

## Werk

**Titel:** Stratigraphie und Tektonische Geschichte

**Jahr:** 1934

**PURL:** [https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223\\_1934\\_0012|log8](https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1934_0012|log8)

## Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)  
SUB Göttingen  
Platz der Göttinger Sieben 1  
37073 Göttingen

✉ [info@digizeitschriften.de](mailto:info@digizeitschriften.de)

die genauen Größenverhältnisse vielfach nicht gewahrt bleiben; auch eine Verzerrung der Richtungen ließ sich nicht immer vollständig vermeiden. Von dem ausgezeichneten neuen „Mapa topografico nacional“ 1:50 000 liegen für das bearbeitete Gebiet leider nur 2 Blätter vor, und diese sind auch erst nach Durchführung der geologischen Aufnahme erschienen. In der Wiedergabe mußte die Karte (vgl. Tafel 1) stark verkleinert werden. Neben der Vereinfachung des geologischen Kartenbildes wurden auch die topographischen Angaben stark eingeschränkt; es wird versucht, dafür durch Hinweise im Text nach Möglichkeit einen Ersatz zu geben.

## A. Stratigraphie und tektonische Geschichte.

### I. Das variscisch gefaltete Palaeozoikum.

Im Norden des bearbeiteten Gebietes liegt die von Palaeozoikum und variscischen Granitintrusionen aufgebaute Axialzone der Pyrenäen. Die Stratigraphie des Palaeozoikums im Berichtsbereich ist vor allem von VIDAL (1875), DALLONI (1910, 1913, 1930) und H. SCHMIDT (1931) untersucht worden. Sie wird in der vorliegenden Arbeit nicht behandelt; wohl aber ist die Frage der variscischen Faltung von Wichtigkeit. Das Stephan — oder, wo dieses fehlt, die Permotrias — liegt diskordant auf einem gefalteten Untergrund. Letzterer enthält im Westen an der Esera noch Westfal (s. S. 5), dagegen liegt im Osten am Flamisell bei Aguiró unter dem Stephan das Westfal noch konkordant, wie DALLONI (1930) angibt und ASHAUER (nach freundlicher Mitteilung) bestätigen konnte. Teilweise ist die variscische Diskordanz zwar

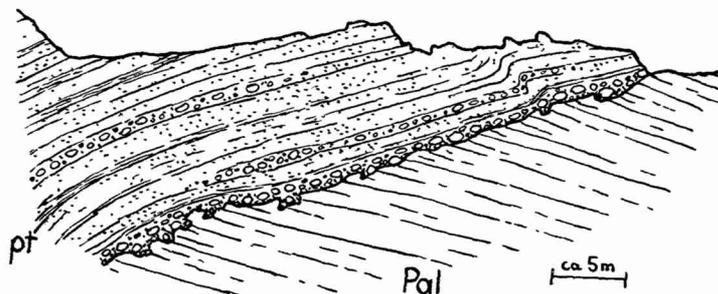


Abb. 1. Die variscische Diskordanz an der Westseite der Esera nördlich von Vilanova.

Permotrias (pt) auf südüberkipptem Mittel- u. Ober-Devon-Kalk (Pal).

nur schwach (z. B. an der Pallaresa südlich von Gerri), aber oft ist sie recht erheblich. Am schönsten ist die Diskordanz an der Esera bei Vilanova aufgeschlossen (Abb. 1), wo die Permotrias auf einer südüberkippten Schichtfolge transgrediert, die im Silur beginnt und nach H. SCHMIDT (1931) bis zum Westfal reicht<sup>3)</sup>. Im Osten des untersuchten Gebietes ist die Diskordanz z. B. nördlich von Gerri besonders schön zu sehen (Abb. 2). Im Westen liegt



Abb. 2. Die variscische Diskordanz an der Ostseite der Pallaresa nördlich von Gerri.

Variscisch gefaltetes Altpalaeozoikum — vorwiegend helle Devonkalke — (auf den Beschauer zustreichend) stößt ab an der Basis der Permotrias. Man blickt auf deren hangende Schichtflächen (Vordergrund).

die Permotrias auf Granit und metamorphem Palaeozoikum, woraus hervorgeht, daß die Intrusion der Granite und die damit verbundene Metamorphose der palaeozoischen Sedimente variscisch ist. Westlich von Bielsa ist zwar auch Permotrias neben Granit metamorph verändert worden, jedoch handelt es sich dort um örtliche Dynamometamorphose in einer Zone intensiver Pressung, wie sie in der Nähe (Crête de Barroude, s. unten) auch an einem Kontakt von Permotrias gegen nichtmetamorphes Palaeozoikum örtlich festzustellen ist.

Die variscische Diskordanz liegt unter dem Stephan, soweit dieses vorhanden ist. An der Esera ist Westfal mitgefaltet, und da die hier transgredierende Permotrias wenige Kilometer weiter östlich noch konkordant von Stephan unterlagert wird, ist wohl ein asturisches Alter der Hauptfaltung anzunehmen. Vorwestfälische Bewegungen sind an der Esera nach H. SCHMIDT (1931) in

<sup>3)</sup> Hier ließ sich das Westfal-Alter der Schichten zwar nicht durch Pflanzen belegen, aber weiter nördlich (im Plan des Étangs) beschreibt ZEILLER (1886) aus ihnen eine Flora des Westfal.

einer ganz schwachen Diskordanz angedeutet. Dagegen ist im Osten bei Aguiró (s. S. 4), wo Stephan und Westfal konkordant liegen, die Hauptfaltung schon sudetisch.

## II. Stephan.

Das Stephan ist von der variscischen Faltung nirgends mehr erfaßt worden. Es setzt sich in erster Linie aus Ergußgesteinen und deren Tuffen zusammen. Dabei handelt es sich um grüne, schwarze und violette, oft Feldspat-Einsprenglinge führende Porphyrite und Orthophyre, die sich z. T. als horizontbeständige Decken verfolgen lassen (z. B. im Gebiet Erill Castell-Aguiró). Die dazu gehörigen, in den verschiedensten Farben auftretenden Tuffe zeigen große Mannigfaltigkeit und stehen in allen Übergängen zu hellgelben, mürben Sandsteinen, zu weißen, hellgelben und violetten, splittrigen kieseligen Gesteinen, zu grünen, grauen und bräunlichen Tonschiefern, Grauwacken und Konglomeraten. Im Gebiet Erill Castell-Batlliu de Sas finden sich im Oberteil dieser Schichten Pflanzen des Stephans (Fossilisten bei DALLONI 1930). Es handelt sich um eine Folge von schwarzen kohleführenden Schiefern und feinplattigen bis dickbankigen grauen Sandsteinen, die im Hangenden der Eruptiva und der Tuffe liegen. Dieselben Stephanpflanzen treten weiter östlich bei Aguiró auf (DALLONI 1930), von wo auch Floren des Westfals beschrieben sind (RÓUSSEL 1904, DALLONI 1913 und 1930). Westlich von Erill Castell keilt das Stephan am Südrand der Axialzone aus, und die Permotrias liegt auf Oberdevon, bis östlich des Rio Tor ein Zug von dunkelgrauen Tonschiefern einsetzt, der sich weit nach Westen verfolgen läßt. Diese Schiefer sind nicht die Fortsetzung des Stephans von Erill Castell, wie VIDAL und DALLONI annehmen, sondern sie sind älter, und mehrfach lassen sich auch zwischen ihnen und der Permotrias Winkeldiskordanzen nachweisen. Das Stephan ist von diesen Schichten schon durch seine petrographische Eigenart leicht zu unterscheiden. Stephan findet sich jetzt nur noch weiter südlich in der Nogueras-Zone, wo es östlich der Esera auch auskeilt, und weiter westlich tritt in dem Berichtsgebiet nirgends mehr Stephan auf. Noch weiter im Westen sind nach H. SCHMIDT (1931) bei Jaca marines Westfal und Stephan vorhanden.

## III. Permotrias.

Auf das Stephan folgt eine ebenfalls festländische Formation von roten Sandsteinen, sandigen Tonschiefern und Konglomeraten, die als Permotrias bezeichnet wird. Sie kommt ebenso wie die  
(1602)

älteren Gesteine nur im Norden des bearbeiteten Gebietes zu Tage und ist dort, abgesehen vom äußersten Westen, durchgehend vorhanden. Damit steht sie im Gegensatz zu dem Stephan. Letzteres mag zwar ursprünglich auch überall abgelagert worden sein, ist jedoch infolge geringer saalischer Bewegungen weitgehend abgetragen worden; es wird von der Permotrias vielfach ganz schwach diskordant überlagert. Im Liegenden dieser Diskordanz und im Hangenden des Stephans finden sich an der Pallaresa südlich von Baró schwarze Schiefer mit Pflanzen des Unterrotliegend (DALLONI 1913 und 1930, H. SCHMIDT 1931). Darüber beginnt die Permotrias mit Konglomeraten. Auch sonst ist meist ein Basalkonglomerat ausgebildet. Im Gebiet der Pallaresa und örtlich noch einmal weiter im Westen bei Iguerri (nördlich von Pont de Suert an der Ribagorzana; vgl. Abb. 16, Prof. 2) wird es mächtiger. Die Konglomerate setzen sich weit überwiegend aus wohlgerundeten, einige Zentimeter großen Quarz-Geröllen zusammen. Bei Iguerri herrschen ausnahmsweise Kalkgerölle vor. Auf die basalen Konglomerate folgen die roten Sandsteine und roten sandigen Letten, in denen verschiedentlich noch Konglomeratbänke vorkommen. Im Westen findet sich im Gebiet der Punte Suelza und der Cinca eine leitende Konglomeratbank dicht unter der Obergrenze der Permotrias. Östlich der Esera ist in der Noguerras-Zone die Permotrias örtlich etwas abweichend ausgebildet, indem sich viel graue Tonschiefer einschalten. Im Hangenden der Permotrias leiten dunkelgrüne tonige Grenzschichten zur höheren Trias über (s. Kap. IVa). Zumindest der Oberteil der Permotrias entspricht also dem Buntsandstein. Das wird durch Triaspflanzen bestätigt, die DALLONI (1913 und 1930) bei Guils (zwischen Segre und Pallaresa) auffand. Die Mächtigkeit der Permotrias schwankt von etwa 150 bis gegen 1000 m. Sie ist am größten am Rand der Axialzone zwischen Battliu de Sas und Aguiró. Hier tritt auch innerhalb der Schichtfolge eine Diskordanz von 20° auf, die eine etwa 200 m mächtige, mit einer Konglomeratbank beginnende obere und eine bis gegen 800 m mächtige untere Abteilung trennt. Die Annahme liegt nahe, daß es sich hier um eine pfälzische Diskordanz handelt. Dann entsprächen die Schichten über der Diskordanz dem Buntsandstein. Die untere Schichtfolge ist einerseits jünger als Stephan und sicher auch als die schwarzen Pflanzenschiefer des Unterrotliegenden von Baró; andererseits ist sie älter als Buntsandstein. Ob sie Oberrotliegend und Oberperm vollständig vertritt, steht dahin. Wo die Diskordanz fehlt, ist es unmöglich, eine Untergrenze des Buntsandsteins innerhalb der Schichtfolge

festzulegen. Daß der Buntsandstein in der Permotrias stets enthalten ist, steht fest; dagegen ist fraglich, wie weit auch Perm vertreten ist. Es ist durchaus möglich, daß dort, wo die Mächtigkeit stark zurückgeht, das Perm fehlt. Die Schwankungen der Mächtigkeit sind recht groß und häufig; das Maximum liegt am Rand der Axialzone westlich des Flamisell (s. o.), außerdem finden sich besonders große Werte in der Nogueras-Zone östlich der Esera<sup>4)</sup>. Auf die von G. RICHTER & TEICHMÜLLER (1933) von Keltiberien aus im Raum des Ebrobeckens für den Buntsandstein vermutete Schwelle lassen die Südpirenäen keinen Schluß zu, da die Permotrias dort auf den Rand der Axialzone beschränkt ist.

#### IV. Mittel- und Obertrias (einschließlich „Röt“ und Carñiolas).

Auf den Buntsandstein folgt die Mittlere und Obere Trias (am Rand der Axialzone und der Nogueras-Zone gegenüber der Permotrias als „höhere Trias“, weiter südlich schlechthin als „Trias“ bezeichnet). Sie besitzt hier wie sonst in Spanien germanische Fazies. Infolge ihrer mechanischen Eigenschaften hat sie auf die Faltungen besonders stark reagiert, so daß normale Profile selten sind und aus dem bearbeiteten Gebiet kein einziges gänzlich ungestörtes und zugleich vollständiges Profil angeführt werden kann. Die besten Triasprofile finden sich in den Sierren, wo die Durchbewegung meist weniger stark ist als im Norden.

##### a. „Röt“.

Die Basis der „höheren Trias“ kommt nur im Norden des Berichtsgebietes heraus. Auf die roten sandigen Letten und Sandsteine des Buntsandsteins folgen dort mehrere Meter dunkelgrüner bis schwärzlicher Schiefertone, in denen sich nach oben hin dünne Bänke von gelben dolomitischen, z. T. zelligen Mergeln einstellen („obere Grenzsichten“ des Buntsandsteins). Aus diesen Zellendolomiten gehen dann die grauen Kalke des Muschelkalkes hervor. Diese Grenzsichten sind überall vorhanden, wo der Kontakt normal ist. In ihrem Oberteil treten vielfach auch Rauchwacken auf, so im Gebiet von Bielsa. Dort werden die Grenz-

4) Bei einer Auswertung der Mächtigkeiten zur Rekonstruktion einer Beckengliederung, wie sie ASHAUER (1934) für den Osten gibt, würde große Vorsicht deswegen geboten sein, weil ja zwischen Perm und Trias bedeutsame Abtragungen stattgefunden haben und außerdem der Buntsandstein meist nicht vom permischen Anteil zu trennen ist. Auch ist im Westen der mittleren Südpirenäen und ebenso in weiten Teilen der östlichen Südpirenäen der Buntsandstein vor jüngeren Transgressionen mehr oder weniger abgetragen worden.

schichten 20—25 m mächtig, wie ein Profil am Westhang des Cincatales südlich von Bielsa zeigt (Abb. 3a). Verschiedentlich findet sich zwischen den schwarzgrünen Schiefertönen und dem

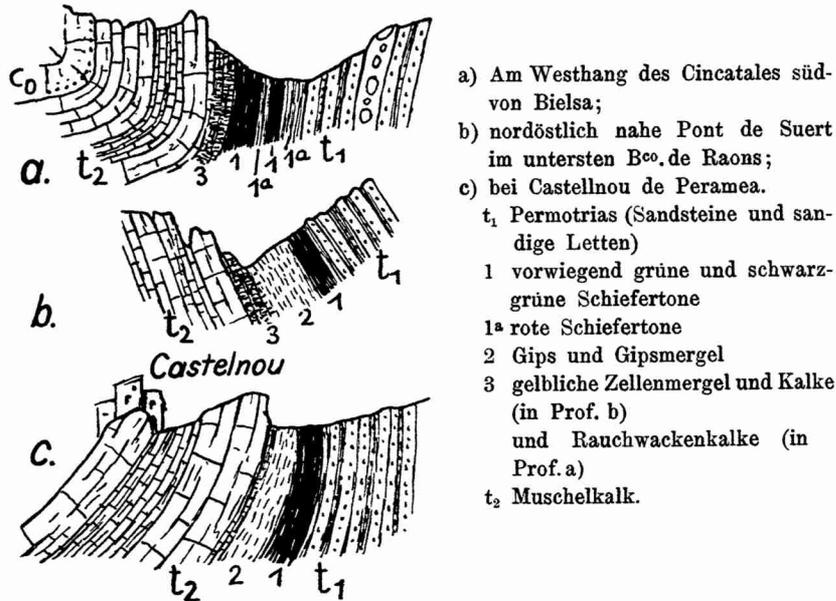


Abb. 3. Drei Profile durch die Grenzschichten von Buntsandstein und Muschelkalk.

Muschelkalk auch Gips, so z. B. nördlich von Espés Alto (westlich von Alins (Isabena), östlich von Neril (am Rand der Axialzone westlich der Baliera), nahe Pont de Suert (Ribagorzana) im unter-

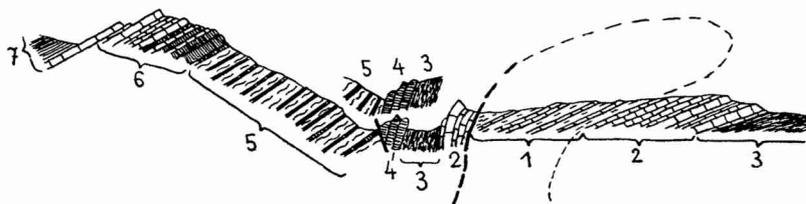


Abb. 4. Triasprofil von Camarasa.

- 7 = fossilführender mittlerer Lias  
 6 = obere dolomitisch-brekiöse Kalke und helle Platten  
 5 = weißer Gips mit grauen mergelig-dolomitischen Lagen  
 4 = untere dolomitisch-brekiöse Kalkbänke  
 3 = roter Gipskeuper  
 2 = Plattenkalke mit kompakten Bänken: Muschelkalk  
 1 = grauer Gips mit dunklen Plattenkalke: „Röt“

sten B<sup>oo</sup>. de Raons (Abb. 3b), wo die Schiefertone und der Gips zusammen 20 m mächtig sind, ferner im Osten bei Castellnou de Peramea (östlich der Pallaresa am Südflügel des Sattels der Coma de Tó; Abb. 3c) oder auch weiter östlich im Norden von Tahús.

Auch in den Sierren scheint ein liegender Gips vorzukommen. So finden sich am Südhang der Sierren in dem Triasprofil von Camarasa (am Segre, s. Abb. 4) inmitten von Muschelkalk graue Mergel mit Gips, die mit einer Wechsellagerung von schwärzlichen Plattenkalken und grauen Gipsbänken in Muschelkalk übergehen. Höchstwahrscheinlich handelt es sich hier um das Liegende des Muschelkalkes; sein Hangendes sieht anders aus, und es besteht auch kein Grund, einen salinaren Mittleren Muschelkalk anzunehmen. Auch aus den im Westen angrenzenden Sierren Aragoniens beschreibt SELZER (1934) einen liegenden Gips. Dagegen weist ASHAUER (1934) auf das Fehlen entsprechender Schichten östlich des Segre hin.

Die geringmächtige Schichtfolge zwischen Buntsandstein und Muschelkalk ist nach ihrer Fazies in Analogie zur mitteldeutschen Trias als Röt zu bezeichnen. Aus den Keltiberischen Ketten ist schon eine Rötfazies beschrieben worden (TRICALINOS 1928, LOTZE 1929, HAHNE 1930, G. RICHTER 1930).

Auf der Karte konnten die 20 m Röt nicht dargestellt werden. Das Röt stellt einen wichtigen Abscherungshorizont dar; denn sowohl in der subzentralen Kreide wie in den Sierren kommt sein Liegendes nirgends zu Tage.

#### b. Muschelkalk.

Der Muschelkalk ist infolge starker Faltung und infolge von Auslaugungen in der Trias meist sehr unruhig gelagert und besonders in der Nogueras-Zone meist gleitbrettartig aufgelöst. Am Rand der Axialzone liegt er im Westen nach dem Auskeilen des Keupers auch ruhiger. Dort, z. B. an der Cinca südlich Bielsa (Abb. 3a), beträgt seine Dicke etwa 35 m; allerdings ist hier sein oberster Teil bereits vor der Transgression der Kreide abgetragen worden. In den Sierren lassen einige Profile die Mächtigkeit auf mindestens 50—60 m schätzen.

Der Muschelkalk besteht aus schwärzlichgrauen bis grauen, gelbgrauen, auch bräunlichen mergeligen, gelegentlich fossilführenden, dem deutschen Wellenkalk recht ähnlichen Plattenkalken und aus kompakten grauen bis graublauen, vielfach dolomitischen Kalkbänken. Nahe der unteren und oberen Grenze treten öfter gelbe dolomitische zellige und rauchwackenartige Kalke auf.

(1606)

## c. Keuper.

Auf den Muschelkalk folgt der Keuper. Er setzt sich zusammen aus einer Folge von bunten, meist roten Mergeln mit Gips, der stark vorherrschen kann. In der Tiefe findet sich auch Salz, wie Solquellen bezeugen. In die Gipsmergel schalten sich basische Ergußgesteine, die sogenannten Ophite, als linsenförmige Körper ein, die stellenweise die Hauptmasse des Keupers ausmachen. Dieser Vulkanismus ist der einzige „alpinotype“ Einschlag in der Trias der Pyrenäen.

Eine Mergelfolge leitet zu den Kalken der Carniolas über. In den Sierren finden sich mehrfach ungestörte Profile dieser Schichten. Dort gehen aus den vorwiegend roten Gipsmergeln mattgrüne Mergel mit dunkelroten und violetten Lagen hervor; vereinzelt erscheinen noch Bänke von weißem Gips in den sonst gipsfreien Mergeln, so südlich von Anberola (östlich von Tragó am Nordrand der Mulde von Os) oder an der Nordwestseite der S<sup>a</sup>. de Monteró (am Segre südwestlich von Camarasa), wo sich mehrere bis 0,5 m dicke Gipsbänke einschalten). Nach oben zu werden die Mergel hellgrünlich-grau, fester und vielfach dolomitisch und zerfallen in scharfkantige Bruchstücke; diese Schichten werden dem Steinmergelkeuper Mitteldeutschlands sehr ähnlich. Im Hangenden gehen sie ohne scharfe Grenze in die Dolomite und Kalke der Carniolas über.

Die Mächtigkeit des Keupers läßt sich schwer bestimmen, da er — abgesehen von der hangenden Mergelserie — überall infolge seiner hohen Mobilität tektonisch angehäuft oder ausgedünnt ist. Immerhin mag seine Mächtigkeit bis 200 m betragen. Dazu kommt noch das Salz, das nahe der Oberfläche ausgelaugt ist. Die größten Keupermassen erscheinen in der südlichen Sierrenzone und in der Noguerras-Zone. Westlich vom Ende der Noguerras-Zone tritt am Rand der Axialzone der Keuper stark zurück. Er keilt schließlich aus, ohne die Cinca zu erreichen. Nur innerhalb der Kreidezone ist er im Gebiet der Cinca noch vorhanden.

## d. Carniolas.

Aus dem Keuper entwickelt sich eine Folge von Dolomiten und Kalken, die im Hangenden in fossilführenden Mittleren Lias übergeht; sie vertritt also etwa Rät und Unteren Lias und ist den Carniolas gleichzusetzen, die m. W. aus dem Berichtsgebiet bisher nicht beschrieben worden sind.

Die Carniolas sind hier weniger gleichmäßig ausgebildet als die tieferen Glieder der Trias. In den Sierren sind ungestörte

Profile der Carñiolas häufig, da diese in die Spezialtektonik der Trias meist nicht mehr einbezogen sind.

Im Südwestteil der katalanischen Sierren handelt es sich um eine Folge von grauen, auch rötlichen und gelblichen, dichten Plattenkalken, in die sich kompakte Kalkbänke einschalten; neben den Kalken finden sich vielfach (und zwar besonders im Unterteil der Folge) dunkle, z. T. auch weißlich verwitternde, oft brekziöse dolomitische Gesteine. Als Hangendes dieser 40—60 m mächtigen Schichtfolge ist unter dem transgredierenden Senon teilweise noch ein weißer gebankter Gips erhalten geblieben, der von grauem mergelig-dolomitischem Material durchsetzt ist (am Südwestrand der großen Eozän-Mulde von Os und jenseits der Ribagorzana in dem nördlichsten der südlich anschließenden Sättel).

Dieselbe hangende Gipsfolge tritt in den südöstlichen Sierren bei Camarasa (Abb. 4) auf, wo sie etwa 200 m mächtig wird. Ihr Liegendes bilden dort einige Bänke von grauen, z. T. mergeligen, dolomitischen, brekziösen, auch zelligen Kalken. Diese Bänke vertreten die ganze Carñiolasfolge, wie wir sie weiter westlich unter dem weißen Gips kennengelernt haben; auch die grünen Übergangsschichten im Oberteil des Keupers fehlen im Profil von Camarasa. Aber im Hangenden des Gipses liegt hier noch eine gegen 60 m mächtige dolomitisch-kalkige Schichtfolge, deren Ausbildung stark an die unter dem Gips liegenden Carñiolas der südwestlichen katalanischen Sierren erinnert. Sie beginnt mit meist dunklen brekziösen, auch zelligen Dolomiten, aus denen graue, rötliche oder violette, z. T. mergelige dichte plattige, z. T. sehr feingeschichtete Kalke mit Einschaltung von kompakten Kalkbänken hervorgehen; die feingeschichteten Kalke kann man vielfach als lithographischen Kalk bezeichnen. Im Hangenden geht die Folge in fossilführenden Mittleren Lias über. Aus den geschilderten Verhältnissen ergibt sich, daß der weiße Gips mitten in die Folge der Carñiolas hineingehört; denn im Westen könnte er nur jünger und im Osten bei Camarasa umgekehrt nur älter sein als die Hauptmasse der Carñiolas. Die Carñiolas besitzen im westlichen Katalonien also stark salinaren Einschlag.

Im Südwesten von Camarasa (nordwestliche S<sup>a</sup>. de Monteró, Südseite des Eozän-Massivs von S<sup>a</sup>. Lorenzo) werden die Carñiolas durch graue und gelbe Plattenkalke vertreten, an deren Basis die Übergangsschichten des obersten Keupers wieder entwickelt sind (s. o.).

In den südöstlichen Sierren nordöstlich von Camarasa findet sich unter dem Lias wie bei Camarasa eine dolomitisch-kalkige

Schichtfolge, in der lithographische Kalke auftreten. Eine Einschaltung von Gips fehlt hier; als saline Fazies erscheinen nur noch Zellendolomite.

Weiter nördlich sind saline Einlagerungen nicht einmal mehr angedeutet. Im Monsech geht aus dem grünen Mergel des obersten Keupers dieselbe von Mittlerem Lias überlagerte dolomitisch-kalkige Schichtfolge wie weiter südlich hervor. Auch hier finden sich lithographische Kalke, die an der Ribagorzana in dem Sattel südlich des Monsech äußerst dünn-schichtig werden. Westlich der Ribagorzana treten im Monsech de Aragon bei Monfalcó in den Carniolas sehr stark bituminöse schwarze dünn-plattige Kalke auf.

Auch im Norden des bearbeiteten Gebietes sind trotz der starken Durchbewegung der höheren Trias gute Profile der Carniolas erschlossen, da diese die Spezialtektonik der Trias nicht mitmachen und die Basis der abgescherten Jura-Kreide-Masse bilden. Sie bestehen z. B. nördlich von Pont de Suert aus einer mindestens 50 m mächtigen Folge von vielfach recht dunklen blaugrauen und grauen, z. T. dolomitischen wohlgebankten kompakten Kalken, aus der im Hangenden der fossilführende Mittlere Lias hervorgeht. Außer den kompakten Kalken treten graue Plattenkalke auf, die an der Isabena überwiegen und dort dem Muschelkalk recht ähnlich werden. Oft finden sich auch bezeichnende weißlichgraue feingeschichtete mergelige Kalkbänke, die an den lithographischen Kalk der Sierrren erinnern (z. B. Umgegend von Pont de Suert oder S<sup>a</sup>. de Chia). Westlich der Esera keilen die Carniolas aus.

Versteinerungen enthalten die Carniolas in den mittleren Südpirenen nicht. Aber weiter östlich hat ASTRE am Llobregat in ähnlichen Gesteinen unter dem fossilführenden Lias *Avicula contorta* gefunden (DALLONI 1930). Anzeichen einer salinaren Fazies fehlen nach ASHAUER (1934) in den Ostpyrenen.

Ein besonderer pyrenäischer Sedimentationsraum der höheren Trias ist von dem bearbeiteten Gebiet aus nicht zu erkennen. Hier wie sonst in den Pyrenen herrscht die im Westmediterrangebiet so verbreitete germanische Fazies, und es bestehen keine Unterschiede gegenüber der Entwicklung, wie sie etwa in den Keltiberischen Ketten vorliegt, abgesehen von der salinaren Ausbildung der Carniolas in den südlichen Sierrren. Die Ophite, welche im Keuper der Pyrenen so häufig sind, finden sich auch in Keltiberien wieder, dort allerdings nach G. RICHTER & TEICHMÜLLER (1933) nur in den tiefsten Beckenzonen. Dagegen fehlen sie im kata-

lanischen Küstengebirge, das stärkeren Vorlandcharakter besitzt. Deutliche Ränder des Beckens sind nur gegen das Französische Zentralplateau (s. ASHAUER 1934) und gegen die Kastilische Masse (G. RICHTER & TEICHMÜLLER 1933) festzustellen. Für ein etwaiges Abtragungsgebiet im Raum des Ebrobeckens fehlt jedes Anzeichen, vielmehr dürften dort Muschelkalk und Keuper abgelagert worden sein. Dasselbe ist wohl für die Carñiolas anzunehmen, wenn diese auch nach ASHAUER (1934) in den Ostpyrenäen eine Mächtigkeitsabnahme nach Süden erkennen lassen.

Irgendwelche Spuren von altkimmerischen Bewegungen fehlen.

### V. Jura.

Aus den Carñiolaskalken geht der fossilführende Mittlere und Obere Lias hervor. Er ist sehr gleichförmig ausgebildet. Auf einige graue Kalkbänke folgen schwarze Mergel, die meist in regelmäßiger Wechsellagerung mit schwarzen, vielfach gelb anwitternden, stark mergeligen Kalkbänkchen stehen. Sandige Einschaltungen fehlen. Die Mächtigkeit beträgt etwa 50 m; im Süden des Monsech an der Ribagorzana ist sie ausnahmsweise größer. Die aus Cephalopoden, Brachiopoden und Austern bestehende Fauna zeigt im Süden und im Norden das gleiche Gepräge. Ausführliche Fossilisten geben VIDAL (1875, 1898), MALLADA (1878) und DALLONI (1910, 1930).

Der fossilführende oberste Lias geht in eine Folge von Schichten über, die mehrere 100 m mächtig wird, z. T. auch geringermächtig ist (so etwa 60 m bei La Guardia westlich des Segre). Es handelt sich um massige schwachgebankte meist schwarze vielfach brekziöse Dolomite und dolomitische Kalke. Versteinerungen fehlen dieser Schichtfolge; da sie mit dem Oberen Lias durch Übergänge verbunden ist, stellt man sie in den Dogger. Das Hangende der Dolomite bildet meist der Urgonkalk. Die Grenze ist oft wenig scharf, und bei La Guardia (westlich des Segre) verzahnen sich die obersten Bänke des Dolomits mit Kalken, die dem Urgon ähneln. Dieselben Kalke finden sich in einer Mächtigkeit von etwa 100 m im östlichen Monsech. Sie enthalten keine Versteinerungen, werden aber hier noch von dünnplattigen lithographischen Kalken mit einer reichen limnischen Fauna überlagert, die VIDAL auffand und in den Kimmeridge stellte. DALLONI (1930) reihte sie in das Portland ein, während F. BROILI neuerdings (1932) wieder der VIDAL'schen Auffassung zustimmte. Diese Schichten werden von Urgon überlagert.

Der gleichmäßig ausgebildete Jura entspricht dem der übrigen (1610)

Pyrenäen. Der gleichförmig aus Mergeln und Mergelkalken bestehende, überall Cephalopoden führende und dabei durchgehend geringmächtige Lias läßt auf einen nur schwach sinkenden und wenig differenzierten Bildungsraum schließen. Ferner fehlt jede Andeutung eines südlichen Beckenrandes gegen eine etwaige Ebromasse, vielmehr hat es den Anschein, als ob ein Zusammenhang mit dem Keltiberischen Raum bestanden hätte; erst an der Kastilischen Masse finden sich im Lias Spuren von Strandnähe (G. RICHTER & TEICHMÜLLER 1933). Im Dogger finden wir dann eine den Pyrenäen eigentümliche, aber keineswegs hochmarine Fazies, nämlich die des fossilereeren schwarzen Dolomits; jetzt werden auch in den Pyrenäen größere Mächtigkeiten erreicht, die diejenigen Keltiberiens übertreffen. Im Dogger tritt also eine gewisse Selbständigkeit des pyrenäischen Raumes in Erscheinung. Ein Beckenrand ist jedoch nicht festzustellen. Nach der Ablagerung des schwarzen Dolomits wurde der Hauptteil des Pyrenäengebiets en bloc herausgehoben, während in Keltiberien und im südlichen Katalonien die marine Sedimentation andauerte. Von dieser Festlandszeit zeugen in den Nordpyrenäen Beauxitvorkommen. Jüngere Jurabildungen finden sich im Berichtsgebiet nur örtlich (Monsech) in Form von Süßwasserkalken.

## VI. Kreide.

Die wichtigste Formation der Südpirenäen, die Kreide, besteht im untersuchten Gebiet aus einer mächtigen Folge von Kalken und Mergeln, in der räumliche Faziesunterschiede und zeitliche Fazieswiederholungen häufig sind. Daher bereitet dort, wo die Lagerungsverhältnisse verwickelt sind, die Gliederung der Kreide oft Schwierigkeiten.

### 1. Stratigraphie der subzentralen Kreidezone.

Im Norden des Berichtsgebietes zerfällt die Kreide in vier petrographisch zu unterscheidende Hauptglieder, die nicht alle strenge Altersstufen sind. Diese vier Glieder sind der Urgonkalk, die Unterkreide-Cenoman-Mergel, der Oberkreidekalk und die Senonmergel (bzw. der Maastricht-Kalksandstein des Mont Perdu).

#### a. Urgon.

Auf den schwarzen Dolomit des Doggers folgt die dem Unterapt entsprechende Kalkmasse des Urgons. Auffälligerweise ist oft keine völlig scharfe Grenze zu erkennen (vgl. oben). Das Urgon besteht aus einer überall gleich ausgebildeten Folge von dickbankigen, hellgrau anwitternden, im frischen Zustand selten hellen, sondern meist graublauen bis blauschwarzen, manchmal schwach

mergeligen Kalken mit Requierien (*Requienia ammonia* GOLDF.) und Toucasien. Nahe der Obergrenze tritt häufig eine reiche Korallenfauna auf, und besonders die obersten Bänke können ganz aus Korallenrasen bestehen. Die Mächtigkeit des Urgons erreicht ihre größten Werte mit 300 bis gegen 500 m im Osten des Gebietes und nimmt nach Westen zu erst allmählich und dann in Aragonien rasch ab. Auf der Ostseite des Turbón (S<sup>a</sup>. de las Aras) besteht das Urgo-Apt nur noch aus knapp 50 m mächtigen Korallenkalken. Dann keilt es nach Westen hin aus. Etwas weiter im Osten ist örtlich (im Gebiet der Isabena) auch eine Mächtigkeitsabnahme nach Norden und nach Süden festzustellen.

#### b. Unterkreide—Cenoman—Mergel.

Im Gegensatz zur gleichmäßigen Ausbildung des Urgons zeigt die Folge der Unterkreide—Cenoman—Mergel erhebliche Faziesdifferenzierung. Im Osten gehen am Flamisell aus dem Urgon graue, in frischem Zustande dunkle Mergelkalke und Kalkmergel hervor, die eine reiche Fauna des Oberapt enthalten. So führt DALLONI (1930) *Belemnites semicanaliculatus* BLAINV., *Parahoplites deshayesi* LEYM. und *Toxaster collegnoi* SISM. an. Besonders häufig sind *Exogyra aquila* BRONGN. und *Panopaea plicata* SOW., vor allem aber eine Reihe von Brachiopoden (*Terebratula sella* SOW., *Rhynchonella lata* D'ORB., *Rh. sulcata* DAV. u. a.) (Ausführliche Fossilisten siehe bei DALLONI 1930). Diese Brachiopodenfauna ist in den Mergeln nahe der Grenze gegen das Urgon sehr verbreitet. Es folgen am Flamisell weitere, dem Alb entsprechende schwarze Mergel. Bei Reguart schaltet sich eine massige Kalkbank ein. Im Hangenden dieser Bank werden die Mergel stärker kalkig, plattig und blaugrau; in diesen Schichten fand DALLONI (1930) einen Seeigel des Cenomans (*Hemiaster dallonii* LAMB.). Im Osten des Flamisell ist die Mergelfolge ähnlich ausgebildet; bei Peracals wird sie durch dieselbe Kalkbank wie bei Reguart zweigeteilt. Im Raum zwischen Segre und Pallaresa herrschen ähnliche Verhältnisse. Aus diesem Gebiet führen VIDAL (1875), MALLADA (1904) und DALLONI (1930) aus der Mergelfolge Faunen mit Cephalopoden und Echiniden des Oberapt, des Alb und des Cenoman an (letzteres z. B. von Boixols und vom Fuß der S<sup>a</sup>. de S<sup>a</sup>. Fé nahe dem Segre). Die Mächtigkeit der Mergelfolge ist recht erheblich, am Segre beträgt sie nach ASHAUER (1934) 550 m.

Im Westen des Flamisell ziehen die Mergel in geringerer Mächtigkeit dem Nordrand der S<sup>a</sup>. de S<sup>a</sup>. Gervás entlang; südlich von Piñana und westlich von Abella de Adons enthalten sie die

(1612)

bezeichnende Brachiopodenfauna. Ein weiterer Zug der Mergel folgt dem Südrand der S<sup>a</sup>. de Piñana. Hier finden sich über den Brachiopodenmergeln mergelige dunkle Orbitolinenkalke des Alb.

An der Ribagorzana werden die Orbitolinenkalke wichtiger. In dem Kreidezug südlich von Pont de Suert (Scholle von Buirra, s. unten) gehen auf beiden Seiten des Flusses aus dem Urgonkalk graue Mergelkalke mit den bezeichnenden Brachiopoden, Korallen und Alectryonien hervor. Das Hangende bilden (besonders auf der Ostseite typisch ausgebildete) schwarze schiefrige Mergel. Mit allmählichem Übergang folgen braune, frisch meist dunkle, z. T. kompakte, z. T. mergelige Orbitolinenkalke. Westlich der Ribagorzana werden die Kalke im mittleren B<sup>co</sup>. de Inglada ziemlich massig und hellbraun; sie sind hier 70 m mächtig und enthalten *Orbitolina subconcava* LEYM. Ihr Hangendes besteht aus einer mehrere 100 m mächtigen Folge von graublauen bis weißlichen Mergeln mit meist knolligen glaukonitischen Kalkmergelbänken, reich an Seeigeln des Cenomans (Fossilisten bei DALLONI 1910 und 1930); diese Schichten sind den Cenomanmergeln des Flamisell ziemlich ähnlich.

Im Süden des eben geschilderten Kreidezuges folgt ein weiterer, dem östlich der Ribagorzana das Massiv der Fallada (1701) und westlich des Flusses der S<sup>a</sup>. Salvador (P. 1509 der Karte) und das Gebiet des untersten B<sup>co</sup>. de Inglada angehören. An der Nordseite dieses Zuges überlagern das Urgon an der Ribagorzana zunächst (auf etwa 40 m ? tektonisch reduzierte) dunkle Mergel und Mergelkalke; zuunterst fand sich in diesen Mergeln der für das Apt leitende *Parahoplites deshayesi* LEYM.; im Oberteil sind die Mergel überaus reich an *Orbitolina discoidea* A. GRAS., und die kalkigen obersten 10 m enthalten die bezeichnende Brachiopodenfauna. Es folgen gegen 100 m braune, frisch meist dunkle Orbitolinenkalke. Aus ihnen geht eine mehrere 100 m mächtige Schichtfolge von schwarzen schiefrigen Mergeln hervor, die in der Hauptsache dem Cenoman entsprechen dürften; an der Mündung des B<sup>co</sup>. de Inglada sind die Übergangsschichten vom Orbitolinenkalk zu den Mergeln reich an *Orbitolina subconcava* LEYM. Nach Osten zu verschwinden örtlich die unter dem Orbitolinenkalk liegenden Mergel, so daß dieser unmittelbar auf das Urgon folgt (infolge tektonischer Reduktion?); dabei nimmt seine Mächtigkeit ab, und zum Teil fehlt er ganz. Die hangenden Mergel werden nach Osten zu kalkiger. Im Massiv der Fallada ist die Gliederung der Kreide schwierig, da an die Unterkreide-Cenoman-Mergel die Oberkreide-

mergel grenzen, die dem Aussehen nach von diesen nicht zu unterscheiden sind.

Im Süden wird das Massiv der Fallada durch die Trias von Aulet begrenzt. Südlich von ihr liegt der Kreidezug der S<sup>a</sup>. de S<sup>a</sup>. Gervás (s. unten) und der sie fortsetzenden S<sup>a</sup>. de Aulet (Westseite der Ribagorzana). Die S<sup>a</sup>. de Aulet nimmt stratigraphisch eine Sonderstellung ein, indem dort in der Folge der Unterkreide-Cenoman-Mergel der Orbitolinenkalk ungewöhnlich mächtig wird. An der Westseite der Ribagorzana finden sich südlich von Aulet zunächst schwarze schiefrige Mergel. Als Hangendes dieser Mergel ist an der Ribagorzana eine 250 m mächtige Serie von braunen, meist mergeligen, in frischem Zustand dunklen Orbitolinenkalken mit schwarzen Mergeln aufgeschlossen. Es folgen 150 m ähnliche braune und gelbe Kalke mit dunklen Mergeln, die aber keine Orbitolinen führen; nach oben zu tritt der Mergelanteil zurück. Aus diesen Schichten geht eine 700 m mächtige Folge von massigen Kalken hervor, die die S<sup>a</sup>. de Aulet aufbauen. Es handelt sich um dickbankige rote und gelbe, untergeordnet graue, vorwiegend grobspätige organogene, nur an der Ober- und Untergrenze häufiger dichte und dann schwach mergelige Kalke. Die grobspätigen roten Kalke sind vielfach sandig oder feinkonglomeratisch, z. T. führen sie Quarzgerölle von 0,5 cm Größe. An Versteinerungen finden sich kleine Austern und vereinzelt Korallen und Orbitolinen. Es folgt eine 150 m mächtige Wechselagerung von massigen gelben, z. T. Orbitolinen führenden Kalkbänken mit grauen mergeligen Kalken. Diese Schichtfolge geht in eine 200—300 m mächtige Mergelserie mit glaukonitischen, meist knolligen Bänken über, die den Cenomanmergeln des B<sup>co</sup>. de Inglada völlig gleicht und dieselbe Cenomanfauna enthält (Fossilisten bei DALLONI 1910 und 1930).

Im Profil der S<sup>a</sup>. de Aulet läßt sich — wie weiter nördlich — unterscheiden: ein unterer Mergel, eine Folge von Orbitolinenkalken, ein hangender Mergel, der hier genau wie im B<sup>co</sup>. de Inglada ausgebildet ist. Die Besonderheit der Entwicklung der S<sup>a</sup>. de Aulet besteht in der außerordentlich großen Mächtigkeit der Serie des Orbitolinenkalkes, die in dem bearbeiteten Gebiet nirgends wieder auftritt. Man muß hier eine auf ein kleines Gebiet beschränkte ungewöhnlich starke Spezialsenkung innerhalb der Geosynklinale annehmen. Ein Maß für die Stärke dieser Spezialundation ist dadurch gegeben, daß die Mächtigkeit auf einer Entfernung von etwa 5 km von unter 100 m auf über 1000 m steigt.

Nach Westen hin nimmt die Mächtigkeit des Kalkes der S<sup>a</sup>.

de Aulet rasch ab. Bei Pallerol (am Nordwestende der S<sup>a</sup>. de Aulet) folgen unter dem massigen Kalk gelbe, braune und untergeordnet rote, vielfach mergelige, meist Orbitolinen führende Kalke mit dunklen Mergeln. Zu unterst finden sich schwarze Mergel, die den Urgonkalk von Pallerol überlagern. Nordwestlich von Pallerol und bei Betesa enthalten die tieferen Unterkreidemergel die bezeichnenden Korallen und Brachiopoden. Aus dem roten Kalk südlich Pallerol führt DALLONI (1910 und 1930) eine Fauna des Oberalb mit *Mortoniceras inflatum* Sow. an.

In dem Gebiet von Pallerol an der Westseite der S<sup>a</sup>. de Aulet stößt die Aufnahme von genauen stratigraphischen Profilen auf erhebliche Schwierigkeiten, da die Lagerungsverhältnisse sehr verwickelt sind. Dasselbe gilt für die sich jenseits der Trias von Aulet anschließende Kreide der Gegend von Santorens an der Westseite des S<sup>a</sup>. Salvador (P. 1509). Die Entwicklung der Kreide ist dort ähnlich wie weiter nördlich im B<sup>co</sup>. de Inglada. Ein Unterschied besteht nur darin, daß nordwestlich von Santorens unter dem genau wie im B<sup>co</sup>. de Inglada ausgebildeten braunen Orbitolinenkalk eine ziemlich mächtige Folge brauner Sandsteine auftritt, die in kalkigen Lagen Orbitolinen enthalten. Unter dem Sandstein liegen blauschwarze schiefrige Mergel des tieferen Alb und Oberapt. An ihrer Obergrenze sind sie überaus reich an *Orbitolina discoidea* A. GRAS. Darunter liegen einige stark glaukonitische Bänke mit einer Fauna von Brachiopoden und Muscheln. Das Liegende der Mergel wird von Oligozän verdeckt.

Mit dem Auftreten der Albsandsteine in dem Profil nordwestlich von Santorens stellt sich ein bezeichnendes, von hier ab westlich überall vorhandenes Glied der Unterkreide ein. Ähnlich wie in diesem Profil ist die Unterkreide bei Bonansa (westlich von Pont de Suert) ausgebildet. Aus dem dort nur noch geringmächtigen Urgonkalk, der an seiner Obergrenze aus Korallenrasen besteht, gehen 50 m schwarze Mergel mit Korallen und Muscheln hervor. Sie werden von einer 180 m mächtigen Folge von Sandsteinen und Orbitolinenkalken überlagert. Diese Folge setzt mit Quarzkonglomeraten ein, die bald in hellgelbe grobe kieselige Sandsteine übergehen. Im Oberteil werden die Sandsteine feiner, kalkig und gelbbraun und enthalten Orbitolinen. Aus diesen Kalksandsteinen gehen gelbbraune, manchmal stark eisenschüssige und dann rote Kalke mit *Orbitolina subconca* LEYM. hervor. Im Hangenden des Orbitolinenkalkes finden sich nicht wie in den bisher beschriebenen Profilen weitere, dem Cenoman angehörige Mergel, sondern der Orbitolinenkalk leitet zu einem grauen massigen Kalk

über, der von hier ab westwärts überall die Cenomanmergel des Ostens vertritt (s. S. 22). Im Horizont des Orbitolinenkalkes findet sich südlich von Bonansa an der Nordseite des Selva de Bonansa in einigen roten eisenschüssigen Bänken eine von DALLONI (1910 und 1930) beschriebene reiche Cephalopodenfauna des Oberalb. Südwestlich von Bonansa liegen in den Höhen auf der Ostseite der Isabena die Orbitolinen Sandsteine und -kalke (außer ganz im Südwesten nahe der Isabena) unmittelbar auf dem Urgonkalk und werden noch von Mergeln überlagert, ehe der Cenomankalk einsetzt. Nördlich von Calvera östlich der Isabena tritt über diesen Mergeln noch ein höherer gelber Orbitolinenkalk auf, der zu dem hangenden massigen Kalk überleitet.

Die Unterkreide von Bonansa setzt sich in ähnlicher Fazies nach Westen in das Gebiet des B<sup>co</sup>. de Espés und des B<sup>co</sup>. de Gabás fort. Von Espés ab treten nach dem Auskeilen des Urgons in den schwarzen Mergeln Lignite und verschiedentlich Pflanzen auf. Häufig sind in den Mergeln *Orbitolina discoidea* A. GRAS. und *O. conoidea* A. GRAS. Bei S<sup>n</sup>. Martin finden sich im Oberteil der Mergel in kalkigeren Bänken Rudisten des Alb, u. a. *Polyconites verneuili* BAYLE (ausführliche Fossilisten bei DALLONI 1910). Bis östlich von Gabás (etwas östlich der Esera) folgen auf die Mergel die gelben Sandsteine und Orbitolinenkalke, die zu dem hangenden grauen Kalk überleiten. Aber westlich von Gabás wird im unteren B<sup>co</sup>. de Gabás die Mergelfolge unmittelbar von dem grauen Kalk der Peña de las Cabras (südlich von Castejon de Sos) überlagert. Es handelt sich dort um schwarze Mergel mit dunkelbraunen mergeligen Kalkbänken, die eine nach DALLONI (1910) brackisch-litorale Fauna des Alb enthalten. Auf der Nordseite der Peña de las Cabras kommen die Orbitolinenmergel wieder heraus. An der Esera gehen sie zu Ende. Auch im Süden des B<sup>co</sup>. de Gabás endet die Unterkreide und zwar hier wie im Norden dort, wo der Jura nach Westen hin beginnt. Offenbar bildeten die festen Dogger-Dolomite hier die Küste, während die weichen Triasgesteine noch überflutet wurden. Ein vereinzelt Vorkommen von Orbitolinenmergeln und Sandsteinen findet sich noch etwas weiter südwestlich in einer Störungszone in Keuper eingewickelt.

### c. Oberkreidekalk.

Das dritte Hauptglied der Kreide im Norden des Arbeitsgebietes ist der Oberkreidekalk. Die übliche Bezeichnung „Untersenenon-Hippuritenkalk“ möchte ich vermeiden, da der Kalk auch Schichten von anderem Alter vertritt.

(1616)

Es handelt sich um massige meist helle dickbankige Kalke. Im Osten ist der Kalk gut 100 m (am Flamisell) bis mehrere 100 m (östlich der Pallaresa) mächtig und er folgt dort ohne erkennbare Lücke auf die Mergel des Cenomans. Nach oben geht die Kalkmasse in graue mergelige Kalke und Mergel über, die (am Flamisell, an der Pallaresa bei Aramunt und östlich der Pallaresa bei Carreu) Seeigel des Santons führen und bei Bastús, wo sie noch mit kompakten Kalkbänken wechsellagern, reich an Hippuriten des Unter- und Obersantons sind (Fossilisten bei VIDAL 1875, MALLADA 1904 und DALLONI 1930). Aus dem Kalke selbst führte VIDAL (1875) bei Boixols den turonen *Hippurites organisans* an, doch handelt es sich nach DALLONI (1930) um *Hippurites resectus* DEFR., eine Form des Coniac; ebenfalls Coniac-Hippuriten bestimmte H. BOISSEVAIN (s. ASHAUER 1934) aus dem Unterteil des Kalkes in der S<sup>a</sup>. de S<sup>ta</sup>. Fé (westlich des Segre). Weiter westlich in der S<sup>a</sup>. de S<sup>a</sup>. Cornelio enthält der Kalk keine leitenden Versteinerungen und am Flamisell ist er fossilifer bis auf die oberste Bank, die von Hippuriten bedeckt ist. Dagegen ist er noch weiter westlich in der S<sup>a</sup>. de S<sup>a</sup>. Gervás und an der Ribagorzana, wo er ohne sichtbare Lücke aus den Mergeln des tieferen Cenomans hervorgeht, reich an Versteinerungen. Unter anderem fand sich auf der Ostseite der Ribagorzana *Caprina adversa* D'ORB., eine Form des pyrenäischen Cenomans. Im Hangenden geht der Kalk hier, wie weiter östlich, in graue Mergelkalke und Mergel über, deren Mächtigkeit hier aber viel größer ist. DALLONI (1913, 1930) konnte in diesen Schichten als ältestes das tiefste Santon durch den Fund von *Mortoniceras texanum* ROEM. bei Espluga de Serra belegen. Aber es dürfte sich hier bereits um den Oberteil der Schichtfolge handeln, und es ist anzunehmen, daß die nach Norden hin folgenden mächtigen Kalkmergel in noch tiefere Horizonte hinabreichen. An Fossilien fand sich hier — außer stratigraphisch wertlosen Muscheln — die sowohl aus dem Untersanton wie dem Coniac beschriebene *Sonneratia savini* GROSS., und zwar mehrere 100 m im Hangenden des Oberkreidekalkes (an der Nordseite des obersten B<sup>co</sup>. de Miralles).

Derselbe Caprinenkalk wie in der S<sup>a</sup>. de S<sup>a</sup>. Gervás findet sich weiter nördlich im Südteil des Massivs der Fallada (P. 1701) und in dessen westlicher Fortsetzung, dem S<sup>a</sup>. Salvador.

Für das Alter des „Oberkreidekalkes“ ergibt sich bis zur Ribagorzana also folgendes: Am Flamisell und weiter östlich ist in ihm sicher Coniac vertreten; denn er geht im Hangenden allmählich in fossilreiches mergeliges Santon über — das bei Bastús noch kompakte

Bänke enthält —, und außerdem führt er im Osten Coniac-Hippuriten. Dagegen ist es sehr fraglich, ob an der Ribagorzana der von DALLONI (1930) mit dem Coniac identifizierte Kalk überhaupt Coniac enthält, vielmehr scheint hier das Coniac in der zwischen dem Kalk und dem fossilführenden tiefsten Santon eingeschalteten, weiter östlich nicht entwickelten mächtigen Folge von Kalkmergeln vertreten zu sein. Der Kalk dürfte hier mindestens zum Teil dem höheren Cenoman entsprechen, da er aus den fossilreichen Mergeln des tieferen Cenomans hervorgeht und selbst *Caprina adversa* D'ORB. führt. Ob das Turon fehlt oder ob es in der jedenfalls keine deutliche Sedimentationsunterbrechung zeigenden Schichtfolge vertreten ist (sei es in dem Kalk oder in den tiefsten Mergeln), steht dahin. Ebenso ergibt sich für den mit Sicherheit Coniac enthaltenden Oberkreidekalk des Ostens die Frage, ob er als Hangendes des Cenomanmergels auch noch Turon und möglicherweise höheres Cenoman umfaßt, oder ob dort Coniac auf dem Cenomanmergel transgrediert. Am Segre scheint letzteres der Fall zu sein, da sich nahe der Basis des Kalkes noch Coniac-Hippuriten fanden (s. S. 21); aber weiter westlich (z. B. am Flamisell) spricht die unscharfe Liegendgrenze des Kalkes doch wenig für eine Lücke. Einen sicheren Nachweis würden freilich erst Turon-Fossilien erbringen können.

Von der Ostseite der Isabena westwärts werden die Cenomanmergel durch massige Kalke vertreten, so daß jetzt die Kalkfolge schon an der Grenze von Unterkreide und Oberkreide einsetzt. Aus den braunen Orbitolinenkalken des Oberalb gehen von Bonansa (östlich der Isabena) bis Gabás (östlich der Esera) massige graue Kalke mit Foraminiferen und Rudisten hervor<sup>5)</sup>. Typisch sind diese bis mehrere hundert Meter mächtigen Kalke an der Isabena in der Mulde von Alins entwickelt. Dieser „Kalk von Alins“ geht in den höheren Oberkreidekalk über, ohne daß sich irgendwie eine Grenze feststellen ließe. Die höheren Kalke sind fossilarm, werden aber an der Südseite des Turbón-Massivs ebenso wie am Flamisell und weiter östlich überlagert durch mergelige Kalke und Mergel mit Hippuriten und Echiniden des Santons. Der Kalk reicht also bis ins Coniac oder tiefste Santon hinauf. Eine Lücke innerhalb der Kalkfolge ist nicht zu erkennen, und so ist es wie im Osten fraglich, ob das — hier ebensowenig wie dort mit Fossilien belegte — Turon auch wirklich fehlt.

5) So kann ich DALLONI (1910) nicht folgen, der diesen Kalk noch ganz in die Unterkreide stellt.

Westlich des Turbón ändert der Oberteil des Kreidekalkes sein Aussehen, indem an Stelle der hellen massigen Kalke dunkelgraue, in frischem Zustand schwarze dünnebankte mergelige Kalke treten. Diese mindestens z. T. dem Coniac entsprechenden Kalke durchbricht die Esera im Estrecho de Aguas Salenz nördlich von Campo; sie wiederholen sich hier durch Faltung, aber ihre primäre Mächtigkeit dürfte trotzdem 500 m bedeutend übersteigen. Im Norden kommen unter diesen Kalken die mehrere hundert Meter mächtigen tieferen Oberkreidekalke heraus, wie im Osten massig und ziemlich hell. Sie entsprechen mindestens in ihrem Unterteil dem Kalk von Alins; denn im Tosal del Llun (östlich der Esera), wo sie nach dem Auskeilen der Unterkreide-Mergel und -Sandsteine auf Dogger liegen, führen sie dieselben Rudisten wie der Kalk von Alins im Gebiet der Isabena.

Im Hangenden des Oberkreidekalkes schalten sich westlich des Turbón in die Santon-Mergel einige kompakte Kalkbänke ein. Diese gehen am Ostende der S<sup>a</sup>. del Cervin plötzlich in grobe Kalkbrekzien über und schneiden den schon vorher durch faziellen Übergang in die Kalke stark verschmälerten Mergelzug in ihrem Liegenden und dann die obersten Bänke des Kalkes von Aguas Salenz schwach diskordant ab. Über den Brekzien folgen noch einige mit grauen mergeligen Lagen wechselnde massige Kalkbänke mit Hippuriten des Santons (Fossilisten bei DALLONI 1910). Zur Esera hin wächst die Mächtigkeit der Kalkbrekzien rasch auf mehrere hundert Meter an. Sie sind wohlgebankt und bestehen aus teilweise sehr großen Blöcken von Oberkreidekalk, die, kaum gerundet, sicher nicht weit transportiert worden sind. Daneben treten bis kopfgroße Brocken von Ophit und Bruchstücke von rotem Permotrias-Sandstein auf; ferner fand sich ein wohlgerundetes Quarzgeröll von 10 cm Größe, das aus einem aufgearbeiteten Permotrias-Konglomerat stammen dürfte. Das Bindemittel ist kalkig, enthält Hippuritenbruchstücke und nimmt vielfach an Menge stark zu, so daß die Brekzien dann in graue massige Kalke übergehen. Außer solchen Kalkbänken sind Lagen von grauen, grünlichen und auch roten Mergeln eingeschaltet, die zuweilen auch Brekzien führen. An der hangenden Grenze nehmen die Kalke und grauen Mergel zu, und so gehen die Brekzien in eine Wechsellagerung von grauen Kalken, dunklen Mergelkalken und Mergeln über, die ihrerseits bald zu den fossilführenden Mergeln des Campans von Campo überleiten (Fossilisten bei ROUSSEL 1904 und DALLONI 1910). So ergibt sich, daß man die Brekzien weder mit DALLONI (1910) als Oligozän noch mit JACOB, FALLOT,

ASTRE und CIRY (1926) als Tektonit ansprechen darf. Mit der letzteren Auffassung läßt sich neben vielem andern schon das Fehlen irgendwelcher tektonischer Beanspruchung in den Mergelagen nicht vereinbaren. Der Diskordanzwinkel zwischen den Brekzien und den liegenden schwarzen Kalken von Aguas Salenz erreicht im Gebiet der Esera gut  $20^{\circ}$ . Das Alter der Diskordanz ergibt sich aus dem oben Gesagten als intrasanton. Bewegungen dieses Alters treten in dem bearbeiteten Gebiet sonst nirgends auf. Und auch hier sind sie nur schwach, haben aber immerhin zu einer Abtragung bis hinab auf die Permotrias Anlaß gegeben.

5 km westlich der Esera gehen die Kalkbrekzien im Streichen in massige Kalke über. Zugleich endet die Diskordanz, und so schließen sich die oberen Kalke mit ihrem Liegenden zusammen. Im Hangenden werden sie, wie vorher die Konglomerate von fossilführenden Mergeln des Campans überlagert. Die liegenden Kalke werden westlich des vom Angón (P. 2533) herabziehenden B<sup>o</sup>. de Ali heller und weniger dünnbankig und mergelig, dafür aber mehr kieselig. Inmitten dieser Kalke kommen in zwei Sätteln südlich und nördlich des Gipfels der Cotiella braune Kalksandsteine und sandige Kalke heraus. Von der Nordseite des Cotiella-Gipfels ziehen diese Schichten ostwärts zum Angón (P. 2533) hin, und dort sind die Kalksandsteine z. T. recht grob. Die hangenden Kalke sind hell und massig. Weiter östlich erscheint in der S<sup>a</sup>. Sarnera (nördlich der Coma Carina) unter den braunen Schichten der liegende helle massige Kalk der Esera, der mindestens z. T. dem Cenoman entspricht. Östlich der S<sup>a</sup>. Sarnera enden die braunen sandigen Schichten; sie scheinen durch den unteren Teil der schwarzen dünnbankigen Kalke von Aguas Salenz abgelöst zu werden.

Auch westlich des Cotiella-Gipfels sind im Arbizon die braunen Schichten durch den liegenden massigen Kalk unterlagert, und weiterhin gehen sie in ähnliche Kalke über. So besteht im Gebiete von Sarabillo der ganze Oberkreidekalk aus einer einheitlichen Masse von hellgrauen Kalken, deren Mächtigkeit 1000 m überschreiten dürfte. Im Gebiet des P. 2275 ist der oberste Teil des Kalkes mergeliger. Aus diesem Gebiet führt DALLONI (1910) *Micraster corbaricus* LAMB., eine Santon-Form, an, während er aus dem Unterteil des Kalkes von der Cinqueta Austern des Cenomans angibt. Die mächtigen Kalke beginnen hier also wie in der östlichen Cotiella-Masse im Cenoman und reichen bis in das Santon, vielleicht sogar noch bis in das tiefere Campan hinauf (in den (1620)

südlich folgenden Obersenonmergeln ist hier nur Maastricht nachgewiesen). Die dazwischen liegenden Stufen ließen sich in den fossilarmen Kalken nicht belegen, aber das Coniac ist sicher da, vielleicht auch das Turon (für letzteres gilt dasselbe wie weiter östlich).

Nördlich des Gipfels der Cotiella finden sich in der Scholle von Armeña (Gebiet der P<sup>ta</sup>. Alta de Armeña — P. 2737 —, P<sup>ta</sup>. Baja — P. 2647 — etc.) die unteren massigen Kalke wieder. Sie führen nahe ihrer Basis an der Nordseite der P<sup>ta</sup>. Alta und nach DALLONI (1910) auch am Nordfuß der P<sup>ta</sup>. Baja de Armeña Auster des Cenomans. Nach oben gehen die mindestens 300 m mächtigen Kalke allmählich in kieselige braune, frisch dunkelgraue wohlgebankte Kalksandsteine und sandige Kalke von noch größerer Mächtigkeit über. Diese Serie, in der sich zwar verkieselte Brachiopoden und Korallen, aber keine Leitfossilien fanden, ist petrographisch den allerdings nicht so mächtigen sandigen Schichten des Angón (s. S. 24) recht ähnlich; aber daß sie mit diesen und nicht etwa mit den Maastricht-Kalksandsteinen der Mont Perdu-Fazies (s. S. 27) gleichzustellen wäre, müßte erst durch Leitfossilien belegt werden.

Westlich der Cinca endet die Kreidekalkmasse der Cotiella-Gruppe. Nördlich vorgelagert ist ihr noch der Kreidezug von Barbaruens, der in seinem westlichen Teile eine abweichende Ausbildung zeigt. Der mächtigen, im Cenoman beginnenden Oberkreidekalk-Masse der Cotiella stehen dort im Gebiet der Cinca nur etwa 150—200 m massige helle Kalke mit Campan-Hippuriten gegenüber. Auch das Maastricht im Hangenden dieses Kalkes sieht dort ganz anders aus wie in der Cotiella-Masse (s. S. 27). Der Hippuritenkalk zieht sich in gleichbleibender Ausbildung nach Westen am Nordfuß der Mont Perdu-Gruppe entlang. An der Basis sind die transgredierenden Kalke vielfach sandig-konglomeratisch ausgebildet. Im Osten der Cinca liegen sie auf Keuper, nach Nordwesten hin greifen sie auf immer ältere Schichten bis auf das Variscikum über (so in der Gegend von Gavarnie). Im Gebiet der Crête de Barroude (östlich des Troumouse) ist zwischen dem Hippuritenkalk und der Permotrias eine ganz schwache Diskordanz zu erkennen. Aus dem Kalk sind im Berichtsgebiet nur Hippuriten des Campans bekannt geworden, aber DALLONI (1910) möchte in ihnen auch eine Vertretung des Santons sehen. Weiter nordwestlich — außerhalb des Bereiches meiner Untersuchungen — stellen sich jedenfalls im Hippuritenkalk unter dem Campan ältere Stufen bis herab zum Coniac ein.

Während der Kreidezug von Barbaruens an der Cinca nur geringmächtige Kalke des höheren Senons aufzuweisen hat, enthält er im Osten an der Esera dieselbe mächtige Masse von Oberkreidekalken wie südlich von ihm die Cotiella-Gruppe. Auch hier beginnt der Oberkreidekalk mit dem Kalk von Alins, der in der Serrata de Chia auf Dogger transgrediert. An der Esera hat DALLONI (1910) diese massigen grauen, überwiegend zoogenen Kalke zwar in die Unterkreide gestellt, doch überlagern sie unmittelbar östlich des Flusses fossilführendes Oberalb (s. S. 20.) Die höheren Oberkreidekalke sind hier ebenfalls massig ausgebildet. In der nordwestlichen S<sup>a</sup>. de Chia schalten sich inmitten der hellen Kalke braune und rötliche grobsandige Kalke und Kalksandsteine ein, die an die sandigen Schichten der mittleren Cotiella (s. S. 24) erinnern. In der Serrata de Chia und an der Esera führen die Kalke im Oberteil Hippuriten. Im Hangenden gehen sie in graue Mergelkalke und Mergel über, aus denen MALLADA (1878) und DALLONI (1910) Faunen des Maastricht und des Campan anführen. Irgendeine Andeutung von Konglomeraten oder von einer Diskordanz im Oberteil des Kreidekalkes fehlt hier; die Brekzien von Campo müssen also bereits weiter südlich enden.

Nach Westen sind in die Kalkfolge immer jüngere Schichten einbezogen, bis sie schließlich (s. S. 25) das ganze Campan umfaßt. Daß damit ein sukzessives Auskeilen der älteren Stufen der Oberkreide verbunden ist, ergibt sich eindeutig aus dem Vergleich der Verhältnisse westlich der Esera und östlich der Cinca, wenn es sich in dem Zwischengebiet im einzelnen auch nicht verfolgen läßt, da dort an einer Störung die tieferen Teile des Oberkreidekalkes ausgefallen sind. So ergibt sich hier ein besonders schönes Beispiel für ein Wandern der Fazies.

Im Hangenden des Kreidezuges von Barbaruens findet sich westlich der Esera in der S<sup>a</sup>. de Chia eine überschobene Scholle von Oberkreidekalk, der dort ebenso wie im „Autochthon“ ausgebildet ist und auch auf Dogger transgrediert.

#### d. Senonmergel und Maastricht-Kalksandstein.

Wie schon mehrfach erwähnt, wird im Hauptteil des bearbeiteten Gebietes der Oberkreidekalk von einer mergeligen Schichtfolge überlagert. Sie beginnt ohne scharfe Grenze über dem liegenden massigen Kalk mit wechselnd mächtigen grauen Mergelkalken und Mergeln, in denen zunächst noch verschiedentlich kompakte Bänke eingeschaltet sind. Die mergelige Fazies setzt in dem Gebiet vom Segre bis östlich der Esera im Santon, nur örtlich im Raum der (1622)

S<sup>a</sup>. de S<sup>a</sup>. Gervás wohl schon im Coniac ein (s. S. 21—22). Im Gebiet der Esera verschwindet mit dem Erscheinen der Brekzienkalke von Campo in einem großen Teile des Santons und schließlich in der ganzen Stufe die Mergelfazies, und weiter westlich dürfte am Südrand der Cotiella-Masse die Untergrenze der Mergel noch höher liegen (s. S. 24). In dem der Cotiella-Masse nördlich vorgelagerten Kreidezug von Barbaruens ist jedenfalls festzustellen, daß das an der Esera mergelig ausgebildete Campan nach Westen hin durch massige Kalke ersetzt wird.

Aus den grauen Mergelkalken und Mergeln entwickeln sich mächtige blaue und graue Mergel, in denen vielfach graue mergelige Kalke oder gelbe Kalksandsteinplatten eingeschaltet sind. Im Gebiet zwischen Segre und Esera entsprechen die Mergel dem Campan und dem tieferen Maastricht. Nach oben zu werden dort die sandigen Platten häufiger; bald stellen sich auch dickere Bänke von hellgelben Kalksandsteinen ein, und zugleich werden die Mergel sandig, und auf diese Schichten folgt ein kompakter, vielfach sehr grober hellgelber Kalksandstein mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von etwa 50 m, der das oberste Maastricht vertritt (Sandstein von Arén, auf Tafel 1 ausgeschieden). Nahe der Esera wird der Kalksandstein dunkler und feinkörniger und westlich des Flusses geht er in mergelige Schichten über. Aber dafür nimmt in der ganzen, jetzt auch das Maastricht voll umfassenden Mergelfolge weiter westlich der Sandgehalt zu, indem die braunen sandigen Platten immer häufiger werden und sich außerdem dickere Bänke von rostbraunem Kalksandstein einschalten. Dasselbe ist in dem Kreidezug von Barbaruens zu beobachten. Dort wird nach Westen hin schließlich die ganze Mergelfolge durch eine geschlossene Serie von wohlgebankten festen braunen Kalksandsteinen abgelöst, die als Hangendes des Campankalkes weithin nach Westen das Maastricht vertreten. In dieser „Fazies des Mont Perdu“ erreicht das Maastricht im Westen Mächtigkeiten von über 1000 m. Im Gebiet ihres Überganges aus den Mergeln setzt die einheitliche Kalksandsteinfazies zuerst im tieferen Teil der Schichtfolge ein, während der höhere Teil zu beiden Seiten der Cinqueta noch stark mergelig ausgebildet ist. Daraus geht hervor, daß diese Sandschüttung von der Sedimentation des Obermaastricht-Sandsteins von Arén unabhängig ist.

Die Anhaltspunkte für das Alter der Basis der Senonmergel bzw. des Maastricht-Kalksandsteins sind bereits angeführt worden. Die Obergrenze der Formation liegt überall im gleichen Niveau. Die einzelnen Stufen innerhalb der Schichtfolge sind durch zahl-

reiche Faunen schon von VIDAL, CAREZ, MALLADA und später zusammenfassend von DALLONI (1910, 1913 und 1930) belegt worden.

## 2. Stratigraphie der Sierrenkreide.

Die Kreide der Sierren unterscheidet sich durch ihre Fazies und durch geringere Vollständigkeit erheblich von der des Nordens.

### a) Unterkreide des Monsech.

Unterkreide findet sich nur im Nordteil der Sierrenzone, im Monsech, der überhaupt hinsichtlich der Entwicklung der Kreide eine Sonderstellung einnimmt. Sie beginnt dort mit Urgon, das wie im Norden ausgebildet ist und wie dort das Unterapt vertritt. Auch hier ist eine Abnahme der Mächtigkeit nach Westen hin zu verzeichnen, und in der westlichen Fortsetzung des Monsech bei Tolva ist das Urgon nicht mehr nachzuweisen. Das Hangende des Urgons bilden Oberapt und Alb in Form einer sehr geringmächtigen und zum Teil auch auskeilenden Folge von Orbitolinen-Mergeln mit sandigen und kalkigen Bänken und Ligniten. Etwas mächtiger entwickelte Mergel finden sich im Westen (an der Ribagorzana und z. T. weiter westlich).

### b) Senon des Monsech.

Während im Norden die Kreide eine vielleicht lückenlose Folge darstellt und höchstens das Turon fehlt, sind im Monsech mit Sicherheit weder Cenoman noch Turon vertreten. Das Senon beginnt dort mit massigen hellen, z. T. auch mergeligen Kalken mit Hippuriten des Coniac, deren Mächtigkeit von etwa 20 m im Osten auf 100—150 m im Westen zunimmt. Ihr Oberteil ist ebenso wie die hangenden Mergel reich an Foraminiferen, vor allem Milioliden und einer großen alveolinenähnlichen Form (*Lacazina*). Auf den Hippuritenkalk des Coniac folgt das Santon als mächtiger blauer fossilreicher Mergel, der besonders im Osten stark kalkige Bänke enthält. Er ist manchmal sandig (bei Corsá und südlich von Monfalcó), und an seiner Basis findet sich eine besonders im Osten hervortretende Folge von roten und braunen groben Kalksandsteinen; an der Ribagorzana fehlen diese Sandsteine. Während sich im Coniac und im Santon die im Monsech herrschende Fazies (abgesehen von dem Vorkommen von Sandsteinen) von der des Nordens nicht sehr stark unterscheidet, weicht die Ausbildung des Obersenons erheblich von der des Nordens ab. Es besteht hier aus einer gut 500 m mächtigen Masse dickbankiger hellgrauer, roter und gelber Kalke mit Hippuriten des Campan und des

(1624)

Maastricht. Zu oberst werden sie vielfach sandig, womit sich die Fazies wieder der des Nordens nähert (Kalksandstein von Arén).

Westlich des Segre zeigt die tiefeingeschnittene Schlucht des Rio Rialp in prachtvollen Aufschlüssen die Verzahnung der massigen Obersenonkalke des Monsech mit den Obersenonmergeln der subzentralen Kreidezone (vgl. Tafel 1 und Prof. 10 auf Tafel 1). Der Übergang vollzieht sich in der ganzen mächtigen Schichtfolge auf 6 km Entfernung. Der sichere Nachweis von derartig raschen Fazieswechseln, wie er z. B. auch im Orbitolinenkalk der Ribagorzana (s. S. 18), im Santon der Esera (s. S. 23 und 24), im Maastricht der Cinqueta (s. S. 27) oder im Eozän der Esera (s. unten) erbracht werden konnte, mahnt zu großer Vorsicht bei der Bewertung fazieller Verhältnisse für Deckenfragen.

#### c) Senon der südlichen Sierren.

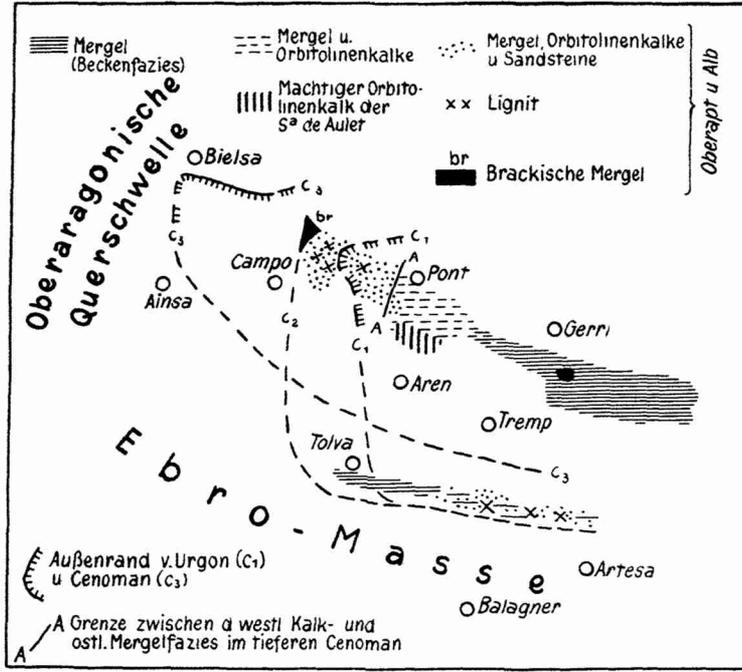
Im Süden des Monsech ist die Kreide noch unvollständiger. Dort transgrediert Santon und zum Teil auch jüngerer Senon auf verschiedenen Stufen des Jura und der Trias infolge von flachwelligen Verbiegungen wahrscheinlich austrischen Alters (s. Abb. 6). Im Gebiet von Camarasa finden sich unter dem Senon Winkeldiskordanzen von bis 20°.

Das Senon beginnt im Hauptteil der südlichen Sierren mit den roten und gelben Sandsteinen des Santons, die im Durchschnitt 20 m mächtig sind, an der Ribagorzana nördlich von Blancafort fehlen und südlich von Blancafort bedeutend mächtiger werden. Über den Sandsteinen finden sich vielfach noch geringmächtige Mergel und Mergelkalke mit Hippuriten des Santons. Es folgt der oberseone Hippuritenkalk in geringerer Mächtigkeit als im Monsech. Nach Süden zu nimmt die Mächtigkeit weiter ab, zunächst allmählich und dann nahe dem Südrand der Sierren an einer ostwestlich verlaufenden Linie recht unvermittelt. Südlich von dieser Linie wird die Senonfolge vielfach nur durch eine einzige, an der Basis meist sandige Kalkbank vertreten, die dem Obersenon angehört. Die Sandsteine und Mergel des Santons überschreiten die genannte Linie nirgends nach Süden.

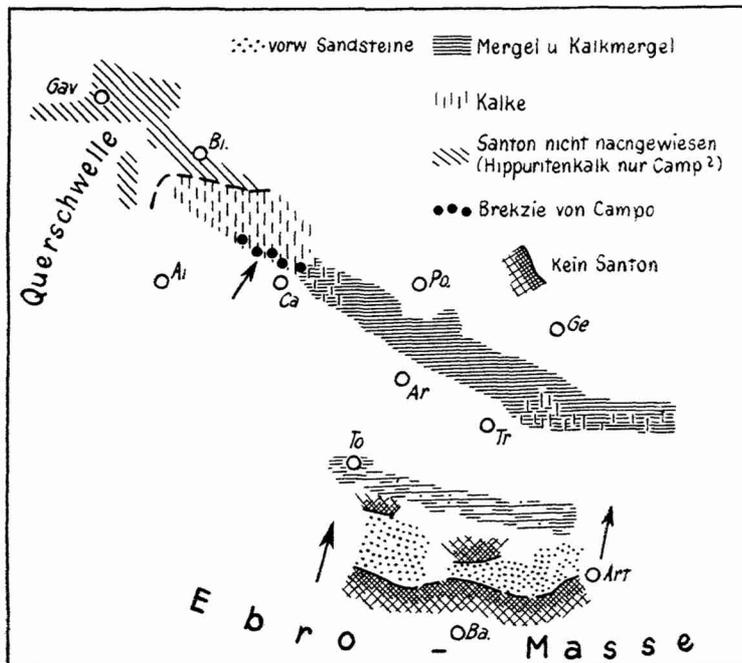
Ausführliche Fossilisten der Kreide der katalanischen Sierren geben VIDAL (1875 und 1898) und DALLONI (1930).

### 3. Palaeogeographisch-tektonische Geschichte der Kreide.

Nach längerer Festlandszeit setzte die Sedimentation im Unterapt ( $c_1$  in Abb. 5a) wieder ein. Ältere Kreidebildungen limnischer oder mariner Art, wie sie aus Keltiberien bekannt ge-



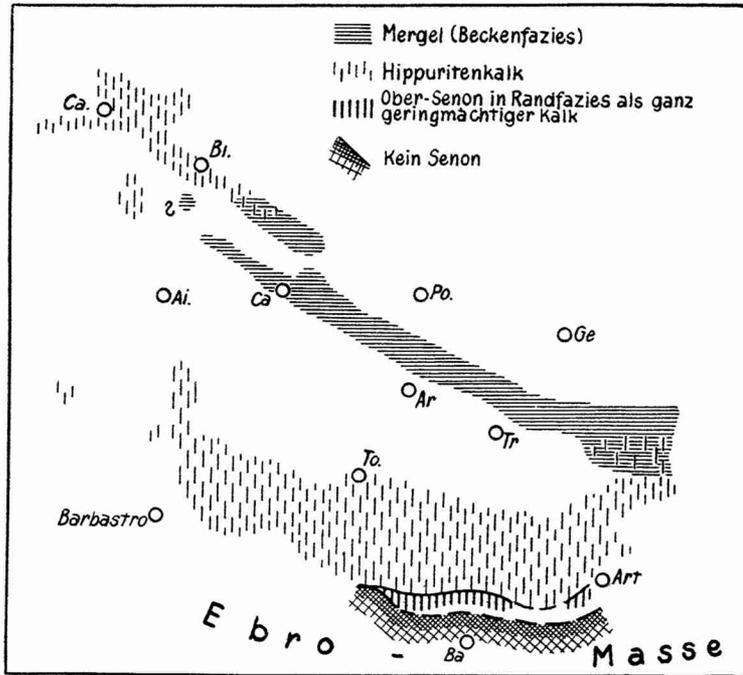
a) Unterkreide und Cenoman



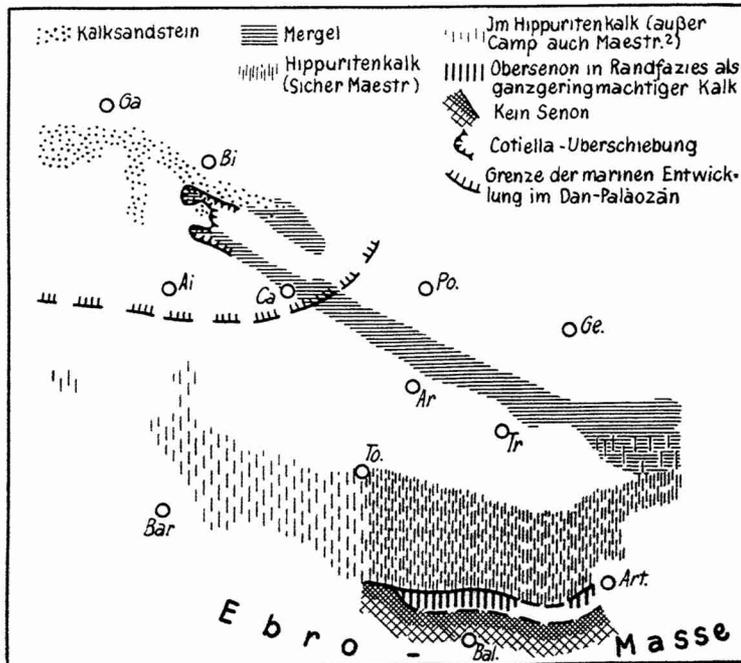
b) Santon

Abb. 5 a) u. b)

Abb. 5. Fazieskarten der Kreide  
Maßstab 1:1500000.



c) Campan



d) Tieferes Maastricht

in den Mittleren Süd-Pyreäen.

Abb. 5 c) u. d)

Maßstab 1 : 1 500 000.

worden sind, fehlen. Das Unterapt liegt in Urgonfazies vor. Es ruht stets auf dem „Dogger“-Dolomit (bzw. im Monsech auf Kalken des Oberjura), und überall herrscht völlige Konkordanz.

Der Urgonkalk ist auf den Nordosten des bearbeiteten Gebietes beschränkt. Eine Randfazies zeigen die ohnehin in ziemlich flachem Wasser abgelagerten Kalke nirgends. Klastische Einschaltungen fehlen; demnach scheinen auch in den umgebenden Landgebieten keine größeren Höhenunterschiede bestanden zu haben. Die im Osten der subzentralen Kreidezone erhebliche Mächtigkeit beginnt westlich der Pallaresa abzunehmen, und an der Ostseite des Turbón endet das Urgon. Dort sind nur noch die oberen Korallenkalken abgelagert worden; es handelt sich also um den ursprünglichen Rand des Beckens. Das geht auch daraus hervor, daß der Kalk mit den weiter westlich übergreifenden Mergeln in seinem Hangenden hier in gleicher Weise wie im Innern des Beckens durch einen allmählichen Übergang verknüpft ist. Auch eine Mächtigkeitsabnahme nach Süden und nach Norden ist am Westende festzustellen, d. h. wir haben hier den am weitesten nach Westen vorgehenden Zipfel des Troges vor uns. Ein Südrand des Sedimentationsraumes ist auch in den Sierrren anzunehmen, wo im Monsech die Mächtigkeit geringer ist als in der subzentralen Kreidezone und noch weiter südlich das Urgon fehlt (*Tolva*) und wohl auch nicht abgelagert worden ist.

In der Zeit von Oberapt und Alb schreitet das Meer nach Westen über den Bereich des Urgons hinaus bis an die Esera fort (c<sub>2</sub> in Abb. 5a). Von dem im Westen (Oberaragonien) liegenden Hochgebiet zeugt sowohl die Abnahme der Mächtigkeit wie die Änderung der Fazies. Im Osten ist die Schichtfolge rein mergelig ausgebildet. Nach Westen zu stellen sich Orbitolinenkalke ein, und zwar besonders im höheren Alb. Dieses enthält weiter westlich außerdem Sandsteine, die mit scharfem Schnitt an der Basis einsetzen und nach oben allmählich in Orbitolinenkalke übergehen. Noch weiter westlich treten in den liegenden Mergeln Lignite und Pflanzen auf. Eine Sonderstellung nahm im höheren Alb das Gebiet der S<sup>a</sup>. de Aulet ein, wo eine ungewöhnlich starke Spezielsenkung zu sehr großer Mächtigkeit führte. Im Süden sind die Unterkreidemergel wie das Urgon auf den Monsech beschränkt. Die Nähe einer Südküste ist hier an der Einschaltung von Ligniten und sandigen Bänken und an außerordentlich geringer Mächtigkeit, ja sogar örtlichem Auskeilen der Schichtfolge zu erkennen. Die Küste dürfte zur Zeit der Ablagerung

der Mergel noch näher dem Monsech gelegen haben als im Urgon (außer ganz im Westen, wo die Mergel etwas mächtiger werden).

Zur Zeit der Unterkreide (Abb. 5a) lag also im westlichen Teile der mittleren Südpirenäen ein „Oberaragonisches Festland“, gegen welches das Meer immer mehr vorrückte. Dieses Festland hing mit einer im Süden, im Raum des Ebrobeckens, gelegenen Landmasse zusammen. Dort dehnte sich das Meer nicht aus, sondern zog sich eher etwas zurück.

Für das Vorhandensein einer zentralen Schwelle, wie sie in den Ostpyrenäen zu erkennen ist (ASHAUER 1934), fehlen für die Unterkreide-Zeit in den mittleren Südpirenäen jegliche Anzeichen fazieller Art; auch eine Mächtigkeitsabnahme nach Norden hin ist nur örtlich — nahe dem sich schließenden Westende des Beckens — im Urgon festzustellen. Es muß also offen bleiben, ob hier ein Zusammenhang mit dem Meeresgebiet der Nordpyrenäen bestanden hat, oder ob die Verbindung nur durch die östlichen Südpirenäen ging, die allerdings gegenüber dem westlichen Katalonien nach ASHAUER nur ein Schelfgebiet darstellten.

Dagegen ist zur Cenoman-Zeit (c, in Abb. 5a) wenigstens im Westen ein nördliches Land zu erkennen. Denn dort ist zwar in der ganzen Cotiella-Gruppe Cenoman vorhanden, aber in dem nördlich folgenden Kreidezug von Barbaruens endet es bereits westlich der Esera. Nur hier ist ein Becken-Nordrand festzustellen. Während das Cenoman westwärts weit über die Unterkreide hinaus gegen die Oberaragonische Querschwelle vorgreift, fehlt es in den Sierren völlig und dürfte hier niemals vorhanden gewesen sein (vielleicht mit Ausnahme des Nordens). Seine Südgrenze verläuft vielmehr in der Zone von Tresp. Auch das westlich der Cotiella anzunehmende Westufer des Cenomans gegen die Querschwelle ist nur faziell zu erkennen, indem hier massige Kalke die Echinidenmergel des Ostens vertreten, welche im Gebiete der S<sup>a</sup>. de S<sup>a</sup>. Gervás nur das tiefere und weiter östlich möglicherweise auch höheres Cenoman umfassen. Sandschüttungen fehlen. Eine durchgehende Zentralschwelle war im Cenoman sicher nicht vorhanden, vielmehr muß eine breite Verbindung mit dem Meer der Nordpyrenäen bestanden haben. Denn das im Süden durch die Ebromasse und im Westen durch die Oberaragonische Querschwelle begrenzte Becken endete auch in den Ostpyrenäen nach ASHAUER (1934) an einer Querschwelle, der austrisch herausgehobenen und während der ganzen Oberkreide fortbestehenden „Schwelle des Ampurdan“. Der Westhang dieses Hochgebietes war offenbar ziemlich steil, da östlich des Segre nach ASHAUER überhaupt kein

Cenoman mehr vorhanden ist, während es nahe dem Segre noch konkordant aus der Unterkreide hervorgeht (s. o. S. 16).

Turon ist bisher nicht nachgewiesen worden, kann aber sehr wohl in der Subzentralen Kreidezone in der anscheinend lückenlosen Oberkreidefolge enthalten sein. Die Verbreitung des Turons würde sich dann nicht wesentlich von der des Cenomans und des Coniac unterscheiden.

Auch im Coniac (Emscher) liegen nämlich die Verhältnisse noch ähnlich wie im Cenoman. Im Nordwesten, in dem Kreidezug von Barbaruens, dürfte es bald jenseits von Cenoman und fraglichem Turon auskeilen. Dagegen ist es im Monsech wieder vorhanden, dort freilich — besonders im Osten — nur ganz geringmächtig. Den übrigen Sierren fehlt es; sie dürften Land gewesen sein. Die Fazies des Coniac ist recht gleichförmig. Es besteht aus hellen massigen Hippuritenkalken, die im Gebiet der Esera durch mergelige dunkle Plattenkalke vertreten werden, und nur im Gebiet der S<sup>a</sup>. de S<sup>a</sup>. Gervás, also im Beckentiefsten, wird es ausnahmsweise durch Kalkmergel ersetzt.

Im mittleren Abschnitt der Cotiella-Gruppe und in dem nördlich folgenden Teil des Kreidezuges von Barbaruens ist in der Mitte des Oberkreidekalkes eine Sandschüttung zu erkennen, die in das Turon oder das Coniac gehören dürfte.

Das Santon (Abb. 5b) bringt im Westen keine wesentliche Meereserweiterung<sup>6)</sup>, wohl aber greift es in der Sierrenzone im Süden über den Monsech hinaus bis nahe an den Südrand der Sierren vor. Hier beginnt es mit groben Sandsteinen. Darüber finden sich im Monsech Mergel, die nach Süden stark zurücktreten oder ganz fehlen. Weiter nördlich, in der Subzentralen Kreidezone zwischen Segre und Turbón, ist das ganze Santon meist durch recht kalkige Mergel vertreten. Die Sandschüttung stammt also von Süden, von der Ebro-Masse her. Im Westen des Turbón wird das Santon kalkiger, doch treten im Zusammenhang mit örtlichen subhercynen Bewegungen unvermittelt mächtige Brekzien auf, die neben Blöcken von Kreide auch Brocken von Trias-Ophit und Permotrias enthalten. Da weiter im Norden und Westen die ganze Stufe kalkig entwickelt ist, müssen die Ophit- und Permotriasgerölle von Süden gekommen sein. Vorwiegend von dort muß auch die Schüttung der Kreide-Brekzien erfolgt sein, soweit sie nicht an Ort und Stelle durch Aufarbeitung von eben abgelagerten

6) Falls nicht etwa an der Basis des Campan-Hippuritenkalkes des Nordwestens doch noch Santon vorhanden ist, s. S. 35.

Kalkbänken entstanden sind. Das Abtragungsgebiet der Kreidekalke kann nicht weit entfernt sein, wie aus der sehr geringen Abrollung des Materials und der engen räumlichen Begrenzung der Brekzien hervorgeht. Im Westen schließt sich der Trog wahrscheinlich ebenso wie im Coniac. Jedenfalls ist eine Verbindung mit dem Becken der Westpyrenäen, von dem aus die Oberkreide gegen den Westrand der Oberaragonischen Querschwelle ostwärts vorrückte, im Santon nicht durch Fossilien zu belegen. Im äußersten Nordwesten ist von der dort erkennbaren Küste kein klastisches Material geliefert worden. Weiter östlich ist ein nördlicher Beckenrand nicht mehr festzustellen. Eine durchgehende, etwa einen Südtrog abtrennende Zentralschwelle ist für die ganze tiefere Oberkreide aus den für das Cenoman angeführten Gründen abzulehnen.

Während des Obersenons (Abb. 5c, d) wird die Oberaragonische Querschwelle mit Sicherheit ganz überflutet und somit das Becken der mittleren Südpirenäen mit dem der Westpyrenäen verbunden. Denn über den Nordwestrand des bisherigen Sedimentationsraumes geht zwar auch im Campan und im tieferen Maastricht die Fazies der mächtigen blauen Mergel nicht gegen Nordwesten hinaus, aber schon die Hippuritenkalke des Campans greifen weit gegen Nordwesten vor, bis jenseits der Querschwelle Santon und Coniac wieder einsetzen. Auch ein mächtiges Maastricht ist hier in Mergelfazies bekannt (DALLONI 1910). So ist das Gebiet der ehemaligen Querschwelle im Maastricht noch ebenso wie im Campan zwar durch eine abweichende Fazies ausgezeichnet, aber nicht mehr durch geringe Mächtigkeiten. Vielmehr ist es — erst Hochgebiet, dann Schelf — jetzt in die geosynklinalen Absenkungen mit einbezogen worden.

Aus verschiedenen Vorkommen von Hippuritenkalk 30 km nordwestlich des Untersuchungsgebietes ist zu schließen, daß dort im Campan wohl flaches Meer, aber doch kein nördliches Landgebiet bestand. Im Maastricht dagegen erscheinen nach Nordwesten und Norden hin statt der blauen Mergel mächtige braune Kalksandsteine (Fazies des Mt. Perdu), und eine südwärts auskeilende Sandschüttung dürfte von einem Abtragungsgebiet im Raume der Axialzone abzuleiten sein. Im Osten der Esera ist aus dem im höheren Maastricht zum Hangenden hin zunehmenden Sandgehalt (Arén) ebenfalls eine fazielle Regression abzulesen, für welche in den Südsierren jegliche Anzeichen fehlen. Und unmittelbar östlich des Segre (S\* del Cadi) liegt das Maastricht sogar als dort älteste Kreidestufe transgressiv auf Trias (BOISSEVAIN 1934).

So finden sich — je weiter im Osten, desto deutlicher — mannigfache Hinweise auf das Vorhandensein eines axialen Abtragungsgebietes, einer Zentralpyrenäischen Schwelle. Diese mag etwa im Raume der mittleren Pyrenäen ihr Nordwestende besessen haben; denn das Maastricht umgreift in Mergelfazies die abtauchende Axialzone.

Eindeutiger als eine Zentralschwelle ist im Obersenon der Südrand des Beckens gegen die alte Ebromasse kenntlich. Denn die Mergelfazies wird nach Süden hin längs der Zone von Treppe durch die küstennähere Hippuritenkalkfazies ersetzt, die auch in den Sierras Aragoniens herrscht<sup>7)</sup>, und zugleich nimmt die Mächtigkeit ab, und zwar zunächst stetig, bis sie dann nahe dem Südrand der Sierras fast sprungweise auf ganz geringe Werte und teilweise auf Null sinkt.

Faltungen vor oder innerhalb der Kreide fehlen in den mittleren Südpirenen ganz oder sind doch nur sehr schwach angedeutet. Jungkimmerische Bewegungen haben zumindest im Verbreitungsbereich des Urgons nicht stattgefunden, denn dieses liegt überall konkordant auf „Dogger“ bzw. im Monsech örtlich auf limnischem Oberjura. Erst die höheren Horizonte der Unterkreide greifen im Westen bis auf Keuper über. Im Turbón dürfte, wie die Kartierung zeigt, unter den transgredierenden Sandsteinen des höheren Alb eine schwache Diskordanz liegen, deren Alter wohl sicher austrisch ist. Innerhalb der Kreidefolge fehlt jede Spur einer entsprechenden Diskordanz, und nur die mit einem scharfen Schnitt im höheren Alb im Westen einsetzende Sand-schüttung könnte man als Andeutung von austrischen Bodenbewegungen in einem benachbarten Hochgebiet anführen. Innerhalb der Kreide herrscht überhaupt durchgehend völlige Konkordanz mit Ausnahme der rein örtlichen subherzynen Diskordanz im Liegenden der Brekzien von Campo. In den südlichen Sierras Kataloniens, wo das Senon auf verschiedenen Stufen vom „Dogger“ bis hinab zum Keuper transgrediert, sind weitwellige, ganz flache Verbiegungen zu erkennen. Im Gebiet von Camarasa steigen die Diskordanzen unter dem Senon bis zu 20°. Ebenso greift im Nordwesten am Rand der Axialzone das transgredierende Senon vom Keuper bis auf Variscikum vor, und örtlich ist auch dort eine schwache Winkeldiskordanz zu beobachten. Soweit es sich hier um orogene Bewegungen handelt, dürften sie wohl austrisch sein. Mit der Heraushebung im Nordwesten hängt

7) Dort ist allerdings nur Campan nachgewiesen (DALLONI 1910).

wahrscheinlich die im höheren Alb mit scharfem Schnitt einsetzende Sandschüttung zusammen. Herausgehoben wurden bei diesen Bodenbewegungen, wie das Kärtchen Abb. 6 zeigt, das nördliche Randgebiet der Ebro-Masse und der Nordteil der Oberaragonischen Quer-

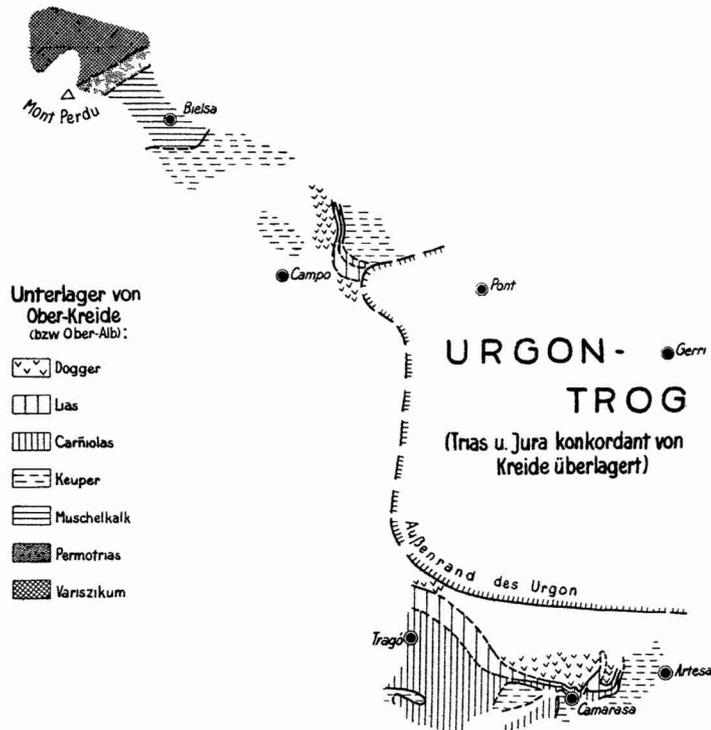


Abb. 6. Das Liegende der Oberkreide (einschl. Oberalb).  
Maßstab etwa 1:1 Million.

schwelle, also schon vorhandene Hochgebiete. Dagegen ging im Beckeninnern die Sedimentation an der Grenze Unter- Oberkreide ungestört fort, und erst in den Ostpyrenäen sind nach ASHAUER auch inmitten des Beckens Hebungen austrischen Alters eingetreten, jetzt auch dort eine Querschwelle schaffend.

Jungkimmerische Bewegungen fehlen also, austrische sind nur ganz schwach angedeutet, und ganz örtlich sind geringfügige subherzyne Vorgänge festzustellen. Eine austrische Stammfaltung, wie sie in anderen Teilen der Pyrenäen zu erkennen ist (s. STILLE 1924), hat mithin in den mittleren Südpirenäen nicht stattgefunden.

### VII. Garumnium und seine marine Vertretung.

Die Regression, die sich faziell schon im Maastricht andeutete, brachte im Dan den Rückzug des Meeres aus dem größten Teil der mittleren Südpirenenäen, ähnlich wie es DALLONI (1930) und ASHAUER (1934) für die östlichen Pyrenäen beschreiben. Die Sedimentation freilich ging überall weiter, und so kam an der Wende von Kreide und Tertiär eine festländische Schichtfolge zur Ablagerung, die hier wie in Südfrankreich als Garumnium bezeichnet wird.

Nur im Nordwesten hielt sich das Meer. Denn von der Esera ab westwärts werden die Grenzschichten von Kreide und Tertiär in der Subzentralen Kreidezone durch marine Kalke vertreten, während in der Sierrenzone, also weiter südlich, auch im Westen überall festländische Verhältnisse herrschten. Die Kalke führen marine Versteinerungen und sind im Durchschnitt etwa 150 m mächtig, massig, dickgebant, hell und zum Teil dolomitisch. An der Esera gehen sie allmählich aus dem Kalksandstein von Arén hervor, und im Gebiet der Cinca und des Mont Perdu beginnen sie meist mit einigen Bänken vorwiegend schwärzlicher Dolomite (Abb. 7). Im Hangenden entwickelt sich aus den weißen Kalken ohne scharfe Grenze der eozäne Alveolinenkalk (s. S. 46).

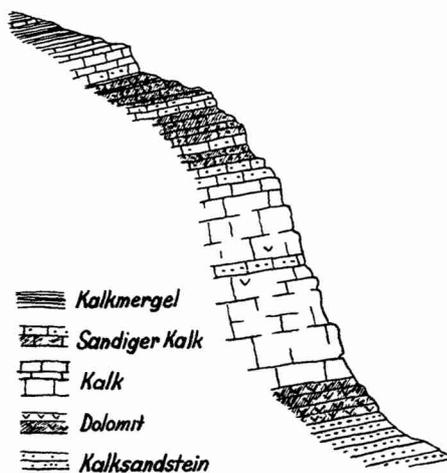


Abb. 7. Profil durch Dan-Paleozän und Alveolinenkalk westlich der Peña del Mediodia südlich von Bielsa.

An der Esera deutet sich südlich von Campo in zwei geringmächtigen Einschaltungen von dunklen lignitführenden und von grünen und roten, zum Teil sandigen Mergeln mit Bänken von Mergel- (1634)

kalken und Kalksandsteinen bereits die weiter östlich und südlich herrschende festländische Fazies an. Sie nimmt nach Osten zu rasch überhand. Schon in der S<sup>a</sup>. de Merli besteht die 150—200 m mächtige Folge etwa zu gleichen Teilen aus bunten Tonen und aus hellen, zum Teil dolomitischen oder sandigen Kalken. Östlich von Merli herrschen die bunten Mergel bald stark vor. An der Isabena ist die Entwicklung schon rein festländisch; dort wird der Sandstein des Obermaastricht von zunächst blauen, dann bunten Mergeln mit braunen Sandsteinen und einer dünnen Kalkbank überlagert. Im Hangenden folgt dort auf das 100—150 m mächtige Garumnium ohne scharfe Grenze das marine Eozän. Ebenso beginnt das Garumnium an der Ribagorzana mit blaugrauen Mergeln, auf die vorwiegend rote Tone und Mergel mit Sandsteinen folgen. Im oberen Teil tritt hier Gips in Knollenlagen und Bänken auf, und die Serie endet mit einer Konglomeratbank. Ihr Hangendes bilden Alveolenkalken, die zunächst noch mit bunten Mergeln wechsellagern. Die größte Verbreitung besitzt das Garumnium noch weiter östlich, nämlich in der Conca de Tresp, wo es mehrere 100 m mächtig ist. Bei Tresp beginnt es mit bunten, vor allem violetten Mergeln. Es folgt eine Serie von roten Sandsteinen, Konglomeraten und bunten, vorwiegend roten Mergeln, die zum Teil Gips enthalten. Gipsführende Lagen finden sich besonders im Oberteil, wo die Konglomerate und Sandsteine zurücktreten. Aus den roten entwickeln sich graue Mergel, die auch vielfach Gips führen; eingeschaltet sind bräunliche, meist feinkörnige und dünnplattige Sandsteine und untergeordnet Konglomerate. Im Hangenden gehen diese Mergel ohne scharfe Grenze in das marine Eozän über (z. B. bei Puigmasana südlich von Tresp). Das Garumnium läßt, vor allem in seinem stärker konglomeratischen Unterteil, eine recht wechselreiche Sedimentation erkennen. Ein Beispiel gibt die Abb. 8. Hier ist übrigens eine auf südliches Gefälle hinweisende Schrägschichtung zu erkennen. Östlich von

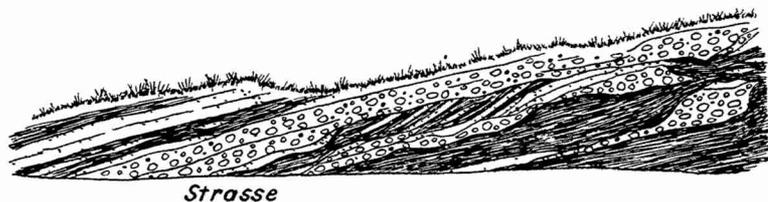


Abb. 8. Sedimentationsbild im tiefsten Konglomerathorizont des Garumniums nördlich von Tresp an der Straße nach Pobra de Segur.

Tremp beginnt das Garumnium mit grauen bis schwarzen Mergeln mit Ligniten und mit kalkig-sandigen Bänken. Sie führen bei Isona eine von VIDAL (1875) beschriebene brackisch-limnische Fauna des Dan; am häufigsten ist *Cyrena latetana* VID., die eine Muschelbrekzienbank bildet. Im tieferen Teil der Mergel findet sich als marine Einschaltung eine Kalkbank mit *Hippurites castroi* VID. Die fossilführenden Mergel von Isona werden von der roten Schichtfolge, die hier eine helle kompakte Kalkbank enthält, und den hangenden grauen Mergeln überlagert. Die Schichten von Isona treten auch am Südrand der Conca de Tremp auf.

Im Süden des Monsech ist das Garumnium ähnlich wie in der Conca de Tremp entwickelt. Im Durchschnitt etwa 200 m mächtig, beginnt es mit blaugrauen oder bräunlichen Mergeln, die allmählich aus dem Hippuritenkalk des Maastricht hervorgehen (z. B. an der Westseite des Rio de Meya und an der Ribagorzana). Es folgen bunte Mergel mit braunen, teilweise konglomeratischen Sandsteinen und darauf eine 15–25 m mächtige Bank kompakten hellen Kalkes, die auf der Ostseite der Pallaresa weite Flächen einnimmt. Es schließen sich weitere bunte Mergel an, die an der Pallaresa Gips führen und an der Ribagorzana mergelige Kalkbänke enthalten. Sie werden zuoberst grau oder bräunlich, wechsellagern mit Kalken, manchmal auch mit Sandsteinen, und gehen ohne scharfe Grenze in den Alveolinenkalk über (Profile der Pallaresa und der Ribagorzana).

Im Südteile der katalanischen Sierrren besteht das Garumnium wie weiter nördlich aus bunten Mergeln; die Sandsteine und Konglomerate treten nach Süden hin mehr und mehr zurück; ferner sind vielfach Kalke beteiligt, die aber nur im Westen teilweise der Kalkbank von der Südseite des Monsech entsprechen. Die Mächtigkeit des Garumniums nimmt nach Süden zu stark ab. Südlich von Boix (Ribagorzana) besteht es aus einer nur noch etwa 60 m mächtigen Serie grauer und bunter knolliger, zum Teil stark kalkiger Mergel mit einer festen Kalkbank. Am Westende der S<sup>a</sup>. de Montroig findet sich eine noch gut 100 m mächtige Folge von bunten Mergeln mit Sandsteinen, die allmählich aus dem Senonkalk hervorgeht. Weiter südlich und südöstlich sinkt die Mächtigkeit bis auf 20 m. Dabei handelt es sich um bunte Mergel, in denen sandige oder kalkige Einlagerungen selten sind. Dagegen kommt hier mehrfach Gips vor. So finden sich an der Ostseite der S<sup>a</sup>. de Monteró rostrote Mergel mit weißem Gips; dort treten auch dunkelrote Gipsmergel auf, die dem Keuper ähneln, aber in bunte Mergel übergehen, die sich aus der zuoberst wulstigen grauen

Kalkbank des Senons entwickeln. Auch weiter westlich kommen ähnliche Gesteine vor. Aus der geringen Mächtigkeit des Garumniums in den südlichsten Sierren ist zu schließen, daß wie im Obersenon der Beckenrand nahe lag.

Das Garumnium des Arbeitsgebiets führt zwar nur im tiefsten Teil Versteinerungen, aber es spricht doch vieles dafür, daß es alle Stufen zwischen dem Maastricht und dem marinen Eozän enthält. An der Basis der Schichtfolge kann nirgends eine größere Lücke liegen, denn vielfach geht das Garumnium allmählich aus dem Maastricht hervor; zudem findet sich nahe der Basis die Dan-Fauna von Isona. Ebensowenig läßt sich im Hangenden unter dem marinen Eozän eine Lücke nachweisen; vielmehr herrscht überall völlige Konkordanz, und oft ist sogar ein Übergang deutlich zu erkennen.

Die das Garumnium im Nordwesten vertretenden marinen Kalke führen keine Zonenfossilien, aber sie gehen ohne scharfe Grenze in den Alveolinenkalk über; und so kommt auch DALLONI, der früher (1910) in den Kalken nur eine Vertretung des Dan und Mons sah, neuerdings (1930) zu der Anschauung, daß die marine Sedimentation im Nordwesten zwischen Kreide und Tertiär überhaupt nicht unterbrochen war. Da DALLONI (1930) jetzt den bisher allgemein für unterlutetisch angesehenen Alveolinenkalk<sup>8)</sup> in das Yprésien stellt, würden das Garumnium und die vertretenden marinen Kalke also Dan und Paleozän und höchstens noch tiefstes Ypern umfassen.

### VIII. Eozän.

Im Eozän finden wir die weiten Gebiete, die an der Grenze von Kreide und Tertiär Land geworden waren, wieder unter Meeresbedeckung. Das Eozän der mittleren Südpirenäen zeigt starke fazielle Differenzierung. Dabei folgen die Fazieszonen ähnlich wie im Senon ganz vorwiegend der pyrenäischen Richtung.

#### 1. Die Zone von Tresp und die Südseite der Mont Perdu-Gruppe.

Die Zone von Tresp besteht in der Hauptsache aus Eozän. Im Westen, an der Cinca, springt das Eozän im Gebiet von Puer-tolas nach Norden vor und beteiligt sich in der Mont Perdu-Gruppe am Aufbau der Subzentralen Kreidezone.

8) Die Kalke werden im tektonischen Teil der Kürze halber als „Paleozän-kalk“ bezeichnet.

Am Nordrande der Zone von Tremp folgt im Ribagorzana-Durchbruch auf das Garumnium eine etwa 40 m mächtige Folge von festen grauen Kalkbänken mit *Alveolina subpyrenaica* LEYM., die mit bunten Mergeln wechsellagern. Es schließt sich eine sehr versteinungsreiche, etwa 60 m mächtige Serie von zum Teil gelblich anwitternden mergeligen und mit Mergeln wechselnden Alveolinenkalkbänken an, die in eine Folge blauer Nummulitenmergel von mehreren hundert Metern Mächtigkeit übergeht. Der Alveolinenkalk — Yprésien (DALLONI 1930) — stellt fast überall die Basis des marinen Eozäns dar. Das Hangende bilden versteinungsärmere blaue Mergel (80 m) mit nummulitenführenden, vereinzelt sandigen Kalkbänken. Hier deutet sich eine fazielle Regression an, die im Hangenden noch deutlicher wird. Es folgen nämlich graue, meist kalkige Sandsteine, die in Konglomerate übergehen, und graublaue, vielfach sandige Mergel. Diese flyschartige Fazies ist im höheren Eozän sehr verbreitet. Es kommen hier keine Nummuliten mehr vor, aber noch *Ostrea stricticostata* RAUL. Die Mächtigkeit des marinen Flyschs beträgt hier nur etwa 80 m. Nach oben geht er allmählich in eine gut 200 m mächtige, versteinungsleere Folge von grauen Sandsteinen, Konglomeraten und grauen, braunen oder auch rötlichen, oft bunt gefleckten Mergeln über. Im oberen Teil der Serie werden die Konglomeratbänke vielfach recht kompakt. Das Fehlen von Meeresversteinungen und die Beschaffenheit der Gesteine, insbesondere der Mergel, deuten darauf hin, daß es sich um limnische Ablagerungen handelt. Eine schon vor der pyrenäischen Faltung einsetzende Regression führte also zur Aussüßung des Beckens. Das limnische Eozän ist von DALLONI (1910 und 1930) mit der nachpyrenäischen Nagelfluh vereinigt worden; aber fast stets liegt zwischen den beiden Systemen eine Diskordanz, so auch hier im Gebiet der Ribagorzana. Sie ist hier zwar nur schwach, beträgt aber im Süden des Monsech bis über 90° (s. S. 47). Außer durch die Diskordanz lassen sich die vor- und die nachpyrenäischen Konglomerate im Ribagorzana-Tal auch nach ihrer Ausbildung unterscheiden, indem die älteren Konglomerate im Gegensatz zu der einheitlichen groben Blockpackung der jüngeren Nagelfluh aus kleineren Geröllen bestehen und mit Mergeln und Sandsteinen wechsellagern. Aber diese Unterschiede sind nicht überall vorhanden (s. S. 44).

Ribagorzana-abwärts kommt am Südrande der Zone von Tremp unter den flyschartigen Kalksandsteinen und sandigen Mergeln mit *Ostrea stricticostata* RAUL. wieder das Liegende heraus; es besteht jetzt nicht mehr wie im Norden aus blauen Nummuliten-

(1638)

mergeln, sondern statt dessen aus Alveolinenkalken, die hier gut 200 m mächtig sind und in eine massige helle untere und eine zum großen Teil mergelige obere Abteilung zerfallen, welche eine Einlagerung von blauen Nummulitenmergeln enthält. Der Alveolinenkalk setzt sich in gleichbleibender Ausbildung entlang dem Südrande der Zone von Tremp nach Osten fort. In der S<sup>a</sup>. de Llimiana enthält die mergelige Folge im Hangenden der unteren hellen Kalkmasse außer hellem Alveolinenkalk und graublauen Mergeln auch dunkelbraune rauhe, z. T. sandige Kalke mit Austern, die an die Flyschfazies erinnern. Im Hangenden erscheint noch eine weitere Folge kompakter heller Alveolinenkalke, deren Mächtigkeit in der S<sup>a</sup>. de Llimiana mehrere hundert Meter beträgt.

An der Westseite der Pallaresa ist der fazielle Übergang von den Alveolinenkalken des Südens zu den Nummulitenmergeln des Nordens aufgeschlossen. Dort ist zu sehen, wie sich auf wenige Kilometer der Kalk in einzelne Bänke auflöst und bald fast völlig durch blaue Mergel ersetzt wird. Auch ist hier nicht wie sonst ein basaler Alveolinenkalk ausgebildet, sondern die blauen Nummulitenmergel gehen unmittelbar aus dem Garumnium hervor. Die Mergelfolge ist hier gegen 400 m mächtig und enthält zum Teil noch dünne Bänke von mergeligen Kalken mit Alveolinen und Nummuliten.

Weiter westlich ist das Eozän ähnlich wie an der Ribagorzana ausgebildet. An der Südseite der Zone greift westlich des Flusses die nachpyrenäische Nagelfluh auf das Eozän vor und kommt auf längere Erstreckung in Kontakt mit den bunten Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten des limnischen Obereozäns. Die Überlagerung ist fast durchweg schwach diskordant (z. B. Abb. 9). In der bunten Serie sind einige kompaktere Konglomeratbänke eingeschaltet, auf denen die Burg von Viacamp erbaut ist. In dem Höhenzug zwischen dem Tal von Viacamp und dem westlich folgenden B<sup>o</sup>. de Guart (Abb. 9) finden sich im Oberteil der diese Konglomerate überlagernden Schichten weißliche Kalkbänkchen mit Süßwasserschnecken. Die bunten Schichten im Liegenden der kompakten Konglomerate werden nach unten hin grau und gehen dort aus dem marinen Flysch mit *Ostrea stricticostata* RAUL. hervor. Die limnische Serie ist hier in einer Mächtigkeit von knapp 200 m erhalten. Nördlich von Lascuarre tritt in dem fossilführenden marinen Flysch eine Einschaltung von bunten Mergeln und Sandsteinen auf. Weiter nördlich bei Cajigar scheinen die dadurch abgetrennten oberen marinen Bänke durch bunte Schichten ersetzt zu werden. Die Ausbildung des limnischen höheren Eozäns ist

dort die übliche. Wie im Süden wird es diskordant von der nachpyrenäischen Molasse überlagert; im Süden ist die Diskordanz nur ganz gering, im Norden beträgt sie immerhin 30°. Die nachpyrenäische Molasse besteht hier ausnahmsweise nicht aus massigen

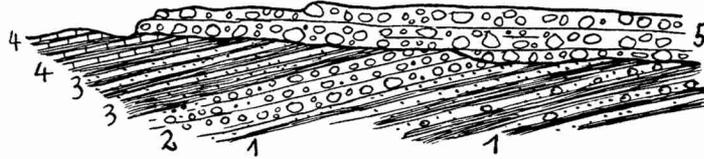


Abb. 9. Diskordanz zwischen Oligozän und höherem Eozän östlich des B<sup>co</sup>. de Guart.

- |   |          |
|---|----------|
| 5 = massige Konglomerate  | Oligozän |
| 4 = bunte Mergel mit weißen Kalkbänkchen  | } Eozän  |
| 3 = bunte Mergel mit z. T. konglomeratischen grauen Sandsteinen   |          |
| 2 = kompakte Konglomeratbänke von Viacamp   |          |
| 1 = graue, daneben auch bunte Mergel mit grauen, z. T. konglomeratischen Sandsteinen, nach unten übergehend in grauen marinen Flysch. |          |

Konglomeraten, sondern ihre Ausbildung gleicht völlig der des limnischen Eozäns, von der sie aber durch die Diskordanz getrennt ist. Das bunte Obereozän überlagert wie an der Ribagorzana die teilweise konglomeratischen Sandsteine und die Mergel des marinen Flysch, dann die mächtigen blauen Nummulitenmergel und endlich den Alveolinenkalk, der an der Isabena etwa 50 m mächtig und im Oberteil mergelig, in der Mitte massig und im Unterteil mergelig-sandig ist.

In ähnlicher Ausbildung ist das marine Eozän entlang dem Nordrand der Zone von Tresp nach Westen weiterzuverfolgen. An der Esera ist der Alveolinenkalk nur 40 m mächtig und an der Basis sandig-konglomeratisch. Die blauen Mergel sind hier noch bedeutend mächtiger als weiter östlich. In den untersten 200-300 m enthalten sie dünne teils mergelige, teils sandige oder auch konglomeratische Kalkbänke; dann folgen in großer Mächtigkeit reinere Mergel, die nach oben zu wie üblich sandig werden und in den geringmächtigen marinen Flysch übergehen. Im Hangenden dieser marinen Schichten findet sich im Gebiet der Esera eine mehrere hundert Meter mächtige massige grobe Nagelfluh, in der paläozoische Gerölle nicht selten sind. Diese Konglomerate gleichen völlig der nachpyrenäischen Nagelfluh, und so hat sie denn auch DALLONI (1910) mit dieser identifiziert. Aber nach Süden hin werden die flachliegenden Konglomerate plötzlich durch nummulitenreiche graue

(1640)

Kalksandsteine und Mergel, also durch typischen marinen Flysch ersetzt. Wie die Höhen westlich der Esera zeigen, gilt das für die konglomeratische Serie in ihrer ganzen Mächtigkeit, und weiter südlich folgen auf die die obersten Konglomerate vertretenden Schichten sogar noch weitere fossilreiche Flysch-Sandsteine und -Mergel. Für den tieferen Teil der konglomeratischen Serie ist die Verzahnung mit dem marinen Flysch auch östlich der Esera bis zur Isabena nachzuweisen. Über den tieferen Konglomeraten findet sich dort im Gebiet von Abenzas eine mächtigere Einschaltung der typischen „bunten Schichten“ des limnischen höheren Eozäns, die, wie bei Aguilar zu sehen ist, südwärts ebenfalls in marinen Flysch übergeht. Die hangenden Konglomerate sind besonders im Nordwesten des Gebietes zwischen Esera und Isabena massiger entwickelt. Die konglomeratische Serie der Esera (bzw. der sie vertretende marine Flysch) ist bedeutend mächtiger als die „limnische Serie“ weiter östlich, und dasselbe gilt für die tieferen marinen Schichten, die westlich der Esera am Col de Foradada in einer Mächtigkeit von über 1500 m aufgeschlossen sind.

Die Flyschfazies, die an der Esera in der Hangendserie eine so große Rolle spielt, nimmt nach Westen hin auch im tieferen Eozän auf Kosten der blauen Mergel mehr und mehr überhand, was sich bereits am Col de Foradada geltend macht. Weiter westlich ist das ganze Eozän im Hangenden des Alveolinenkalkes als Flysch ausgebildet. An der Cinca springt es im Flyschgebiet von Puertolas von der Zone von Tremp weit nach Norden und Nordwesten vor. Der Flysch ist sehr fossilreich und besteht aus den uns schon bekannten grauen Kalksandsteinen und grauen Mergeln und außerdem aus braunen, oft plattigen Sandsteinen. Konglomerate treten hier nicht auf, aber weiter westlich sind sie nach SELZER (1934) wieder vorhanden. Der tiefste Teil des Flyschs ist sandfrei und wird im Tal der Cinca und an der Südseite der Mont Perdu-Gruppe von aschgrauen Kalkmergeln und Mergelkalken und — untergeordnet, so besonders in der zentralen Mont Perdu-Gruppe — von dunkelgrauen schiefrigen Mergeln gebildet. Mit den Nummulitenmergeln des Ostens haben diese übrigens fossilarmen „Flyschmergel“ gar keine Ähnlichkeit.

Das Liegende des sandig-mergeligen Eozäns bildet wie im Osten der Alveolinenkalk. Seine an der Esera sehr geringe Mächtigkeit ist weiter westlich und nordwestlich wieder größer. Der an der Esera an der Basis des Kalkes vorhandene Sandgehalt nimmt zur Cinca hin in den tieferen Bänken stark zu, und in der Mont Perdu-Gruppe sind auch die höheren Bänke zum Teil sandig.

Nahe der Basis werden die Sandkörner oft recht grob. Der Sand gibt den Kalken vielfach eine Feinschichtung, und diese Kalke sind dann kieselig, meist ziemlich dunkel und bilden hier im Westen geradezu ein Leitgestein für den Alveolinenkalk. Ferner finden sich die üblichen hellen Kalke, die in der Mont Perdu-Gruppe, selbst teilweise sandig, mit den dunklen sandigen Kalken wechselagern. Daneben treten in der Mont Perdu-Gruppe dunkle mergelige Kalke auf, und außerdem ist dort fast durchgehend, mit Ausnahme des Ostens, eine Mergellage eingeschaltet. Die Grenze des wohlgebankten Alveolinenkalkes gegen den massigen weißen Palaeozänkalk ist unscharf und wurde mit dem Einsetzen der sandigen Bänke gezogen, da sich dort die tiefsten Alveolinen fanden. Ein Profil im Alveolinenkalk der Mont Perdu-Gruppe gibt die Abb. 7.

Das marine Eozän der Zone von Tremp und des Flysch-Gebietes von Puertolas ist sehr reich an Versteinerungen (vgl. die Fossilisten bei VIDAL (1875), CAREZ (1881) und DALLONI (1910 und 1930)). Im marinen Eozän sind außerdem Ypern (DALLONI 1930) und Mittel- und Oberlutet überall durch reiche Faunen belegt. Jüngere marine Schichten als Oberlutet sollen nach DALLONI (1910 und 1930) fehlen, und das schon von VIDAL (1875) durch *Nummulites biarritzensis* belegte Barton von Oliana (Segre) unmittelbar östlich des Berichtgebietes hält er für eine örtliche Ausnahme. Aber auch weiter westlich in Aragonien sind im marinen Flysch Auvers und Barton enthalten, wie bereits von CAREZ (1881) und später von GOMEZ LLUECA (1929) nachgewiesen worden ist. So dürfte auch im Zwischengebiet mindestens z. T. noch marines Barton vorhanden sein, und aus den blauen Mergeln südlich von Tremp und von der Isabena führen VIDAL (1875) und CAREZ (1881) auch Barton-Nummuliten an.

## 2. Die Südseite des Monsech.

Das Eozän beginnt am Südfuß des Monsech wie an seiner Nordseite mit dem Alveolinenkalk; aber er ist hier nur noch geringmächtig (im Durchschnitt 50 m) und wird von einem mächtigen marinen Flysch überlagert. Er ist grau und zum Teil mergelig. An der Pallaresa enthält er eine Reihe von Konglomeratbänken mit kleinen Kalkgeröllen und vereinzelt Quarzkieseln. Im Westen schaltet sich zur Ribagorzana hin in die sandigen Mergel des Hangenden noch eine höhere Alveolinenkalkbank ein. Der Flysch setzt sich ähnlich wie weiter nördlich aus dunkelbraunen bis dunkelgrünen, schwarzen oder grauen rauhen sandigen Kalken mit *Ostrea stricticostata* Raul., aus zum Teil konglomeratischen Kalksandsteinen und aus sandigen Mergeln zusammen. Nach oben geht er

(1642)

genau wie im Norden in eine limnische Folge von Sandsteinen und Mergeln mit Konglomeraten über. Zunächst herrschen graue und bräunliche Farben vor, aber zuoberst sind die Letten leuchtend bunt. Diese jüngsten Schichten, deren Fazies an die des Garumniums erinnert, finden sich südlich von Estall (im Westen der Ribagorzana), wo sie steil aufgerichtet sind und von der nachpyrenäischen Nagelfluh diskordant überlagert werden.

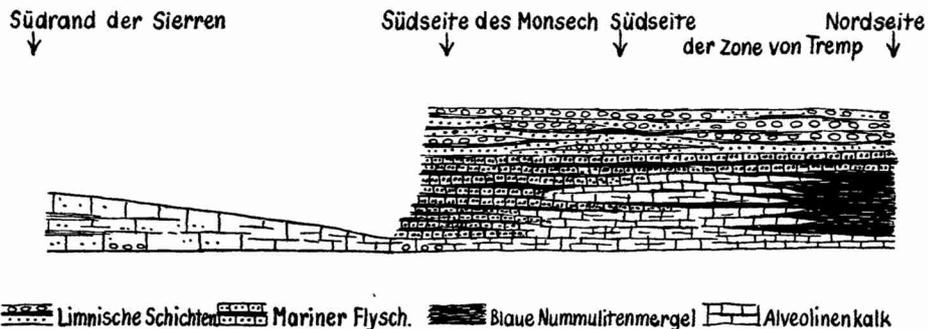


Abb. 10. Faziesprofil des Eozäns.

Ein Vergleich des Eozänprofils im Süden und im Norden des Monsech (Abb. 10) zeigt, daß der mächtige Flysch des Südens einen großen Teil des mächtigen Alveolenkalkes bzw. der blauen Mergel des Nordens vertritt. Das wird durch das Vorkommen von Nummuliten des Lutet in dem südlichen Flysch bestätigt (Fossilisten bei DALLONI 1930).

### 3. Die südlichen katalanischen Sierren.

In den südlichen Sierren weicht die Ausbildung des Eozäns stark von der weiter nördlich herrschenden ab, indem es hier aus einer im Süden bis gegen 300 m mächtigen Folge von weißen, hellgelben und hellroten grobspätigen, öfter sandigen massigen Alveolenkalken besteht, die selten mergelige Bänke enthält. Nur nach Norden hin nimmt der Mergelgehalt etwas zu, wobei die Kalke mehr dicht und grau werden. Damit deutet sich der Übergang zu der weiter nördlich herrschenden Fazies des grauen, stärker mergeligen Alveolenkalkes an. Im Norden von Os enthält der Alveolenkalk nahe seiner Basis eine konglomeratische Bank. Nahe dem Südrand der Sierren treten in dem Kalk westlich von Camarasa Lagen von mattgrünen und roten Mergeln auf, die denen desunter dem Kalk liegenden Garumniums gleichen (z.B. im S<sup>a</sup>. Salvador am Segre unmittelbar gegenüber von Camarasa und weiter westlich jenseits von Torre de Rich nördlich von S<sup>a</sup>. Lorenzo). Wie weit

der massige Alveolinenkalk des Südens in das Eozän hinaufreicht, steht dahin, da er keine Zonenfossilien enthält, und da sich in seinem Hangenden kein weiteres Eozän mehr findet.

#### 4. Palaeogeographisches Bild der Eozänzeit.

Im östlichen Berichtsgebiete sind für das tiefere Eozän mehrere Fazieszonen zu unterscheiden, die von Norden nach Süden eine Abnahme des marinen Charakters erkennen lassen. Der unterste Teil der Schichtfolge, der Alveolinenkalk, ist im Norden grau und mergelig, auf der Nordseite der Zone von Tremp örtlich sogar durch Nummulitenmergel ersetzt, wird dagegen in den südlichen Sierren massig, grobspätig und sandig, was auf größere Küstennähe hinweist. Wesentlich deutlicher ist die Differenzierung im Hangenden, wo innerhalb der Zone von Tremp die mächtigen blauen Nummulitenmergel nach Süden hin in die Fazies des basalen Alveolinenkalkes übergehen. An der Südseite des Monsech sind dieselben Schichten als sandiger Flysch entwickelt. Im tieferen Eozän lag also der Höhepunkt der marinen Entwicklung noch im Norden; nach Süden hin nähern wir uns deutlich einer Küste. Aber diese lag nicht wie in der obersten Kreide am Südrand der Sierren, sondern erst weiter südlich. Denn am Sierrenrand sind, wenn auch in litoraler Fazies, noch 300 m Eozän vorhanden — einerlei ob wir dort nur die tiefsten oder auch jüngere Horizonte vor uns sehen.

Westlich der Esera geht das tiefere Eozän in Flyschfazies über. Zugleich nimmt die Mächtigkeit nach Westen hin bedeutend zu, ja erreicht das mehrfache der im Osten vorliegenden Werte. So ist die an der Wende von Kreide und Tertiär erfolgte Verlagerung des Beckentiefsten nach Nordwesten auch im Eozän noch zu erkennen.

Eine Nordküste ist für das tiefere Eozän in unserem Gebiet nicht nachzuweisen, wohl aber für die höheren Schichten. Denn diese beginnen in der Zone von Tremp (zwischen der Pallaresa und der Esera) mit geringmächtigem sandigem Flysch, der nach oben in die konglomeratführende „limnische Serie“ übergeht. Schon bei Lascuarre ist nach Norden hin eine Verzahnung von Flysch mit limnischen Schichten angedeutet, und weiter westlich geht im Gebiet der Esera die ganze, dort vorwiegend aus massigen Konglomeraten bestehende Serie nach Süden hin in marinen Flysch über. Im Norden lag also im Gebiet der Axialzone eine Zentralschwelle, die in starker Aufwärtsbewegung begriffen war und ihren teilweise recht groben Schutt in das Südpirenäenmeer schüttete. Mit dieser

Sedimentation war eine Verlandung des Beckens verbunden, wobei sich das Meer im Süden am längsten hielt. Zu demselben Ergebnis einer Zufuhr grobklastischen Materials von Norden her kommen auch SELZER (1934) für den Flysch des westlich anschliessenden Gebietes und ASHAUER (1934) für das Eozän der Ostpyrenäen.

Die geosynklinale Entwicklung erreicht nach dem Senon ihren Höhepunkt im Eozän. Denn jetzt erstreckt sich zum ersten Mal, von keiner Festlandsschwelle mehr unterbrochen, ein Südpirenäentrog mit geosynklimalen Mächtigkeiten vom Mittelmeer bis zur Biscaya. Das Eozän greift im Süden auf den Rand der alten Landmasse des Ebrobeckens vor, und die Fazies seiner Einzelstufen läßt eine weitere allmähliche Beckenverlagerung erkennen. Dieses Vorrücken des Eozäns gegen die alte Landmasse tritt nach ASHAUER (1934) am Nordostende des Ebrobeckens noch deutlicher hervor.

### IX. Oligozän.

Nach der Ablagerung des marinen und des teilweise limnischen Eozäns, das sicher noch Barton enthält, erfolgte in den mittleren Südpirenäen die Hauptfaltung. Bevor das pyrenäische Gebirge eingeebnet war, setzte die Sedimentation schon wieder ein, und zwar jetzt unter festländischen Verhältnissen. Das Beckentiefste lag jetzt nicht mehr, wie bisher, im Raum der Pyrenäen selbst, sondern im Süden, im Ebrobecken, das — in den früheren Zeiten eine Vorlandmasse — jetzt als große Vortiefe absank. Die Fazies des Beckens steht in starkem Gegensatz zu der Entwicklung im Raum der pyrenäischen Faltung. Übergänge finden sich im Südteil der Sierrenzone.

Das nördliche Oligozän besteht aus den groben, massigen, viele Hunderte von Metern mächtigen Konglomeraten der durchgehend diskordant liegenden nachpyrenäischen Nagelfluh<sup>9)</sup>. Nur ganz untergeordnet sind Sandsteine und Mergel beteiligt, in höherem Maße nur bei Tolva und bei Cajigar. Bei Sosis nahe Pobra de Segur findet sich an der Basis in bunten Letten eine Schicht von dunkelgrauen Mergeln, weißlichen Mergelkalken und Ligniten mit Süßwasserschnecken. DALLONI hielt diese Schnecken für bartonisch und stellte damit 1910 die ganze Konglomeratfolge

---

9) Wie weiter östlich so geht auch in dem von mir bearbeiteten Gebiet örtlich das marine Eozän konkordant in grobklastische festländische Schichten über. Diese dürfen nicht mit der oligozänen Nagelfluh, der sie sehr ähnlich sein können, verwechselt werden. Vielmehr sind sie, da sie sich mit marinem Eozän verzahnen, ausschließlich vorpyrenäisch.

in das Barton bzw. 1930 in das Barton und Ludium. Diese Auffassung ist aber nicht zu halten, da im Eozän, das von der nachpyrenäischen Nagelfluh diskordant überlagert wird, noch Barton enthalten ist. Die Schneckenfauna dürfte also etwas jünger sein. Die Nagelfluh setzt sich im unteren Teil so gut wie ausschließlich aus mesozoisch-alttertiären Gesteinen zusammen. Erst im oberen Teil (und zwar nur im Norden des Monsech) häufen sich die aus der Axialzone stammenden paläozoischen Gerölle, unter denen sich auch Zentralgranit findet. Wo die pyrenäische Faltung stärker gewirkt hat, besitzt der Untergrund des Oligozäns oft ein nur wenig ausgeglichenes Relief. Ein vielfach noch recht steiles Gebirge ertrank beim Einsetzen der starken Senkung in seinem eigenen Schutt; das zeigen z. B. die ungewöhnlich schönen Aufschlüsse in der Schlucht der Pallaresa nördlich von Pobra de Segur (Abb. 11). Die

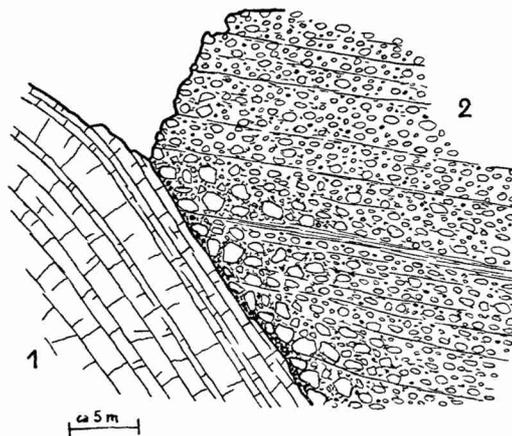


Abb. 11. Anlagerung der oligozänen Nagelfluh (2) an Urgon (1), Ostseite der Pallaresa nördlich von Pobra de Segur.

Einsenkung war im Süden am stärksten, wie daraus hervorgeht, daß die Nagelfluh zwischen der Zone von Tremp und den nördlichen Sierras durchgehend flach nach Norden fällt, während ihre Auflagerungsfläche im großen etwa horizontal liegt; diese Fläche muß also hier ursprünglich eine südliche Neigung besessen haben, d. h. der Norden lag damals relativ noch höher als heute. Im Osten unseres Gebietes versanken die Kreideketten außer einigen höheren Erhebungen wie dem Monsech und der S<sup>a</sup>. de S<sup>a</sup>. Gervás völlig in den Schuttmassen der Nagelfluh; ja sogar der über 2000 m hohe Boumort wurde eingedeckt. Aber die Axialzone blieb als schuttlieferndes nördliches Hochgebiet bestehen. Im Osten greift zwar die Nagelfluh bis an ihren Südrand vor, im Westen jedoch fehlt (1646)

das Oligozän. Hier ist es nur in den südlich folgenden Sierren noch vorhanden; und so dürfte sowohl die Axialzone als auch die Kreidezone in die nachpyrenäische Absenkung nicht mehr mit hineingezogen worden sein. Diese Aufkippung des Westens zeigt sich noch heute in den größeren Höhen der westlichen Kreidezone gegenüber dem Osten.

Der konglomeratischen Fazies im Raum der pyrenäischen Faltung steht die Beckenfazies der Vortiefe gegenüber (vgl. Abb. 12). Bezeichnend ist hier neben der petrographischen Ausbildung die große Mächtigkeit. Die nachpyrenäische Schichtfolge

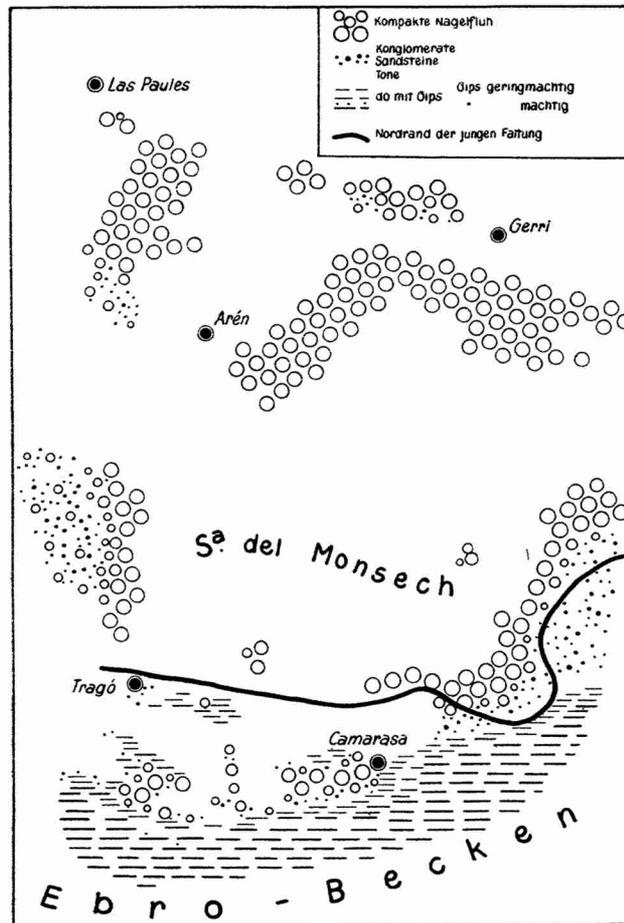


Abb. 12. Fazieskarte des Oligozäns im östlichen Untersuchungsgebiet.  
Maßstab 1 : 700000. .

beginnt mit einer nur randlich zu Tage kommenden, fast durchweg diskordant liegenden Serie von Konglomeraten und Sandsteinen. Darüber liegt eine mächtige Folge von massigem weissem Gips. Es folgt eine über 1000 m mächtige hangende klastische Serie, bestehend aus bräunlichen und rötlichen Sandsteinen, Tonen, Mergeln und untergeordnet aus Konglomeraten. Bei Cubells (vgl. Abb. 29, Prof. 2) liegen über dem Gips zunächst weißlich-graue Mergel mit mergeligen Plattenkalken, die nach oben unter Einschaltung eines geringmächtigen zweiten Gipshorizontes in die hangende klastische Serie übergehen; aus ihnen führen VIDAL & DEPÉRET (1906) eine Fauna des Sannois an. Weiter im Innern des Beckens fanden VIDAL & DEPÉRET bei Tarrega in der hangenden klastischen Serie Wirbeltiere des oberen Sannois.

Die Beckenfazies reicht bis zum Südrand der Sierren, wenn dieser durch eine Störung gebildet wird (z. B. südlich und südwestlich von S<sup>a</sup>. Lorenzo oder nördlich von Cubells). Aber vielfach ist auch eine Randfazies vorhanden. So wird im Westen an der Ribagorzana (nördlich von Ibars) der weiße Gips unter der klastischen Hangendserie durch eine Folge von grauen Mergeln mit dünnen Gipslagen, weißlichen kalkigen Bänken und feinen Sandsteinen vertreten. Im Liegenden dieser Schichtfolge finden sich mächtige Konglomerate<sup>10)</sup>. Nach Osten zu, wo die aus pyrenäisch gefalteten Gesteinen bestehenden Höhen nach Süden vorspringen, geht auch die gipsführende Folge und die hangende klastische Serie seitlich in Konglomerate über. Die liegende klastische Serie kommt auch im Osten des Segre bei Camarasa heraus; sie wird dort von einer geringmächtigen Mergelfolge mit Gipsbänken und dann von der mächtigen hangenden Serie überlagert. Ein anderes Beispiel für eine Randfazies liegt in der erst bei der nacholigozänen Faltung durch eine Aufsattelung älterer Gesteine vom Ebrobecken abgetrennten Mulde von Rubió vor; hier wird der im Süden des Sattels mächtige Gips nach Norden hin dünner und keilt schließlich aus. Auch die liegenden klastischen Schichten sind in der Mulde von Rubió geringmächtig. Übrigens liegen sie hier ausnahmsweise konkordant auf Alveolinenkalk, von dem aber immerhin der Hauptteil abgetragen worden war. Ähnlich ist das Oligozän auf den Flanken des — nacholigozänen — Sattels von Artesa entwickelt: im Süden von Artesa findet sich im Hangenden

---

10) Nach DALLONI (1930) liegt zwischen den Konglomeraten und ihrem Hangenden eine Diskordanz; aber die ganze Schichtfolge ist in sich völlig konkordant, und diskordant ist nur ihr Auflager auf den älteren Gesteinen.

der unteren klastischen Serie ein mächtiger Gips, im Nordosten dagegen ist über den diskordant liegenden Konglomeraten und Sandsteinen nur eine geringmächtige gipsführende Schichtfolge ausgebildet. Nördlich von Artesa springt das Oligozän des Ebrobeckens weit nach Norden vor. Aber die Gipsserie tritt hier nirgends mehr auf, auch nicht in den Sätteln von Montargull und Monmargastre, wo die tiefsten dort vorhandenen Schichten des Oligozäns herauskommen; der Gips stellt sich erst weiter östlich wieder ein. Hier dagegen liegt in randlicher Entwicklung nur rein klastisches Oligozän vor, und nach Westen nehmen zum Rand der Sierren hin die Konglomerate stark überhand. Nach Norden zur S<sup>a</sup>. de Comiols hin stellen sich immer höhere Bänke ein, und die tieferen keilen dafür aus.

Im Südteil der Sierrenzone finden sich — neben der Nagelfluh und seitlich durch sie vertreten — Sandsteine und Mergel mit Gips und zum Teil mit mergeligen Kalken, wobei die Konglomerate auf wenige Meter an der Basis beschränkt sein können. Diese Fazies tritt in kleinen Innenbecken auf, die morphologischen Senken im pyrenäischen Gebirge entsprechen. Der Unterschied gegenüber dem Oligozän der Vortiefe besteht vor allem in den viel geringeren Mächtigkeiten und in der Uneinheitlichkeit der Ausbildung. Die Profile erinnern stark an die am Nordrand des Ebrobeckens herrschenden Verhältnisse. Denn auch hier lassen sich eine liegende klastische Serie, eine gipsführende Folge und eine hangende klastische Serie unterscheiden; diese drei Stufen sind gleichaltrig mit der Nagelfluh, mit der sie sich verzahnen. Die Entwicklung des Oligozäns in den südlichen Sierren weist darauf hin, daß die kleinen Innenbecken (besonders zur Zeit der Ablagerung des Gipses) im Zusammenhang mit dem Ebrobecken gestanden haben.

Hinsichtlich der Altersstellung unseres festländischen Tertiärs sei auf die Sannois-Faunen verwiesen, die sich im Ebrobecken unmittelbar über dem Gips und in der klastischen Hangendserie finden.

Das Oligozän ist im Süden und in der Subzentralen Kreidezone örtlich noch disloziert worden. Für diese nacholigozäne Faltung ergibt sich sowohl im Westen (SELZER 1934) wie im Osten (ASHAUER 1934) aus der Lagerung des jüngeren Tertiärs ein savisches Alter. Das von ASHAUER weiter östlich festgestellte Miozän ist nicht mehr disloziert. Es liegt am Rande des Ebrobeckens noch konkordant auf dem Oligozän, schneidet aber schon wenig weiter im Norden ein Schichtsystem diskordant ab, welches aus dem Eozän ohne scharfe Grenze hervorgeht und von ASHAUER (1934) wegen

seiner Fazies und seiner Lagerung dem südlichen (Becken-) Oligozän gleichgestellt wird<sup>11)</sup>. In die mittleren Südpirenäen reicht das Miozän wohl nicht hinein. Auch nach der Ansicht von ASHAUER geht es westlich des Segre zu Ende. Dort überlagert es ebenfalls im Norden diskordant den gefalteten Untergrund, im Süden konkordant das hier ebenfalls flach liegende Oligozän.

Während somit in den mittleren Südpirenäen die pyrenäische Faltung bis zum Rande des Ebrobeckens südwärts vorgriff, wurden weiter östlich nur innere Zonen vor dem Oligozän gefaltet; die südlichen Außenketten dagegen wurden erst in der savischen Phase angegliedert.

---

11) Zu dem gefalteten Oligozän dürften auch die Konglomerate mit bunten Letten gehören, welche bei Sellent (nördlich von Oliana) die Südflanke des Sattels von Boixols diskordant überlagern, aber selbst noch posthum eingemuldet sind (vgl. Abb. 19). Sie wurden seit VIDAL von allen Autoren in das Garumnium gestellt.