

Werk

Titel: Der Bau der Südpirenen zwischen Esera und den Mont Perdu

Jahr: 1934

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1934_0012|log10

Kontakt/Contact

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

✉ info@digizeitschriften.de

C. Der Bau der Südpirenen zwischen der Esera und dem Mont Perdu.

I. Die Deckentektonik am Südrande der Axialzone.

a. Die Schubmasse der Punta Suelza und die autochthone Faltung zwischen Esera und Bielsa.

(Hierzu die Profile in Abb. 37.)

Westlich der Esera herrscht an der Grenze von Axialzone und Kreidezone eine ganz andere Tektonik als im Osten; denn an die Stelle der zweiseitig vergenteten autochthonen Falten und Schuppen der Nogueras-Zone treten Süd-Überschiebungen von deckenartigem Ausmaß, während im Autochthon jetzt normale Faltung herrscht.

Die Kreide ist im Osten nicht in diese Tektonik miteinbezogen, sondern als jüngste Schicht hat sich Keuper beteiligt. Die Kreide, die westlich des Endes der Nogueras-Zone bei Castejon de Sos örtlich dem Keuper normal aufzulagern scheint, wird weiterhin, flach südgeneigt, durch eine südfallende Störung begrenzt (Taf. 1, Prof. 6—4, ferner Abb. 37, Prof. 11, 9 u. 5), an der verschiedentlich Schichten ausgefallen sind. Am Kreiderand herrschen hier also zunächst noch ähnliche Verhältnisse wie östlich der Esera. Die Randstörung läßt sich bis nahe an die Cinca verfolgen, wo sie durch normalen Schichtenverband abgelöst wird (Taf. 1, Prof. 3). Nach dem Wegfall des Schnittes zwischen Kreidezone und Axialzone nimmt die Kreide bald an der Tektonik der älteren Gesteine teil. Am Ostufer der Cinca setzt eine Verfaltung von Kreide mit Paläozoikum ein (s. S. 123). Diese Verhältnisse dürften dadurch bedingt sein, daß bis nahe der Cinca die Kreide von dem als ausgezeichnetes Abscherungsmittel wirkenden Keuper unterlagert wird, während sie weiter westlich auf Muschelkalk oder noch ältere Schichten übergreift.

Die erste Überschiebung von großem Ausmaß tritt am Rande der Axialzone an der oberen Cinqueta auf. Dort zeigen die prachtvollen Aufschlüsse der östlichen Talseite (Abb. 37, Prof. 8) ein flaches Gewölbe von Granit und Permotrias, das von Paläozoikum überfahren ist. Im Norden und Süden ist das Permotrias-Gewölbe

(1716)

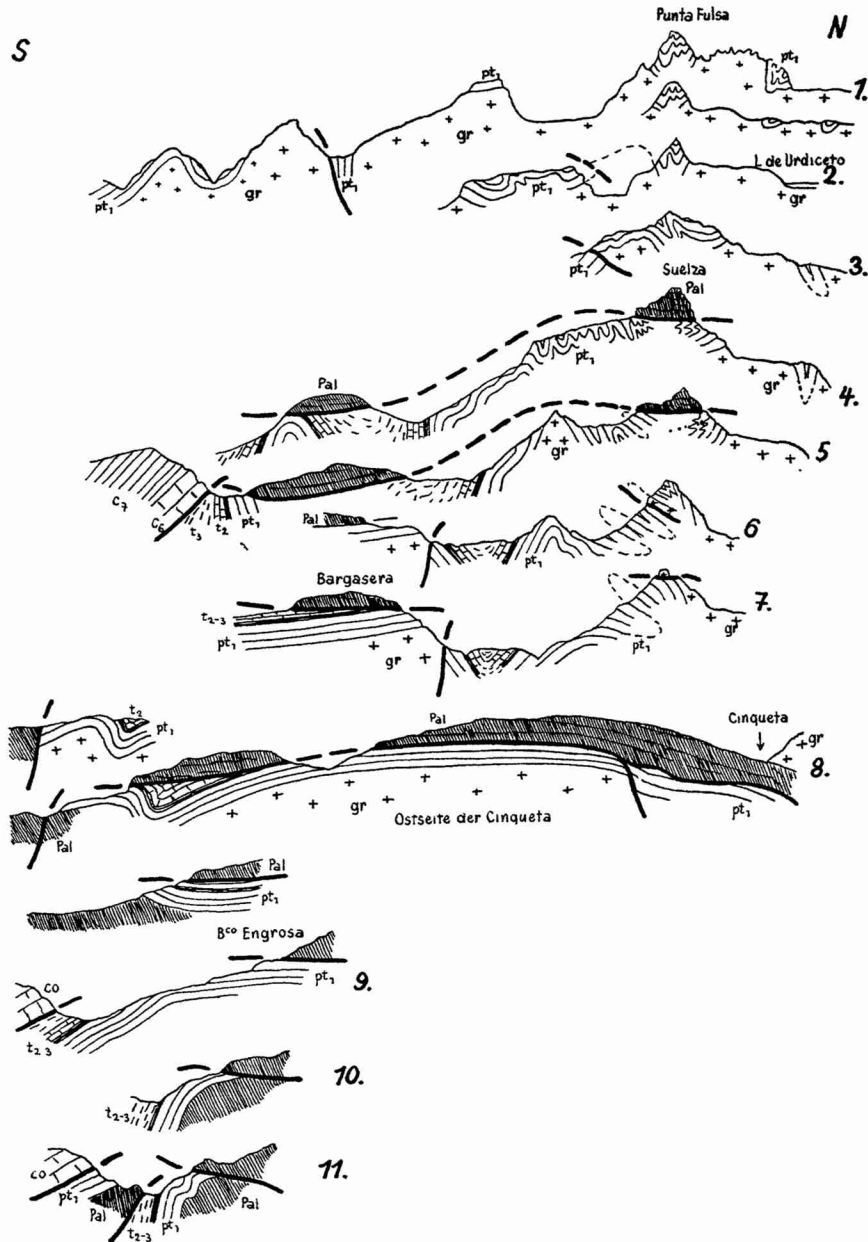


Abb. 37. Profile durch den Südrand der Axialzone zwischen Esera und Bielsa.

1 : 50000. Signaturenerklärung vor Tafel 1.

Das Profil des B^{co}. Engrosa (Westseite) ist mit 8 b zu bezeichnen. Ferner streicht die Überschiebung am Nordende von Prof. 7 nicht in die Luft aus, sondern setzt in die Tiefe.

(1717)

zerbrochen, und dort tritt etwas stärkere Faltung auf. An dem südlichen Bruch erscheint wieder Paläozoikum, das, einen flachen Sattel bildend, im Süden unter die Schichtfolge des Kreiderandes einfällt. Diese Verwerfung hat DALLONI (1910), der wie vor ihm ROUSSEL (1904) das Vorhandensein einer Überschiebung an der Cinqueta bereits erkannt hat, als Fortsetzung dieser Überschiebung aufgefaßt. So ergab sich das unhaltbare Bild einer nach Süden hin untertauchenden und nirgends wieder zum Vorschein kommenden Südüberschiebung. Demgegenüber lassen sich die Überschiebung und der ihr folgende Streifen von Permotrias trotz teilweiser Verhüllung durch diluviale Moränen nach Osten bis zum Col de Sahun verfolgen (Prof. 8b—11). Dort läuft die Überschiebung mit anscheinend geringen Ausmaß in das Palaeozoikum hinein.

Auf der Westseite der Cinqueta findet sich in der Bargasera (Prof. 4—7) dieselbe paläozoische Schubmasse wieder, und auch hier läßt sie sich durchgehend von dem autochthonen Variszikum trennen. Das Paläozoikum der Bargasera hängt im Norden nicht mehr mit seiner Wurzel zusammen, sondern bildet eine Klippe. Die Überschiebung an seiner Basis ist zwar meist nicht aufgeschlossen, aber die Permotrias fällt überall unter das die Höhen bildende Grundgebirge ein. Insbesondere liegt das Paläozoikum auch im Süden nicht, wie JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY (1926) wollen, unter, sondern über der Permotrias, wie die Aufschlüsse nordwestlich nahe dem Col 2176 m zeigen. Außerdem ergibt sich der allochthone Charakter der Bargasera auch aus dem regionalen Zusammenhang.

Eine weitere, kleinere Klippe findet sich nordwestlich der Bargasera im Gipfelmassiv der Punta Suelza (Prof. 4 und 5; ferner Taf. 1, Prof. 4 und Taf. 3, Abb. 2). Hier ist die flache Überschiebung an allen Seiten prachtvoll aufgeschlossen. In der Punta Suelza liegt die Schubbahn bedeutend höher als in der Bargasera, sie muß also im Zwischengebiet ein ziemlich starkes südliches Gefälle besessen haben. In der Bargasera wird sie dann wieder flach, um sich an ihrem Südrand nach Süden herauszuheben. Hier liegt die Stirn der Decke, die das südlich anschließende, hier tektonisch noch selbständige Kreidemassiv nicht mehr überwältigt hat. Weiter westlich ist bis jenseits Bielsa die Schubmasse nicht mehr erhalten, doch dürfte sie jenseits von Bielsa in der Decke von Gavarnie ihre Fortsetzung finden (s. S. 124).

Die größte aufgeschlossene Schubweite beträgt 5 km. An der Cinqueta taucht die Überschiebung nach Norden unter (Prof. 8). Westlich der Cinqueta folgt sie noch ein Stück der Grenze (1718)

zwischen Permotrias und Variszikum, muß dann aber in letzteres hineinlaufen²⁶⁾; denn die Störung, an der weiter westlich die Permotrias von Granit überschoben wird (Prof. 7), besitzt offenbar nur geringes Ausmaß und scheint nach Westen hin im Granit zu Ende zu gehen; außerdem liegt sie dort viel tiefer als die Basis der dicht benachbarten Punta Suelza-Klippe. Es dürfte sich also um eine kleinere Störung im Liegenden der Hauptüberschiebung handeln, die westlich der Cinqueta von ihr abzweigt.

Während an der Cinqueta (Prof. 8) die Lagerung im Autochthon verhältnismäßig ruhig ist, herrscht weiter westlich eine mancherorts sehr intensive Faltung (Prof. 1—7). Im Norden sind die im Granit eingefalteten Permotriasmulden meist stark spezialgefaltet, wie prachtvolle Aufschlüsse rings um die Punta Suelza und in dem zur Punta Falsa ziehenden Grat zeigen (Prof. 1—6; ferner Abb. 38). Es



Abb. 38. Spezialfaltung in der Permotrias am Südgrat der Punta Suelza (Ausschnitt aus Prof. 4 in Abb. 37).

Maßstab ca. 1:10 000.

Schwarz: obere Konglomeratbänke in der Permotrias.

ist erstaunlich, wie weitgehend sich der Granit an der Faltung der Schichtgesteine beteiligt hat; nur untergeordnet scheint er durch Schuppung reagiert zu haben (Prof. 6).

Die Vergenz der Faltung unter der Decke (vgl. die Profile) weist fast ausschließlich nach Süden; teilweise ist sie allerdings wenig ausgeprägt, und ganz untergeordnet ist auch nördliche Überkipfung zu beobachten. In größerem Ausmaß tritt nördliche Vergenz nur an der Cinca (s. Prof. 3 in Tafel 1) in den südlichsten Falten auf, die weiter östlich im Gebiet des Col 2176 m noch rein südvergent sind. Die von Osten heranstreichende südlichste Mulde hat sich dort in mehrere Spezialmulden aufgeteilt, in denen zum ersten Male Kreide mit Gesteinen von vortriadischem Alter verfaltet ist. Es handelt sich um Hippuritenkalk, der von DALLONI

26) Sie scheint hier der Grenze des südlichen, sicher autochthonen Granits und des Paläozoikums zu entsprechen.

(1910) und später auch von JACOB, FALLOT, ASTRE & CTRY (1926) für überschobenes Paläozoikum gehalten wurde, dessen Alter sich aber — abgesehen von der normalen Transgression auf Muschelkalk — durch Hippuriten belegen ließ. Diese ost-westlich streichenden Spezialfalten gehen an der Cinca, wo die Kreide nach Nordwesten vorspringt, zu Ende bzw. biegen nach Nordwesten um; dabei entwickelt sich aus dem südlichsten, im Kern paläozoische Schiefer enthaltenden Sattel eine nordwestlich streichende Störung, die südlich von Bielsa in die Kreide hineinsetzt. Sie ist zwar nicht aufgeschlossen, doch ist aus ihrem Verlauf an den Hängen zu schließen, daß es sich um eine Überschiebung nach Nordosten handelt.

Es ist bemerkenswert, daß der westlichste Punkt, an dem am Kreiderand noch einmal nördliche Vergenz angedeutet ist, dort liegt, wo infolge des Auskeilens des Keupers die Kreide ihre Unabhängigkeit von der Tektonik der südlichen Axialzone verliert.

Nördlich von den eben behandelten Falten ist im Gebiet der Cinca im Granit nur noch eine einzige, besonders tief eingefaltete Mulde erhalten (Prof. 3 in Taf. 1), die sich westlich von Bielsa mit der die Kreide unterlagernden Permotrias vereinigt.

b. Die Decke von Gavarnie zwischen Bielsa und dem Port de Gavarnie.

Westlich von Bielsa lagert die Kreide ähnlich wie östlich der Cinca den Gesteinen der Axialzone als im großen flach südfallende Schichtfolge auf, wobei das Bild im einzelnen durch südvergente Verfaltung belebt wird. Besonders schön ist das nahe Bielsa in der Ostwand des Quezo-Vorgipfels aufgeschlossen (Abb. 39, Prof. 7). Auch weiterhin ist am Nordrand der Kreide entlang dem B^{co}. de Chisagues Faltung zu erkennen (Abb. 39), die nach Westen hin schwächer wird. Aber dafür wird die Kreide jetzt flach von Paläozoikum überfahren (Abb. 39, Prof. 3 u. 4). Es handelt sich um eine große Schubmasse, die sich nach Westen und Nordwesten bis über Gavarnie und Gèdre hinaus verfolgen läßt, wo sie schon 1903 von BRESSON beschrieben wurde, und die der im Gebiet der Punta Suelza und Bargasera vorhandenen Decke entsprechen dürfte. Dort zeigen die berühmten Aufschlüsse der Täler von Gavarnie und von Gèdre (vgl. Abb. 40) inmitten des dunkeln Paläozoikums der Talwände einen hellen Streifen von Hippuritenkalk. Das Paläozoikum im Liegenden der verschiedentlich noch fossilführenden Kreide ist kontaktmetamorph, während das Paläozoikum der Decke nicht metamorph ist. Daß die Überschiebung von (1720)

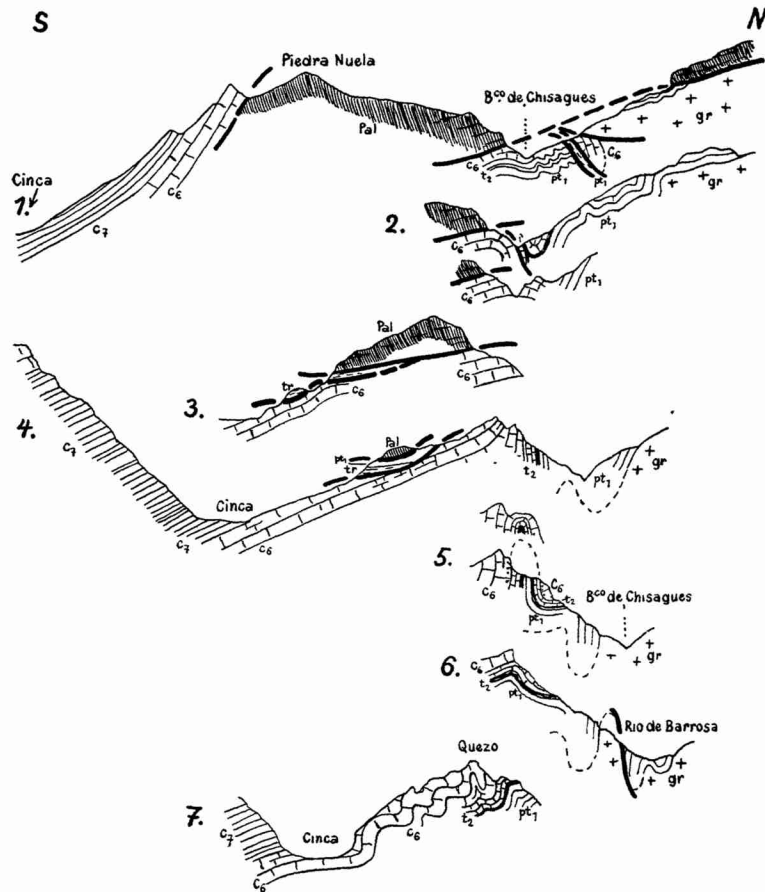


Abb. 39. Profile durch den Südrand der Axialzone westlich von Bielsa.

1:50000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Gavarnie östlich des Troumouse-Grenzkammes auf der spanischen Seite wieder herauskommt, erkannte BRESSON ebenfalls, wenn auch dort seine Angaben im einzelnen häufig nicht zutreffen. In der vorliegenden Arbeit wurde der spanische Anteil der „Decke von Gavarnie“ und auf französischem Gebiet nur ihre Stirnregion neu untersucht.

Auf der spanischen Seite ist die Decke im Circo de Barrosa besonders schön aufgeschlossen (Prof. 2 in Taf. 1). Dort wird der Granit, der nach Osten hin bis zur Cinqueta im Autochthon die Unterlage der nachvariscischen Schichten bildet, von dem nicht-

(1721)

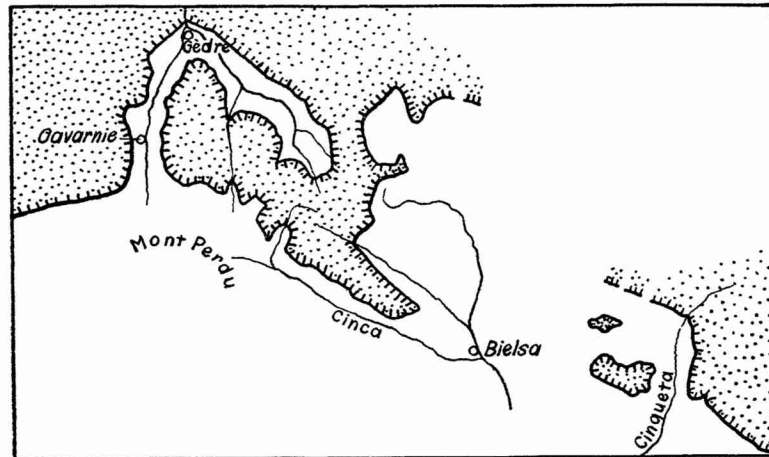


Abb. 40. Die Decke von Gavarnie, in den auf Tafel 1 nicht dargestellten Gebieten ergänzt nach BRESSON.

1 : 400 000.

metamorphen Paläozoikum der Decke flach überfahren. An der Nordseite des Circo wird der Granit durch metamorphes Varisikum abgelöst, und in seinem Hangenden stellen sich Permotrias und Hippuritenkalk ein, die von Paläozoikum überdeckt östlich des Troumouse in der Crête de Barroude lappenförmig nach Osten vorgreifen. Nahe der Überschiebung sind der Kreidekalk und sein Basalkonglomerat völlig verschiefert worden. In der östlichen Crête de Barroude finden sich zwischen der autochthonen Kreide und dem Paläozoikum der Decke noch Schubspäne von stark beanspruchter Permotrias als Reste eines ausgewalzten Liegendschenkels. Örtlich ist die Permotrias dynamometamorph und gleicht dann ganz dem Verrucano an der Glarner Überschiebung.

Von der Crête de Barroude springt die Überschiebung zunächst weit nach Norden in das französische Gebiet zurück, und dann läßt sie sich zusammen mit dem sie begleitenden Kreidestreifen noch ein Stück ostwärts verfolgen, bis die Kreide endet und die Störung in das Paläozoikum hineinläuft (nach BRESSON, vgl. Abb. 40).

Südlich des Circo de Barrosa zieht die Deckengrenze mit südlichem Gefälle zum oberen B^{co}. de Chisagues herab (Prof. 2 in Taf. 1), wo im Hangenden des Granits wieder Permotrias und Hippuritenkalk erscheinen, die jetzt im Osten mit der Schichtfolge des Kreidenordrandes unmittelbar zusammenhängen. Im Liegenden der Überschiebung tritt hier südvergente Spezienschuppung und -faltung auf (Abb. 39, Prof. 1). Daß nach Osten hin am Rande der Kreide

(1722)

weithin Faltung zu erkennen ist, wurde schon S. 124 erwähnt. Das Paläozoikum der Decke springt auf der Südseite des B^{co}. de Chisagues inmitten der Kreide weit nach Osten vor und geht dann, an flach südfallender Überschiebung den ähnlich einfallenden Hippuritenkalk überlagernd, zu Ende (Abb. 39, Prof. 4). Dort findet sich auch wieder ein Rest des ausgewalzten Liegend-schenkels, bestehend aus inverser Permotrias und Trias. Nach Westen hin ändert sich das Bild am Südrand der Decke erheblich. Während nämlich unmittelbar östlich von Espierba (Abb. 39, Prof. 3) die Überlagerung der Kreide durch die älteren Gesteine noch deutlich ist, läßt sich weiter westlich am Südrand des Paläozoikums nirgends eine Überschiebung erkennen. Die Grenze selbst ist nicht aufgeschlossen, und aus ihrem Verlauf im Gelände und dem Einfallen der Kreide wäre auf normales Auflager oder eine südfallende Störung, doch keinesfalls auf eine flache Überschiebung zu schließen (Abb. 39, Prof. 1, und Taf. 1 Prof. 2). Erst im nächsten Quertal, dem Plan de Lary, wo die Kreide nach Norden zurück-springt, liegt das Paläozoikum wieder flach auf den jüngeren

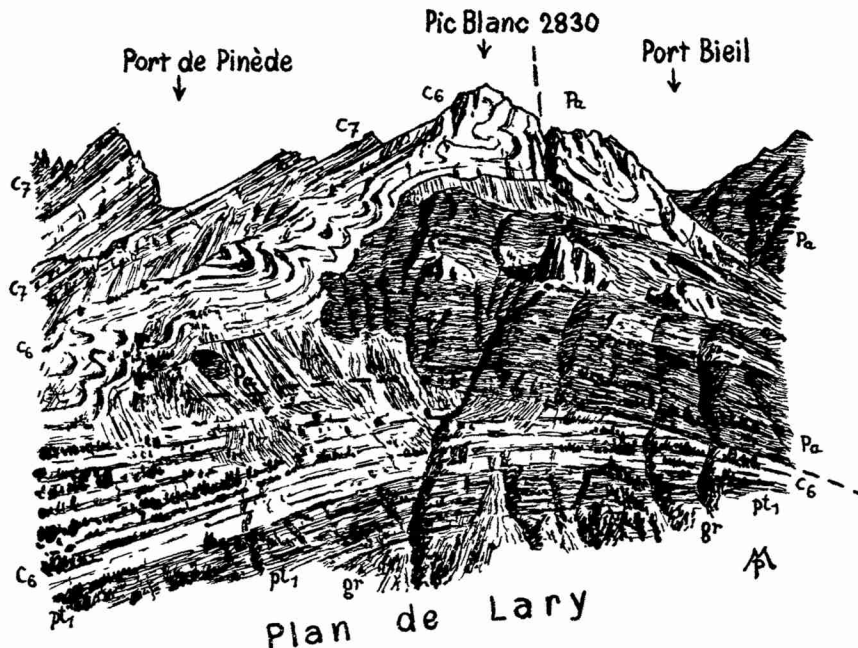


Abb. 41. Die Stirn der Gavarniedecke an der Westseite des Plan de Lary (vgl. Abb. 42, Prof. 8 und 9), gesehen von der Ostseite des Plan de Lary.

Signaturenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

(1723)

Schichten (Abb. 41; Abb. 42, Prof. 9), wie Aufschlüsse von ungewöhnlicher Schönheit zeigen. Aber im Süden streicht hier die Überschiebung nicht, wie zu erwarten, in die Luft aus, sondern das Paläozoikum endet, wie die Westseite des Plan de Lary (Abb. 41; Abb. 42, Prof. 9 und 8) zeigt, plötzlich keilförmig inmitten von Hippuritenkalk. Im Gegensatz zu dem flachliegenden, von dem Paläozoikum überfahrenen Hippuritenkalk ist der das Paläozoikum überlagernde in stärkstem Maße zu liegenden Falten zusammengestaucht, die mit zunehmender Entfernung vom Paläozoikum rasch abklingen. Dieser zusammengestauchte hangende Kreidekalk springt nach Norden bis auf die Höhe des spanisch-französischen Grenzkammes zurück und bildet dort das Massiv des Pic Blanc. An der Grenze zwischen Kreide und Paläozoikum werden zunächst noch einige Kreidekalkbänke abgeschnitten, aber dann lagert immer dieselbe Bank dem Paläozoikum auf, und so ist man versucht, hier normalen Verband anzunehmen. Zwar sind sowohl die Kreide wie das Paläozoikum nahe der Grenze ziemlich stark beansprucht, aber das ließe sich auch als Folge von disharmonischer Bewegung deuten. Dann würde der Pic Blanc zu der Decke gehören, so daß die Deckengrenze nach dem Auskeilen des Paläozoikums innerhalb der Kreide verlaufen müßte. Aber dort ist nirgends eine entsprechende Bewegungsbahn vorhanden, vielmehr führt die Kreide des Pic Blanc in einem völlig ungestörten Profil in die Mont Perdu-Gruppe hinein. Der Pic Blanc muß also genau so wie der Mont Perdu autochthon sein, und der Kontakt der ihn aufbauenden Kreide mit dem Paläozoikum muß der Deckengrenze entsprechen. Daß das wirklich der Fall ist, läßt sich etwas weiter südlich nachweisen. Dort ergibt ein durchgehendes Profil des Hippuritenkalkes in einer vom Südwestgrat des Pic Blanc südostwärts herabziehenden Rinne, daß die untersten Kreidekalkbänke des Pic Blanc garnicht der Basis der Kreide entsprechen, sondern daß unter ihnen in normalem Verband noch weitere Bänke folgen. Diese tiefsten Bänke gehen nach Norden nicht wie die höheren in den Pic Blanc hinein, sondern sie sind es, die in flacher Lagerung unter das Paläozoikum einschieben.

Es ergibt sich also, daß die Stirn der paläozoischen Decke den Kreidekalk längs einer Schichtfläche gewissermaßen aufgespalten und sich so in ihn eingehohlet hat. Dabei hat sie die höheren Bänke, die nicht mehr überfahren wurden, durch stärkste Zusammenstauchung vor sich angehäuft. Mit der Entfernung von der Decke klingt diese Spezialfaltung sehr rasch ab. Der eigenartige Bau der Deckenstirn, der sich am Pic Blanc ergeben hat,

erklärt es auch, daß östlich des Plan de Lary die Kreide über dem Paläozoikum liegt (s. S. 127).

Westlich des Pic Blanc herrschen auf der französischen Seite genau dieselben Verhältnisse wie weiter östlich. Im Grunde des Val d'Estaubé springt der Kreidekalk nach Norden zurück und wird vom Paläozoikum flach überfahren (Abb. 42, Prof. 7; Taf. 1, Prof. 1), während er im Osten unmittelbar über dem Tal (s. das gleiche Profil) und im Westen in etwas größerer Entfernung (Abb. 42, Prof. 5) wieder seinerseits das Paleozoikum überlagert und dabei intensiv zusammengestaucht ist; und auch hier klingt diese Faltung in den jüngeren Kreideschichten sehr rasch ab. Im Tal von Gavarnie ist die eingebohrte Stirn der Decke wieder abgetragen worden, und die flache Überschiebung springt weit nach Norden zurück (vgl. S. 124 und Abb. 40). Westlich von Gavarnie wird die Deckengrenze wieder steil und am Port de Gavarnie dürfte sie sogar steil nach Süden fallen; dort liegen die Verhältnisse genau wie östlich des Plan de Lary.

Dasselbe Bild bietet die Grenze von Paläozoikum und Kreide weithin nach Westen; aber in keinem der Quertäler kommt die Kreide mehr unter dem Paläozoikum zu Tage, wie es im Tale von Gavarnie, im Val d'Estaubé und im Plan de Lary der Fall ist. Jedoch dürfte es sich noch auf längere Erstreckung um die Stirn der Decke handeln, ehe wirklich normales Auflager einsetzt, wie es SELZER, von Westen kommend, bis nahe Gavarnie annimmt.

Zusammenfassung.

Westlich der Esera setzt am Rande der Axialzone eine Südüberschiebung des Paläozoikums ein, die nach Westen hin weites Ausmaß gewinnt und schließlich die Gavarnie-Decke trägt. Zwar ist im Gebiet von Bielsa die Schubmasse am Südrand der Axialzone unterbrochen, aber das überschobene Paläozoikum im Osten und im Westen dürften sicher derselben tektonischen Einheit angehören. Nach Nordwesten ist die Decke bis über Gavarnie hinaus zu verfolgen. Im Autochthon herrscht von der Cinqueta bis westlich von Bielsa eine meist sehr lebhafteste Faltung, während weiter nordwestlich die von der Decke überfahrenen Schichten flach liegen. Die Kreide ist im Osten nicht in die Faltung mitbezogen oder von der Decke überwältigt worden, vielmehr ist sie dort noch ebenso wie östlich der Esera im Gebiet der Nogueras-Zone abgesichert. Zwischen Cinqueta und Cinca wird die Abscherungsfläche durch normales Auflager ersetzt. Das geschieht

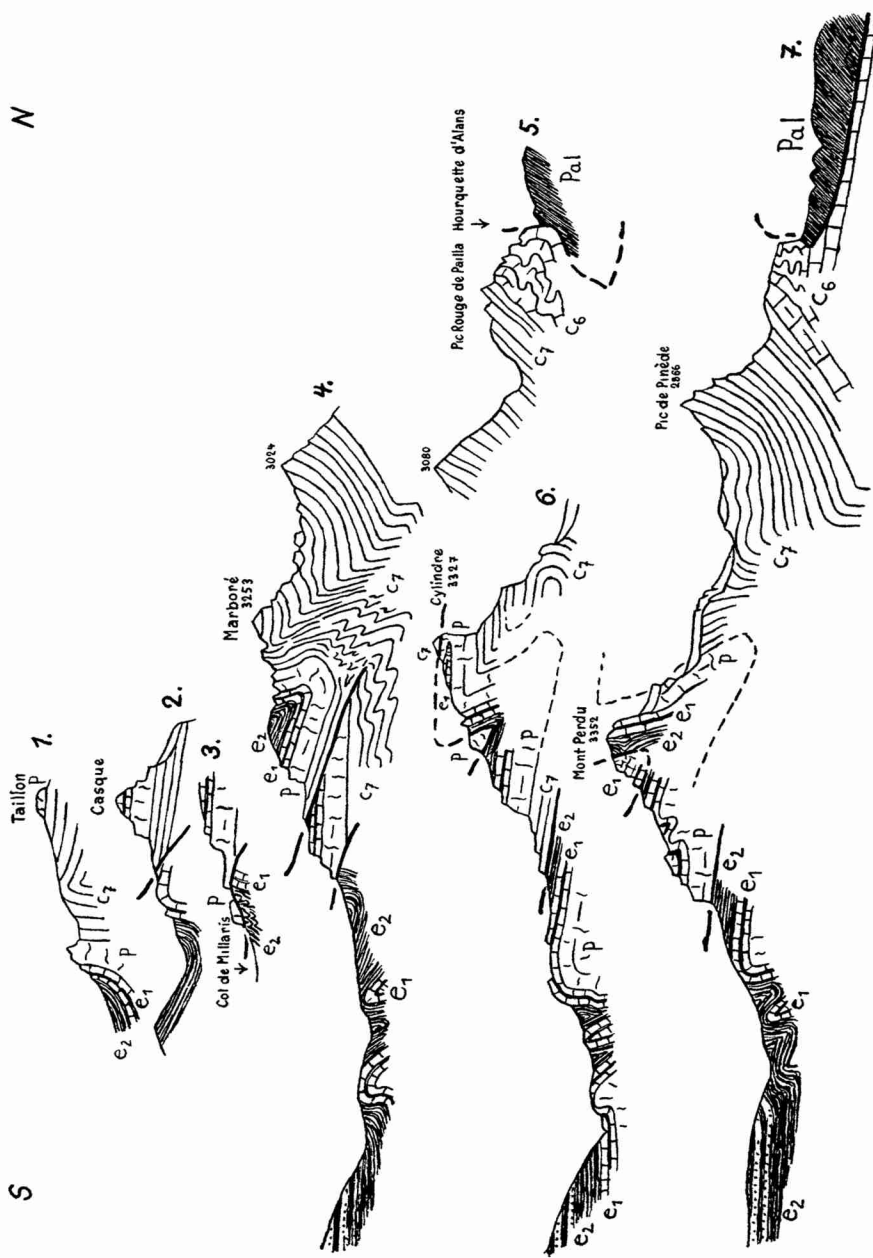


Abb. 42. Profile 1—7 durch die zentrale Mont Perdu-Gruppe und die Stirnregion der Decke von Gavarnie.

1:50000.

Signaturenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

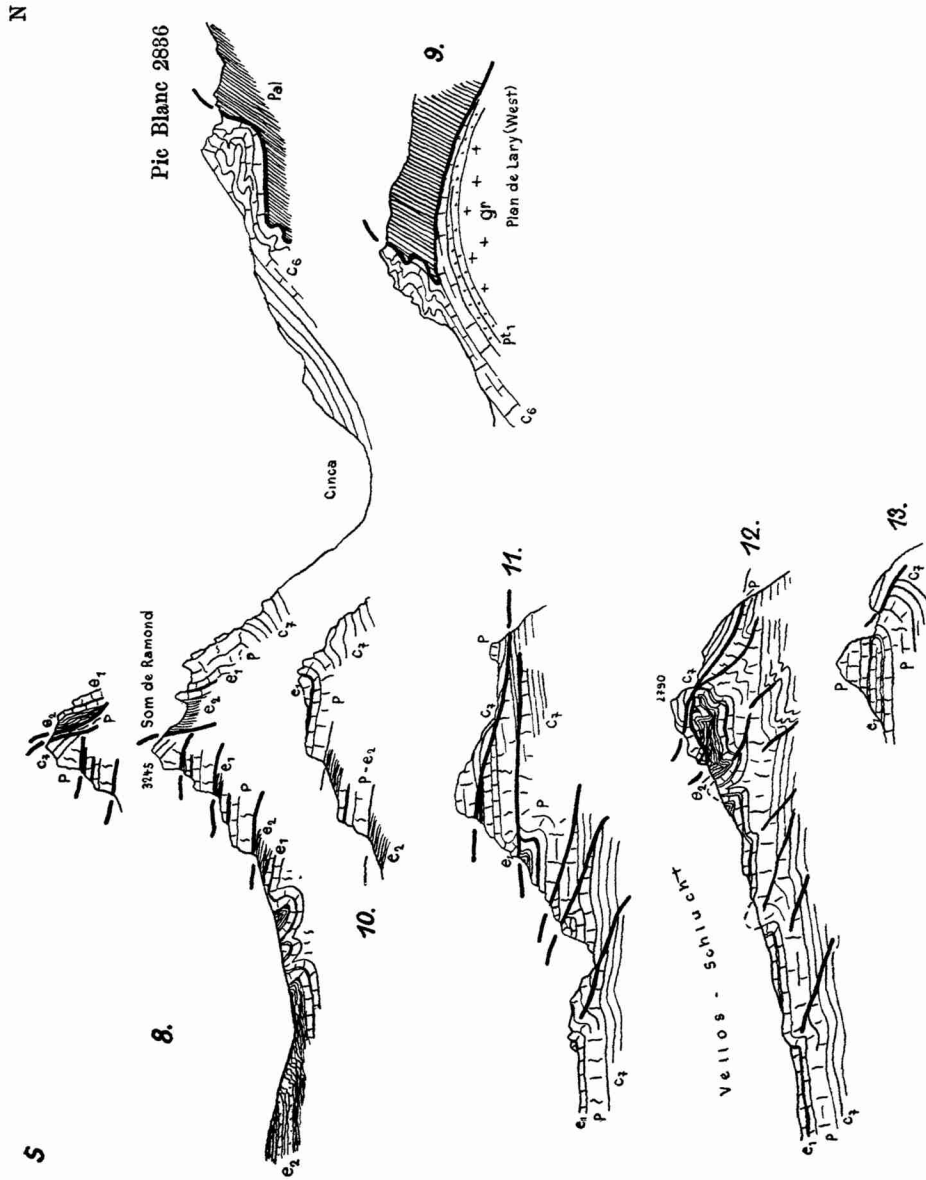


Abb. 42a. Profile 8—13 durch die zentrale Mont Perdu-Gruppe und die Stirnregion der Decke von Gavarnie.
 1 : 50000.
 Signaturenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

im Zusammenhang damit, daß der Abscherungshorizont des Keupers auskeilt und daher die Kreide ihre tektonische Selbständigkeit verliert. Am Ostufer der Cinca beginnt sie sich an der Faltung der älteren Schichten zu beteiligen, und weiter nordwestlich wird sie flach von der Decke von Gavarnie überfahren. Dabei hat die Decke allerdings nur den allertiefsten Teil der Kreide überwältigt, während sie an ihrer Stirn, sich in die Kreide einbohrend, die höheren Schichten vor sich aufs intensivste zusammengestaucht hat. Diese Erscheinung ist nur an die unmittelbare Stirnregion gebunden und klingt mit zunehmender Entfernung von ihr rasch ab. Darüber hinaus dürfte aber die gesamte Tektonik der im Süden an die Stirn der Decke anschließenden Mont Perdu-Gruppe mit dem Andrängen der Decke in engem Zusammenhang stehen (vgl. S. 138).

Die Vergenz ist in dem besprochenen Abschnitt fast ausnahmslos südlich; nur in dem Gebiet östlich der Cinca deutet sich am Kreiderand noch eine gewisse Nordbewegung an, und zwar besonders in den Falten am Ostufer der Cinca.

II. Die Subzentrale Kreidezone von der Esera bis zum Mont Perdu .

Ähnlich wie am Rand der Axialzone ändert sich auch in der Subzentralen Kreidezone der weiter östlich herrschende tektonische Stil im Raum der Esera; denn jetzt stellen sich Überfaltungen und Überschiebungen von z. T. größerem Ausmaß ein.

Westlich der Esera zerfällt die Kreidezone in zwei scharf getrennte Streifen. Im Norden liegt der wenig gestörte Kreidzug von Barbaruens, der sich westlich der Cinca in der intensiv gefalteten schmalen Kreidekette der Mont Perdu-Gruppe fortsetzt, und im Süden grenzt an ersteren mit einer großen Störungszone das verwickelt gebaute Massiv der Cotiella-Gruppe, das an der Cinca endet. Dort wird es durch das wenig gefaltete Flyschgebiet von Puertolas abgelöst, das im Norden an die Kette des Mont Perdu grenzt. Im Süden der Kreidezone zieht sich das flachliegende Tertiär der Zone von Tremp entlang, an der Cinca mit dem von SELZER beschriebenen Quersattel endend, der von der Sierrenzone heranzieht und bis in das Gebiet südlich der Mont Perdu-Gruppe zu verfolgen ist, wo er verklingt²⁷⁾. Dort bildet er die westliche Grenze des flachen Flyschs von Puertolas, der als das in Querstreichen umbiegende Ende der Zone von Tremp aufzufassen ist.

27) Er geht nicht in die Mont Perdu-Gruppe hinein, wie SELZER angibt.

a. Der südvergente Falten- und Schuppenbau der Mont Perdu-Gruppe.

Ich beginne bei der Schilderung der Kreidetektonik im Westen, da dort enge Beziehungen zu der eben behandelten Decke von Gavarnie bestehen. Der von der Decke überfahrene Hippuritenkalk leitet nach Süden in die Mont Perdu-Gruppe hinein, die sich als schmale Kreidekette zwischen der Decke und dem Flysch von Puertolas einschaltet. Die Mont Perdu-Gruppe gliedert sich in einen zentralen Teil, der die vergletscherten Dreitausender im Westen des Col de Aniseto umfaßt, und in einen östlichen Teil, der vom Col de Aniseto bis zur Cinca reicht.

Der Bau des zentralen Teils der Gruppe ist in den gewaltigen Westabstürzen des Marboré besonders schön erschlossen (Taf. 5 Abb. 2, und Prof. 4 in Abb. 42). Die mächtigen Kalksandsteine des Maastricht, die den an der Stirn der Gavarniedecke wie weiter östlich durch Zusammenstauchung angehäuften Hippuritenkalk überlagern, fallen dort zunächst nach Süden und bilden dann einen südvergenten Sattel und anschließend eine Mulde. Die Stärke dieser Faltung nimmt nach oben hin zu (vgl. S. 134 und 138). In der Mulde stellen sich über dem Maastricht noch Dan-Paleozan und Eozän ein. Im Kern der Mulde sind die dünnbankigen Kalksandsteine des Maastricht durch Spezialfaltung stark eingeengt worden, während die massigen Kalke des Hangenden, die sich daran nicht beteiligen konnten, statt dessen an einer flachen Störung übereinander geschoben worden sind. Diese „Schuppe des Marboré“ läßt sich weit nach Osten verfolgen, ist aber im Westen des Marboré nicht mehr erhalten. Südlich von ihr zeigt das Profil des Marboré eine zweite flache Überschiebung, die sich im Osten wie im Westen aus einer südvergenten Falte entwickelt. Es folgen noch einige kleinere derartige Falten, und dann herrscht flache Lagerung.

Nachdem die Schuppe des Marboré und dann auch die südliche Überschiebung nach Westen hin geendet und außerdem die verschiedenen Falten nach Westen stark abgeklungen sind, ist dort die Kette des Mont Perdu ziemlich einfach gebaut (Abb. 42, Prof. 1—3). Aber dafür setzt weiter südlich ein großer, flach nach Süden überkippter Sattel ein, der als „pli du Torla“ schon von DALLONI (1910) beschrieben wurde. Er wird nach Westen hin nach SELZER wieder steiler und läßt sich entlang dem Rand der Axialzone auf weite Erstreckung hin verfolgen, allein die weiter östlich so breite und verwickelt gebaute Kreidezone vertretend.

Die den Marboré aufbauenden Falten und Schuppen lassen sich nach Osten hin durch die ganze zentrale Mont Perdu-Gruppe

verfolgen, wobei also östlich des Marboré die südliche Überschiebung durch einen Sattel abgelöst wird. Die Mulde der Marboré-Schuppe ist im Osten tiefer eingefaltet worden, wie das Profil des Cylindre²⁸⁾ (Abb. 42, Prof. 6; ferner Abb. 43 u. Taf. 5, Abb. 1) zeigt. Dort



Abb. 43. Der Cylindre von Norden.

Blick in den Kern der hier flach nach Süden übergelegten Marboré-Mulde und des nächsthöheren Sattels (vgl. Abb. 42, Prof. 6).

findet sich inmitten der Flyschschiefer der Mulde ein Klotz von Paleozänkalk, der als eingefalteter Rest einer höheren Schuppe zu deuten und mit einer kleinen Klippe von flach überfaltetem und überschobenem Maastricht zu verbinden ist, die weiter nördlich auf dem Gipfel des Cylindre liegt. Diese Schuppe des Cylindre entspricht mithin dem nächsthöheren Sattel.

Derselben Schuppe angehörende Klippen finden sich auch weiter östlich am Mont Perdu (Abb. 42, Prof. 7). Die Marboré-Mulde ist dort noch sehr viel tiefer eingefaltet als am Cylindre. Nördlich des Mont Perdu ist in den Abstürzen des Circo de Pineta wieder wie am Marboré zu beobachten, daß die in der Höhe so intensive Faltung im Maastricht nach unten zu stark abklingt.

Östlich des Mont Perdu ist die Marboré-Mulde am Som de Ramond²⁹⁾ (Abb. 42, Prof. 8) auch noch tief eingefaltet, aber weiterhin wird sie bald ganz flach (Abb. 42, Prof. 10). Am Som de Ramond tritt im Kern der Mulde wieder ein Rest der Cylindre-Schuppe auf. In der Westwand des Som de Ramond (Abb. 42, Prof. 8 oben) wird er durch eine steile Störung in eine südliche, dem

28) Der Cylindre ist der nordwestlich des Mont Perdu folgende Gipfel. Auf der Karte ist er an der Maastricht-Klippe kenntlich, die auf seinem Gipfel ruht.

29) Der Som de Ramond ist der südöstlich des Mont Perdu folgende Gipfel; auf der Karte ist er an dem seinen Gipfel bildenden Maastricht in der höchsten Schuppe kenntlich.

Südflügel der Marboré-Mulde flach auflagernde überkippte Schichtfolge von Paleozän und Maastricht und in einen nördlichen, unter den Flysch des Muldennordflügels einschiebenden schmalen Span von Paleozän zerlegt. Wie sich diese steile Störung westlich des Som de Ramond zur Tiefe hin verhält, wird von Gletschereis verdeckt; nach Osten hin geht an der Störung der nördliche Span bald zu Ende, und jetzt bildet sie die Nordgrenze des (südlichen) Hauptteils der Klippe (Abb. 42, Prof. 8) bis zu dessen Ostende; vielleicht setzt sie noch ein kurzes Stück mit gehobenem Südflügel in die Marboré-Mulde hinein. In der Scharte östlich des Som de Ramond ist sie jedenfalls nicht mehr vorhanden (Abb. 42, Prof. 10).

Innerhalb des Südflügels der Marboré-Mulde hat sich am Som de Ramond eine weitere flache Überschiebung eingestellt (Abb. 42, Prof. 8; Abb. 44), den Südflügel verdoppelnd, sodaß jetzt vier

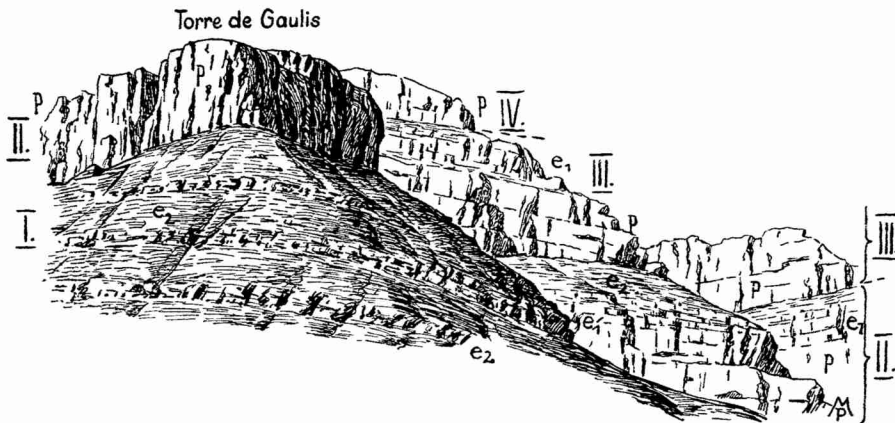


Abb. 44. Der Schuppenbau an der Südseite der zentralen Mont Perdu-Gruppe.

Im Vordergrund die Torre de Gaulis³⁰⁾, rechts dahinter der Ostgrat des Som de Ramond, und hinter diesem der Gipfel westlich des Col de Aniseto. Blick vom Col de Gaulis, Westseite. — I = Liegendserie, II = Marboré-Schuppe, untere Teilschuppe, III = obere Teilschuppe, IV = Schuppe des Cylindre.

Serien übereinander liegen. Diese neue Überschiebung ist dort, wo sie im Innern der Mulde einsetzt, von Firm verdeckt, aber nach Osten hin läßt sie sich bis über den Col de Aniseto hinaus verfolgen (Abb. 42, Prof. 10—12; Abb. 44), wobei ihr Ausmaß zu-

³⁰⁾ Die Torre de Gaulis liegt südlich des Mont Perdu und ist auf der Karte als Vorsprung des auf den liegenden Flysch überschobenen Paleozänkalkes kenntlich.

nimmt. Am Col de Aniseto (Abb. 42, Prof. 11 u. 12) hat die von ihr begrenzte obere Schuppe auch im Norden den Zusammenhang mit ihrem Liegenden verloren, und bald darauf streicht sie in die Luft aus. Auch die untere, die Basis der Marboré-Schuppe bildende Überschiebung ist bis östlich des Col de Aniseto zu verfolgen (Abb. 42, Prof. 10—12), wo sie durch einen ganz flach nach Süden übergelegten Sattel abgelöst wird (Abb. 42, Prof. 13). Dieser deutet sich an der Stirn der Schuppe schon im Gebiet des Col de Aniseto an (Abb. 42, Prof. 11 u. 12), wie die prachtvollen Aufschlüsse der Wände zu beiden Seiten des obersten Rio Vellos zeigen. In der östlichen Wand (Prof. 12) ist auch schon die weiterhin von dem liegenden Sattel überfaltete Mulde deutlich ausgeprägt.

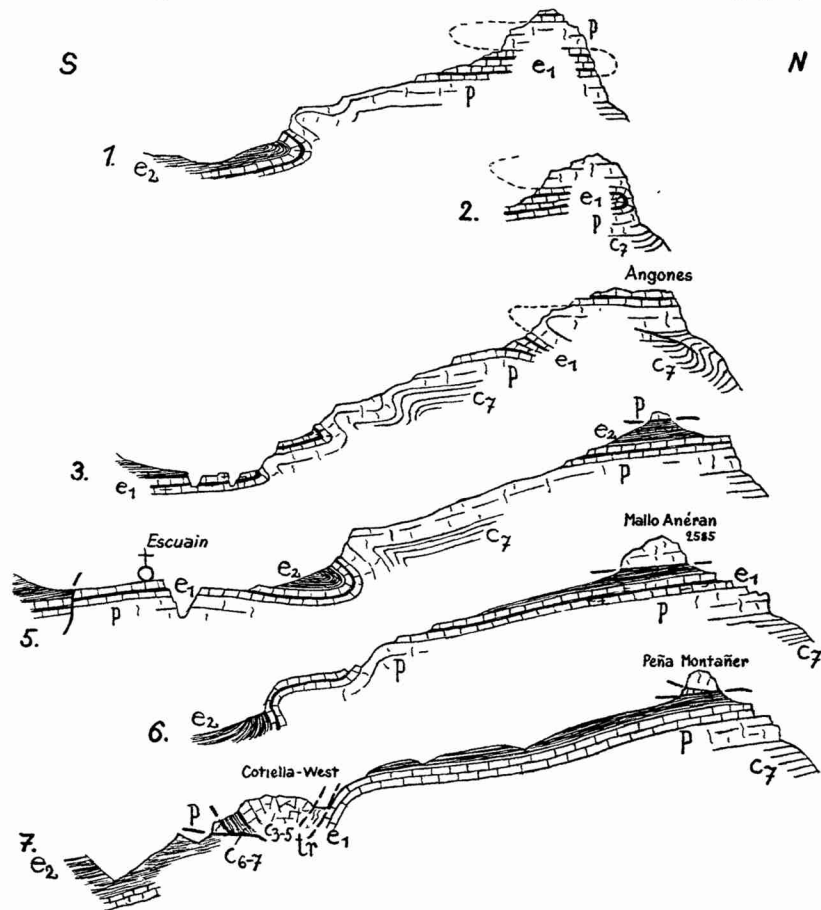


Abb. 45. Profile durch die östliche Mont Perdu-Gruppe.
1 : 50000. Zeichenerklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

(1732)

Man hat hier den Eindruck, daß die obere Schubmasse die tiefere Schuppe mitgerissen hat. Jedenfalls steht fest, daß vom Som de Ramond an ostwärts die neu einsetzende obere Überschiebung gegenüber der bisher allein vorhandenen unteren immer mehr an Bedeutung gewinnt.

Südlich der Marboré-Schuppe zeigt auch das Profil des Rio Vellos (Abb. 42, Prof. 11 u. 12) die entlang dem Südrand der ganzen zentralen Mont Perdu-Gruppe zu verfolgenden kleineren südvergenten Falten, die nach Süden hin abklingen. Hier sind sie besonders tief aufgeschlossen, und dabei zeigt sich, daß die in der Höhe bruchlose Faltung im Unterteil des Paleozänkalkes überall durch Schuppung ersetzt wird.

Im Osten des Col de Aniseto läßt sich der aus dem Unterteil der Marboré-Schuppe hervorgegangene übergelegte Sattel entlang dem Grat der östlichen Mont Perdu-Kette bis zu den Angones verfolgen (Abb. 42, Prof. 13; Abb. 45, Prof. 1—3), wo er ausklingt. An den Nordabstürzen des Grates sind verschiedentlich im Innern des Sattels kleine Überschiebungen festzustellen (Abb. 42, Prof. 13; Abb. 45, Prof. 3). Von dieser Falte abgesehen besteht die östliche Mont Perdu-Gruppe aus einer flach südfallenden Schichtfolge, die nur im Süden stärker gefaltet ist, wobei als Fortsetzung der südlichen Falten der zentralen Mont Perdu-Gruppe ein oder mehrere südvergente Sättel auftreten, zu dem Flyschgebiet von Puertolas überleitend (Abb. 45). Nach Osten hin wird diese Faltung schwächer, und schließlich (Abb. 45, Prof. 7) ist nur noch eine ziemlich flache

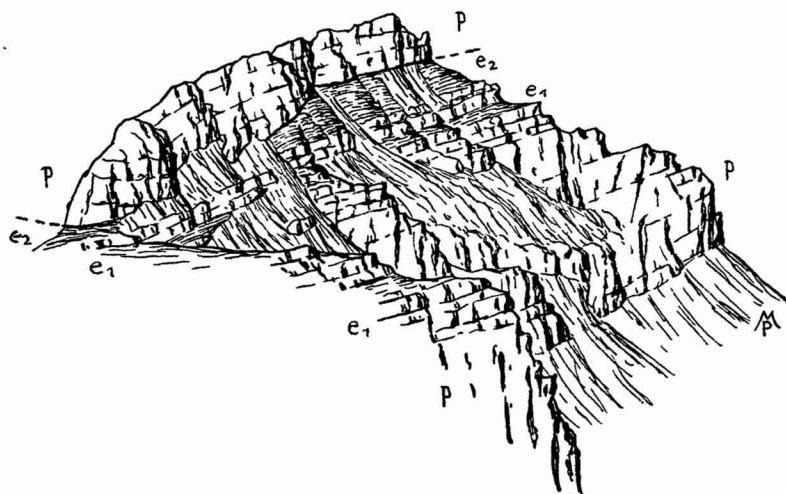


Abb. 46. Die Klippe des Mallo Auéran (P. 2585), gesehen von Osten.

(1733)

Südflexur vorhanden, an der die Schichtfolge der Mont Perdu-Gruppe zum Ostzipfel der hier im Hangenden des südlichen Flyschs einsetzenden Cotiella-Masse hin absinkt. Aber dafür erscheinen jetzt über der flachen Schichtfolge wieder die Reste einer höheren Schuppe in einer Reihe von Klippen von der Westseite des Mallo Auéran (P. 2585) bis zur Peña Montañer³¹⁾ (Abb. 45, Prof. 5—7). Bei letzterer ist innerhalb der Klippe Überkipfung festzustellen. Wenn man diese Schubmasse mit einer der weiter westlich festgestellten Schuppen parallelisieren wollte, käme am ehesten der Oberteil der Marboré-Schuppe in Frage. Auf die Stellung der Klippen des Mallo Auéran zu der weiter südwestlich liegenden Klippe des Castillo Mayor und zu der Cotiella-Masse wird unten noch eingegangen.

Zusammenfassung

(vgl. hierzu Prof. 1 in Taf. 1, in dem der Bau der zentralen Mont Perdu-Gruppe zusammengefaßt ist).

Die Mont Perdu-Gruppe zeigt auf schmalem Raume eine sehr intensive südvergente Faltungs- und Schuppungstektonik, die weitgehend durch die ausgezeichnete Faltbarkeit der Schichtfolge bedingt ist. Im Süden klingt die Faltung zu dem wenig gestörten Flyschgebiet von Puertolas sehr rasch ab. Im Streichen ist die Intensität der Faltung in dem Abschnitt zwischen Marboré und Col de Aniseto am größten. Nach Westen sowohl wie nach Osten wird sie geringer; aber hierbei kommt auch in Betracht daß wir uns dort in einem tieferen, weniger intensiv gefalteten Niveau befinden. Denn im zentralen Teil der Gruppe ist ersichtlich, daß die Intensität der Faltung nach unten zu ziemlich erheblich abnimmt. Danach hat sich der Vorschub in einem ziemlich hoch liegenden Niveau besonders stark geäußert. Wir erblicken mithin in der Tektonik der Mont Perdu-Gruppe die regionale Reaktion auf das Andrängen der Deckenstirn, während die äußerst intensive Zusammenstauchung des Hippuritenkalkes in einem schmalen Streifen unmittelbar vor der eingebohrten Deckenstirn (s. S. 132) eine örtliche Wirkung darstellt.

b. Der Kreidezug von Barbaruens und die Klippe der S^a. de Chia.

In der östlichen Verlängerung der Mont Perdu-Gruppe liegt jenseits der Cinca die flach südfallende Schichtfolge des Kreide-

³¹⁾ Die Peña Montañer liegt 1 km westlich der Peña del Mediodia (P. 2318, südlich von Bielsa) und ist auf der Karte als kleine Klippe kenntlich.

zuges von Barbaruens (Taf. 1, Prof. 4—6), die sich durch ruhige Lagerung auszeichnet. Zunächst sind östlich der Cinca (Abb. 48, Prof. 2) die Schichten örtlich noch einmal wie weiter im Westen (Abb. 48, Prof. 1; Abb. 45, Prof. 7) am Rand gegen die Cotiella-Masse flexurartig abgebogen (vgl. S. 150). Im Osten verbreitert sich der Kreidezug erheblich, und die Senonmergel bilden dort die weite Senke von Seira-Barbaruens (Prof. 6 in Taf. 1).

Im Nordosten wird diese Senke durch den langgestreckten Rücken der S^a. de Chia (Taf. 1, Prof. 6) begrenzt. Er besteht aus flach einfallendem Kreidekalk, der an einer Überschiebung den ähnlich einfallenden Senonmergel überlagert. Am Südostende der S^a. de Chia ist diese Störung mit horizontaler Lagerung bis flach südlichem Einfallen aufgeschlossen. Hier sind an der Basis der Kreide noch Jura und Carñiolas erhalten. Auch an der Nordostseite der S^a. de Chia lassen sich zwei Serien unterscheiden. Zunächst ist allerdings im Gebiet von Chia eine Überschiebung nicht festzustellen, aber morphologisch ist dort eine deutliche Gliederung in den von der Esera kommenden Kreidekalkzug der Serreta de Chia und die eigentliche Masse der S^a. de Chia zu erkennen. Erst nordwestlich von Chia (Taf. 1, Prof. 6; Abb. 47) ist die die beiden Serien trennende Überschiebung aufgeschlossen. Hier findet sich in der liegenden Serie über dem Kreidekalk noch der tiefste Teil der Senonmergel, und an der Basis der hangenden Serie tritt z. T. Dogger auf. Auch im Innern der S^a. de Chia erscheint westlich von Chia ein Streifen von Dogger, dort zwei Geländestufen innerhalb des Nordostabfalls der Sierra trennend (Abb. 47). Von der Kreide der oberen Stufe wird er flach überlagert, während seine von

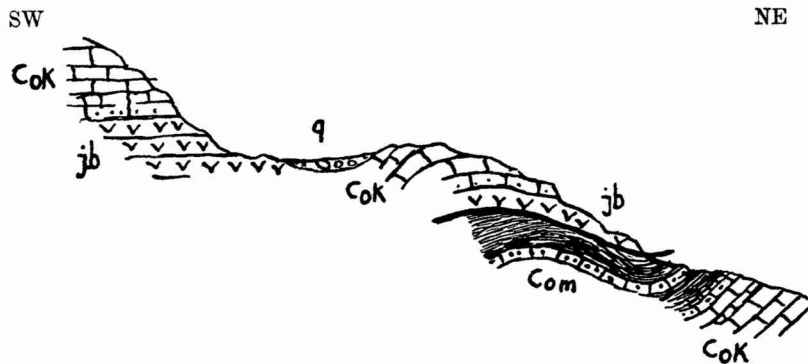


Abb. 47. Profil an der Nordostseite der S^a. de Chia nordwestlich von Chia (das Profil liegt 1 km südöstlich von Prof. 6 in Taf. 1).

Etwa 1 : 10 000. Signaturenklärung auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

Schutt verhüllte Grenze gegen die Kreide der unteren Stufe durch eine Störung oder eine Schichtverbiegung gebildet sein muß (Abb. 47). Weiterhin ist die Überschiebung an der Nordostseite der S^a. de Chia nicht mehr sichtbar, dürfte aber wie auf der Südwestseite der Sierra so auch hier bis zu deren nordwestlichem Ende durchgehen. Die S^a. de Chia ist also als wurzellose Klippe anzusprechen. Ihre Stellung wird unten besprochen.

Am Südostende der Klippe stellt sich in ihrem Liegenden, d. h. im Kreidezug von Barbaruens, der Längsbruch ein, der aus dem Triasaufbruch von Gabás nach Westen hin hervorgeht (vgl. S. 94 und Abb. 21, Prof. 1). In die S^a. de Chia scheint er nicht hineinzusetzen.

c. Der Bau der Cotiella-Masse.

1. Der Überfaltungs- und Überschiebungsbau an der Stirn der Cotiella-Masse.

Das Gebiet der Peña
Montañesa und der
Punta Llerga.

Landschaftlich wie geologisch am großartigsten wirkt das Massiv der Cotiella an seinem Westabsturz (Taf. 4, Abb. 2; Abb. 48, Prof. 2), wo sich über dem flachliegenden, weiche Geländeformen bildenden Eozänflysch des Cinca-Tales unvermittelt die gewaltigen Kalkklötze der Punta Llerga und der Peña Montañesa auftürmen. Hier sind die Kalke der Oberkreide und des tieferen Alttertiärs in einer großen liegenden Falte nach Südwesten über den Eozänflysch hinwegbewegt worden (Abb. 48 und Taf. 1); außerdem ist an der Basis der Kalkmasse eine Störung aufgerissen. In der Westwand der Punta Llerga (Abb. 48, Prof. 2) ist ophitführender Keuper in den Oberkreidekalk des Kerns der Falte eingeschuppt. Der liegende Kreidekalk wird dort von der basalen Überschiebung nordwärts abgeschnitten. Der hangende Kreidekalk ist in der Westwand der Punta Llerga stark eingemuldet (Abb. 48, Prof. 2). Die Stirn der Falte ist in der Punta Llerga im Oberkreidekalk nicht erhalten, wohl aber weiter südöstlich am Monte Fornos (Prof. 4 in Taf. 1). Dort finden sich unter dem steil überkippten Kreidekalk auch noch Senonmergel und Paleozänkalk. Letzterer springt jenseit eines Halbfensters von Flysch weit nach Westen vor und bildet dort den Kalkklotz der Peña Montañesa, dem die Klippe der Peña del Solano nördlich vorgelagert ist (Abb. 48, Prof. 2—3; Taf. 1, Prof. 4). An der Nordseite des Halbfensters sind Senonmergel und Paleozänkalk flach überkippt und stark reduziert worden, und besonders von dem letzteren sind teilweise nur noch wenige Meter vorhanden (Taf. 1, Prof. 4).

(1736)

Die Umbiegung von dem ausgedünnten Liegendschenkel zur Stirn des Sattels liegt in diesen Schichten erst südlich des Flysch-Halbfensters (Taf. 1, Prof. 4; Abb. 48, Prof. 4), d. h. Senonmergel und Paleozänkalk sind noch bedeutend stärker nach Süden vorgefaltet worden als der Oberkreidekalk. Und auch innerhalb der jüngsten Schichten nimmt der Grad der Überfaltung an der Stirn nach Süden immer noch zu. Denn während die tiefsten Schichten des Paleozänkalkes

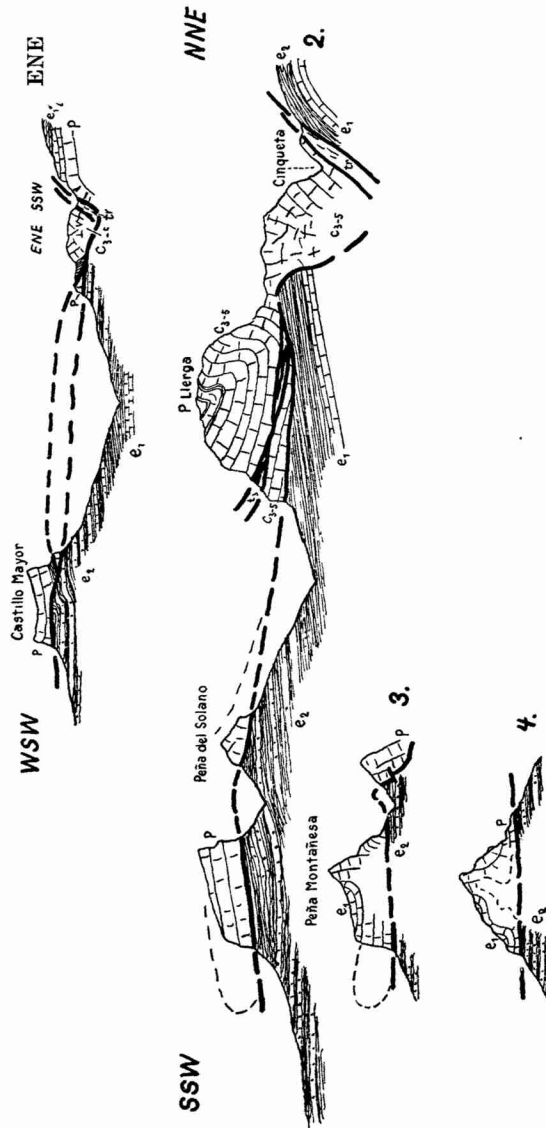


Abb. 48. Profile am Westende der Cotiella-Masse. Zwischen Prof. 1 und 2 ist das Prof. 3 in Taf. 1 einzureihen, und auf Prof. 4 folgt im Osten das Prof. 4 in Taf. 1. 1 : 100 000. Erläuterungen auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

mit steilem Nordfallen unter die Senonmergel einschieben und dann unmittelbar zum flachen Liegendschenkel umbiegen, springen die auf der Höhe des Grates Peña Montañesa—Casarra de los Molinos (P. 2170) zunächst gleichfalls steil nordfallenden höheren Bänke auf der Südseite des Grates mit flachem Südfallen noch etwa 1 km nach Süden vor, ehe sie zum Liegendschenkel umbiegen (Taf. 1, Prof. 4 u. 5; Abb. 48, Prof. 3 u. 4). Am Westende des Zuges der Peña Montañesa (Abb. 48, Prof. 2) liegen Hangend- und Liegendschenkel flach aufeinander, so daß hier eine ungewöhnlich große Mächtigkeit des Paleozänkalkes vorgetäuscht wird.

Es ergibt sich also im Gebiet der Peña Montañesa das Bild einer weitgehend bruchlosen Faltung nicht nur im Senonmergel, sondern auch in dem dickbankigen Paleozänkalk. Und dabei handelt es sich hier sicher nicht um eine Faltung in größerer Tiefe. Denn die Stirn der Deckfalte liegt auf höherem Eozänflysch, also ziemlich auf den jüngsten Schichten, die zur Zeit der Faltung vorhanden waren, und an der Stirn selbst kann über den obersten erhaltenen Schichten auch nur noch der Eozänflysch gelegen haben. Ferner ist bemerkenswert, daß der Flysch im Liegenden der Deckfalte kaum irgendwelche Beanspruchung zeigt. Eine schwache Schieferung tritt nur örtlich weiter im Norden an der Cinca auf.

Die Stirn der Cotiella-Masse an ihrem Nordwestende.

Nordwestlich der Punta Llerga taucht an der Cinca die bisher flache Schubbahn an der Basis der Cotiella ziemlich steil nach Norden ein (Abb. 48, Prof. 2). In ihrem Liegenden kommen dort unter dem Flyschmergel mit flachem Südfallen Alveolinenkalk, Paleozänkalk und — im Gegensatz zur Fazies der Senonmergel der Cotiella-Masse — Maastricht-Kalksandstein heraus. Westlich der Cinca (Taf. 1, Prof. 3) greift die Cotiella-Masse genau wie im Osten an der wieder flach werdenden Überschiebung nach Südwesten vor, und bei Tella (Taf. 1, Prof. 3; nordwestlich folgend Abb. 48, Prof. 1 und Abb. 45, Prof. 7) erscheinen unter dem Oberkreidekalk wieder flach überkippt und ausgequetscht der Senonmergel und der Paleozänkalk des Liegendschenkels, genau wie auf der anderen Seite der Cinca am Südhang des Monte Fornos. Nordwestlich von Tella hört die Cotiella-Masse auf. Wie ihr Nordwestende zu deuten ist, wird unten besprochen.

Die Klippe des Castillo Mayor.

Westlich vom Ende der Cotiella-Masse erhebt sich inmitten des Flyschgebietes von Puertolas die Klippe des Castillo Mayor (Abb. 48, Prof. 1), als mächtiger Klotz von Paleozänkalk ähnlich wie die Peña Montañesa mit ihren Wänden die Berge des Flyschlandes überragend. Das Castillo Mayor entspricht auch in seiner räumlichen Lage zur Cotiella-Masse ganz der Peña

Montañesa und dürfte wohl mit ihr zusammengehören (vgl. S. 151 u. 152, Anm.). Die Klippe des Castillo Mayor bildet eine flache Mulde, und an ihrer Nordostseite erscheinen, wie die Abb. 49 zeigt, unter den dunklen Basisdolomiten des hellen Paleozänkalkes in offenbar normalem Verband Mergel und Sandsteine, die stark an die in der westlichen Cotiella in den Senonmergeln herrschende Fazies erinnern. Darunter liegen wieder jüngere Schichten. So spricht vieles dafür, daß wir hier den übergelegten Sattel der Cotiella-Stirn vor uns haben (vgl. Abb. 48, Prof. 1).

Vom Gebiet der Peña Montañesa läßt sich die Stirn der übergelegten Falte wie nach Nordwesten so auch nach Osten noch weithin verfolgen (Tafel 1 und Abb. 50). Südlich der Cascarra de los Molinos (P. 2170) beginnen die bisher flachliegenden Flyschmergel im Liegenden der Überschiebung sich aufzurichten (Taf. 1, Prof. 5). Dabei streichen sie schräg gegen die Störung, sodaß immer ältere Schichten an den

Eozänkalk grenzen, bis schließlich der Kontakt an der Stirn der Falte normal wird (Taf. 1, Prof. 6). Östlich hiervon ist die übergelegte Falte noch vorhanden, wenn ihr Ausmaß auch abgenommen hat; denn südöstlich von Viu (Abb. 50, Prof. 2) kommt unter dem Senonmergel noch einmal der Paleozänkalk des Liegend-schenkels hervor. Noch weiter östlich wird der Zug des Paleozänkalkes an einem Querbruch nach Norden versetzt, und damit dürfte die liegende Falte enden. Der Paleozänkalk ist zunächst (Abb. 50, Prof. 3) noch steil überkippt, bekommt aber bald südliches Einfallen, das östlich der Esera (Abb. 50, Prof. 5) flach wird.

Im Hinblick auf den Überschiebungsbau am Nordrand der Cotiella-Masse sei noch einmal besonders betont, daß der ungestörte Schichtenverband im östlichen Abschnitt der Süd-stirn der Cotiella in zahlreichen, vom Flysch bis in das Zentrum des Kreide-Massivs reichenden Profilen belegt werden konnte.

Die Richtung des Streichens ändert sich an der Stirn der Cotiella-Masse von Osten nach Westen. Denn während die Über-faltung im Osten zunächst nach Südwesten und dann nach Süden bis

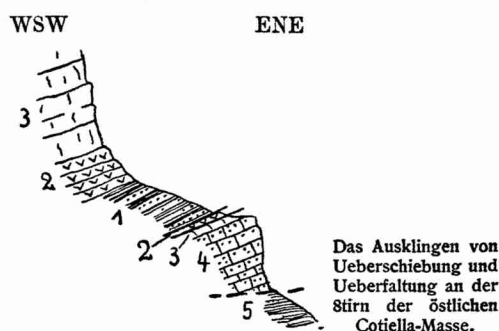


Abb. 49. Profil an der Nordostseite des Castillo Mayor. 5 = Eozänflysch, 4 = sandige graue Kalke, Alveolinenkalk-Paleozänkalk-Grenzsichten, 3 = heller Dan-Paleozänkalk, 2 = dunkler Dolomit, 1 = Mergel mit Sandsteinen, wohl Obersenon.

Das Ausklingen von Überschiebung und Überfaltung an der Stirn der östlichen Cotiella-Masse.

Südsüdwesten vergiert, ist sie im Nordwesten mehr nach Westen gedreht. Nun ist die Cotiella-Masse im Westen aber nicht nur überfaltet, sondern auch überschoben worden, und wie weit die Richtungen dieser beiden Bewegungen zusammenfallen, wird unten erörtert werden.

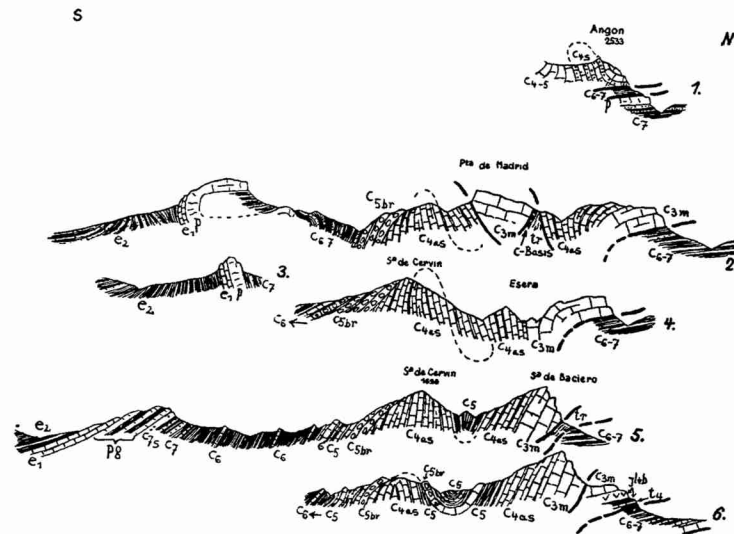


Abb. 50. Profile durch den Ostteil der Cotiella-Masse. Das Prof. 2 schließt nach Osten hin an das Prof. 6 in Taf. 1 an. Etwa 1:70000. Erläuterungen auf Signaturenblatt vor Tafel 1.

2. Der Faltenbau im Innern der Cotiella-Masse und die Scholle von Armeña.

Die Falten des Gebietes der Esera.

Östlich der Esera ist der nicht mehr überkippte Sattel der Cotiella-Südseite nur noch im Oberkreidekalk des Tosal del Cervin zu erkennen (Abb. 50, Prof. 4—6; vgl. auch S. 94). Nördlich dieses Sattels liegt eine Mulde (Abb. 50, Prof. 5 u. 6), deren Fortsetzung nach Westen in den steilstehenden Kalken des Esera-Knicks zu suchen ist (Abb. 50, Prof. 4). An diese Mulde schließt sich die steil aufgerichtete Serie der Sª. de Baciero (Abb. 50, Prof. 4—6) an, die westwärts in das Gebiet des B^{co.} de Sª. Nicolao³²⁾ (Abb. 50, Prof. 2) hinüberstreicht. Nördlich hiervon (Abb. 50, Prof. 2 u. 4) wird die Lagerung in dieser Serie flach, und unter dem mer-

32) Der B^{co.} de Sª. Nicolao zieht östlich der Coma Carina zur Esera herab.

gelig-dünnbankigen Kalk von Aguas Salenz kommen die hellen massigen tieferen Kalke der Oberkreide heraus.

Dieselben hellen massigen Kalke erscheinen weiter südwestlich innerhalb der eng zusammengefalteten jüngeren Kalke von Aguas Salenz wieder und bilden den von der Punta de Madrid (P. 1901) über die Coma Carina zur S^a. Sarnera (nördlich der Coma Carina) führenden Grat und den Rücken, der sich von der Punta de Madrid ostwärts zur Esera hinabzieht. Dieser Kalkzug wurde von JACOB, FALLOT, ASTRE & CIREY (1926) als eine Deckscholle von Paleozänkalk gedeutet. Aber daß die Kalke von oberkretazischem Alter sind, läßt sich durch Fossilien belegen, und daß keine Klippe vorliegt, geht aus dem Fehlen irgendwelcher flacher Überschiebungen hervor. Vielmehr wird an der Westseite der Punta de Madrid der massive Kalk mit nord-südlichem Streichen und senkrechtem Einfallen normal von dem dünnbankig-mergeligen Kalk von Aguas Salenz überlagert. Er setzt sich auch mit weiterhin senkrechtem Einfallen nach Nordnordwesten zur S^a. Sarnera fort (Taf. 1, Prof. 6), ohne daß der Kontakt mit den hangenden Kalken noch einmal aufgeschlossen ist. Dieser dürfte aber auch weiterhin normal sein, bis der Zug der Coma Carina nordwestlich der S^a. Sarnera von einer querverlaufenden Störung abgeschnitten wird, die an der Ostseite der S^a. Sarnera in das Streichen des Zuges der Coma Carina einbiegt und ihn bis zu seinem Ostende nach Nordosten begrenzt (Taf. 1, Prof. 6; Abb. 50, Prof. 2). Diese Störung ist entlang der Nordostseite des Coma-Carina-Zuges mehrfach als echter Bruch aufgeschlossen. Verschiedentlich ist an ihm der Keuper aus dem Liegenden des massigen Kalkes hochgepreßt worden, wobei zum Teil noch etwas braune Sandsteine mitgeschleppt sind, die wohl der Basis der Kreide entsprechen. Auch im Innern des Zuges der Coma Carina tritt im Norden ein streichender Aufbruch von Keuper auf (Taf. 1, Prof. 6).

Die senkrecht stehenden Kalke des Zuges der Coma Carina legen sich an der Ostseite der Punta de Madrid (Abb. 50, Prof. 2) flach und ziehen sich mit schwachem östlichem Einfallen bis nahe an die Esera hinunter. Hierbei werden sie im Norden durch den eben beschriebenen Bruch und im Süden durch eine spitzwinklig zu diesem verlaufende steile Überschiebung begrenzt, die nach Westen hin bis an die Südseite der Punta de Madrid zu verfolgen ist, wo sie die nord-südlich streichenden Kalke der Punta de Madrid abschneidet.

Der Zug der Coma Carina besteht also aus einem nordnordwestlich streichenden Halbhorst, von dem im Süden ein ost-west-

lich verlaufender, nach Süden steil überschobener Horst abzweigt. Diese tektonischen Elemente ordnen sich nicht ohne weiteres in den Faltenbau ein; denn der Halbhorst streicht fast nord-südlich, und der nach Osten vorspringende Horst schneidet den Nordflügel der von der Nordseite des Tosal del Cervin herkommenden, normal westnordwestlich streichenden steilen Mulde schräg ab.

Die Falten im Gebiet
westlich des
Coma Carina-Zuges.

Westlich des Zuges der Coma Carina zeigt der Oberkreidekalk wieder westnordwestlich streichende normale Falten. In dem Profil von der Cascarra de los Molinos (P. 2170) zum Cotiella-Gipfel (Prof. 5 in Taf. 1) dürften mehrere Falten enthalten sein. Dort folgen auf den Senonmergel des Col de Collivert zunächst graue, z. T. massige, z. T. mehr mergelige schwach überkippte Kalke, dann, ebenfalls steilstehend, braune Kalksandsteine und darauf wieder graue, meist mergelige Kalke, die zunächst steil und dann flacher nach Süden fallen und schließlich zwischen P. 2809 und Cotiella-Gipfel fast horizontal liegen. Die Bänke, die den Cotiella-Gipfel aufbauen, werden weiter westlich von dem Senonmergel überlagert, d. h. es handelt sich um den obersten Teil des Oberkreidekalkes. Das Prof. 5 in Taf. 1 läßt sich nur so deuten, daß die Kalksandsteine den Kern eines isoklinalen Sattels bilden, der die Verlängerung des Sattels der S^a. de Cervin darstellt, und daß in den nördlich anschließenden Kalken eine nach Norden übergelegte isoklinale Mulde steckt, die die Mulde der Nordseite der S^a. de Cervin bzw. der Westseite des Coma Carina-Zuges fortsetzt. Um eine einfache Schichtfolge kann es sich nicht handeln; denn das ungeheuer dicke, zwischen Col de Collivert und dem Südhang des P. 2809 liegende Kalkpaket müßte dann weiter nördlich wieder unter die den Cotiella-Gipfel bildenden jüngsten Kreidekalkbänke einschieben, und insbesondere müßte der im Süden austreichende Kalksandstein wieder erscheinen.

Nördlich des Cotiella-Gipfels liegt ein weiterer steiler Sattel, in dem der Horizont der braunen Kalksandsteine wieder herauskommt. Dieser Sattel streicht zum Südgrat des Angón (Abb. 50, Prof. 1), wo er südüberkippt und durchgehend ungestört aufgeschlossen ist, so daß die hier von JACOB, FALLOT, ASTRE & CRY (1926) gemachte Annahme einer Deckengrenze nicht zu halten ist. Von hier setzt sich der Kalksandsteinzug zum Nordende des Kalkes der Coma Carina fort. Daß den braunen sandigen Schichten weiter östlich und südlich der untere Teil des mergelig-dünnbankigen Kalkes von Aguas Salenz entsprechen dürfte, wurde schon auf Seite 24 erwähnt. Auch nach Nordwesten hin ist der Zug der Kalksandsteine von der Nordseite des Cotiella-Gipfels weiter zu verfolgen.

(1742)

Dort bildet er statt eines Sattels eine südgerichtete Flexur. Nach Westen hin kommt unter den braunen sandigen Schichten der liegende massige Kalk hervor, und weiterhin gehen die braunen Schichten in ähnliche Kalke über. Die Flexur biegt jetzt nach Südwesten um und klingt nach Sarabillo zu aus (Prof. 4 in Taf. 1).

Schon vorher sind die südlich des Cotiella-Gipfels liegenden Falten nach Westen hin zu Ende gegangen, so daß die Cotiella-Masse bald — abgesehen von dem Sattel an ihrer Stirn — aus einer flachen Schichttafel besteht (Taf. 1, Prof. 4). Erst weiter westlich tritt wieder Faltung auf (Abb. 48, Prof. 2). Die Mulde an der Westseite der Punta Llerga wurde schon erwähnt. Außerdem ist der Oberkreidekalk weiter nördlich entlang der Cinca aufgerichtet, den Nordflügel einer zweiten Mulde bildend. Ob diese Mulde von der Punta Llerga durch einen Sattel oder durch eine Störung getrennt wird, läßt sich wegen des Fehlens von Aufschlüssen an dem schuttbedeckten Nordfuß der Punta Llerga nicht entscheiden.

Die Cotiella-Masse besteht also im Innern aus einer Platte von Oberkreidekalk, die im Osten sehr stark zusammengefaltet ist, westlich der Mitte flach wird und ganz im Westen wieder Faltung zeigt.

Über der eigentlichen Cotiella-Masse findet sich nördlich des Cotiella-Gipfels noch eine höhere Scholle von Oberkreide, die im Süden und Westen mit Störungen an die eigentliche Cotiella-Masse grenzt und im Norden und Nordosten, über diese hinausgreifend, dem Kreidezug von Barbaruens an einer flachen Überschiebung auflagert (s. S. 149, wo der Nordrand der Cotiella-Masse behandelt wird). Am klarsten ist der Bau dieser Scholle an der Südostseite des sich vom Cotiella-Gipfel nordostwärts erstreckenden Grates aufgeschlossen (Prof. 5 in Taf. 1). Ihre Basis wird dort durch eine wohl ziemlich flache Störung gebildet, die im Süden aufgeschlossen ist und dort am Nordflügel des nördlich des Cotiella-Gipfels vorbeiziehenden Sattels steiler wird. Im Südwesten liegt die Kreide der Scholle flach, aber nach Nordosten hebt sie sich heraus, die tieferen Oberkreidekalke erscheinen, und zwischen Punta Alta (P. 2737) und Punta Baja de Armeña (P. 2647) kommt unter ihnen Keuper hervor. Letzterer bildet nur einen schmalen Streifen und grenzt im Nordosten mit einer steileren Störung an flach südwestlich einfallende Schichten der höheren Oberkreide, unter denen weiter nördlich und östlich die tieferen Oberkreidekalke auftauchen. Außer in diesem „Aufbruch“ findet sich etwas Keuper an der Basis des auf den Kreidezug von Barbaruens

Die Scholle von Armeña.

vorgreifenden Nordteils der Scholle. Die zwischen der Punta Alta und der Punta Baja liegende Störungszone setzt sich in dem nach Nordwesten hinabziehenden Tale fort; zwar fehlen dort Aufschlüsse, aber auf den Talseiten liegen noch weiterhin flach einfallende höhere und steilstehende tiefere Schichten der Oberkreide einander gegenüber. Auch sonst ist das Innere der Scholle von Armeña im Westen ähnlich gebaut wie im Osten. Die sie im Südwesten von der eigentlichen Cotiella-Masse trennende Störung ist von Schutt bedeckt. Die Grenze zwischen der Cotiella i. e. S. und der Scholle von Armeña ist also nur im Südosten aufgeschlossen, und die Bedeutung der dort erkennbaren nordfallenden Störung ist nicht ohne weiteres ersichtlich. Man hat hier eigentlich nicht den Eindruck einer großen Schubbahn, die eine der Cotiella fremde Deckscholle begrenzte. Es kann sich sehr wohl um eine Störung handeln, die von der Cotiella-Masse eine zu dieser gehörige Scholle abtrennt hat.

Südwestlich der Scholle von Armeña finden sich im Gebiet des P. 2575 zwei kleine Schollen von Kreidekalk, die auf die dort noch erhaltenen tiefsten Senonmergel aufgeschoben sind (Abb. 51).

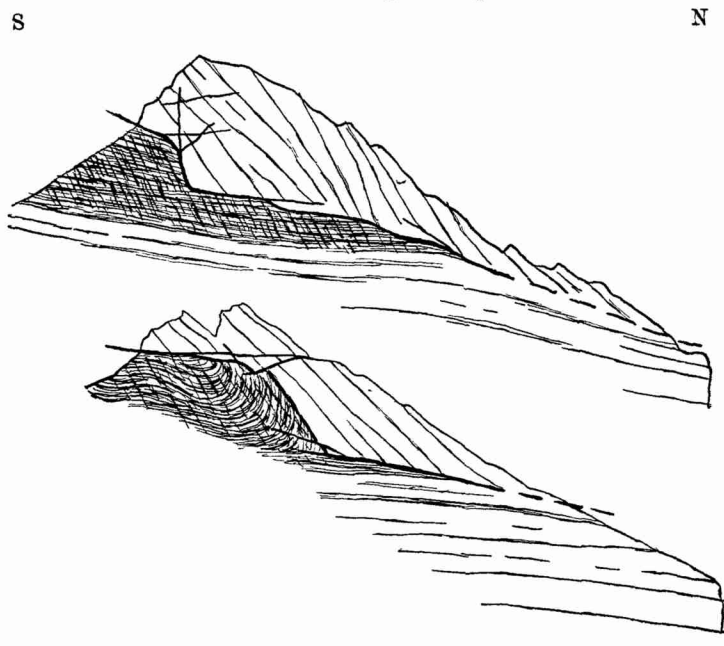


Abb. 51. Die beiden überschobenen Kreideschollen des P. 2575
von Osten.
ca. 1 : 15 000.

(1744)

Aber auch diese Schollen können durchaus der Cotiella selbst angehören. Insbesondere spricht die Art der Störung (s. Abb. 51) nicht sehr für eine Fernüberschiebung.

3. Der Überschiebungsbau am Nordrand der Cotiella-Masse und deren Westende.

Wie schon erwähnt, wird die Cotiella-Masse im Norden von einer Überschiebungszone begrenzt. Diese beginnt östlich der Esera, wo von dem Triasaufbruch von Gabás (s. S. 94) nahe seinem Westende eine Störung abzweigt, die sich bald zu einer flachen Überschiebung entwickelt, an der das Kalkmassiv der Cotiella auf den Senonmergeln der Senke von Barbaruens ruht (Abb. 50, Prof. 6—4 u. 2; Taf. 1, Prof. 6). Die Überschiebung, an der im Osten noch Jura und Trias auftreten, springt im Eseratal etwas nach Süden vor und läßt sich bis westlich von Barbaruens verfolgen (Taf. 1, Prof. 6). Weiterhin ist sie durch Schuttmassen verdeckt, dürfte aber am Nordfuß der S^a. Sarnera das Nordende des Zuges der Coma Carina (s. S. 145) berühren. Weiter nordwestlich ist am Fuß des Angon die Überschiebung des Oberkreidekalkes der Cotiella auf den Senonmergel wieder aufgeschlossen, jetzt ganz horizontal (Abb. 50, Prof. 1 und Taf. 4, Abb. 1). In ihrem Liegenden findet sich hier eine zweite ganz flache Störung, an der unter dem Senonmergel Paleozänkalk erscheint, den Senonmergel von Barbaruens überlagernd. Diese kleine Teilschuppe von Senonmergel keilt nach Westen hin aus. Nach Osten muß sie gleichfalls zu Ende gehen; allerdings läßt sich wegen des Fehlens von Aufschlüssen nicht entscheiden, ob die untere Überschiebung sich wie im Westen mit der oberen vereinigt oder inmitten des Senonmergels verklingt.

Im Westen stößt die Randüberschiebung der Cotiella gegen die Scholle von Armeña, die hier nach Norden über die Cotiella-Masse hinausgreift (Taf. 1, Prof. 5); allerdings kommt sie dabei fast nirgends mit der Kreideserie von Barbaruens in unmittelbaren Kontakt, sondern es schiebt sich eine Teilschuppe von Senonmergel ein, unter dem im Nordosten auch ältere Schichten auftreten. Der Senonmergel ist faziell wie in der nördlich benachbarten Serie von Barbaruens ausgebildet. Die Teilschuppe setzt im Osten gerade da ein, wo die Cotiella-Masse unter der Scholle von Armeña verschwindet, und ebenso keilt sie im Westen aus, bevor der Nordrand der Cotiella unter der Scholle wieder herauskommt. Somit läßt sich nicht beweisen, daß die Teilschuppe jener von der Nordseite des Angon entspricht und also in das

Die Randüberschiebung im Osten der Scholle von Armeña.

Die Teilschuppe am Nordrand der Scholle von Armeña.

Liegende nicht nur der Scholle von Armeña, sondern auch der eigentlichen Cotiella-Masse gehört; aber jede andere Deutung ist recht unwahrscheinlich.

Die Randüberschiebung zwischen der Scholle von Armeña und Sarabillo.

Nach der Unterbrechung durch die Scholle von Armeña wird die Nordgrenze der eigentlichen Cotiella-Masse wieder sichtbar, und auch jetzt wird ihr Nordrand ähnlich wie im Osten durch eine Überschiebung gebildet, die östlich von Sarabillo (Prof. 4 in Taf. 1) horizontal liegend aufgeschlossen ist. Von dort ist sie bis südlich von Sarabillo zu verfolgen. Dann enden die Aufschlüsse in den von der Punta Llerga herabziehenden Schuttströmen.

Die Trias von Sin.

Westlich von Sarabillo springt der Kreidekalk der Cotiella an einer nord-südlich verlaufenden Störung nach Norden vor, die nach ihrem Verlauf im Gelände bei Sarabillo ziemlich steil sein muß und jenseits der Cinqueta im unteren B^{co}. de Sin mit fast senkrechtem Einfallen aufgeschlossen ist. Es dürfte sich hier nicht um die Fortsetzung der flachen Überschiebung des Cotiella-Nordrandes handeln. An der steilen Störung taucht unter der Kreide ein schmaler Streifen von Trias auf, der sich rasch verbreitert und nach Nordosten zungenförmig weit über den Rand des Cotiella-Kalkes vorgreift (Taf. 1, Prof. 4). Südöstlich von Sin zweigt von der steilen Störung ein kleinerer Bruch in die Serie von Barbaruens ab, an dem der Paleozänkalk zur Trias hin abgesunken ist. Im Norden wird die Trias durch eine Störung begrenzt, die spitzwinklig zu der des Südostrandes verläuft; leider fehlen Aufschlüsse, die das Verhältnis der beiden Störungen zueinander klären könnten. Die nördliche Randstörung ist nur im Westen aufgeschlossen, wo sie mittelsteil nach Süden fällt. Im Osten ist ein ihr parallel verlaufender Bruch zu erkennen, an dem wie südöstlich von Sin der Paleozänkalk zur Trias hin abgesunken ist (Prof. 4 in Taf. 1).

Daß an beiden Seiten die jüngeren Schichten zur Trias von Sin hin abgesunken sind, scheint mir mit der Deutung der Trias als einer horstartigen Aufpressung nicht recht vereinbar zu sein, legt vielmehr die Auffassung nahe, daß die Trias ebenso wie bisher der Cotiella-Nordrand überschoben und außerdem von den steilen Brüchen betroffen ist.

Der Nordrand der Cotiella-Masse westlich der Trias von Sin.

Die nördliche Randstörung der Trias von Sin setzt sich nach Westen mit mittelsteilem südlichem Einfallen entlang dem Nordrand der Cotiella bis zu deren Westende jenseits der Cinca fort (Abb. 48, Prof. 2 u. 1). Dabei sind die weiter nördlich flachliegenden Schichten des Kreidezuges von Barbaruens z. T. flexurartig zu der Störung hin abgebogen (vgl. S. 139). Diese wird von

(1746)

einem schmalen Keuperstreifen begleitet, der nur westlich von Sin auf 1 km aussetzt. Hier findet sich im Hangenden des nördlich der Störung liegenden Flyschs eine flach überschobene Klippe von paleozänem oder oberkretazischem Kalk. Diese Klippe grenzt nur auf eine kurze Strecke an die zusammenhängende Oberkreide der Cotiella-Masse, und dort ist der Kontakt nicht aufgeschlossen, sodaß sich das Verhältnis zur Cotiella-Masse nicht entscheiden läßt.

Am Westende der Cotiella-Masse mündet die steile Nordstörung in die flache Überschiebung des Südwestrandes der Masse. Im westlichen Fortstreichen liegt wenig gestörter Flysch. Es fragt sich nun, ob das Westende der Cotiella (Abb. 48, Prof. 1; Abb. 45, Prof. 7) als eine nach zwei Seiten überschobene wurzelnde Schuppe oder als eine einseitig bewegte und also schwimmende Schubmasse zu deuten ist. Ich möchte das letztere annehmen. Denn am Westende der Cotiella-Masse herrscht noch die Fazies der Cotiella — einen mächtigen Oberkreidekalk überlagern hier von sandigen Bänken durchsetzte Mergel des Obersenons (von denen allerdings nur der tiefste Teil da ist) —, während sowohl unmittelbar nördlich wie unmittelbar südlich an der Cinca die Fazies des Mont Perdu anzutreffen ist, indem über geringmächtigem Campankalk (der allerdings ebenso wie der tiefste Teil des Maastrichts nur im Norden zutage tritt) mächtige Kalksandsteine des Maastrichts folgen. Ferner ist auf die Klippe des Castillo Mayor hinzuweisen, die anscheinend mit der Cotiella-Masse zusammengehört (s. S. 142), und auch darauf, daß am Ende der Cotiella nichts von einer in den Flysch hineinsetzenden Störungszone zu erkennen ist. Außerdem scheint an der steilen Störung westlich der Trias von Sin eine gewisse Tendenz zu südwärtigem Absinken zu herrschen, was gegen eine Nordüberschiebung und damit gegen eine wurzelnde Schuppe sprechen würde.

Das Westende der Cotiella-Masse.

Zusammenfassung über den Bau der Cotiella-Masse.

Sind wir auch zu der Vorstellung gekommen, daß die Cotiella-Masse an ihrer Westseite auf ihrer Unterlage schwimmt, so läßt sich diese Auffassung doch nicht auf das gesamte Massiv übertragen. Denn während die Überschiebungszone an der Nordseite der Cotiella bis jenseits der Esera zu verfolgen ist, endet die Überschiebung an der (südlichen) Stirnseite schon halbwegs zwischen Cinca und Esera und wird dort durch ungestörten Schichtenverband ersetzt. Dieser Verband ist in ausgezeichneten Aufschlüssen in aller Deutlichkeit zu erkennen, und ebenso ist mit Sicherheit nachzuweisen, daß die im zentralen Teil der Cotiella sichtbaren Falten sich ungestört

(1747)

weit nach Osten fortsetzen. Mithin ist die Cotiella-Masse autochthon, und die Überschiebungen an ihrem östlichen Nordrand müssen nach Norden erfolgt sein. So ergibt sich ein Gegensatz gegen die Überfaltungsrichtung an der (südlichen) Stirnseite, die zunächst südwestlich bis südlich ist und im Nordwesten fast westlich wird. Diese Drehung der Vergenz nach Westen ist bei der mit der Überfaltung der Stirnseite verbundenen Überschiebung noch ausgeprägter. Denn am Nordwestende der Cotiella ist die Überschiebung nicht wie die Überfaltung nach Westsüdwest sondern etwa nach Westnordwest bis Nordwest erfolgt. Das ergibt sich daraus, daß das Nordwest-Ende der Cotiella, sofern es an einer einheitlichen Schubbahn auf seiner Unterlage schwimmt (s. S. 151), nur aus dem Untergrunde des Massivs selbst herausgepreßt sein kann³³⁾. Man darf also hier die Überschiebung nicht einfach als eine Begleiterscheinung der Überfaltung auffassen; denn erstens greift die Überschiebung weit über die Überfaltung hinaus, und zweitens folgt sie einer anderen Richtung. Demgegenüber verliert die Überschiebung der (südlichen) Stirnseite weiter im Südosten an Bedeutung, und zugleich damit wird sie, ähnlich wie die Überfaltung, stärker südlich gerichtet, so auch ihrerseits mit den Bewegungen am Nordrand des Massivs divergierend; eine nordwestliche oder auch nur westliche Richtung der Überschiebung kommt im Südosten nicht mehr in Frage, da sie, parallel verlaufend zum Streichen der übergelegten Falte, ausklingt, ohne irgendwie in den südlich folgenden Flysch hineinzusetzen. Ebenso fehlen auf der Nordseite der Cotiella-Masse im Kreidezug von Barbaruens Anzeichen einer Querfaltung, und so kommen auch hier starke Westbewegungen am Rande der Cotiella nicht in Betracht. Demnach dürfte, wie im Osten (s. o.), so auch weiter westlich die Überschiebung am Nordrand im wesentlichen nördlich und erst näher dem Nordwestsporn des Massivs mehr westlich gerichtet sein. So geht im Hauptteil der Cotiella-Masse die Bewegung im Norden nach Norden und im Süden nach Süden, während weiter im Nordwesten die beiden Bewegungsrichtungen stark konvergieren, sodaß dort im wesentlichen Westbewegung herrscht. So besitzt das Nordwestende der Cotiella nicht den Bau einer unmittelbar in der Tiefe wurzelnden zweiseitig vergentem Schuppe, sondern es schwimmt an einer einheitlichen Überschiebung auf seiner

33) Daß das überschobene Nordwestende der Cotiella-Masse und ebenso die offenbar mit ihm zusammengehörige Klippe des Castillo Mayor unter diesen Umständen nichts mit den weiter nördlich im Gebiet des östlichen Mont Perdu-Zuges vorhandenen Klippen zu tun haben, liegt auf der Hand.

Unterlage. Dieser Sachverhalt wird nur dadurch verschleiert, daß das Nordwestende der Cotiella stark eingebrochen bzw. eingemuldet ist. Ich möchte diese Absenkung mit derjenigen in Verbindung bringen, die uns im Gebiet der offenbar auch nicht unmittelbar wurzelnden Trias von Sin entgegengetreten ist. Der Nordrand dieser Absenkungszone läßt sich als mittelsteil nach Süd fallende Störung durchverfolgen, und auch ihr Südrand ist im Zwischengebiet als Bruch oder Flexur vorhanden; denn die Kreide der Cinqueta liegt viel tiefer als jene der Punta Llerga.

Die steile Faltung im Innern der Cotiella-Masse zeigt eine wenig ausgeprägte Vergenz, die vorwiegend südlich ist. Im Osten ist die Faltung sehr intensiv, während sie nach Westen zu abklingt und statt ihrer die Überfaltung und Überschiebung an der Stirn größeres Ausmaß bekommen.

Schwierig ist die Frage, wie sich die Scholle von Armeña in das Bild eingliedert, das wir vom Bau der Cotiella-Masse bekommen haben. Zunächst hat man ganz den Eindruck, daß sie eng mit der eigentlichen Cotiella-Masse zusammengehöre, und auch bei näherer Betrachtung erscheint es mir durchaus nicht gesichert, daß man die Störungen, die sie von der eigentlichen Cotiella trennen, als eine Deckengrenze auffassen dürfe. Falls es sich aber doch um eine vom Randgebiet der Axialzone stammende Deckscholle handeln sollte, müßte sie jedenfalls auf die Cotiella-Masse aufgeschoben worden sein, bevor letztere nach Norden geschuppt wurde.

Nicht völlig eindeutig ist auch die Stellung der Deckscholle der S^a. de Chia. Sie dürfte wohl von dem im Nordosten nah benachbarten Rand der Axialzone stammen. Mit der nördlichen Randüberschiebung der Cotiella-Masse darf man sie wohl kaum in Zusammenhang bringen, da es recht unwahrscheinlich ist, daß die Nordüberschiebung so nahe an ihrem Ostende ein so weites Ausmaß besäße. Daß nördlich der Cotiella im südlichen Randgebiet der Axialzone wieder Südbewegung herrscht, wurde bereits oben (S. 120 ff.) erörtert.

Abgesehen von der Frage, wie weit hier die Südbewegung am Rand der Axialzone auch zu Überschiebungen bis in die Kreidezone hinein geführt hat, ergibt sich für die eigentliche Cotiella-Masse also folgendes: Sie wurzelt in der Tiefe und ist nach drei Seiten bewegt worden, sodaß Horizontalbewegungen von viel größerem Ausmaß vorgetäuscht werden, als sich tatsächlich abgespielt haben. Ein Zusammenvorkommen von Nord- und Südbewegung wurde bereits weiter östlich (in der Nogueras-Zone und im nördlichen Teil der Kreidezone) festgestellt, und dazu kommt

jetzt noch eine West-Vergenz, gerichtet gegen das Flyschgebiet von Puertolas, das die Zone von Tremp mit in Nord-Süd-Richtung umgebogenem Streichen fortsetzt. Die am Westende der Cotiella herrschende Westbewegung war paläogeographisch vorbereitet, indem hier das Becken der tieferen Oberkreide endet.

Zusammenfassung und Ergebnis.

Von dem untersuchten Abschnitt der Südpyrenäen aus gesehen, hat die alpinotype Vorgeschichte des pyrenäischen Raumes erst verhältnismäßig spät begonnen. Denn zunächst besaß er keine erhebliche Sonderstellung gegenüber den außerpyrenäischen Gebieten.

Die Trias ist wie in den Nachbargebieten germanisch ausgebildet, und ein besonderes Pyrenäenbecken ist nicht zu erkennen. Auch die Ophite, die uns hier entgentreten, finden wir ja im Bereich der späteren Keltiberischen Ketten wieder. Auch der Jura brachte noch keine Sonderverhältnisse. Das im Lias wiedererscheinende Meer überflutete gleichförmig einen kaum differenzierten, nur äußerst schwach sinkenden Raum, dessen Rand erst am Zentralplateau einerseits und der Meseta andererseits zu erkennen ist. Etwas größere Mächtigkeiten erreichte der Dogger in den Pyrenäen, die zugleich zum ersten Male faziell eine Sonderstellung einnahmen; aber dabei handelte es sich um eine negative Faziesverschiebung, der schließlich eine Verlandung folgte, während in den Nachbargebieten die Sedimentation noch andauerte, so im Keltiberischen Raume. Dagegen begann im Pyrenäenbereich die Senkung und damit die Sedimentation nach langer Festlandszeit erst wieder im Apt. Erst jetzt zeigte sich in den großen Mächtigkeiten der Kreide und ihrer im Gegensatz zu außerpyrenäischen Gebieten durchgehend marinen Entwicklung eine eigentliche Pyrenäengeosynklinale an. Zugleich ist jetzt eine Landmasse im Süden an der Stelle des heutigen Ebrobeckens deutlich kenntlich. Ein annähernd einheitlicher Sedimentationstrog bildete sich in den Südpyrenäen allerdings erst in der höheren Oberkreide heraus, während die Nordpyrenäen schon in der Unterkreide ein durchgehendes Meeresgebiet aufzuweisen hatten. Dagegen finden wir in den Südpyrenäen Querschwellen; so lag im Westen des Meeres der mittleren Südpyrenäen die Oberaragonische Schwelle, und erst in der höheren Oberkreide wurde durch ihre Überflutung die Verbindung mit den Westpyrenäen hergestellt; ebenso war im Osten das Becken der mittleren Südpyrenäen (nach ASHAUER) durch eine Querschwelle

(1750)

begrenzt, die sich während der Unterkreide als Schelf andeutete und von austrischer Zeit ab ein Becken im Raum der östlichen Ostpyrenäen abtrennte. Die größten Absenkungen im Becken der mittleren Südpirenäen erfolgten während der Unterkreide zwischen Segre und Ribagorzana, wo Schichtfolgen von gegen 1000 und örtlich sogar über 1000 m entstanden, und während der Oberkreide zwischen Segre und Esera bzw. Cinca, wo z. B. an der Ribagorzana und östlich der Esera die Senonmergel mindestens 2000 und an der Esera und in der Cotiella die Oberkreidekalke über 1000 m erreichen. Im Maastricht sank auch das vorher nur als Schelf überflutete oberaragonische Schwellengebiet stärker ab, und es kam zu Mächtigkeiten von 1000 m; faziell brachte das obere Maastricht nach dem Höhepunkt der Geosynklinalentwicklung der Kreide bereits eine Regression. Im Dan und Paleozän zog sich das Meer außer im Nordwesten aus dem Becken zurück; jedoch ging die Sedimentation, wenn auch in festländischer Form, als Garumnium weiter.

Ein Südrand des Pyrenäentroges gegen eine Ebromasse ist im Gegensatz zu Trias und Jura während der ganzen Kreide deutlich erkennbar. Nördlich der östlichen Südpirenäen ist nach ASHAUER verschiedentlich ein Landgebiet im Bereich der Zentralpyrenäen nachzuweisen. In den mittleren Pyrenäen sind ähnliche Verhältnisse nur ganz im Westen etwas angedeutet, und nur im höchsten Maastricht vielleicht auch weiter östlich (Sandstein von Arén). Jedenfalls bestand keine vom Osten bis zum Westen durchgehende und dauernd vorhandene zentralpyrenäische Landschwelle, sondern eine weite offene Verbindung ist zwischen dem Meeresgebiet der Nordpyrenäen und dem der mittleren Südpirenäen anzunehmen; denn letzteres war ja während der ganzen Kreide im Süden abgeschlossen, dazu von der Unterkreide bis in die höhere Oberkreide im Westen und während der ganzen Oberkreide auch im Osten.

Ältere Faltungen, die die Hauptfaltung vorbereitet hätten, spielen in den mittleren Südpirenäen keine Rolle. Altkimmerische Bewegungen sind nicht einmal angedeutet, und auch jungkimmerische scheinen zu fehlen. Weitwellige flache Verbiegungen in den südlichen Sierran, daneben im Turbón und im Nordwesten des Berichtsgebietes, sind wohl auf austrische (synorogene?) Vorgänge zurückzuführen, ebenso wahrscheinlich die im Westen im höheren Alb mit scharfem Schnitt einsetzende Sandschüttung. Eine austrische Stammfaltung aber, wie sie aus anderen Teilen der Pyrenäen bekannt geworden ist (STILLE 1924), fehlt im unter-

suchten Bereich, und die angeführten Andeutungen von schwachen austrischen Bodenbewegungen finden sich auch nur außerhalb des Beckens der Unterkreide. So herrscht innerhalb der Kreide überall völlige Konkordanz, abgesehen von den ganz örtlichen geringfügigen Bewegungen subherzynen Alters, die an der Esera festgestellt wurden. Mit der Regression am Ende der Kreide sind orogene Bewegungen nicht verbunden gewesen³⁴⁾.

Nach der Regression an der Wende Kreide — Tertiär eroberte das Meer mit dem Eozän das verlorene Gebiet zurück, jetzt die Südpynäen von der Tethys bis zum Atlantik erfüllend. Im Eozän sehen wir wie in der Kreide eine alpinotype Pyrenäengeosynklinale vor uns. Die größten Absenkungen erreicht der Westen mit Mächtigkeiten von durchgehend weit über 1000 m; diese Verlagerung des Beckentiefsten nach Westen wurde schon an der Wende Kreide — Tertiär eingeleitet, denn dort allein hielt sich das Meer. Im Süden greift das Eozän etwas weiter gegen die Ebromasse vor, aber auch jetzt ist eine Südküste faziell noch zu erkennen. Im höheren Eozän setzte bereits vor der pyrenäischen Faltung eine Regression ein im Zusammenhang mit einer starken Heraushebung einer Zentralpyrenäenschwelle; zugleich damit erfolgten Konglomeratschüttungen, die an der Esera bereits Sedimente vom Typus der oligozänen Nagelfluh entstehen ließen.

In der pyrenäischen Phase spielte sich die Hauptfaltung der mittleren Südpynäen ab. Das Oligozän liegt durchweg diskordant, mit Ausnahme von zwei Stellen in den südlichen Sierren, wo aber auch eine voroligozäne Abtragungsperiode zu erkennen ist. Ein konkordanter Übergang zwischen Eozän und Oligozän, wie ihn ASHAUER in den Ostpyrenäen westwärts noch bis zum Segre angibt, ist im Berichtsgebiet nirgends vorhanden. So stehen die mittleren Südpynäen mit ihrer pyrenäischen Hauptfaltung im Gegensatz zu den östlichen Südpynäen mit ihrer nach ASHAUER nacholigozänen und zwar savischen Hauptfaltung. Am Segre kann allerdings die von ASHAUER gegebene Altersbestimmung nur nahe dem Rand des Ebrobeckens gelten; denn wenig weiter nördlich ist dort die wichtigste Orogenese nachweislich noch vorsavisch (? pyrenäisch). Wie östlich des Berichtsgebietes, so hat auch im Westen die Faltung anderes Alter, wie SELZER gezeigt hat; denn während dort im westlichen Fortstreichen der katalanischen Sierren die Orogenese zunächst auch noch pyrenäisch ist, ist sie weiter westlich als nacholigozän anzusehen (vgl. unten).

34) Für die Diskordanz unter den Konglomeraten von Sellent-Col de Nargó (Segre) ist wohl ein pyrenäisches Alter anzunehmen.

Bei der Hauptfaltung der mittleren Südpirenen entstanden mehrere streichende Zonen von recht verschiedenem Bau. Im Norden finden wir die von Variscikum aufgebaute Axialzone, die sich westlich des untersuchten Gebietes zersplittert und abtaucht. Der Rand der Axialzone gegen die Südpirenen ist im Osten und im Westen recht verschieden gebaut. Östlich der Esera finden wir dort die Noguerras-Zone, in der Paläozoikum, Permotrias und höhere Trias intensiv verfaltet und verschuppt sind. Charakterisiert ist diese Zone durch die eigenartige Erscheinung der zweiseitigen Vergenz, d. h. der beinahe gleichzeitigen Faltung und Schuppung in entgegengesetzten Richtungen. Sie hat zu Lagerungsverhältnissen geführt, die im Einzelfall vielfach Deckenbau vortäuschen. Damit wurde ein Bautyp festgestellt, der mit unseren Anschauungen vom Bau von Faltengebirgen wenig im Einklang steht. Aber sein Auftreten ist nicht zu bezweifeln, und es wurde gezeigt, daß die zeitliche und räumliche Durchdringung der entgegengesetzten Vergenzen weitgehend durch die ungewöhnlichen Mobilitätsverhältnisse ermöglicht worden ist, die mit der salinaren Trias gegeben sind. Neben der Erscheinung der zweiseitigen Vergenz als solcher wurde als wichtiges Merkmal der Noguerras-Zone die starke Beteiligung von nördlicher Vergenz festgestellt, die im Osten sogar ganz erheblich überwiegt. Östlich der Pallaresa tritt südliche Vergenz nur noch örtlich auf.

Am Rand der Axialzone gegen die Noguerras-Zone findet sich außer östlich der Pallaresa eine Südflexur. Die hier angedeutete Südvergenz wird von Erill Castell ab ausgesprochener, und östlich der Esera ist am Südrand der Axialzone sogar noch eine Reihe von südvergenten Mulden erhalten.

Der Rand der Noguerras-Zone gegen die südlich folgende Kreide ist eine wichtige tektonische Linie. Auf weite Strecken handelte es sich ursprünglich um eine Flexur; aber diese wurde fast überall von Störungen — vorwiegend Abscherungen — überdeckt, die örtlich mehrfach mit flacher Nordschuppung verbunden sind. JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY nehmen hier den Rand einer großen, aus dem Ebrobecken nach Norden bewegten Decke an (*série sudpyrénéenne*); aber diese Auffassung ist nicht zu halten, wie der ganz uneinheitliche Bau des Kreiderandes und insbesondere das mehrfache Auftreten von normalem Schichtverband zeigen.

Im Osten endet die Noguerras-Zone im Gebiet des Segre, aber im Fortstreichen entwickelt sich an dem Nordrand der Kreide (nach ASHAUER) eine weit nach Osten zu verfolgende Nordüberschiebung. Im Westen endet die Noguerras-Zone kurz vor der Esera, und damit grenzen Axialzone und Kreidezone aneinander.

Aber bis östlich der Cinca werden sie noch von einer am Kreide-
rande liegenden Abscherungsfläche getrennt. Erst mit dem Aus-
keilen des Keupers endet diese; die Kreide verliert jetzt ihre tek-
tonische Selbständigkeit und nimmt auch an der Faltung in
gleicher Weise teil wie die Gesteine des südlichen Randgebietes
der Axialzone. Diese Faltung am Südrande der Axialzone zeigt
Südvergenz außer an der Cinca, wo im Grenzgebiet von Axialzone
und Kreidezone noch einmal Nordbewegung angedeutet ist. Die
Faltung spielt am Südrande der Axialzone westlich der Esera nur
eine untergeordnete Rolle gegenüber einer großen Südüberschiebung,
die im Osten einsetzt und nach Westen deckenartiges Ausmaß
gewinnt (Decke von Gavarnie). Die Kreide ist im Osten, wo sie
infolge ihrer Unterlagerung durch Keuper noch abgeschert werden
und tektonisch selbständig reagieren konnte, wie von der autoch-
thonen Faltung, so auch von der Überschiebung nicht mehr be-
troffen worden; aber im Westen ist sie von der Decke überwältigt
und flach überfahren worden, wobei sich die Stirn der Decke in
die mächtige Kreidefolge eingebohrt hat, die höheren Kreide-
schichten vor sich aufs stärkste zusammenstauchend.

Einen ebenso mannigfaltigen Bau wie der Südrand der Axial-
zone zeigt die Subzentrale Kreidezone. Ihr Nordrand gegen die
Axialzone bzw. die Noguerras-Zone wurde bereits besprochen. Am
einfachsten ist sie im Osten gebaut, am Flamisell im wesentlichen
nur aus einer Südflexur und weiter östlich außerdem aus einigen
regelmäßigen Falten bestehend; dabei endet durch das Einsetzen
von Falten nach Osten hin die Zone von Tresp. Im Norden tritt
z. T. Nordvergenz auf, im Süden herrscht durchgehend Südvergenz.

Im Gebiet westlich des Flamisell liegen die Verhältnisse
weniger einfach; dort herrscht im Nordteil der Kreidezone ein
eigenartiger Bautyp, wie er m. W. bisher nicht bekannt ist. Es
wird nämlich eine Reihe von größeren und kleineren Kreideschollen,
von denen fast jede ihren eigenen inneren Faltenbau besitzt, von
meist schmalen, verschieden streichenden Triasaufbrüchen um-
schlossen, wobei Abscherungserscheinungen häufig sind. Zu er-
klären ist dieser Bautyp durch die hohe Mobilität der salinaren
Trias. Östlich der Isabena enden die meisten der Triasstreifen
an einer weiten Quermulde, und jetzt wird der Bau der Kreide-
zone wieder einfacher. Nach einer Unterbrechung durch den
steilen Quersattel des Turbón leiten die südlichen Falten in die
Cotiella-Masse über, während sich im Norden eine Nordüber-
schiebung entwickelt, die nach Westen hin große Bedeutung ge-
winnt und den Nordrand der Cotiella-Masse bildet.

(1754)

Die Vergenz ist im Abschnitt vom Flamisell bis westlich des Turbón bezüglich der Faltung fast durchweg südlich, aber daneben tritt im Norden im Bereich der Triasaufbrüche auch nordgerichtete Schuppung auf.

In der Cotiella ist der Gegensatz zwischen nördlicher und südlicher Vergenz stark ausgeprägt. Denn im Norden finden wir eine große Nordüberschiebung, und im Süden wird wie weiter östlich in der Kreidezone die Grenze gegen die Zone von Tresp durch einen südvergenten Sattel gebildet, der sich hier zu einer flach übergelegten und überschobenen Falte steigert. Auch gegen Westen ist die Cotiella überschoben und überfaltet, dem wenig gefalteten Flysch von Puertolas flach auflagernd, der hier als abweichend gerichtete Fortsetzung der Zone von Tresp nach Norden vorspringt, während die eigentliche Zone von Tresp an der Cinca an einer von SELZER beschriebenen schwach westvergenten Quersattelzone endet. Durch seine dreiseitige Überschiebung und Überfaltung täuscht der Westteil der autochthonen Cotiella-Masse Deckenbau vor.

Mit der Cotiella-Masse endet der Hauptteil der Kreidezone, und nur im Norden der Cotiella setzt sich ein schmaler Kreidestreifen noch weiter nach Westen fort, die Kette des Mont Perdu aufbauend. Hier stellt sich eine intensive, stark südvergente Faltungs- und Schuppungstektonik ein — eine Reaktion auf das Andrängen der Decke von Gavarnie, deren Stirn wenig nördlich liegt und sich dort in die Kreidefolge des Mont Perdu eingebohrt hat (s. oben). Die im Mont Perdu zu beobachtende schöne Faltung ist durch die ausgezeichnete Faltbarkeit der Schichtfolge ermöglicht worden, die in dieser Hinsicht in starkem Gegensatz zu den massigen Kalken der Cotiella steht. Nach Westen hin ist die Zone des Mont Perdu noch weithin zu verfolgen, wenn auch mit bedeutend einfacherem Bau (s. SELZER).

Im Osten sind Axialzone und Kreidezone also durch die Noguerras-Zone getrennt, und die Kreide ist tektonisch völlig selbständig. Nach dem Enden der Noguerras-Zone behält die Kreide ihre Selbständigkeit, solange sie von Keuper unterlagert wird. Erst mit dem Auskeilen dieses mobilen Schichtgliedes wird sie in die Tektonik des Südrandes der Axialzone miteinbezogen. Im Bereich der Mont Perdu-Gruppe besteht schließlich die ganze Tektonik der auf einen schmalen Streifen reduzierten Kreidezone in einer Reaktion auf die von der Axialzone her andrängende Decke von Gavarnie.

Im Süden der Zone von Tresp liegt die Sierrenzone, wieder aus Kreidefalten bestehend. Diese Falten stellen nur ein oberes

Stockwerk dar, das bis zur mittleren Trias herabreicht, und an dessen Basis eine große Abscherung anzunehmen ist; dasselbe gilt ja auch für die Subzentrale Kreide, außer im Nordwesten, wo sie nicht mehr von Keuper unterlagert wird (vgl. oben).

Die katalanischen Sierrren, deren Selbständigkeit schon paläogeographisch vorbereitet war, bestehen im Norden aus dem großen südvergenten Sattel des Monsech. Im Süden sind sie weniger einheitlich gebaut. Neben südvergenter Längsfaltung tritt hier Quersfaltung auf, u. zw. besonders im Südosten, wo sie Ostvergenz zeigt. Damit enden hier die pyrenäisch gefalteten Sierrren nach Osten hin. Ebenso gehen sie westlich des untersuchten Gebietes zu Ende (nach SELZER), u. zw. ebenfalls unter Auftreten von Quersfaltung, die in gleicher Weise nach außen, d. h. also hier nach Westen, vergiert. Diese Quersfaltungszone schneidet weiter nördlich auch die Zone von Tresp ab (vgl. oben) und streicht nach Norden hin bis nahe an die Mont Perdu-Kette fort. Östlich der Quersattelzone liegt hier das Flyschgebiet von Puertolas, das als querverlaufende Fortsetzung der Zone von Tresp aufzufassen ist. Jenseits dieses Flyschs endet mit der Cotiella auch der Hauptteil der Kreidezone, u. zw. gleichfalls unter westvergenter Quersfaltung, deren Ausmaß aber das aller übrigen Quersfalten des Berichtsgebietes ganz bedeutend übertrifft. Nur der nördlichste Teil der Kreidezone geht nach Westen weiter, ohne von den querverlaufenden Strukturen beeinflusst zu sein.

So haben wir ein breites Faltenland pyrenäischen Alters nur im Raume zwischen Segre und Cinca, beiderseits begrenzt durch nach außen gerichtete Quersfaltung. Im Westen gilt letzteres für die gesamten Südpirenäen bis nahe der Axialzone, im Osten nur für die Sierrrenzone. Aber nach ASHAUER'S Angaben über das Alter der Faltung der Ostpyrenäen muß im Osten auch in der Kreidezone die pyrenäische Faltung enden, zumindest im Süden, wo ASHAUER Konkordanz zwischen Eozän und Oligozän angibt. Ein klarer, durch Quersfaltung gekennzeichneter Rand des pyrenäisch gefalteten Raumes wie weiter südlich und wie im Westen ist hier allerdings nicht festzustellen.

Die Gebirgszone von pyrenäischem Alter fällt annähernd mit dem Raum des tieferen Teiles des Kreidebeckens der mittleren Südpirenäen zusammen. Besonders klar ist diese Beziehung am Westende der Cotiella-Masse, wo die mächtigen Kalke des westlichsten Teiles der Oberkreide-Geosynklinale nach drei Seiten auf ein Gebiet, das bis zum Maastricht nicht zur Geosynklinale gehört hat, überschoben und überfaltet worden sind. Als etwas Ähnliches

(1756)

— gewissermaßen als ein Spiegelbild der westlichen Cotiella — darf man nach den Untersuchungen ASHAUER's das Ostende der „Serie von Pedra Forca“ (der großen Südpirenen-Decke von JACOB, FALLOT, ASTRE & CIRY, die sich nach Westen bis zur Cotiella fortsetzen soll) in den Ostpyrenäen auffassen, das etwa mit dem Ostende der mächtigen Entwicklung der Kreide zusammenfällt, die sich aus dem Gebiet der mittleren Südpirenen noch ein Stück in die Ostpyrenäen fortsetzt; allerdings ist dort nach ASHAUER die Faltung erst in savischer Zeit erfolgt.

Die Faltungsvergenz ist im Norden des Berichtsgebietes recht uneinheitlich. Dort ist die Nogueras-Zone durch zweiseitige Vergenz ausgezeichnet, und in ihr gewinnt nach Osten hin die Nordbewegung die Überhand, bis sie östlich der Pallaresa so gut wie allein herrscht. Ebenfalls nordwärts bewegt ist der Rand der Kreidezone und überwiegend auch deren ganzer nördlicher Teil. Westlich der Endigung der Nogueras-Zone tritt bis zur Cinca Nordvergenz noch andeutungsweise am Nordsaum der Kreide auf und sehr ausgeprägt innerhalb der Kreidezone an der nördlichen Grenze der Cotiella. So zeichnet sich ein nordwärts vergierender Streifen ab, der an der Cinca endet, und in dessen westlicher Fortsetzung reine Südbewegung herrscht. Südlich dieses Streifens ist die Vergenz ausschließlich gegen Süden gerichtet, sowohl im Südteil der Kreidezone wie in den Längsfalten der Sierrenzone. Aber auch nördlich des nordbewegten Streifens findet sich wieder reine Südvergenz, und zwar westlich der Pallaresa zunächst nur in Andeutungen, dann ausgeprägter und westlich der Esera in ganz großem Maßstab (Einsetzen der Decke von Gavarnie). Nur östlich der Pallaresa ist der Nordteil der Südpirenen so gut wie ausschließlich gegen Norden bewegt. Hier liegen die Verhältnisse ähnlich wie östlich des Segre, wo ASHAUER die Zone der Nordvergenz bis in das Gebiet des Llobregat verfolgt hat. Diese Gliederung in eine Zone der reinen Nord- und eine solche der reinen Südbewegung, beide getrennt durch eine klare Scheitelung, konnte ASHAUER dort durch das Vorhandensein einer im Norden liegenden Zentralpyrenäenschwelle erklären, gegen die die Nordfaltung sich richtete. In den mittleren Südpirenen liegen die Verhältnisse jedoch nicht so einfach. Denn erstens stellt sich dort nördlich des nordvergenten Streifens wieder eine Zone mit reiner Südvergenz ein, die nach Westen hin große Bedeutung gewinnt, und zweitens tritt dort auch in der Zone der Nordbewegung noch weitgehend Südbewegung auf. Das einfache Schema einer Scheitelung zwischen einer nach Süden gegen das Ebrovorland und einer nach Norden gegen eine

Zentralpyrenäenschwelle gerichteten Faltung reicht also hier nicht aus. Es lassen sich jedoch auch hier Beziehungen zwischen dem Auftreten von abweichenden (d. h. nicht südlichen) Vergenzen und den epirogenen Einheiten sehr wohl feststellen, wie z. B. in der westlichen Cotiella gezeigt wurde; aber gerade dort finden wir nördlich der Nordüberschiebung wieder die südbewegte Decke von Gavarnie. Wenn also auch die Zone der Nordvergenz durch ein nördliches Schwellengebiet bedingt ist, so hat dieses doch nicht die ganze Faltung auf sich gezogen, und mit einer Erklärung der Vergenzen ausschließlich nach dem Prinzip der Faltung gegen Schwellen wird man hier den in der Natur zu beobachtenden Verhältnissen nicht gerecht.

Im Untersuchungsbereich zeigt sich nun die Nordbewegung gebunden an das Gebiet großer Mächtigkeit und verhältnismäßig vollständiger Entwicklung des Mesozoikums, innerhalb dessen der Keuper eine besondere Rolle spielt. Er hat es der Kreide ermöglicht, gegenüber der südvergenten Axialzone selbständig zu reagieren, und hat so erst die Voraussetzung für das Auftreten von Nordvergenz, d. h. für ein Ausweichen nach Norden, geschaffen. Ähnlich hat erst der Keuper die Entstehung einer Nogueras-Zone ermöglicht. Er hat hier den verschiedenen tektonischen Elementen eine besonders weitgehende Selbständigkeit verliehen, ihnen dadurch ein Ausweichen in entgegengesetzten Richtungen erlaubt und so die eigentümliche Bauform der zweiseitigen Vergenz bedingt. Man kann also wohl sagen, daß ohne das Vorhandensein des Keupers die Herausbildung eines Gebietes mit Nordbewegung in der vorliegenden Form zwischen Zonen mit Südbewegung nicht möglich gewesen wäre. Die vergenzbestimmende Bedeutung der epirogenen Einheiten, die ja mehrfach aufgezeigt wurde, soll damit keineswegs in Abrede gestellt sein, aber daneben müssen auch die mehr örtlichen mechanischen Sonderverhältnisse hervorgehoben werden, welche weitgehend für die Vergenzverteilung im Norden des Berichtgebietes verantwortlich zu machen sind.

Nach der pyrenäischen Faltung setzte in den mittleren Südpirenäen die Senkung und damit auch die Sedimentation bald wieder ein, letztere jetzt in rein festländischer Art. Im Gebiet der pyrenäischen Faltung wurden mächtige Nagelfluhmassen abgelagert, in denen das vielfach noch ein starkes Relief besitzende Gebirge förmlich ertrank. Gleichzeitig sank südlich des pyrenäisch gefalteten Gebietes die bisherige Ebromasse als große Vortiefe ab, und hier erreicht das Oligozän in „Beckenfazies“ seine größte Mächtigkeit. Der Rand der Vortiefe gegen die pyrenäisch ge-

falteten Sierren ist in der Fazies und in den Mächtigkeiten deutlich ausgeprägt. Anklänge an die Beckenfazies finden sich noch in kleinen Innensenken in den südlichen Sierren. Im Osten greift mit der Endigung der Sierren die Vortiefe nach Norden vor.

Nach der Ablagerung des Oligozäns erfolgte eine zweite Faltung. Ihr genaueres Alter ist zwar in den mittleren Südpirenaen nicht festzustellen, da jüngeres Tertiär fehlt; aber sowohl im Osten wie im Westen ist sie nach ASHAUER bzw. SELZER savisch, und so ist das gleiche Alter auch für die mittleren Südpirenaen anzunehmen. Die nacholigozäne Faltung hat nur im Süden des Untersuchungsgebietes größere Bedeutung gehabt. Dort wurden in den südlichen Sierren und am Nordrand des Ebrobeckens längs-streichende Falten mit einheitlicher Südvergenz angegliedert, und zugleich wurde der schon vorher scharf ausgeprägte Rand des Ebrobeckens orogen ausgestaltet. Im einzelnen wurden in den südlichen Sierren die jungen Falten vielfach durch die Struktur und das unausgeglichene Relief des pyrenäisch dislozierten Untergrundes abgelenkt. Weiter nördlich hat die nacholigozäne Faltung nur ganz örtlich stärker gewirkt; dort liegt zwischen Segre und Isabena das Oligozän bis auf wenige Ausnahmen flach. Weiter westlich fehlt im Norden Oligozän, aber auch hier ist wohl kaum ein stärkeres Wirken der jungen Faltung anzunehmen. Erst jenseits der pyrenäischen Quersattelzone an der Cinca ist nach SELZER die Faltung jünger.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß sowohl der Bautyp wie auch z. T. die Vergenz in dem bearbeiteten Ausschnitt aus den Südpirenaen weniger einheitlich sind, als bei Faltengebirgen der Fall zu sein pflegt. Die verschiedenen Zonen zeigen ein recht verschiedenes Gesicht, und auch im Streichen ändert sich der tektonische Stil ganz erheblich. Disharmonische Erscheinungen und anormale, aus Faltengebirgen sonst nicht bekannte Reaktionsformen im Zusammenhang mit der hohen Triasmobilität spielen dabei eine wichtige Rolle. Daneben finden sich völlig normale alpinotype Bauformen, wie prachtvoll ausgebildete Faltungen und Überschiebungen großen Stils, wenn auch das Ausmaß und die Kompliziertheit alpinen Deckenbaus nirgends erreicht wird.

Die Uneinheitlichkeit der Vergenz liegt — abgesehen von der Querfaltung an den Rändern des pyrenäisch gefalteten Raumes — in der starken Beteiligung von Nordbewegung im Norden des Gebietes. Aber die Zone der Nordvergenz gliedert sich in ein südbewegtes System ein, und im ganzen überwiegt die Südvergenz bedeutend; so ist nicht zu verkennen, daß wir den wohl

entwickelten Süd Stamm eines zweiseitigen Pyrenäenorogens vor uns sehen. Dieser Sachverhalt kommt auch darin zum Ausdruck, daß das Vorland, gegen das die Faltung gerichtet war, nach der Hauptfaltung als große Vortiefe absank, und daß dann bei einer jüngeren Faltung im Süden südvergente Falten angegliedert wurden, die Faltung somit in die Vortiefe wanderte.
