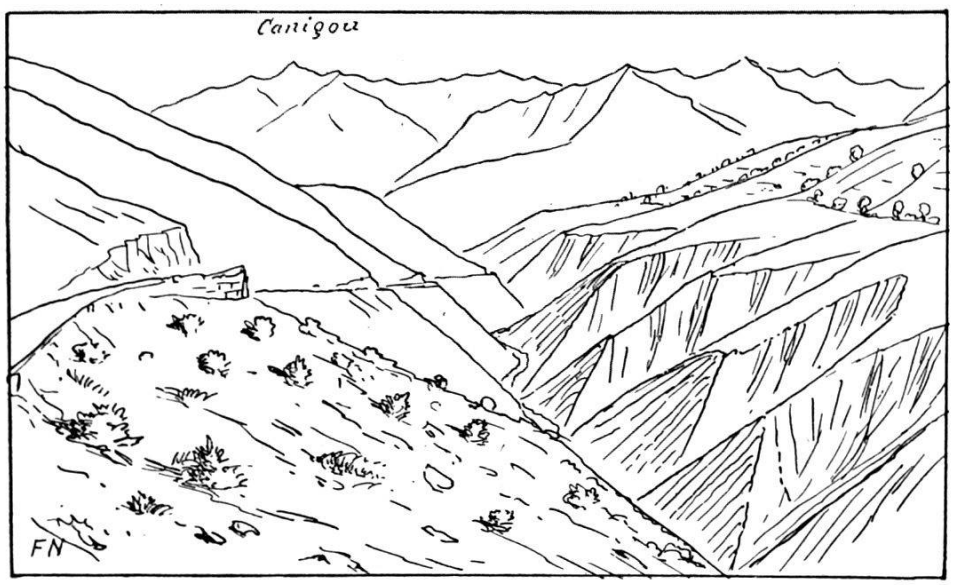

Abbildung 21. *Der untere Abschnitt des Tales von Sansa.*
(Blick gegen Südost)

höhere Verflachungen, die in der Regel mit geringerer Steigung zu den breiten Bergrücken hinaufführen. Ohne Zweifel handelt es sich hier um stark ausgereifte Abtragungsformen einer niedrigeren Erosionslandschaft der Miocänzeit, die jedoch heute infolge mehrfacher Hebungen in bedeutende Höhen zu liegen gekommen sind. Für solche Hebungen sprechen schliesslich auch die alten Talungen von Railleu und Ayguatébia, die heute mit hohen Stufen im Tal von Sansa einmünden. Aber auch in den Längsprofilen der durchwanderten Täler treten uns entsprechende Erscheinungen entgegen, nämlich in den Talstufen, die in sehr verschiedener Entwicklung und Höhenlage vorkommen.

Ohne Zweifel ist in allen Tälern ein Teil dieser Stufen fluviatil bedingt, nämlich durch rückschreitende Erosion der sich mehrmals neu einschneidenden Flüsse. Hätten wir es mit einer typischen Mittelgebirgslandschaft zu tun, die seit langen Zeiten ohne Hebungen der Abtragung ausgesetzt gewesen wäre, so hätten hier alle Flüsse ein ausgeglichenes Gefälle erhalten, und in den Tälern wären keine Stufen vorhanden. Für das Einschneiden der Flüsse ist bekanntlich die Lage der Erosionsbasis von wesentlicher Bedeutung. Aber je nach der Härte des Gesteins erfordert die Schaffung eines ausgeglichenen Gefälles unter Umständen eine sehr lange Zeit. Treten nun vor dem Ablauf einer für den Zyklus der Erosion benötigten Zeit Störungen ein, wie Senkung der Erosionsbasis oder, was auf dasselbe herauskommt, Hebung des Gebirges, so ist der Fluss zu neuem Einschneiden gezwungen, bevor der ältere Tallauf ausgeglichen war; daher

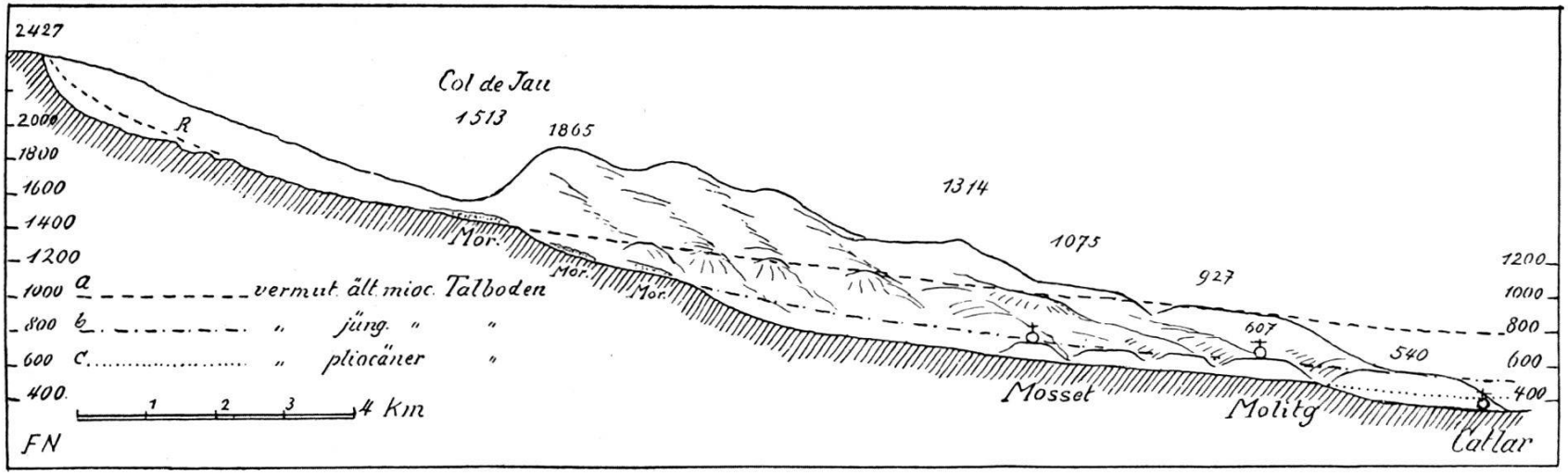

Abbildung 22. *Längsprofil durch das Tal von Mosset; mit Talterrassen.*

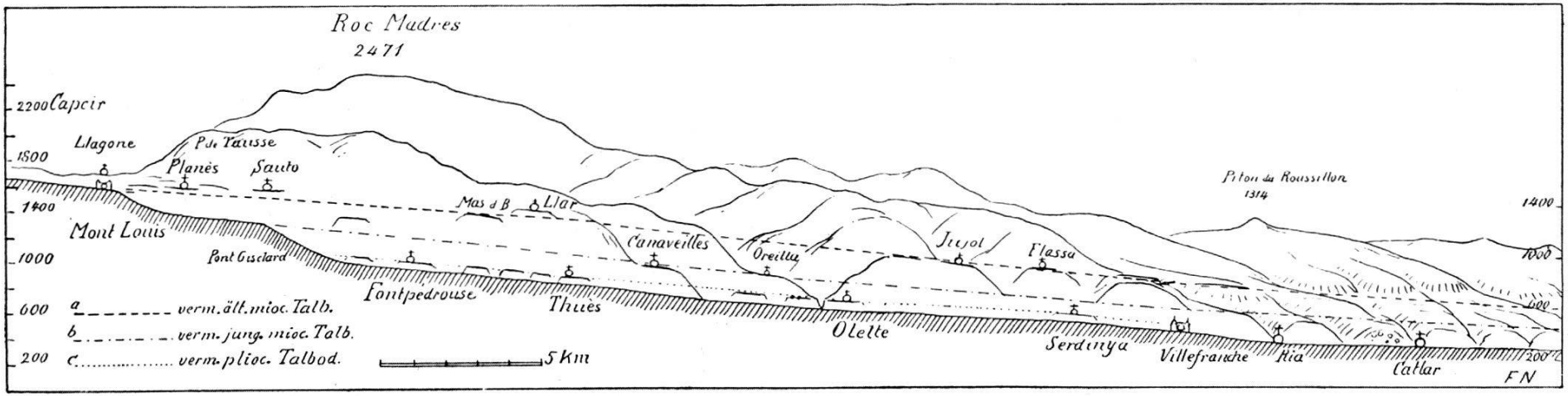

Abbildung 23. *Längsprofil durch das mittlere Tet-Tal, mit Terrassen und älteren Talböden.*
Im Hintergrund Profil des Roc Madres-Massivs.

entsteht hier eine Stufe, eine zweite bildet sich im neuen Taleinschnitt, wenn bald eine neue Störung erfolgt.

Da in unserem Gebiet ein viermaliges Einschneiden der Flüsse erfolgt sein muss, wobei in dem ältesten Zyklus ohne Zweifel eine weitgehende Reife der Erosionsformen erreicht worden ist, müssten wir in jedem Tal mindestens drei Talstufen infolge unterbrochener rückschreitender Erosion erwarten; die unterste Stufe wäre im Unterlauf anzunehmen, wo das enge diluviale Flusstal in den pliocänen Talboden eingeschnitten ist, die zweite im Mittellauf und die dritte im Oberlauf. Da die Stufe im Oberlauf auch die älteste sein müsste, die sich noch vor dem Pliocän gebildet hätte, und da seit jener Zeit der Fluss ständig hier auch noch erodiert haben musste, sollte man erwarten, dass diese oberste Stufe weniger gut entwickelt wäre als diejenige im Unterlauf, die ja ohne Zweifel auch die jüngste ist.

In Wirklichkeit ist nun aber gerade das Gegenteil der Fall. Die unterste Stufe ist meist nur undeutlich zu erkennen; sie kommt höchstens durch ein lokal grösseres Gefälle zum Ausdruck. Im Oberlauf dagegen ist der Stufenbau ganz auffallend gut entwickelt und tritt uns in der Orographie der Täler mit ausserordentlicher Deutlichkeit entgegen. — Verschiedene Faktoren mögen zu dieser eigenartigen Erscheinung beigetragen haben. Zunächst ist festzustellen, dass im Oberlauf die Flüsse eine geringere Wassermenge und daher auch geringere Erosionskraft besitzen als im Unterlauf, so dass die Beseitigung sehr alter Stufen eine sehr lange Zeit beansprucht. Sodann liegt im Roc-Madres Massiv der Oberlauf der Flüsse überall im zentralen Granitstock, der Unterlauf in weniger harten schiefrigen Gesteinen; daher mochten sich lokale Härteunterschiede im Oberlauf ganz anders geltend machen als im Mittel- und Unterlauf. Schliesslich steht die Tatsache fest, dass sich die in Mehrzahl auftretenden Stufen im Oberlauf aller betrachteten Täler im Bereiche eiszeitlicher Gletscher befinden und dass dort die Täler deutliche Trogform aufweisen. Aus diesen Gründen stellt sich die Frage, ob bei der Bildung gerade dieser ausgeprägten Talstufen nicht auch die eiszeitlichen Gletscher mitgewirkt haben sollten? Da die geographische Verbreitung von Stufen und Gletschern durch Moränen und Gletscherschliffe erwiesen ist, müssen ohne Zweifel Beziehungen zwischen beiden Erscheinungen vorliegen, aber es dürfte nicht leicht sein, genau anzugeben, in welchem Masse die hier vorhandenen relativ kleinen Gletscher sich am Stufenbau der Täler beteiligt haben. Immerhin dürften die folgenden Möglichkeiten ins Auge gefasst werden:

Fürs erste käme hier der Karbildungsprozess in Betracht Durch diesen Vorgang, der uns von *Ed. Richter* und *Albr. Penck* geschildert worden ist, sind an den obersten Talhängen Nischen

ausgebrochen worden, wodurch unten Stufen entstanden sind. Solche Beispiele sind uns aus den Tälern von Sansa, von Evol und Nohèdes bekannt. Als die Gletscher grösser wurden, so ist, was grundsätzlich bereits *Em. de Martonne* dargetan hat (l. c.), die Stufe infolge lokaler Zunahme des Gefälles und der Gletscherbewegung verstärkt worden; weiter talabwärts hat sich eine zweite Stufe zu entwickeln begonnen. Mit Anwachsen des Gletschers ist auch diese stärker ausgebildet worden. Auf diese Weise konnten Treppenkare entstehen. Wo nun durch fluviatile Vorgänge und infolge selektiver Erosion bei Härteunterschieden des Gesteins Stufen entstanden waren, sind auch diese durch vorrückende Gletscher noch verstärkt und trogförmig ausgeweitet worden, wie wir dies ja in so grossartigem Ausmass im Oberlauf des Tales von Nohèdes festgestellt haben.

So ist die Erscheinung der Talstufen im Oberlauf der betrachteten Täler recht komplexer Natur; um ihre Entwicklung zu verstehen, wird man eine Reihe von Faktoren in Betracht ziehen müssen.

Der Verfasser hat versucht, als Ergebnis der vorliegenden Untersuchungen, vom Roc Madres-Gebirge ein morphologisches Uebersichtskärtchen zu entwerfen (s. Abbild. 24), auf welchem die verschiedenen Landschaftsformen nach ihrer Zugehörigkeit und der zeitlichen Entstehung wiedergegeben sind. Es werden hier zunächst die höchst gelegenen, meist breiten Rückenformen unterschieden, die sich namentlich auf den wichtigeren Erhebungen und Kämmen vorfinden und die vermutlich in der ältesten, wohl oberoligocänen Abtragungsperiode entstanden sind. Nach den Enden laufen sie meist in schmälere Rücken aus, deren tiefere Hänge wieder Verflachungen aufweisen, die zwei jüngeren Erosionsniveaus, solchen der Miocänzeit, zugerechnet werden können. Schliesslich kommen im Unterlauf der grösseren Täler Terrassen vor, in die sich die Flüsse schluchtartig eingeschnitten haben, während im Oberlauf gestufte Trogtäler zu ausgesprochenen Karformen hinaufführen.

Zu ähnlichen Schlussfolgerungen gelangen wir auch bei der Betrachtung der Puigmal-Canigon-Gebirgskette, die sich südlich des Tettales mit grosser Steilheit erhebt und die orographisch ein ganz anderes Landschaftsbild darbietet als das Roc-Madres Massiv.

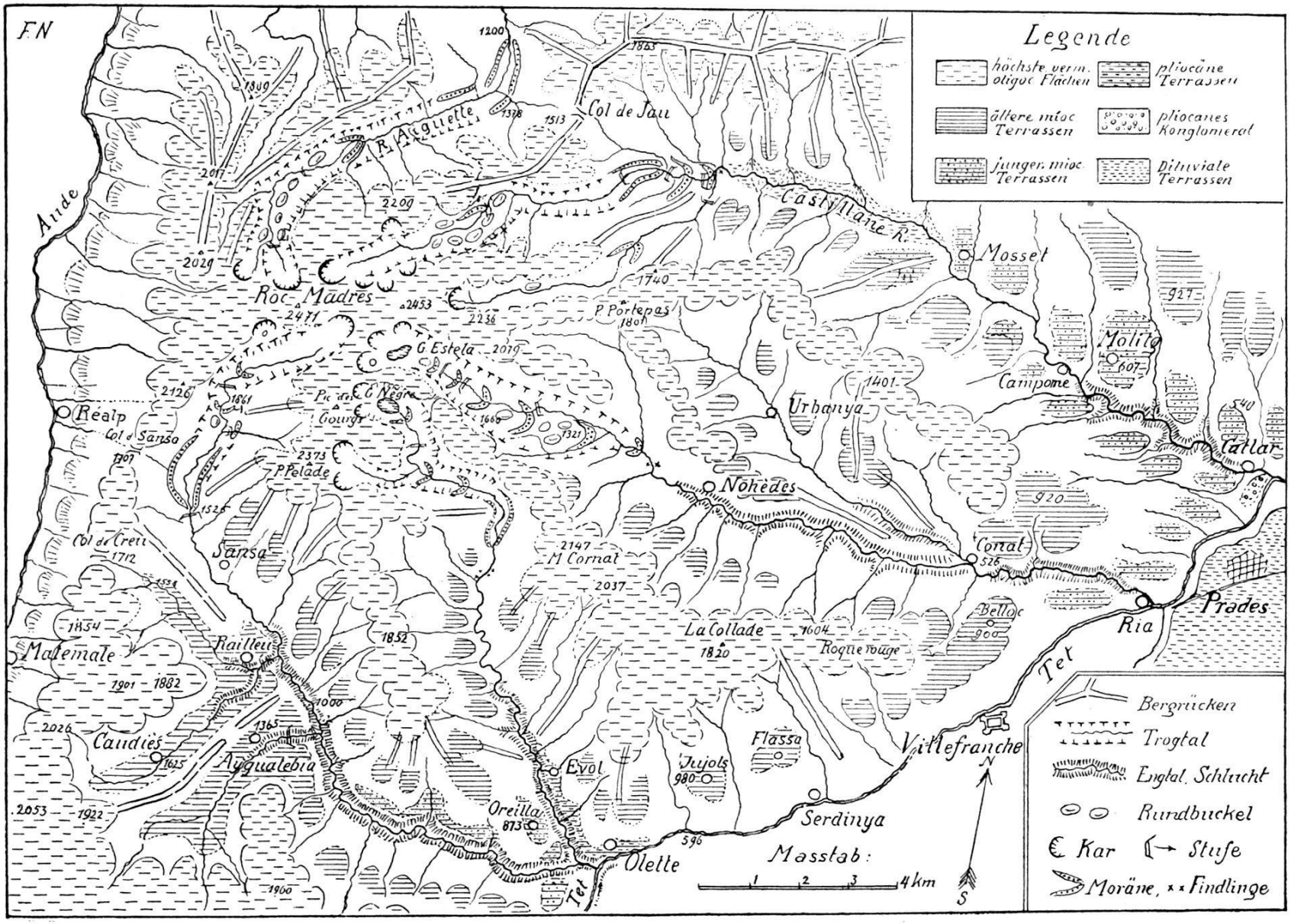

Abbildung 24. *Morphologisches Uebersichtskärtchen des Roc Madres-Massivs.*

IV. Das Canigou-Massiv.

1. Orographisch-geologische Uebersicht.

Der 2783 m hohe Mont Canigou, der bekannte aussichtsreiche Gipfel des Roussillon, der bei klarer Fernsicht sogar vom Hügel der Notre Dame de Garde bei Marseille wahrnehmbar sein soll, ist nicht etwa der Mittelpunkt des nach ihm benannten Massivs, sondern gehört vielmehr bereits zu den Ausläufern jener 60 km langen Kette, die sich vom Col de Tosas in ostnordöstlicher Richtung hinerstreckt, und von der auch die bekannte Kette der Albères abzweigt. Von dieser Abzweigungsstelle an setzt sich die Hauptkette noch 22 km weit in nordöstlicher Richtung bis zum 1738 m hohen Puig de l'Estelle weiter fort, von wo das Gebirge rasch zu dem kaum 1000 m hoch aufragenden Bergland der Astres, dem Einzugsgebiet der Canterrane und des Réart, abfällt. 7 km westlich des Puig de l'Estelle erhebt sich mit 2763 m Höhe der Pic des Vents, dem der pyramidenförmige Mont Canigou vorgelagert ist.

Der höchste Gipfel der ganzen Kette ist der 2908 m hohe Puigmal, der sich in der westlichen Hälfte des Hauptkammes befindet; in diesem Kamm bilden die folgenden weiteren Gipfel markantere Aufragungen: der Pic de Sègre, 2795 m, der Pic de Fenestrelles, 2820 m, der Pic d'Eyne, 2786 m, der Pic de la Vache, 2830 m, der Pic de l'Enfer, 2870 m, der Pic du Géant, 2881 m, der Pic de la Donya, 2714 m.

Von jedem dieser Gipfel zweigen nach N und S Seitenkämme von firstförmiger Gestaltung und 8—10 km Länge ab, zwischen denen tiefeingeschnittene, meist stufenartig abfallende Täler liegen. Mit ihren ebenfalls teilweise zugespitzten felsigen Gipfeln, deren Hänge durch steile Wildbachtrichter oder durch Kare gegliedert sind, sowie durch ihre bedeutendere Höhe steht das Canigou-Massiv in starkem Gegensatz zu dem um mehrere hundert Meter niedrigeren, rückenförmigen Roc-Madres-Massiv.

Nach seiner geologischen Beschaffenheit haben wir es im Canigou-Massiv mit einem bemerkenswerten Abschnitt der Zentral-Axe der Pyrenäen zu tun, die aus kristallinen Gesteinen sowie aus steilgestellten paläozoischen Sedimenten der variskisch-hercynischen Faltungsperiode aufgebaut ist. Im gesamten Gebirge kommen nach den Untersuchungen von *J. Roussel*, *O. Mengel* und *L. Bertrand* (Lit. cit.) sowie nach der Darstellung der geologischen Karte, Blatt Prades, vier ungleich grosse Granitstöcke vor, die von bedeutenden Schiefer- und andern, vorherrschend sedimentären Gesteinszonen umgeben sind; von diesen Granitmassen liegt die erste im südlichen Einzugsgebiet des Tech bei Serralongue, die zweite nördlich davon am Ost-

abfall der Canigou-Kette; der dritte Granitstock bildet den Westteil des Mont Canigou selber, wo dieses Gestein von den nach Casteil und Vernet hinabziehenden Wildbachrunsen angeschnitten ist, und der vierte setzt in ostwestlicher Ausdehnung die Hauptkette auf eine Länge von 15 km zusammen und endet im Pic de la Donya. Dieser längliche Granitrücken wird von zwei in gleicher Richtung streichenden, senkrecht stehenden Quarzitbänken durchzogen, die streckenweise den Hauptkamm bilden.

Die Hauptmasse des gesamten Gebirges baut sich aus schieferigen und kalkigen Gesteinen auf, die teils archäischen Alters sind, teils dem Silur und Devon angehören und die im allgemeinen westöstlich streichen, während der Hauptkamm, wie wir bereits anführten, ostnordöstlich verläuft und damit eine gewisse Unabhängigkeit vom geologischen Bau verrät.

In diesem Zusammenhang sei bemerkt, dass die meisten der genannten hohen Gipfel nicht etwa aus Granit, sondern aus Schiefern bestehen, so vom Puigmal weg alle bis zum Pic de la Donya, der sich aus Granit oder Quarzit aufbaut, aber mit 2714 m Höhe durchaus nicht die höchste Erhebung bildet.

Mit grosser Deutlichkeit zeigt sich hier die Erscheinung der sog. «Gipfelflur», jenes fast gleichmässige Höhenniveau, dem sich alle Gipfel einer Gebirgsgruppe unterordnen, was als Folgewirkung ehemaliger weitgehender Abtragungsvorgänge gedeutet werden muss. Hiefür ist die Tatsache, dass sich jenes Niveau über die verschiedenen Gesteinszonen und Strukturen ausdehnt, besonders bezeichnend, ein Umstand, der hier, wie wir sahen, sehr klar zum Ausdruck kommt.

Aber nicht nur ist hier die Gipfelflur recht deutlich entwickelt, wie die oben gegebene Aufzählung der Gipfelhöhen beweist; es gesellt sich dazu noch die Erscheinung einer stellenweise gut wahrnehmbaren Verflachung des Hauptkammes. Sie ist vorerst westlich des Puigmal zu erkennen, wo der Hauptkamm sich allmählich zum Col de Tosas hinabsenkt; sie kommt dort und auch östlich des Puigmal zunächst darin zum Ausdruck, dass an mehreren Orten die zwischen den Gipfeln liegenden Sättel nur schwache Eintiefungen der Kammlinie darstellen, so der Col de Fenestrelles mit 2558 m, nur etwa 250 m unter den benachbarten Gipfeln, der Col de Nou sogar nur 50 m, der Col du Géant mit 2633 m nur etwa 80 m unter dem benachbarten Pic de la Donya.

Besonders auffallend sind aber Verflachungen in der östlichen Hälfte des Hauptkammes, auf eine Länge von 20 km, zwischen dem Pic de la Donya und dem Pic des Vents. Auf dieser Strecke weist der Hauptkamm gleichzeitig eine weitgespannte Einsenkung bis auf 2300 m Höhe auf, die mit der

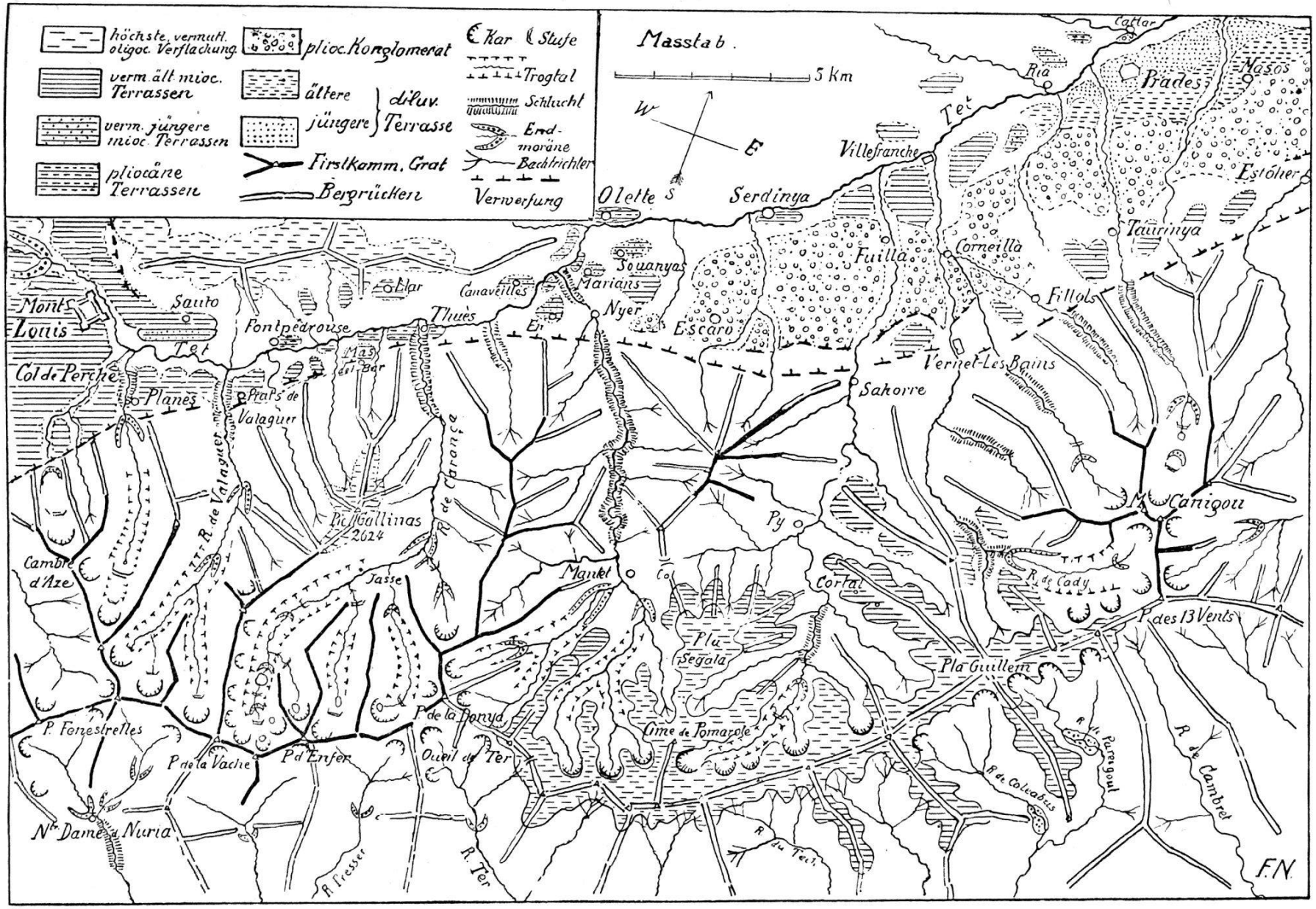

Abbildung 25. *Morphologisches Kärtchen des Canigou-Massivs und des mittleren Tet-Tales.*

Verbreitung von flachen Rücken, ja mit eigentlichen Hochflächstücken zusammenfällt. Diese Tatsache kommt auch in den örtlichen Bezeichnungen deutlich zum Ausdruck wie «Pla de Campmagre», 2460 m, «Pla Guillem», 2302 m; auch einige vom Hauptkamm hier abzweigende Seitenkämme weisen auf grössere Ausdehnung hin diese Verflachungen auf, so drei gegen S O hin nach dem obern Techtal hinabziehenden Rücken wie die Serre Vernet, die von dem abgeflachten Pic de Rougeat, 2700 m, abzweigt, dann der Roc de la Deseargue und drittens der vom Puig de la Collade Verde ausgehende Seitenkamm; schliesslich ist dies auch bei dem vom Pla de Campmagre nach N abzweigenden breiten Seitenkamm der Fall, der mit der 2227 m hohen Pla Segala endet. Auf diese Verflachungen haben bereits *R. Blanchard* und *A. J. Pannekoek* hingewiesen und sie als Reste alter Abtragungsflächen gedeutet (Lit. cit. p. 14 [33, 35]).

Ohne Zweifel hat hier lang andauernde Abtragung solche flache Rückenformen geschaffen, aber in einer bedeutend niedrigeren Höhenlage als dies heute der Fall ist. Erst infolge von bedeutenden Hebungen ist die ehemalige senile Erosionslandschaft zu einem Hochgebirge mit gut erhaltenen Resten eines Mittelgebirges geworden. Diese Abtragung und darauffolgende Hebung müssen jedoch vor dem Pliocän erfolgt sein. Wir haben es hier nun nicht bloss mit Resten von breiten Talböden zu tun, die in ein Gebirge eingeschnitten worden sind, wie bei dem obersten Talbodensystem im Tal der Tet, sondern mit Abtragungsformen, die bedeutend höher liegen und daher auch älter sein müssen als jene.

Waren wir genötigt, für die Entstehung jenes obersten Talbodensystems miocänes Alter anzunehmen, so kommt für die Entstehung der beschriebenen Hochflächen in 2300—2500 m Höhe das obere Oligocän in Betracht. Gleiches Alter dürften wir dann auch für die höchsten Abflachungen und breiten Rückenformen des Roc-Madres-Massivs annehmen. Es wird sich zeigen, dass schliesslich die höchsten Abtragungsflächen des Pic-Carlitte-Massivs ebenfalls in jene Epoche zu verlegen sind. Wir haben bereits darauf hingewiesen, dass zu Beginn des oberen Pliocän eine bedeutende Hebung des Canigou-Massivs erfolgte, worauf dann in Verbindung mit einem eher ariden Klima eine sehr starke mechanische Verwitterung und die Bildung von Murgängen einsetzte, die zur Ablagerung des Riesenkonglomerates von Prades geführt haben dürften.

Die ältere Quartärzeit war aber durch ein kühleres und niederschlagreicheres Klima gekennzeichnet, unter dessen Einwirkung dann eine Vergletscherung auch jener Gebirge eintrat, die heute keine Gletscher mehr tragen. Schon seit längerer Zeit sind von den Geologen in verschiedenen Tälern des Canigou-

Puigmal-Massivs reichliche Moränen ehemaliger Gletscher festgestellt worden. Im folgenden sollen auch die unter Wirkung der eiszeitlichen Gletscher entstandenen übrigen Geländeformen in diesem Gebirge, wie Kare, Talstufen, Riegel, Becken und Trogtäler noch näher beschrieben werden, soweit sie der Verfasser durch eigene Beobachtungen kennen gelernt hat. Von der Lage und dem Aussehen jener Formen geben die topographische Karte und die angeführte Literatur nur ein ganz ungenaues Bild wieder. Man vergleiche daher Abbildung 25, auf der ein morphologisches Uebersichtskärtchen des Canigou-Massivs wiedergegeben ist.

2. Die diluviale Vergletscherung des Mont Canigou.

Trotz seiner bedeutenden Höhe von 2783 m erreichte die Lokalvergletscherung des Mont Canigou keine grössere Ausdehnung. Es kam nicht, wie man früher lange Zeit glaubte, zur Bildung von ansehnlichen Gletschern, deren Zungen sich bis nach Vernet-les-Bains und ins Tal der Tet bei Prades hinab erstreckt haben sollten, sondern es blieb bei der Entwicklung von kleineren Kar- und Hängegletschern mit hochgelegenen Zungenenden.

Von diesen Gletschern haben sich nicht nur Moränen erhalten, die nach Mächtigkeit und Form als würmeiszeitlich anzusprechen sind, sondern auch deutliche Kare mit Stufen, ja sogar ein kleines Trogtal verraten die ehemalige lokale Vergletscherung. So liegt das 4,5 km lange, trogförmige Hochtal von Cady auf der Westseite des Berges, im Hintergrund umgeben von steilen, meist felsigen Wänden, die zu scharf geformten Kämmen und Gräten hinaufführen. Es endet in zirka 1740 m mit hoher Stufe, in die sich der in Fällen abstürzende Talbach bereits die tiefe Schlucht von Mariailles eingefressen hat, die abwärts in ein schmales V-Tal übergeht. Nach den Moränen zu schliessen, endete der Lokalgletscher zuerst in 1740 m, später in 1840 m, wo sich eine Moräne an einen Felsriegel lehnt. Der südliche Talhang ist durch drei deutliche Kare gegliedert, deren Kessel heute mächtige Schutthalden aufweisen (s. Abbild. 26).

Durch die rechte wallförmige Ufermoräne des Cady-Gletschers, die bis gegen 1740 m hinabreicht, wird der Ausgang eines kleinen Seitentales verbaut. Der oberste Teil des Hochtales von Cady ist karartig und deutlich gestuft und weist in 2300 m Höhe einen kleinen, von Moränen gestauten See auf.

Ein zweiter etwas grösserer See liegt in einem Felsbecken in dem Treppenkar auf der Nordseite des Mt. Canigou in zirka 2000 m Höhe. Der hier ehemals vorhandene Gletscher reichte maximal bis 1600 m hinab, wo deutliche Moränen zu erkennen

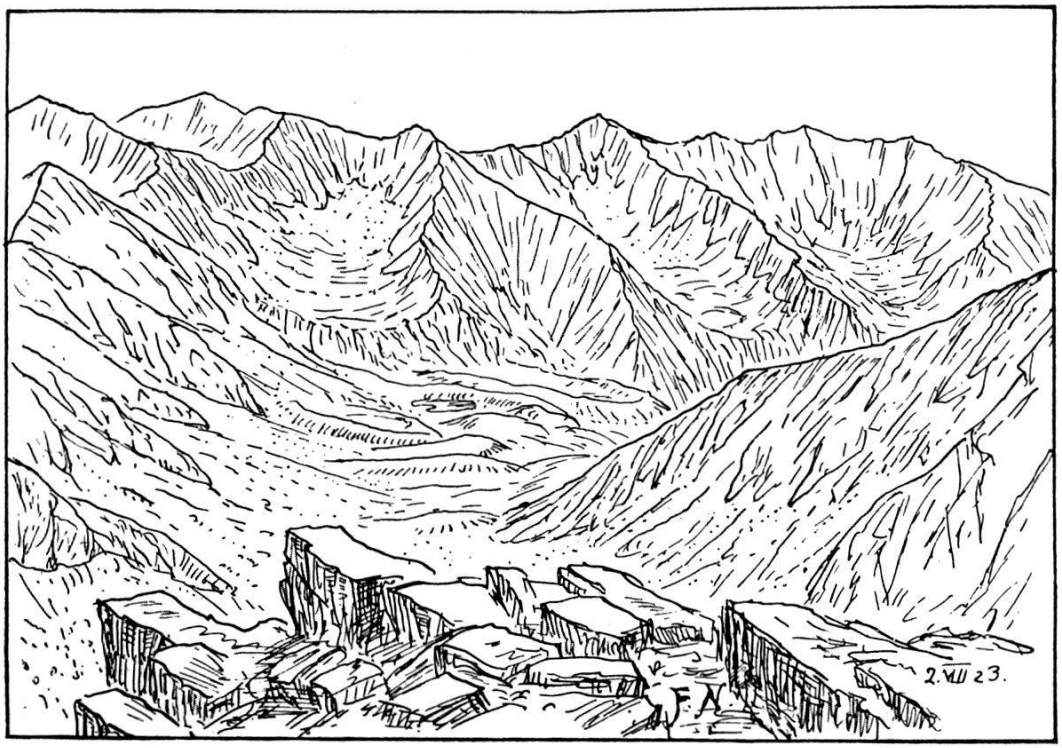

Abbildung 26.
Blick vom Mont-Canigou nach S. ins Trogtal von Cady.

sind. In einem späteren Stadium der Vereisung warf er eine Endmoräne in 2100 m auf. Von hier an aufwärts verengt sich das von steilen und hohen Felswänden eingefasste Kar, so dass sich dort infolge starker Beschattung meist bis weit in den Sommer hinein noch Schneereste vorfinden.

Weniger gut entwickelte Glazialformen weisen zwei Nischen am Mt. Canigou auf; die eine öffnet sich gegen Nordwesten, die andere gegen Osten; beide sind jedoch auf der topographischen Karte ungenau, wie reine Wildbachtrichter gezeichnet; doch ist ihre glaziale Ausweitung unverkennbar, und beide enthalten auch entsprechende Moränen von Lokalgletschern; danach reichte der nordwestliche bis 1700 m, der östliche im Tälchen des R. de Velmanya sogar bis 1380 m hinab.

Für die maximale Entwicklung der vier Lokalgletscher der letzten Eiszeit am Mt. Canigou war eine mittlere Schneegrenzhöhe von 2100 m erforderlich.

Wenn diese genannten Lokalgletscher in meist gut ausgebildeten Karen ihren Ursprung hatten, so ist doch anzunehmen, dass diese Kare aus frühern Einzugstrichtern von Bächen hervorgegangen sind; denn sie stellen auch jetzt das Einzugsgebiet von solchen Gewässern dar, die sich weiter talabwärts schluchtartig eingeschnitten haben. Bei dem Hochtälchen von Cady liegt wohl der oberste Abschnitt eines fluviatilen Tales vor, das ehe-

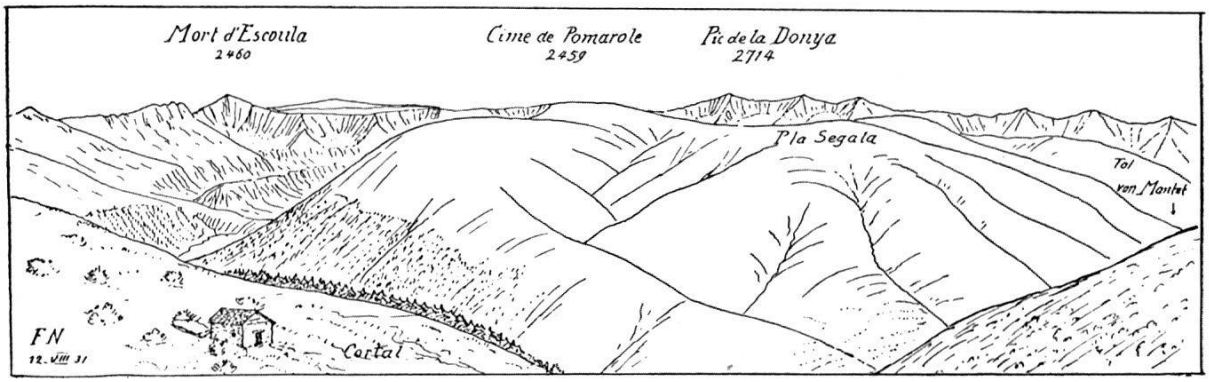

Abbildung 27. *Blick von den Cortals oberhalb Py gegen SW. auf die Hochfläche von Pla-Segala und die Karformen der Hauptkette.*

mals, das heisst in der Präglazialzeit hoch über dem heutigen Tal von Vernet gelegen hat; es ist möglich, dass dieses Tal in der Miocänzeit existiert hat. Nach erfolgter Hebung ist mit dem Haupttal der Tet auch dieses Seitental neu vertieft worden; aber diese durch rückschreitende Erosion bewirkte Talvertiefung reichte nicht bis in das oberste Talstück hinauf, wo nun in der Eiszeit eine wesentliche Umgestaltung in Trog- und Karform durch die Vergletscherung erfolgte.

3. Talbildung und Vergletscherung auf der Nordseite der Canigou-Puigmal-Kette.

Aehnliche Entwicklungsgänge wie am Mt. Canigou lassen sich auch in mehreren andern Hochtälern auf der Nordseite der Canigou-Puigmal-Kette nachweisen, so namentlich in den Tälern von Nyer, von Carança und von Valaguer, die sich alle nordwärts nach der Tet hin entwässern. Die Moränen der Lokalgletscher dieser Täler sind grösstenteils auf der französischen geologischen Karte eingezeichnet. Dazu kommen einige Täler auf der südlichen Abdachung der Kette, in denen sowohl Kare wie auch Endmoränen lokaler Gletscher festgestellt wurden. Entsprechende Beobachtungen sind erstmals 1928 vom Verfasser, seither auch von *P. Birot*, gemacht worden (Lit. cit. p. 14 [39]).

a. Der südliche Seitenfluss, der sich bei Villefranche de Conflent in die Tet ergiesst, besitzt ein ausgedehntes Einzugsgebiet; einer seiner Quellflüsse durchzieht das typisch V-förmige Tal von Py, das sich oberhalb dieses Dorfes wieder in mehrere Talfurchen gliedert. Zwei derselben reichen bis an den Hauptkamm des Gebirges hinauf und weisen oberhalb 2000 m Höhe ausgesprochene Karformen auf, deren steile Hänge zu den in 2300—2460 m hohen, abgeflachten Rücken von Pla de Campmagre und Pla Guillem hinaufführen. Moränen kleiner Lokal-

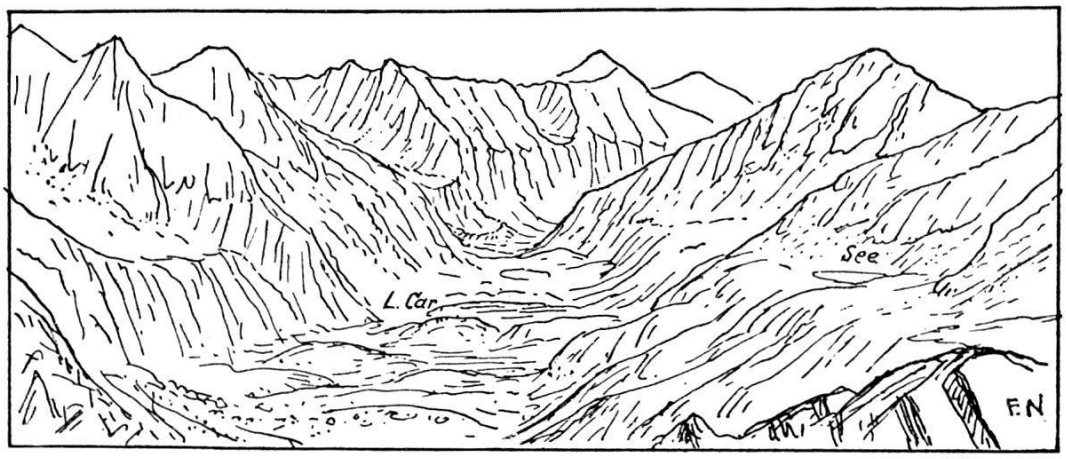

Abbildung 28.
Blick vom Hauptkamm nordwärts ins Trogtal von Carança.

gletscher finden sich in 1700—1800 m Höhe, so dass auf eine Schneegrenzhöhe von 2100 m geschlossen werden darf (siehe Abbild. 27).

b. Auffallend durch die Gegensätzlichkeit der Formen ist das Tal von Nyer, das 1,5 km oberhalb Olette in das Tal der Tet einmündet. Im untersten Abschnitt ist es in 734 m muldenförmig geweitet, so dass hier das Dorf Nyer Platz gefunden hat. Doch unmittelbar oberhalb dieser Ortschaft nimmt es einen schluchtartigen Charakter an, der 6 km lang anhält, so dass der Weg nach Mantet zuerst in Windungen stark ansteigen muss und sich dann am östlichen, vielfach von Gräben durchzogenen Abhang entlang hoch über dem Fluss hinzieht, der hier ein Gefälle von 100 % besitzt. In 1380 m Höhe wird das Tal, das dort eine Schieferzone durchquert, etwas weiter und lässt dem kleinen ärmlichen Dorfe Mantet notdürftig Raum. Hier vereinigen sich 2 Quellbäche des Talwassers; sie kommen aus zwei gestuften, trogförmigen Hochtälchen herab, die mit Karformen einsetzen. Der grössere der Bäche, der R. de Bassives, nimmt seinen Anfang in dem Tälchen, das sich vom Pic de la Donya (2714 m) gegen Nordost hinabzieht und in dem deutliche wallförmige Moränen eines früheren Gletschers liegen; wir begegnen ihnen schon in 1400 m Höhe unweit Mantet, so dass der Gletscher in seiner maximalen Ausdehnung 5 km lang war. Gut ausgeprägte jüngere wallförmige Endmoränen finden sich sodann in 1720 m und in 2020 m.

Auch im östlichen, andern Quelltälchen beweisen Moränen, die südlich Mantet bis 1500 m hinabreichen, die Existenz eines ehemaligen Lokalgletschers. Die beiden den untersten Endmoränen entsprechenden Gletscher setzten bei Nordost- und Nordexposition eine Schneegrenze in 2000 bis 2100 m Höhe voraus.

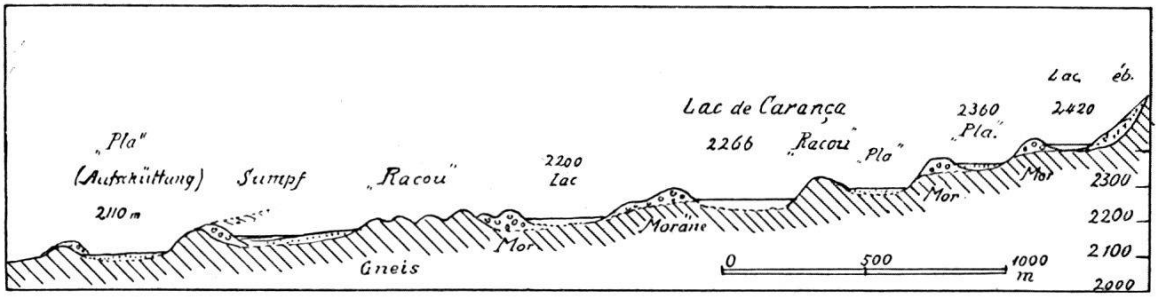

Abbildung 29. *Längsprofil durch das obere Carança-Tal.*

c. Durch eine recht augenfällige glaziale Gestaltung ist die obere Hälfte des 14 km langen Tales von Carança gekennzeichnet. Es hat hier völlig den Charakter eines alpinen Trogtales und weist mehrere Stufen auf, in denen Riegel, Rundbuckel mit Felsbecken und blockreichen Moränenhügeln und -wällen abwechseln. Sie verraten eine starke Vereisung, wobei der Talgletscher in seiner maximalen Ausdehnung in der letzten Eiszeit 8 km lang war. Auf diese Länge zeigt das Tal eine gutausgesprochene Trogform, mit steilen, felsigen Talhängen, an deren Fuss sich reichlich Schutthalden angelagert haben. Mehrere seitliche Kare münden mit hohen Stufen ins Tal, ebenso einige Seitentäler, wie die Coume Mitxane, die Coume de l'Enfer und die Coume de Bassibé. Die Mündungsstufe der letzteren beträgt 200 m. Wie das Tal von Carança, so beginnen auch diese Seitentäler am Hauptkamm, zwei von ihnen am 2830 m hohen Pic de la Vache, mit gut entwickelten Karen, die stufenförmig abfallend in Kartreppen mit kleinen Seebecken übergehen. Da die obersten Karkessel in 2400—2500 m Höhe, also nahezu oberhalb der Vegetationszone der alpinen Weiden liegen, bieten sie mit ihren kahlen, stark zerrissenen Felswänden und den mächtigen Schutthalden den öden Anblick des Hochgebirges unweit der Schneeregion. Erst in 2266 m, am Ufer des am Fusse einer wahren Taltreppe gelegenen Lac de Carança stellt sich die Vegetation in Form von Grasbüscheln und Knieholz ein. Es folgen 4 weitere, meist felsige Stufen, die durch die Köpfe der hier steil gegen Süden einfallenden Gneisbänke gebildet werden (vergl. das beigegebene Profil). Schön polierte Rundbuckel, «Racou» genannt, Blockmoränen und «Pla», alte, verlandete Seeböden, wechseln miteinander. Unterhalb 2000 m folgt eine Hauptstufe zu dem in 1813 m gelegenen, aufgefüllten Talbecken, wo sich eine geräumige Sennhütte, eine Jasse, befindet. Die untersten deutlichen Moränen reichen bis 1600 m hinab. Von hier an wird das Tal V-förmig, senkt sich ziemlich gleichmässig bis 1200 m und geht von da an in eine wilde, gewundene Schlucht über, die vom Talwasser mit starkem Gefälle durchströmt wird, bis es in 820 m Höhe bei Thuès in die Tet einmündet. Wie aus den angeführten

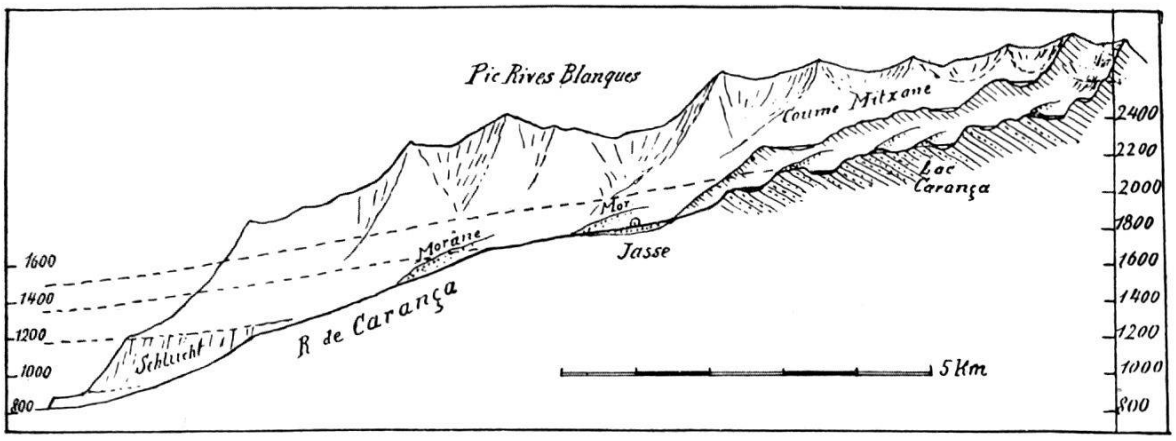

Abbildung 30. *Gesamtprofil durch das Carança-Tal.*

Werten hervorgeht, erreicht das mittlere Gefälle des Carançatal den hohen Betrag von rund 140 ‰. Schon daraus ergibt sich, dass der Prozess der Talbildung nicht ohne Störungen durch jugendliche Hebung und Vergletscherung verlaufen ist. Ein gleicher Schluss lässt sich aus den erwähnten Talstufen ziehen. Interessant ist ferner der ungleiche Betrag der Eintiefung des Tales in den gesamten Gebirgskörper. 5—6 km oberhalb der Mündung macht dieser Betrag 1000 m aus, bei der bekannten Jasse 850 m und beim Lac de Carança nur 550 m. Es ergibt sich somit eine bedeutend grössere Eintiefung im mittleren Abschnitt gegenüber dem oberen Teil, eine Erscheinung, die naturgemäss in sehr vielen andern Tälern auch zutrifft, wo die allgemeine Kammhöhe der Seitenketten nicht in gleichem Masse abnimmt wie das Talgefälle. Dies ist hier in besonders ausgeprägtem Masse der Fall und hat zur Folge gehabt, dass infolge der tiefen Lage des Talbodens die Bergabhänge von Wildbachrunsen mit ihren entsprechenden Einzugstrichtern und durch die allgemeine Verwitterung und Abspülung stark abgeböscht wurden, so dass auch eine Zuschärfung der ehemals wohl rückenförmigen Kämmen zu Firstkämmen eingetreten ist. Im oberen Talabschnitt, wo die Eintiefung bedeutend geringer war, konnten sich noch alte Abtragungsformen eher erhalten; nur durch den Karbildungsprozess sind an mehreren Orten stärkere Veränderungen geschehen, und es sind auf diese Weise sogar typische Karlinge entstanden, wie z. B. der Pic de la Vache, der Pic de l'Enfer, der Pic du Géant.

Aus dem nach Höhenquoten der Karte und Aneroidablesungen gezeichneten Längsprofil des Carançatales ist ersichtlich, dass die Hauptabstufungen des Tales wohl durch erneute Tiefenerosion des Talflusses zustande gekommen sind und dass diese Eintiefungsphasen durch diejenigen des Tet-Tales bewirkt worden

sein mögen. So lässt sich ein ältester Talboden aus der oberhalb 2000 m Höhe gelegenen Oberlaufstrecke konstruieren, der einer Höhe von 1500 m im Tal der Tet entspricht; es handelt sich demnach um die in miocäner Zeit vor sich gegangene Talvertiefung. Eine zweite Eintiefungsphase setzt eine Höhe des Tet-Tales in 1360 m voraus, und vor dem Einschneiden der Mündungsschlucht des Carançaflusses gelangt man zu der Höhe von 180 m über dem heutigen Talboden der Tet. Am Ausgang der Carançaschlucht finden sich schliesslich entsprechende Schotter über den im Haupttal gut erhaltenen felsigen, 40—50 m hohen Erosionsterrassen, denen wir jungpliocänes Alter zugeschrieben haben (vergl. Abbild. 30 und 11).

Fünfmal nach einander hat sich demnach der Carançafluss eingetieft, wobei die älteste Eintiefungsphase offenbar am längsten, die späteren immer weniger lang gedauert haben; denn in der ältesten, der miocänen Talvertiefung kam es zur Ausbildung eines von der Mündung bis zum Einzugsgebiet nahezu ausgeglichenen Gefälles. In den späteren Phasen der Vertiefung vermochte die rückschreitende Erosion nicht bis ins Einzugsgebiet zu gelangen, selbst nicht während der ganzen Pliocänzeit; am wenigsten weit hinauf gelangte die Tiefenerosion während und nach der Eiszeit; deshalb sind die damals entstandenen Ablagerungen und Erosionsformen noch heute sehr gut erhalten; insbesondere sind die Moränen der letzten Eiszeit sozusagen intakt geblieben.

Das gleiche gilt aber auch von den glazialen Erosionsformen wie Stufen, Felsriegel, Rundbuckel und Seebecken, deren Studium besonders lehrreich ist. Oberhalb 2000 m finden sich, wie wir bereits hörten, zahlreiche kleinere Stufen mit Felsriegeln und Felsbecken, deren Entstehung kaum auf die rückschreitende Erosion des Flusses, als vielmehr auf die ungleichartige, selektive Abtragung und Abschleifung des eiszeitlichen Gletschers zurückzuführen ist. Dabei können primär vorhandene Ungleichheiten des Gesteins, das hier in steilstehenden Gneisbänken auftritt, sowie verschieden grosse Gletscherstände und verschiedene Dauer der Vergletscherung diese Stufung bewirkt haben. Zudem handelt es sich um eine ganze Anzahl von Stufen, die meist nur 50—80 m Vertikalabstand von einander haben. Allgemein ist festzustellen, dass stets am Fusse einer grösseren Stufe ein Becken liegt, sei es ein aktives Felsbecken mit kleinem See oder eine postglazial verlandete Ausweitung und Vertiefung. Es ergibt sich daraus der Schluss, dass die glaziale Erosion unterhalb einer Stufe besonders wirksam gewesen ist, eine Folgerung, die vom Verfasser in seiner Arbeit über die «Seen der Pyrenäen» von einer grossen Zahl von Fällen gezogen worden ist (Lit. cit. p. 13 [13]).

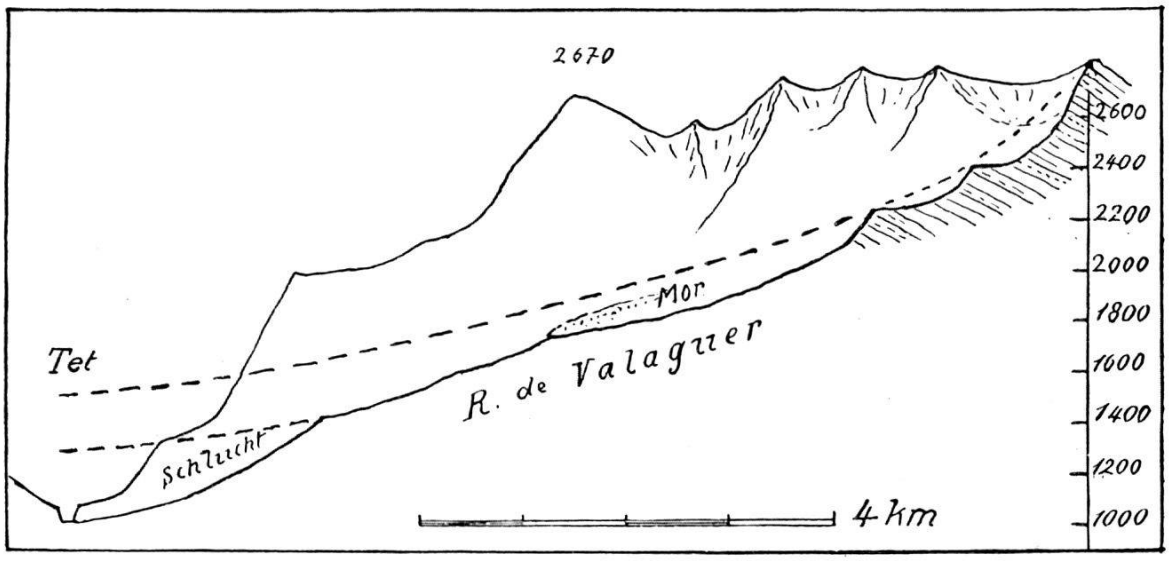

Abbildung 31. *Profil durch das Tal von Valaguer.*

Hand in Hand mit der Stufenbildung ging auch eine Vertiefung und Umgestaltung des alten fluviatilen Tales in ein typisches Trogtal vor sich. Da dieses oberste Talstück dem ältesten Talbodensystem angehört, sollte man hier im Querprofil eine weitgeöffnete V-Form erwarten. Von einer solchen ist nur wenig bemerkbar, es liegt ein echtes Trogtal mit steilen Talhängen und Wänden und felsigem, aber gebuckeltem oder beckenförmigem Boden vor, das durch den eiszeitlichen Gletscher aus dem präglazialen Tal entstanden ist; dieses hat demnach eine sehr deutlich ausgesprochene Umgestaltung durch die glazialen Abtragungsvorgänge erfahren. Dass dabei die mechanische Verwitterung an der Schwarzweissgrenze, welch letztere sich je nach dem Stande des Gletschers hob und senkte, eine sehr bedeutende Rolle gespielt hat, ist ohne Zweifel anzunehmen. Infolge der Standfestigkeit des Gesteins hat sich die Trogform bis heute gut erhalten. Die gegen 200 m betragende Uebertiefung des Carançatales gegenüber seinen Seitentälern fällt zum Teil mit einer Hauptstufe des Tales zusammen, die durch fluviatile, rückschreitende Erosion bewirkt worden ist. Auffällig ist jedoch der Umstand, dass einige Kare mit hohen Stufen über der Trogwand einmünden, so dass hier der Schluss auf glaziale Uebertiefung des Trogtales naheliegt. Dabei besass an diesen Stellen der Gletscher eine bedeutende Mächtigkeit, so dass in Verbindung mit der langen Zeitdauer der Vereisung schon an eine ansehnliche glaziale Erosion zu denken ist. Zudem befinden sich die typischen glazialen Formen alle in der oberen Hälfte des Gletschers bei seiner Maximalausdehnung, somit in dem Talabschnitt, der sowohl schon bei Beginn wie gegen das Ende der jeweiligen Vergletscherung, also am längsten vom Eise bedeckt gewesen ist.

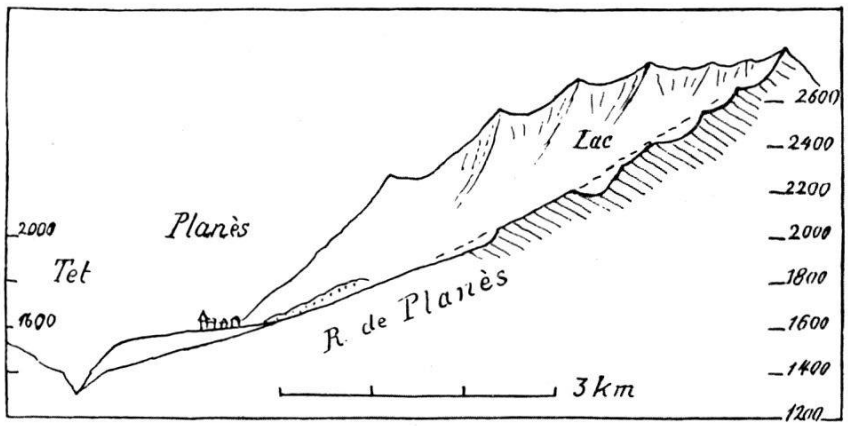

Abbildung 32. *Längsprofil des Tales von Planès.*

d. Das 10 km lange Tal von Valaguer weist ähnliche morphologische Verhältnisse auf wie das eben beschriebene von Carança. Es fällt stufenförmig vom 2800 m hohen Hauptkamm ab, besitzt typische Ursprungskare und unterhalb von Karstufen Trogform, die jedoch nach kürzerer Erstreckung in V-Form übergeht, auf welche schliesslich eine 3 km lange Mündungsschlucht folgt. Die wichtigeren Talstufen befinden sich in 1400, 1760 und in 2200 m, so dass auch hier auf eine mehrmalige erneute fluviatile Eintiefung geschlossen werden darf:

Das älteste und höchst gelegene Tal würde nach dem hier gegebenen Profil eine Talbodenhöhe im Tal der Tet von 1560 m voraussetzen, das ist ein Wert, der mit der Höhe des Planès-La Perche-Niveaus gut übereinstimmt.

Moränen eines 7 km langen Lokalgletschers reichen, wie auch die geologische Karte verzeichnet, bis 1700 m hinab. Dazu kommen Moränen im oberen Talgebiet vor, die während einiger Rückzugsphasen abgelagert wurden.

e. Eigenartige morphologische Züge besitzt das 7,5 km lange Tal von Planès, in dem in der Eiszeit auch ein Gletscher lag. Seine untersten Endmoränen lassen sich in der Nähe dieses Dorfes in 1600 m Höhe feststellen; danach besass der Gletscher eine Länge von 6 km und entwickelte sich bei einer Schneegrenzhöhe von 2100—2200 m. Er nahm seinen Ursprung in einem grossartigen, heute stark mit Schutt erfüllten Treppenkar, das genau auf der Nordseite des 2832 m hohen Pic de Llouzes eingetieft ist. Weitere Stufen liegen in 2192 m und in 2000 m Höhe. Auch unterhalb des Dorfes wird das Gefälle grösser, wo das Tal mit einer Mündungsschlucht nach dem Haupttal ausgeht (s. Abbild. 32).

Abgesehen von dieser untersten Strecke weist das Tal von Planès ein ziemlich gut ausgeglichenes Längsprofil auf, dem sich die angegebenen höheren Stufen einordnen, ohne dass man

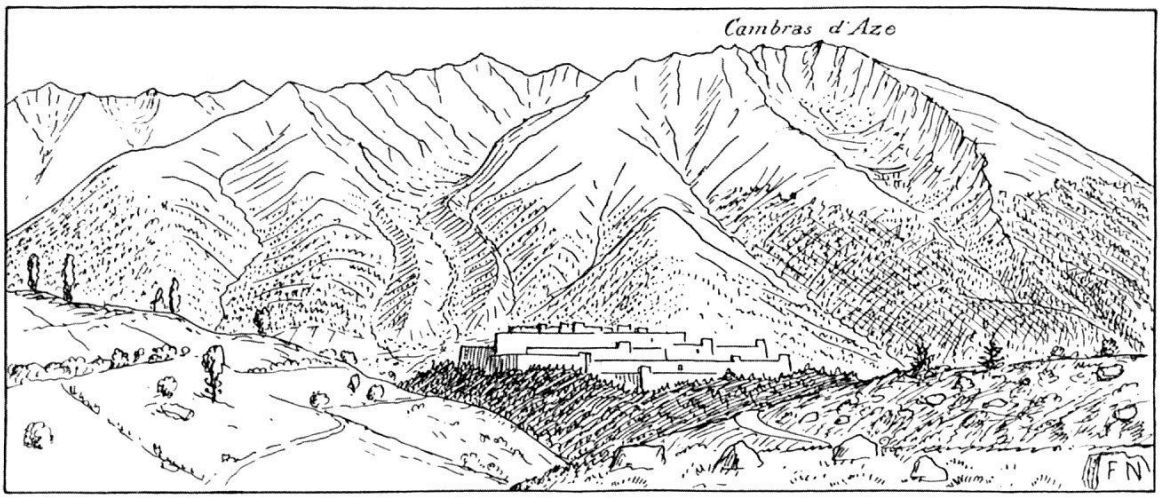

Abbildung 33.

Die alte Festung Mont Louis mit Blick gegen S. auf die Endmoränen und das Trogtal von Planès und auf das Kar am Cambras d'Aze.

mehrere ältere Talböden über dem rezenten zu rekonstruieren vermöchte. Die Stufen erscheinen hier als untergeordnete Erscheinungen und lassen sich im wesentlichen durch glaziale Erosion erklären, was namentlich im Bereich des grossartigen Treppenkars auf der Hand liegt; denn wie *Ed. Richter* gezeigt hat, muss sich durch lokale Vergletscherung zuoberst in einem Talschluss eine Nische, ein Kar mit flachem Boden bilden, dem talabwärts stets eine Stufe folgt.

Wie erklärt sich nun das relativ einfache Talprofil von Planès? Da die Erosionsbasis des Talbaches von jeher entsprechend der Höhe des Planès-Niveaus des Haupttales relativ hoch lag und sich die Tet, wie wir bereits ausgeführt haben, durch seitherige rückschreitende Erosion in der Gegend von Planès-Mont-Louis noch kein ausgeglichenes Gefälle zu schaffen vermochte, so konnte es im Tal von Planès nicht zu einer mehrmaligen Eintiefung kommen, wie dies in den benachbarten Tälern von Valaguer, Carança und Nyer der Fall war, deren Flüsse jeweilen, wie wir sahen, den dort gut entwickelten Eintiefungsphasen des Haupttales folgten und sich durch rückschreitende Erosion in die älteren, nun gehobenen Talböden einschnitten. Von dem erwähnten Pic de Llouzes zweigen mehrere niedrigere Seitenketten ab, von denen die nordwestliche mit der 2750 m hohen Cambres d'Aze endet. Sie zeigt auf ihrer Nordflanke, die wie eine dreieckige Facette aussieht, eine tiefe Einkerbung, nämlich ein prächtig entwickeltes Kar, dessen Formen von Mont-Louis aus sehr gut überblickt werden können. Unterhalb einer grossen Stufe ziehen sich mächtige blockreiche Moränenwälle eines ehemaligen Lokalgletschers bis auf 1700 m hinab; sie sind

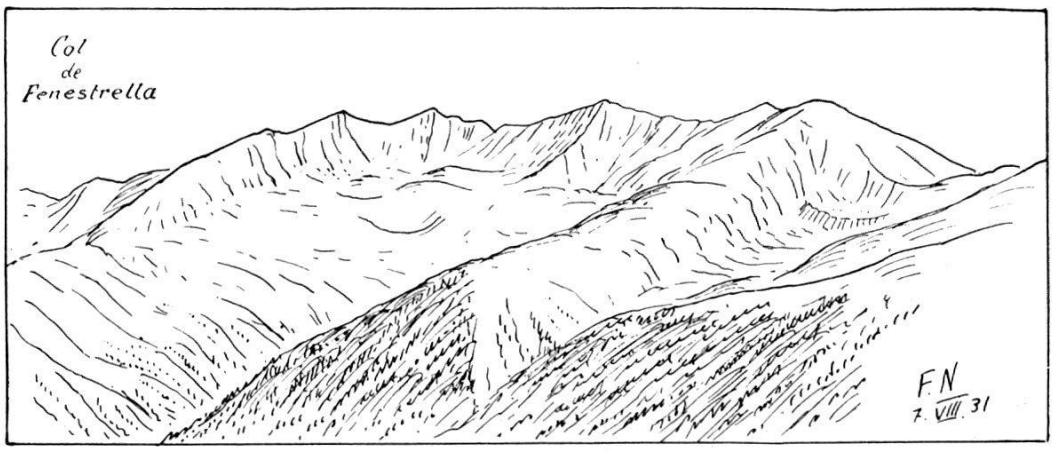

Abbildung 34. *Karformen auf der Nordseite der Puigmal-Gruppe.*

heute von dichtem Nadelwald bewachsen und stellen eine fast unzugängliche Wildnis dar (s. Abbild. 33).

Eigentümlicherweise treten die glazialen Formen im nähern Bereiche des Puigmal stark zurück. Einzig im Tal von Eyne lassen sich deutliche Moränen eines ehemaligen Talgletschers erkennen. Weiter westlich aber können nur Karformen an den etwas zugeschärften Kämmen und Gipfeln festgestellt werden, die beim Col de Fenestrelles doch bis in 2830 und 2910 m Höhe aufragen (vergl. Abbild. 34). Lokalmoränen reichen bis zirka 2000 m herab. Die Schneegrenze muss, danach zu schliessen, hier bis auf 2300 bis 2400 m angestiegen sein.

4. Morphologische und glazialgeologische Beobachtungen auf der Südseite der Puigmal-Kette.

Ebenso reich wie die Nordseite ist auch die südliche Abdachung der Puigmal-Canigou-Kette gegliedert. Zahlreiche längere und kürzere Seitenketten zweigen in vorwiegend südlicher Richtung vom Hauptkamm ab, an dem ebenso viele grössere und kleinere Gewässer entspringen und in meist gestuften Tälern abfliessen. Diese Abdachung besteht vorwiegend aus metamorphen Schiefern und Kalken, mit ost-westlichem Streichen. Mehrere Flüsse haben hier ihre trichterförmigen Einzugsgebiete, aus denen ihnen viele Gebirgsbäche zuströmen, so der Rio de Fresser, der Ter, der Llobregat und der Tech. In allen diesen am Hauptkamm beginnenden Hochtälchen finden sich ebenfalls, wie auf der Nordseite, Spuren lokaler eiszeitlicher Gletscher; ihre frühere Ausdehnung wird durch gut erhaltene Moränen erwiesen; aber keiner von ihnen erreichte die Grösse der Talgletscher, wie wir sie in den Tälern von Carança, Valaguer und Planès kennen ge-

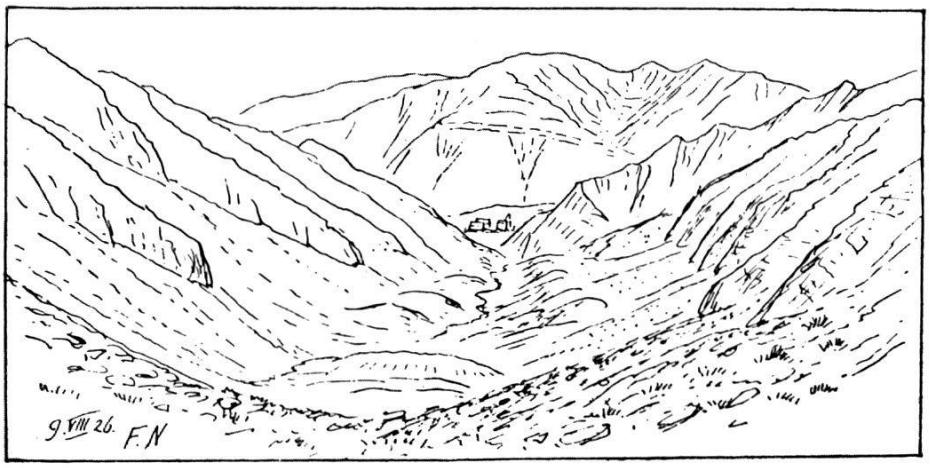

Abbildung 35. *Blick vom Col des 9 Croix ins Tal von Mulleren gegen N. D. de Nuria.*

lernt haben; auch liegen die untersten, gut erkennbaren Endmoränen allgemein bedeutend höher als in den Tälern der Nordseite. Der geringeren Gletscherbildung, welche durch eine höhere Lage der Schneegrenze bedingt war, entspricht auch die geringere Entwicklung der glazialen Erosions- und Abtragungsformen. Lediglich Kare und breite Nischen von Hängegletschern lassen sich überall feststellen.

Aus einer solchen Karnische stieg ein knapp 4 km langer Gletscher am Südhang des Puigmal im Einzugsgebiet des Rio de Fresser bis zum Wallfahrt-Kloster Notre Dame de Nuria auf 1800 m hinab. Unterhalb der wallförmigen Moränen, die in ziemlich breitem Talgrund liegen, weist das von da an in Augengneis eingeschnittene Tal ein enges V-Profil auf.

Ein zweiter Gletscher lag in dem benachbarten, muldenartig erweiterten Tal von Mulleren, das vom Col des Neuf Croix nach Nuria hinabführt. Es zeigt eine schwache Stufung durch Felsbänke und reichliche Rückzugsmoränen (s. Abbild. 35).

Glaziale Ausweitung mit deutlichen Karformen weist sodann das Hochtal von Goueil de Ter auf, in dem ein zirka 3 km langer Gletscher lag. Eine Abbildung dieses Hochtales findet sich bei P. Birot (Lit. cit. p. 14 [39]).

Für diese kleinen Gletscher, die auf der Südseite des hier über 2800 m hohen Hauptkammes lagen, ergibt sich eine Schneegrenzhöhe von 2300 m.

Dazu gesellen sich einige kleine Gletscher im Einzugsgebiet des Tech, die an dem dort wesentlich niedrigeren Hauptkamm lagen. Ihre Moränen reichen in dem Tälchen von Pareigou nur bis 1800 m hinab, in dem von Coleabous dagegen bis 1600 m.

5. *Ergebnisse hinsichtlich der diluvialen Vergletscherung der Canigou-Puigmalkette.*

Aus dieser Zusammenstellung ergeben sich insofern bemerkenswerte Tatsachen, als es sich hier um eine ausgesprochene Längskette handelt, die sich in vorherrschend west-östlicher Richtung hinzieht; demgemäss ist anzunehmen, dass sich in den Klimaverhältnissen bestimmte Unterschiede zwischen den beiden Abdachungen auch in Hinsicht auf die eiszeitliche Vergletscherung eingestellt haben werden. Dies geht in der Tat aus den nachfolgenden Angaben hervor.

a. Nordabdachung.

Gletscher	Exposition	Länge	Ende	Schneegrenze
Gl. du Mt. Canigou .	N	2,5 km	1600 m	2100 m
Gl. de Velmanya . .	NO	3 km	1380 m	2000 m
Gl. de Cady . . .	W	4 km	1740 m	2150 m
Gl. de Py	N	3,5 km	1750 m	2100 m
Gl. de Mantet . . .	NO	5 km	1400 m	2060 m
Gl. de Carança . .	N	8 km	1600 m	2150 m
Gl. de Valaguer . .	N	7 km	1700 m	2250 m
Gl. de Planès . . .	N	5 km	1600 m	2100 m
Gl. du Cambre d'Azes	N	2,5 km	1700 m	2200 m
	Mittel	4,5 km	1620 m	2110 m

b. Südabdachung.

Gletscher	Exposition	Länge	Ende	Schneegrenze
Gl. de Nuria . . .	S	3 km	1800 m	2250 m
Gl. de Mulleren . .	SW	3 km	1820 m	2300 m
Gl. du Fresser . . .	S	3,5 km	1750 m	2250 m
Gl. du Ter	S	3 km	1800 m	2300 m
Gl. de Coleabous . .	SO	4,5 km	1600 m	2250 m
Gl. de Pareigout . .	SO	3 km	1800 m	2300 m
	Mittel	3,3 km	1760 m	2275 m

Es zeigt sich somit, dass die diluviale Schneegrenze auf der Nordseite im Mittel um 165 m tiefer lag, dass daher die Gletscher hier durchschnittlich 1,2 km länger waren und um 140 m tiefer hinabreichten, als dies alles auf der südlichen Abdachung der Fall war.