

Das Alttertiär im Mont Perdu-Gebiet (Spanische Zentralpyrenäen)

Autor(en): **Hillebrandt, Axel von**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **55 (1962)**

Heft 2

PDF erstellt am: **17.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162925>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Das Alttertiär im Mont Perdu-Gebiet (Spanische Zentralpyrenäen)¹⁾

Von Axel von Hillebrandt (Berlin)

mit 3 Textfiguren und 6 Tafeln (I–VI)

INHALTSVERZEICHNIS

A. Einleitung	295
B. Historischer Überblick	298
C. Stratigraphie	298
I. Danien: Kalke und Dolomite	298
II. Montien: Sandsteine und Kalke	300
III. Montien ? oder Landenien ? : Massenkalk	301
IV. Ilerdien:	
a) Untere Sandsteine und Mergel	301
b) Obere Sandsteine und Kalke	303
c) Kalk- und Mergelschiefer	305
V. Cuisien: Sandsteine und Mergel in «Flyschfazies»	307
D. Paläogeographische Betrachtungen	312
E. Morphologische Beobachtungen	313
F. Tektonik	313
G. Zusammenfassung	314

A. EINLEITUNG

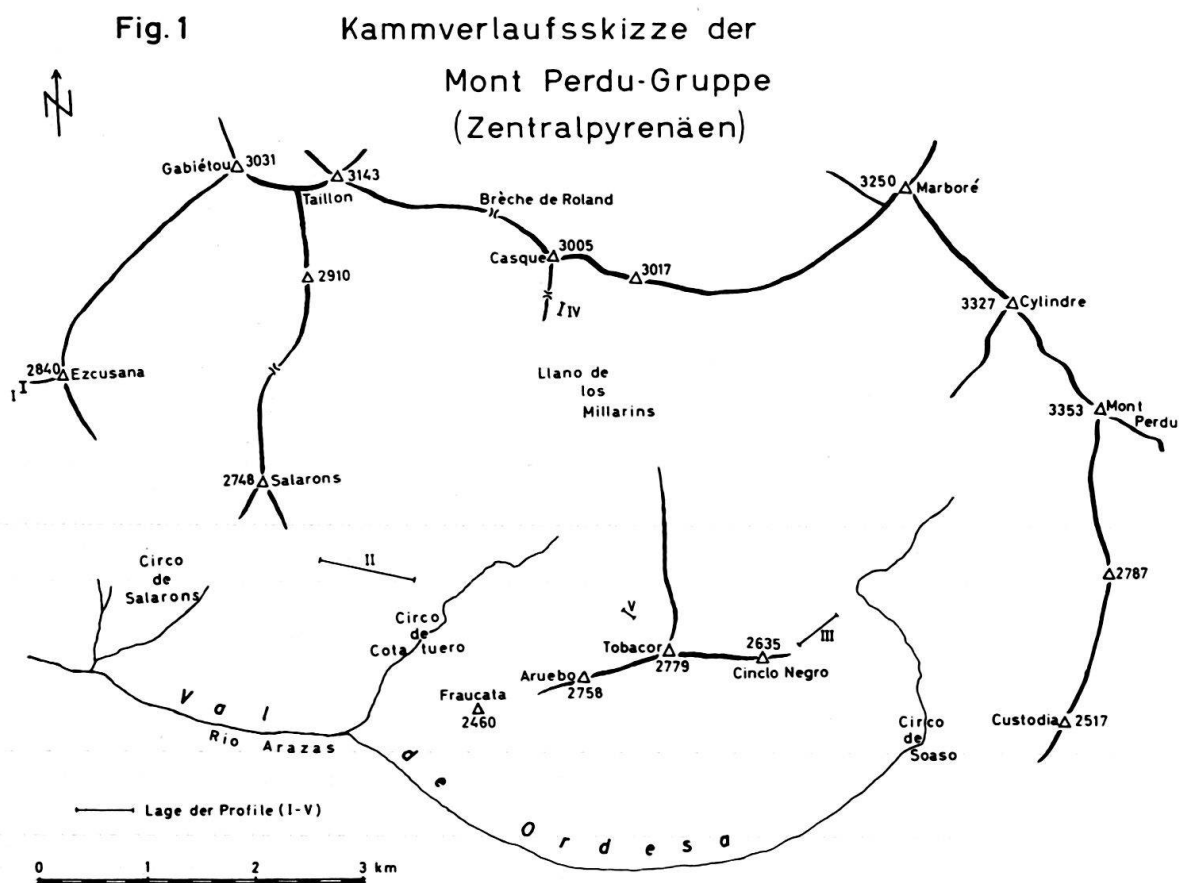
Die Anregung zur vorliegenden Arbeit erhielt ich durch Herrn Prof. Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ. Die Untersuchungen konnten während einer vierwöchigen wissenschaftlich-bergsteigerischen Fahrt in die Pyrenäen durchgeführt werden. Vom Deutschen Alpenverein wurde das Unternehmen finanziell unterstützt, wofür ich an dieser Stelle nochmals danken möchte. Die geologischen Beobachtungen sind von Herrn Dr. D. HERM, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, und dem Autor durchgeführt worden. Herr Dr. D. HERM untersuchte vor allem die Oberkreide und der Autor das Alttertiär. Meinen Bergkameraden, die mir bei den Geländearbeiten hilfreich zur Seite standen, sei an dieser Stelle ebenfalls herzlich gedankt.

Da die Auswertung der Oberkreidegesteine durch Herrn Dr. D. HERM noch nicht abgeschlossen ist, kann vorläufig nur das Alttertiär der Mont Perdu-Gruppe beschrieben werden.

¹⁾ Gedruckt mit Unterstützung des August-Tobler-Fonds des Naturhistorischen Museums Basel, wofür hier der beste Dank ausgesprochen sei.

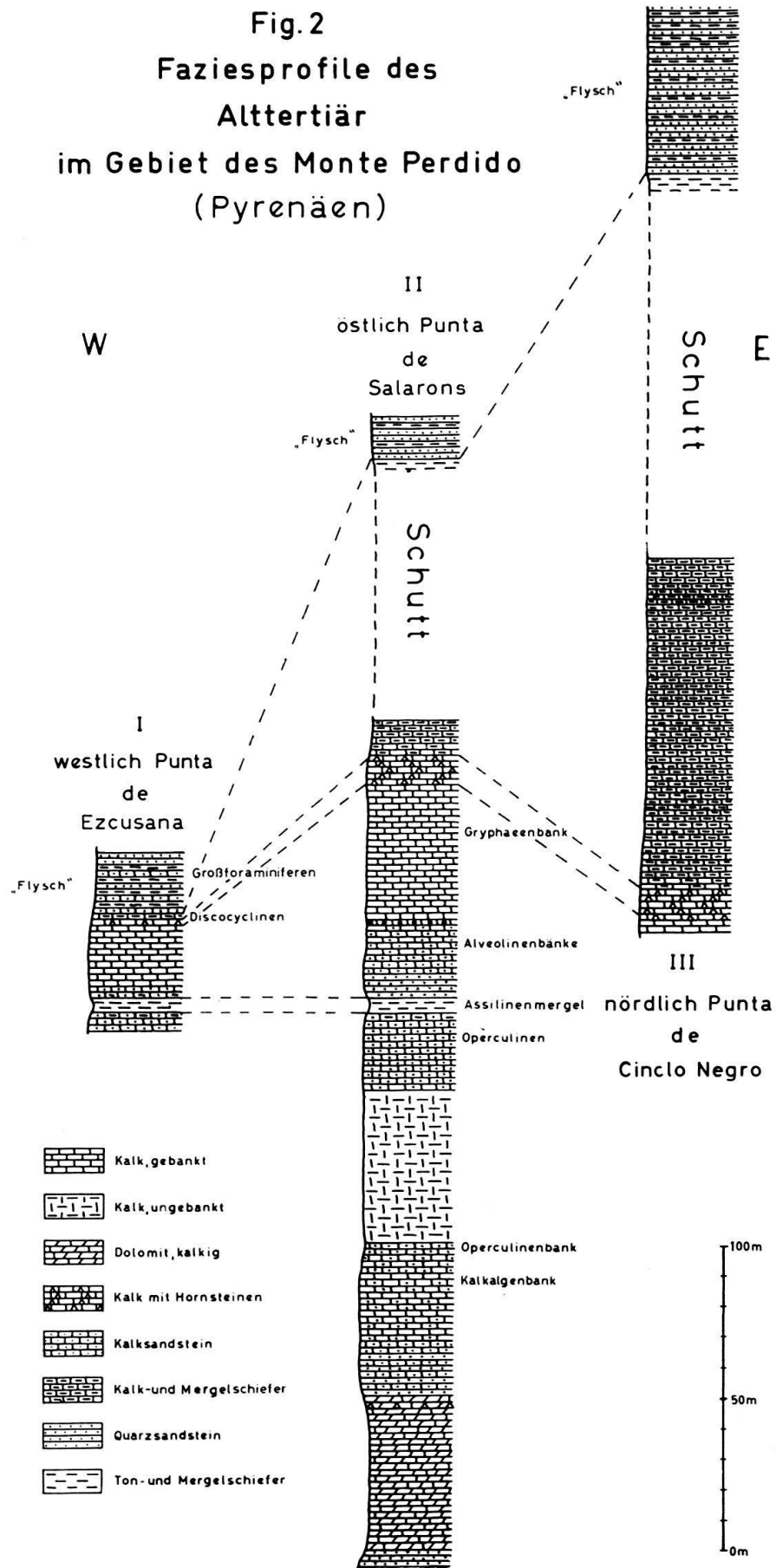
Auf der Suche nach einem möglichst lückenlosen Profil mit marinen Sedimenten in der höheren Oberkreide und im tieferen Alttertiär, machte mich Herr Prof. Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ auf die «Subzentrale Kreidezone» in den südlichen Zentralpyrenäen aufmerksam. Im Gebiet des Val de Ordesa (Provinz Huesca) (Fig. 1) gehören die höchsten Gipfel (Mont Perdu, Cylindre, Marboré, Casque) dieser Zone mit Oberkreide und Alttertiärsedimenten an, da sie in diesem Gebiet weit nach Norden reicht und sich am Aufbau des Hauptkamms beteiligt. Durch die ausgeprägten Reliefunterschiede sind die Aufschlussverhältnisse ausgezeichnet.

Die subzentrale Kreidezone schliesst sich nach MISCH (1934) südlich an die vornehmlich aus paläozoischen Gesteinen bestehende axiale Hauptzone an. Südlich der subzentralen Kreidezone folgt die «Zone von Tresp» mit äusserst mächtigen alttertiären Sedimenten in Flyschfazies. Da auch in der subzentralen Kreidezone während der Oberkreide und im Alttertiär mächtige Sedimente abgelagert wurden, ist dieses Gebiet für stratigraphische Untersuchungen sehr geeignet.



Es wurde ein geschlossenes Oberkreideprofil von 950 m Mächtigkeit aufgenommen. Drei getrennte, 200 bis 450 m mächtige Profile im Alttertiär (Fig. 1 und 2) gestatten fazielle Vergleiche innerhalb des untersuchten Gebiets. Bei der Profilaufnahme und Gesteinsprobenentnahme wurde Wert auf eine ungestörte, bzw. lückenlose Lagerung gelegt. Vergleichsproben aus den tektonisch stärker beanspruchten Gebieten des Mont Perdu und des Cylindre, sowie von der Südseite des Val de Ordesa dienen zur Ergänzung der Hauptprofile im Bereich des Circo

Fig. 2
Faziesprofile des
Alttertiär
im Gebiet des Monte Perdido
(Pyrenäen)



de Cotatuero und des Circo de Salarons (Fig. 2 u. 3). Als topographische Unterlage diente vor allem die ausgezeichnete Karte von F. SCHRADER im Maßstab 1:20000 «Massiv de Gavarnie et du Mont Perdu».

Die Proben und Dünnschliffe werden unter der angegebenen Nummer in der Foraminiferensammlung der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München aufbewahrt.

B. HISTORISCHER ÜBERBLICK

Nach DALLONI (1910) und MISCH (1934) wird im Gebiet des Mont Perdu das zwischen den Sandsteinen des Maastrichtien und den Nummuliten-Alveolinen-Kalken des Eozäns liegende, sonst nicht marine Garumnium durch marine Kalke und Dolomite vertreten, die dem Danien und Montien zugeordnet wurden.

D'ARCHIAC (in D'ARCHIAC & HAIME, 1853), LEYMERIE (1881) und CAREZ (1909) geben verschiedene Grossforaminiferen des Eozäns aus dem Mont Perdu-Gebiet an.

DALLONI (1910) unterscheidet Alveolinenkalke an der Basis und mergelige Nummulitenkalke im Hangenden. Erstere wurden von DALLONI (1910) zunächst dem unteren und letztere dem mittleren Lutetien zugerechnet, Cuisien sollte fehlen. DALLONI (1930) stellt die Alveolinenkalke in das Cuisien, die Nummulitenkalke in das Lutetien und nimmt an, dass im Gebiet des Mont Perdu zwischen den Operculinenkalken des Montien und den Nummulitenkalken des Lutetien keine Schichtlücke besteht.

Nach MISCH (1934) besitzt der Alveolinenkalk im Gebiet des Mont Perdu zum Teil einen hohen Sandgehalt, und es ist dem Kalk eine Mergellage eingeschaltet. Der Alveolinenkalk wird von Flysch überlagert, dessen tiefster Teil sandfrei ist und von aschgrauen Kalkmergeln und Mergelkalken gebildet wird.

C. STRATIGRAPHIE

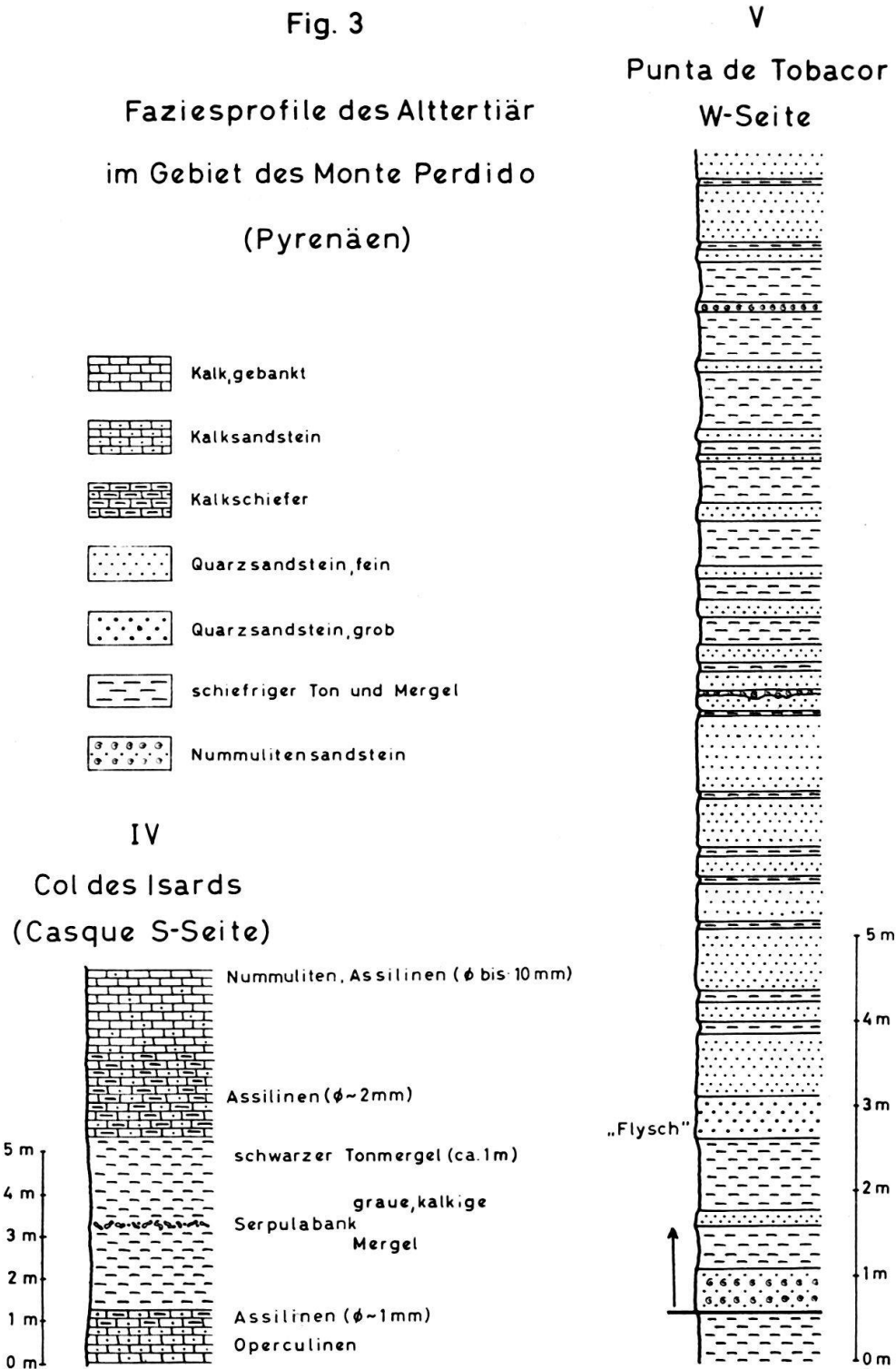
Die Schichtfolge des Alttertiärs reicht im Mont Perdu-Gebiet vom Danien (= tiefstes Paleozän) bis zum mittleren Cuisien (= mittleres Untereozän). Das Danien wird vom Autor zum Alttertiär gerechnet und als tiefste Stufe des Paleozäns betrachtet.

Lithologisch lassen sich vom Liegenden zum Hangenden folgende Horizonte unterscheiden: Kalke und Dolomite des Danien; Sandsteine und Kalke des Montien; Sandsteine, Mergel, Kalke und Mergelschiefer des Ilerdien; Sandsteine und Mergel des Cuisien in Flyschfazies.

Die einzelnen lithologisch unterscheidbaren Horizonte werden zunächst im Bereich des Standardprofils (Profil II, östlich Punta de Salarons, Fig. 2) beschrieben und dann fazielle Änderungen innerhalb des Gebiets erwähnt. An die makroskopische Gesteinsbeschreibung schliessen sich die Beobachtungen an, die mit Hilfe der Dünnschliffe gemacht werden konnten. Abschliessend erfolgt eine Angabe des Fossilinhaltes und die Altersstellung des betreffenden lithologischen Horizontes.

I. DANIE: KALKE UND DOLOMITE

Über den Sandsteinen der Oberkreide mit Orbitolinen folgen in der ganzen Mont Perdu-Gruppe mit scharfer Grenze etwa 50 m mächtige dolomitische Kalke



und kalkige Dolomite. Ihre Farbe ist hellgrau bis grau und sie sind gut geschichtet. Die einzelnen 0,5 bis 1 m mächtigen Bänke zerfallen leicht polygonal auf zahlreichen Kalkspatklüften zu einem scharfkantigen Schutt. Häufig beginnen die Bänke mit einer Aufarbeitungslage, in der der oberste Teil der vorhergehenden Bank aufgearbeitet ist. So enthalten zum Beispiel die hellen Bänke an ihrer Basis aufgearbeitete Gerölle der vorhergehenden dunkleren Bank und umgekehrt. Un-

gefähr 2 m im Liegenden des den Kalk-Dolomit überlagernden Sandsteins ist eine 1 m mächtige Bank mit einzelnen Kieselknollen eingeschaltet.

Im Dünnschliff erweisen sich die Dolomite als mikrokristallin (Korngrösse 0,03 bis 0,15 mm) mit Mosaikstruktur. Quarzkörner sind selten. Die mehr oder weniger dolomitischen Kalke besitzen eine pelitische oder kryptokristalline Struktur. In den Aufarbeitungslagen (Taf. I) sind deutlich die in der pelitischen Grundmasse schwimmenden, mehr oder weniger gerundeten Pelit- oder Psammitgerölle zu erkennen.

An organischen Resten kommen in den Dolomiten stark umkristallisierter Kalkalgendetritus und sandschalige Foraminiferen vor. In den dolomitischen Kalkpeliten sind Fossilschutt und kleinwüchsige, kalkschalige Foraminiferen häufig, ausserdem findet man Ostracoden und Querschnitte durch Gastropoden.

Die Kieselknollen setzen sich aus einzelnen, gerundeten Komponenten von psammitischer Korngrösse ($\varnothing$ bis 1 cm) zusammen, die eine unregelmässige, gelappte oder buchtige Form besitzen. Die Grenzen der Komponenten zueinander sind unscharf, nebulitisch. Die Komponenten bestehen aus Kalkpelit mit einem verschieden hohen Anteil an mikrokristallinem Chalcedon, wobei letzterer den Kalkpelit fast vollständig ersetzen kann. Das Bindemittel zwischen den einzelnen Körnern hat dieselbe Zusammensetzung wie die Komponenten selbst. Die Grenze gegen den Kalkpelit ohne kieseligen Anteil ist scharf.

Einzelne Komponenten der Kieselkalke sind reich an zumeist stark umkristallisierten Radiolarien aus den Familien der Porodiscidae, Spongodiscidae und Cyrtoidae.

Altersstellung: Die Kalke und Dolomite werden von Orbitoiden führenden Sandsteinen des Maastrichtien unterlagert. Im Hangenden folgen Sandsteine und Kalke mit Grossforaminiferen, die erst oberhalb des tiefsten Paleozäns (= Danien) auftreten. In den Kalken kommen vereinzelt kleinwüchsige Globigerinen ($\varnothing$ 0,13 mm, Taf. I) vor, die sich am besten mit den ebenfalls kleinwüchsigen Globigerinen des Danien vergleichen lassen.

II. MONTIEN: SANDSTEINE UND KALKE

Die Kalke und Dolomite des Danien werden von 10 bis 15 m mächtigen Quarz- und Kalksandsteinen überlagert, wobei vom Liegenden zum Hangenden die Kalksandsteine zunehmen. Ungefähr 5 bis 10 mm mächtige Lagen von Quarz- und Kalksandstein wechseln miteinander ab. Die Oberflächen der einzelnen Schichten sind zum Teil wellenartig verbogen.

Diese Wechsellagerung von Quarz- und Kalksandsteinen wird von ca. 35 m mächtigen Kalksandsteinen und Kalken überlagert, die im Hangenden dünnbankig werden.

Im Dünnschliff erweisen sich einzelne Lagen der basalen Quarz- und Kalksandsteine als sehr reich an Fossilschutt. Am häufigsten ist Kalkalgendetritus (*Lithothamnium*, ?*Solenopora*), daneben findet man kalkschalige Foraminiferen (vor allem Rotaliidea und Miliolidae), selten sandschalige Foraminiferen, Bryozoen und Bruchstücke von Molluskenschalen. In einzelnen Schichten sind Grossforaminiferen (*Discocyclina*) häufig.

Ungefähr 40 m im Hangenden der Dolomite des Danien ist den Kalksandsteinen und Kalken eine 1 m mächtige Fossilschuttbank (Taf. I) eingeschaltet. In einer aus psammitischem Fossilschutt bestehenden Grundmasse sind Bruchstücke von Lithothamnien und Discocyclinen eingebettet. Daneben kommen Bryozoenreste (z. T. von Lithothamnien überkrustet) und kalkschalige Foraminiferen (u. a. *Robulus*, *Eponides*, *Rotalia*, *Globigerina*) vor. Die pelitische und kryptokristalline Grundmasse ist teilweise in mikrokristallinen Kalzit umgewandelt. In diesem Basalzement schwimmen einzelne, stark angelöste Lithothamnienreste und Discocyclinen. Als Neubildung kommen idiomorphe Dolomitkristalle vor, die auch in den Lithothamnien auftreten. Nach RUCHIN (1958, S. 127) sind bei Übergangsgesteinen von Kalken zu Dolomiten solche Einlagerungsstrukturen typisch, bei denen in der Grundmasse von mikrokristallinem Kalzit einzelne grosse Rhomboeder von Dolomit auftreten. Die Dolomitkristalle sind im inneren Teil häufig getrübt, was darauf beruht, dass sie in der Mitte noch aus Kalzit und aussen bereits aus Dolomit bestehen.

Der dünnbankige Kalksandstein im Hangenden erweist sich im Dünnschliff als ein ebenfalls stark umkristallisierter Kalkpsammit mit einzelnen Quarzkörnern und Operculinen.

Altersstellung: Im basalen und mittleren Teil der Sandsteine ist *Discocyclina seunesi* DOUVILLÉ häufig, in den hangenden, dünnbankigen Kalksandsteinen kommt *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS vor. *D. seunesi* beginnt im Montien und *O. heberti* wurde bisher nur aus dem Montien angegeben. Die oben beschriebenen Sandsteine und Kalke können also dieser Stufe zugeordnet werden.

III. MONTIEN ? ODER LANDENIEN ? : MASSENKALKE

Über dem Operculinensandstein folgen ca. 50 m mächtige weisse, ungebankte und dichte Kalke. Im Dünnschliff erweist sich dieses Gestein als ein Fossilschuttkalk (Taf. II). In einer kalkpelitischen und psammitischen Grundmasse aus Fossilschutt sind Stockkorallen ($\varnothing$ bis zu 2 cm) und Kalkalgen (Dasycladaceen und Lithothamnien) eingelagert. Daneben kommen kalk- und sandschalige Foraminiferen (vor allem Milioliden), Echinodermenreste und Bruchstücke von Mollusken-schalen vor. Das Gestein kann also als Riffschuttkalk bezeichnet werden. Ob die 50 m mächtigen Kalke auch reine Riffkalke enthalten, ist vorläufig nicht zu beurteilen, da hierfür zuwenig Beobachtungen vorliegen.

Eine stratigraphische Einstufung der Massenkalken ist nicht möglich, da keine Fossilien vorhanden sind, die eine Altersstellung ermöglichen würden. Unterlagert werden die Kalke von sicherem Montien, hangend folgen Schichten die wahrscheinlich in das untere Ilerdien zu stellen sind. Die Massenkalken selbst dürften daher dem Montien oder Landenien angehören. Eine Schichtlücke ist wahrscheinlich nicht vorhanden.

IV. ILERDIEN

a) Untere Sandsteine und Mergel

Die Massenkalken werden von 25 m mächtigen Kalksandsteinen überlagert, die im Hangenden zuerst Operculinen und dann auch Nummuliten und Assilinen enthalten.

Die Operculinensandsteine bestehen aus lagenweise angereicherten und mehr oder weniger in der Schichtfläche eingeregelter Operculinen, die in einzelnen Horizonten auch stark aufgearbeitet als Fossilschutt auftreten. Die psammitische Grundmasse besteht aus Fossilschutt und Kalkpelitkörnern, Quarz ist nicht häufig. An organischen Resten kommen neben den Operculinen auch Schalenbruchstücke von Lamellibranchiaten (hps. Ostreiden) und Kleinforaminiferen (u. a. *Truncorotalia*) vor.

In den hangendsten 5 m der Kalksandsteine (Taf. II) treten neben Operculinen auch Nummuliten aus der Gruppe des *N. exilis* DOUVILLÉ, sowie *Assilina* cf. *pyrenaica* DE LA HARPE und *Discocyclina* sp. auf. Die psammitische Grundmasse, in die die Grossforaminiferen eingebettet sind, setzt sich aus Körnern von Kalkpelit und eckigem Quarz zusammen; Kleinforaminiferen sind weniger häufig.

Nach dem Hangenden zu werden die Kalksandsteine immer mergeliger und gehen in etwa 5 m mächtige schiefrige Grossforaminiferenmergel über. Durch Zunahme des Psammitanteils entwickeln sich aus diesen Mergeln wiederum Kalk- und Quarzsandsteine, in denen nesterartig angereichert Assilinen vorkommen.

Im Norden von Faziesprofil II (Fig. 2), im Bereich des Zentralkamms der Mont Perdu-Gruppe, so zum Beispiel am Col des Isards (Faziesprofil IV, Fig. 3), an der Brèche Sud du Cylindre oder am Pont Perdu selbst fehlen den Mergeln die Grossforaminiferen. In diesem Bereich sind jedoch die Mergel zum Teil reich an benthonischen und planktonischen Kleinforaminiferen. Am Col des Isards ist den Mergeln eine bis zu 10 cm mächtige Bank eingeschaltet, die fast vollständig aus den Kalkröhren von *Serpula* besteht.

Fossilinhalt der Mergel

Auch die Grossforaminiferen-Mergel im Südteil des Gebietes führen eine unterschiedliche Fauna. Bei Faziesprofil II (Probe Nr. 1949) setzt sich die Fauna fast ausschliesslich aus Assilinen zusammen, während nicht weit davon entfernt, am Torre de Fraucata²⁾ (Probe Nr. 1948), Nummuliten vorherrschen.

Folgende Grossforaminiferen kommen in den Mergeln vor (A- und B-Formen):

- Nummulites exilis* DOUVILLÉ
- Nummulites pernotus* SCHAUB
- Nummulites subramondi* DE LA HARPE
- Assilina pyrenaica* DE LA HARPE³⁾
- Discocyclina* sp.
- Operculina* sp.

Für die Bestimmung der Kleinforaminiferen erwies sich eine Probe aus den Mergeln im Nordteil des Gebietes von der Brèche Sud du Cylindre (Probe Nr. 1950)

²⁾ Als Torre de Fraucata (Fig. 1) wird vom Autor der vom Massiv des Monte Aruebo abgetrennte Turm benannt, der der Wandflucht vorgelagert ist, die die E-Seite des Circo de Cotatuero begrenzt. Der Turm endet bei Punkt 2460 m der Schraderkarte. Er wurde von Herrn G. BRAM und dem Autor am 22. August 1958 über die SW-Kante erstbestiegen. Das Mergelband befindet sich in $\frac{2}{3}$ Höhe des Turmes.

³⁾ Herr Prof. Dr. H. SCHAUB, Basel, machte mich in einem Brief vom 22. Mai 1962 darauf aufmerksam, dass im Mont Perdu-Gebiet vermutlich die Typlokalität der *Assilina pyrenaica* DE LA HARPE, 1926, liegt.

als am günstigsten, da die Fauna dieser Probe am artenreichsten ist und den besten Erhaltungszustand zeigt. Die benthonische Fauna besteht zur Hauptsache aus *Cibicides* cf. *alleni* (PLUMMER), häufig sind *Clavulinoides lakiensis* HAQUE und *Triloculina* sp., selten *Spiroplectammina plummerae* CUSHMAN, *Nodosaria affinis* REUSS und *Robulus limbatus* (BORNEMANN).

An planktonischen Arten kommen vor:

- Globigerina inaequispira* SUBBOTINA
- Globigerina linaperta* FINLAY
- Globorotalia* (*Truncorotalia*) *aequa* CUSHMAN & RENZ
- Globorotalia* (*Truncorotalia*) *aequa marginodentata* SUBBOTINA
- Globorotalia* (*Truncorotalia*) *aequa* cf. *simulatilis* SUBBOTINA
- Globorotalia* (*Truncorotalia*) cf. *velascoensis* (CUSHMAN)
- Globorotalia* (*Acarinina*) *pseudotopilensis* (SUBBOTINA)
- Globorotalia* (*Acarinina*) *pentacamerata* SUBBOTINA

Altersstellung

Bei den Nummuliten und der Assilina handelt es sich um Arten, die nach HOTTINGER & SCHAUB (1960) im jüngeren Ilerdien vorkommen. Die planktonischen Foraminiferen gehören der Faunenzone der *Globorotalia rex* bei BOLLI (1957) oder dem tieferen Teil der Faunenzone G bei v. HILLEBRANDT (1962) an. BOLLI (1957) stellt diese Zone bereits in das Untereozän, sie muss jedoch auf Grund der Grossforaminiferen zum oberen Paleozän (= Ilerdien) gerechnet werden.

b) Obere Sandsteine und Kalke

Die Assilinen in den Kalk- und Quarzsandsteinen bei Faziesprofil II werden ca. 3 m im Hangenden der schiefrigen Mergel durch Alveolinen ersetzt, die zuerst vereinzelt, dann lagenweise im Sandstein vorkommen. Die einzelnen Alveolinenlagen besitzen Millimeter- bis Zentimeter-Mächtigkeit. Nach dem Hangenden zu nimmt der Quarzgehalt in den Sandsteinen allmählich ab und es treten nur noch selten geringmächtige, reine Quarzsandsteinlagen auf. Den Kalksandsteinen sind zwei 25 cm mächtige Alveolinenbänke eingeschaltet, die fast ausschliesslich aus Alveolinen bestehen. Ungefähr 30 m im Hangenden des Mergelbandes enthalten die Sandsteine einen Horizont mit einzelnen Quarzgeröllen ($\varnothing$ bis 5 cm). Die Sandsteine gehen allmählich in dunkelgraue Kalke über. 20 m über dem Quarzgeröllhorizont tritt in den Kalken eine 1 m mächtige Gryphaeenbank auf. 2 m im Liegenden der Kieselkalke, die die Kalke überlagern, kommt in den schwärzlichen Kalken ein ungefähr 40 cm mächtiger, schiefriger Horizont mit Grossforaminiferen vor. Der Kieselkalk ist bei Faziesprofil II 10 m mächtig. 6 bis 7 Lagen mit Kieselknollen folgen in dem dunkelgrauen bis schwarzen Kalk in Abständen von 1 bis 1,5 m übereinander. Die schwarzen Kieselknollen sind perlschnurartig angeordnet. Die einzelnen Knollen besitzen eine Dicke bis zu 10 cm und eine Länge bis zu 40 cm.

Im Norden und Nordwesten des Gebietes, zum Beispiel bei Faziesprofil I und IV (Fig. 2 und 3), folgen über den Mergeln zuerst mergelige Kalksandsteine mit Nummuliten und darüber Kalke mit einem mehr oder weniger hohen sandigen Quarzanteil. Sie enthalten, vereinzelt oder flockig angereichert, Nummuliten,

Alveolinen fehlen. Ein Quarzgeröllhorizont ist in diesem Gebiet nicht vorhanden. Zwischen Faziesprofil IV und II, südlich vom Llano de los Millarins, führen die Kalke sowohl Nummuliten als auch Alveolinen, der Geröllhorizont fehlt ebenfalls. Im Süden und Südosten von Faziesprofil II, so zum Beispiel südlich vom Refuge de Gaulis oder auf der Südseite des Ordesatales liegen über den Mergeln zuerst noch geringmächtige, schiefrige Kalksandsteine mit Nummuliten und dann Quarzsandsteine mit bis zu 20 cm mächtigen Alveolinenbänken. Der Quarzgeröllhorizont wird durch mehrere Quarzgeröllbänke vertreten.

Von Osten nach Westen erfolgt eine Mächtigkeitsabnahme (Fig. 2) der Sedimente, die die schiefrigen Mergel überlagern. Südlich der Punta de Ezcusana werden die Nummulitenmergel von geringmächtigen Kalksandsteinen und Alveolinenkalken überlagert. Nach 30 bis 36 m Mächtigkeit beginnt der Kieselkalk, der hier nur noch ungefähr 4 m mächtig wird. Westlich der Punta de Ezcusana (Faziesprofil I, Fig. 2) folgen über dem Mergelhorizont nurmehr 25 m mächtige Nummulitenkalke. Der noch geringer mächtige Kieselkalk enthält nur eine einzige Kieselknollenlage.

Von Handstücken aus verschiedenen Horizonten der Sandsteine und Kalke des Ilerdien wurden Dünnschliffe angefertigt. Die Untersuchung dieser Dünnschliffe ergab, dass die Alveolinenlagen (Taf. II) der basalen Quarzsandsteine z. T. fast ausschliesslich aus Alveolinen bestehen. Daneben kommen an organischen Resten Assilinen, Kleinforaminiferen, sowie Querschnitte durch Serpularöhren vor. Die einzelnen Alveolinen grenzen in den Alveolinenlagen zumeist direkt aneinander. Die Grossforaminiferen zeigen deutliche Aufarbeitungsspuren. Die Zwickelräume zwischen den Alveolinen und die Sandsteine, die die einzelnen Grossforaminiferenlagen verbinden, setzen sich zur Hauptsache aus psammitischem Quarz zusammen; kalkpelitische Körner und Kalzit treten nur untergeordnet auf.

Ein Dünnschliff eines Handstücks aus einer der beiden 25 cm mächtigen Alveolinenbänke (Taf. III) zeigt, dass in dieser Bank die Grossforaminiferen im allgemeinen nicht so dicht gepackt sind wie in den Quarzsandsteinen. Neben den Alveolinen kommen selten Assilinen vor. Die Grossforaminiferen befinden sich in einer psammitischen Grundmasse, die vorwiegend aus Fossilschutt, Körnern von Kalkpelit und Kalzit, sowie Kleinforaminiferen (hauptsächlich Milioliden) besteht. Innerhalb einer Alveolinenbank nimmt vom Liegenden zum Hangenden die psammitische Quarzkomponente zu. Bei den Sandsteinen selbst besteht die psammitische Komponente bis zur Hälfte aus Quarzkörnern.

Die Dünnschliffuntersuchung eines Handstücks aus der Gryphaeenbank ergab, dass die Grundmasse, die die einzelnen Gryphaeen verbindet, aus Kalkpsammit besteht. Der Kalkpsammit selbst setzt sich aus Fossilschutt, Körnern von Kalkpelit und Kalzit, sowie Kleinforaminiferen zusammen. Quarz tritt untergeordnet auf. Neben Gryphaeenschalen sind auch Grossforaminiferen (Discocyclinen, Assilinen, Nummuliten) am Aufbau der Kalke beteiligt.

An einem Dünnschliff eines Kalkes mit einer Kieselknolle konnten folgende Beobachtungen gemacht werden: Der Kalkpsammit setzt sich aus einzelnen, undeutlich begrenzten Körnern von Kalkpelit und Kalzit zusammen. Das Bindemittel ist kalkpelitisch oder mikrokristallin kalzitisch. Stark umkristallisierte Gross- und Kleinforaminiferen, sowie fein verteilter Pyrit und Limonit sind häufig.

Die Grenze der Kieselknolle ist scharf und wird durch eine Limonitkruste gebildet, die allerdings sekundärer Entstehung sein dürfte. Am Rand zum Kalkpsammit treten in der Kieselknolle gehäuft grosse Kalzitkristalle mit deutlicher Zwillinglamellierung auf. Die Hornsteine selbst bestehen aus kryptokristalliner Kieselsäure, die durch fein verteilten Limonit oder Pyrit, der auch in psammitischer Korngrösse auftritt, teilweise dunkel gefärbt ist. In die Hornsteingrundmasse sind einzelne idiomorphe Dolomitrhomboeder eingelagert. In den Hornsteinen kommen ausserdem vollständig verkieselte Foraminiferen (hauptsächlich Discocyclinen) vor, deren ehemalige Struktur besonders deutlich unter polarisiertem Licht zu erkennen ist. Zum Teil ist in den verkieselten Foraminiferen und auch in den Dolomitkristallen Limonit und Pyrit stärker angereichert. Organismenreste, die Kieselsäure zum Aufbau ihrer Hartteile verwenden, konnten nicht beobachtet werden.

Die psammitische Grundmasse eines massigen Kalksandsteins vom Col des Isards (Taf. IV) setzt sich aus den zumeist wenig gerundeten Körnern von Kalkpelit, Kalzit und Quarz zusammen, die durch ein pelitisches bis mikrokristallin kalzitisches Zement verbunden werden. In die psammitische Grundmasse sind, vereinzelt oder flockig angereichert, unregelmässig angeordnete Grossforaminiferen eingelagert. An Organismenresten sind ausserdem häufig Querschnitte durch Serpularöhren, kalk- und sandschalige Kleinforaminiferen (hauptsächlich Miloiden) und Bruchstücke von Molluskenschalen.

Altersstellung

Die Alveolinenhorizonte der basalen Quarzsandsteine setzen sich fast ausschliesslich aus einer flosculinisierten *Alveolina* aus der *globosa*-Gruppe zusammen, die sehr *Alveolina triestina* HOTTINGER ähnelt. Die Alveolinenbänke im Hangenden enthalten vor allem *Alveolina trempina* HOTTINGER. Selten ist in den Alveolinenlagen *Assilina* cf. *pyrenaica* DE LA HARPE und *Nummulites* cf. *exilis* DOUVILLÉ. In der Gryphaeenbank kommen *Assilina* cf. *leymeriei* D'ARCHIAC & HAIME und kleine Nummuliten aus der Gruppe des *N. globulus* LEYMERIE vor. Die Discocyclinen dieser Bank sind artlich nicht bestimmbar. Der schiefrige Kalk im Liegenden der Kieselkalke enthält neben viel Fossilschutt, *Discocyclina* cf. *trabayensis* NEUMANN, *Operculina* sp. und artlich nicht näher bestimmbare Kleinforaminiferen (vor allem *Globigerina* sp.). In den Kalksandsteinen vom Col des Isards ist *Assilina* cf. *leymeriei* D'ARCHIAC & HAIME und *Nummulites* cf. *subramondi* DE LA HARPE häufig.

Alveolina triestina reicht nach HOTTINGER (1960) vom mittleren bis zum oberen Ilerdien, *Alveolina trempina* ist nach demselben Autor auf den unteren Teil des oberen Ilerdien beschränkt. Die oben genannten Assilinen und Nummuliten sind nach HOTTINGER & SCHAUB (1960) für das jüngere Ilerdien typisch. Die Sandsteine und Kalke dürften also einen stratigraphischen Umfang besitzen, der vom mittleren bis zum oberen Ilerdien reicht.

c) Kalk- und Mergelschiefer

Die Kieselkalke gehen zum Hangenden hin in schwärzliche, schiefrige Kalke und dann allmählich in mehr oder weniger mergelige, graue Kalkschiefer über⁴⁾.

⁴⁾ Von MISCH (1934) wurden die Kalk- und Mergelschiefer zum Flysch gerechnet.

Aus den Kalkschiefern gehen wiederum Mergelschiefer hervor, die von den Sedimenten des zumeist stark gefalteten «Flysch» überlagert werden. Bei flacher Schichtlagerung fällt die Schieferung mit 20 bis 30 Grad nach Norden ein. Bedingt durch ihre geringe Festigkeit bilden die Kalkschiefer zumeist flache Hänge. Sie sind häufig von dem Schutt der hangenden Flyschsandsteine bedeckt und hierdurch im allgemeinen schlechter als das übrige Alttertiär des Gebietes aufgeschlossen.

Auch bei den Kalk- und Mergelschiefern ist von Osten nach Westen eine Abnahme der Mächtigkeit dieser Schichten zu beobachten (Fig. 2). Während bei Faziesprofil III dieser Schichtkomplex nahezu 300 m mächtig wird, besitzt dieser südlich der Punta de Ezcusana nur noch eine Mächtigkeit von 10 m. Westlich der Punta de Ezcusana (Faziesprofil I) liegt über dem Kieselkalk nur noch ein 2 m mächtiger Discocyclinenkalk, auf den der Flysch transgrediert.

Südlich der Punta de Ezcusana sind die basalen, über den Kieselkalken liegenden, schiefrigen Kalke (Taf. IV) reich an Discocyclinen. Ein Dünnschliff dieses Gesteins zeigt, dass es sich um einen Kalkpsammit handelt, der an einzelnen Stellen verkieselt ist. Die verkieselten Stellen sind nesterartig oder schlauchförmig angeordnet. Häufig beginnt die Verkieselung bei Grossforaminiferen. Der Kalkpsammit besteht aus Körnern von Kalkpelit und Kalzit. Organismenschutt stellt eine wesentliche Komponente der Kalke dar. Die einzelnen Korngrenzen sind häufig verschwommen und gehen oft in das aus mikrokristallinem Kalzit bestehende Bindemittel über. Die Organismenreste sind teilweise bereits umkristallisiert, so dass ehemals vorhandene Strukturen zum Teil verloren gegangen sind. In der psammitischen Grundmasse liegen einzelne, mehr oder weniger in der Schichtung eingeregelter, organopsephitische Komponenten (hps. Discocyclinen). Neben Grossforaminiferen sind am häufigsten kalk- und sandschalige Kleinforaminiferen (hps. Globigerinen), selten kommen Bruchstücke von Bryozoen und Echinodermenreste vor.

Ein Dünnschliff eines mergeligen Kalkschiefers erweist sich als ein stark geschieferter Kalkpelit bis Kalkpsammit, mit einzelnen grösseren psammitischen Komponenten, die zumeist aus mehr oder weniger umkristallisierten Globigerinen bestehen. Die Globigerinen sind durch die Schieferung stark deformiert. Feinkörniger Pyrit und Limonit ist in den Kalkschiefern häufig. Psammitische Quarzkörner sind nicht selten.

Alterstellung

Die über den Kieselkalken liegenden schiefrigen Kalke (Taf. IV) südlich der Punta de Ezcusana enthalten *Discocyclina fortisi* (D'ARCHIAC). *D. fortisi* ist nach NEUMANN (1958, S. 97) in der Aquitaine in den «couches à *Xanthopsis*» weit verbreitet. Nach NEUMANN sollen diese Schichten dem unteren Lutetien angehören. Eine Vergleichsprobe von Horsarrieu (Mergelgrube von Sourbet) aus den «couches à *Xanthopsis*» führt jedoch eine reiche planktonische Foraminiferenfauna, die sich gut mit derjenigen der «rex-Zone» bei BOLLI (1957) oder dem oberen Teil der Zone G bei v. HILLEBRANDT (1962) vergleichen lässt. Beide Zonen müssen zum Ilerdien (= oberes Paleozän) gerechnet werden.

In einer Probe aus den schiefrigen Mergeln im Norden der Llano de los Millarins kommen im Schlämmrückstand häufig Globigerinen vor, die jedoch – bedingt

durch die starke Schieferung – sehr schlecht erhalten und nicht mehr bestimmbar sind.

Die Kalk- und Mergelschiefer müssen wahrscheinlich noch vollständig zum oberen Ilerdien gerechnet werden.

V. CUISIEN: SANDSTEINE UND MERGEL IN «FLYSCHFAZIES»

Die Kalk- und Mergelschiefer des oberen Ilerdien werden im Mont Perdu-Gebiet von dick- und dünnbankigen Sandsteinen mit mehr oder weniger mächtigen Ton- oder Mergelzwischenlagen in «Flyschfazies» überlagert. Der zumeist stark gefaltete Flysch baut die der zentralen Kette (Mont Perdu, Cylindre, Marboré) südlich vorgelagerten Gipfel (Punta de Tobacor, Monte Aruebo, Punta de Salarons, Punta Ezcusana) auf.

Bei Faziesprofil V (westlich der Punta de Tobacor, Fig. 3) beginnt der Flysch über den stark geschieferten Mergeln mit einer 50 cm mächtigen Grossforaminiferenbank. Das Hangende besteht aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen (10 bis 100 cm mächtig) und Mergeln (bis 50 cm mächtig). Einzelne Sandsteinbänke setzen sich fast ausschliesslich aus Grossforaminiferen zusammen. Nach etwa 15 m Mächtigkeit folgen gut gebankte Fein- und Grobsandsteine mit geringmächtigen zum Teil sandigen Mergelzwischenlagen. Die Grossforaminiferenbänke werden zum Hangenden hin immer seltener. Ungefähr 65 m über den Mergelschiefern sind den Sandsteinen mehrere Lumachellebänke eingeschaltet, die teilweise Quarzgerölle bis zu 2 cm $\varnothing$ enthalten. Die Sandsteine im Hangenden sind stark verfaltet, so dass eine Mächtigkeitsangabe nicht möglich ist. Auf der Liegendseite, der zum Teil dünnplattigen Sandsteine, sind Kriechspuren häufig. Auf der Südseite der Punta de Tobacor ist in einer Falte das hangendste Schichtglied der Flyschsedimente im Mont Perdu-Gebiet aufgeschlossen. Es handelt sich um stark verschieferte Tonmergel. An ihrer Basis liegen Grobsandsteine, die an der Punta de Tobacor Grossforaminiferen enthalten.

Im Bereich von Faziesprofil III (Fig. 2), nördlich der Punta de Cinco Negro, folgen über den hangenden, feinschichtigen und grauen Tonschiefern der hier 300 m mächtigen Kalk- und Mergelschieferserie zuerst grobe Sandsteine, die dann allmählich feiner werden. Die Sandsteine sind gut gebankt, 10 bis 40 cm mächtig. Sie werden durch einzelne Tonschieferzwischenlagen voneinander getrennt. Grossforaminiferenbänke fehlen bei Faziesprofil III.

Auf der Südseite der Punta de Salarons sind in den basalen, ca. 50 m mächtigen Sandsteinen geringmächtige Tonmergelzwischenlagen häufig und Grossforaminiferenbänke nicht so selten wie in den darüber folgenden ebenfalls ca. 50 m mächtigen, mehr plattigen Sandsteinen. Sie werden von einer 5 m mächtigen Serie von Tonschiefern mit Grossforaminiferenbänken überlagert. Über dieser Schichtfolge liegen zumindest 10 m mächtige, stark geschieferte Tonmergel, die wie an der Punta de Tobacor das hangendste Schichtglied des Flysch darstellen.

Auch an der Punta de Salarons ist der Flysch stark gefaltet und die oben geschilderte Schichtfolge wiederholt sich mehrmals. Die hangenden Grossforaminiferenbänke und die schiefrigen Tonmergel bilden stets die stark gestörten Muldenkerne.

Südlich der Punta de Ezcusana folgen über den hier nur noch 10 m mächtigen Mergelschiefern Sandsteine mit Tonschieferzwischenlagen. Im basalen Teil der Schichtfolge sind Grossforaminiferenbänke häufig. Wie an der Punta de Tobacor und an der Punta de Salarons wird auch an der Punta de Ezcusana das hangendste Schichtglied des Flysch von Grossforaminiferenbänken und Tonschiefern gebildet. Über einer 30 cm mächtigen Grossforaminiferenbank mit hauptsächlich Assilinen und Nummuliten liegt eine 1,5 m mächtige Sandsteinbank mit dünnen Tonmergelzwischenlagen. Das Hangende wird von verschiedenen mächtigen, zum Teil konglomeratischen Grossforaminiferenbänken gebildet, die zur Hauptsache aus Alveolinen bestehen. Diese Alveolinenbänke werden wiederum von den schieferigen Tonmergeln überlagert. Der Flysch ist auch hier stark verfaltet und die Grossforaminiferenbänke bilden zusammen mit den schieferigen Tonmergeln die Muldenkerne.

Über dem geringmächtigen Discocyclinenkalk bei Faziesprofil I (Fig. 2) folgt mit scharfer Grenze eine 2 bis 3 cm mächtige konglomeratische Lage mit Grossforaminiferen. Der darüber liegende 2 m mächtige, dünnbankige und plattige Kalksandstein wird von 1 m mächtigen, mehr oder weniger sandigen, schieferigen Tonmergeln überlagert. Das Hangende besteht aus einer Wechsellagerung von schieferigen Tonmergeln mit Sandsteinen, wobei allmählich die Sandsteine überhand nehmen. Ungefähr 13 m über dem Discocyclinenkalk sind den Sandsteinen mehrere Grossforaminiferenbänke mit Tonschieferzwischenlagen eingeschaltet. Hangend folgen wieder Sandsteine mit zahlreichen Kriechspuren.

Dünnschliffuntersuchungen

Von mehreren Handstücken aus dem Flysch, besonders von Grossforaminiferenbänken wurden Dünnschliffe angefertigt.

Die bei Faziesprofil V unmittelbar über dem stark geschiefertem Mergel liegende Grossforaminiferenbank (Fig. 3) besteht zur Hauptsache aus Assilinen. Weniger häufig sind Nummuliten, selten Discocyclinen. Untergeordnet kommen Alveolinen, Bruchstücke von Molluskenschalen und Echinodermenreste vor. Die Grossforaminiferen sind teilweise durch Pyrit ausgefüllt. Pyrit und Limonit treten auch fein verteilt im kalk- und tonpelitischen Basalzement oder nesterartig auf. Das Basalzement ist verworren schiefrig und in ihm liegen einzelne psammitische Quarz- und Kalzitkörner. Die Grossforaminiferen sind zum Teil stark aufgearbeitet und angelöst. Sehr oft grenzen sie mit einer stylolithenartigen Textur aneinander. An der Grenzfläche sind sie zumeist sehr stark angelöst. Zwischen den Grossforaminiferen liegt fast immer eine dünne Schicht des Basalzements. Die Stylolithen an den Grossforaminiferen und die Schieferung des Zements dürften durch tektonische Beanspruchung entstanden sein. Durch Raumverengung kam es bei den Grossforaminiferen durch Drucklösung zur Bildung von Stylolithen, während das Basalzement geschiefert wurde.

Ungefähr 7 m im Hangenden der ersten Grossforaminiferenbank bei Faziesprofil V folgt eine weitere ca. 10 bis 15 cm mächtige Grossforaminiferenbank mit einer sehr ähnlichen Faunenzusammensetzung. Zusätzlich treten noch Querschnitte durch Serpularöhren, sowie Kalkpsammit- und Kalkpelitgerölle mit

Milioliden auf. Die Fossilien sind auch in dieser Bank häufig aufgearbeitet. Grossforaminiferen, die mit Stylolithen aneinander grenzen treten zurück. Das Basalzement ist pelitisch, mikrokristallin kalzitisch oder auch psammitisch mit viel Quarz und Fossilschutt. Im Zement liegen häufig Körner von Pyrit oder Limonit. In den Fossilien tritt nur selten Pyrit auf.

Eine Grossforaminiferenbank (Taf. V) 12 m im Hangenden der schiefrigen Mergel enthält hauptsächlich Nummuliten, Assilinen sind nicht so häufig, Discocyclinen und Alveolinen sind selten. Die Grossforaminiferen liegen zum Teil nur in Bruchstücken vor und sind oft durch Drucksuturen angelöst. Bei unmittelbar sich berührenden Grossforaminiferen greifen diese an den Grenzflächen zahnartig ineinander. Auch das zwischen den Grossforaminiferen liegende Basalzement wird von durch Stylolithenbildung hervorgerufene Grenzflächen durchzogen. An diesen Grenzflächen tritt angereichert Limonit und Pyrit auf. Das Basalzement ist schiefrig kalkpelitisch mit einzelnen Quarzkörnern oder mikrokristallin kalzitisch. Pyrit und Limonit kommt nesterartig oder fein verteilt im kalkpelitischen Zement vor. Kalkpsammitgerölle mit einzelnen Quarzkörnern und Kleinforaminiferen sind selten.

30 m im Hangenden der Kalkschiefer ist einer Sandsteinbank eine 2,5 cm mächtige Lage mit Grossforaminiferen eingeschaltet, die eine ähnliche Fauna wie die oben beschriebenen Bänke enthält. Assilinen und Nummuliten kommen gleich häufig vor, Discocyclinen sind nicht selten. Pyrit und Limonit treten nesterartig oder als psammitische Körner im Basalzement auf. Kalkpsammit- und Kalkpelitgerölle mit Kleinforaminiferen sind vorhanden. Die Grossforaminiferen sind teilweise zerbrochen, angelöste Gehäuse mit Stylolithen sind selten. Das Zement besteht aus Kalkpelit, mikrokristallinem Kalzit und Psammit mit einem mehr oder weniger hohen Anteil an Quarzkörnern. Die Korngrösse der psammitischen Komponenten des Zementes wird vom Liegenden zum Hangenden innerhalb der Grossforaminiferenbank immer kleiner. Die Grenze gegen den Hangenden Sandstein ist scharf. Im Sandstein nimmt ebenfalls die Korngrösse der psammitischen Komponenten vom Liegenden zum Hangenden ab. Der Psammit setzt sich zu etwa gleichen Teilen aus Körnern von Quarz, Kalzit und Kalkpelit zusammen. Das Basalzement ist mikrokristallin kalzitisch bis kalkpelitisch, und wird durch Limonit oder Pyrit getrübt, die auch als psammitische Körner auftreten. Eine Feinschichtung wird durch mit Limonit oder Pyrit dunkelgefärbte Lagen hervorgerufen.

Ein Grobsandstein aus dem Bereich der Lumachellelagen bei Faziesprofil V besteht aus psammitischen Körnern von eckigem Quarz und kantengerundetem Kalk. Das Basalzement wird von mikrokristallinem Kalzit gebildet. In der psammitischen Grundmasse liegen vereinzelt in der Schichtung eingeregelter Grossforaminiferen und Lamellibranchiatenbruchstücke.

Von einem Handstück aus dem Grenzbereich Discocyclinenkalk zu Flyschsandstein bei Faziesprofil I wurde ein Dünnschliff angefertigt. Der kalkpsammitische bis kalkpelitische Discocyclinenkalk enthält sehr viel Organismenschutt. Häufig sind Discocyclinen und Kleinforaminiferen (vor allem Globigerinen). Quarzkörner sind selten. Die Grenze zum hangenden Flyschsandstein ist sehr

scharf. Discocyclinen, die bis an die Grenzfläche zum Sandstein reichen sind bis zu diesem Niveau erodiert. Auf diese erodierte Oberfläche transgrediert der Grobsandstein, der hauptsächlich aus mehr oder weniger stark aufgearbeiteten Fossilien besteht und einzelne psephitische Gerölle enthält. Am häufigsten sind Grossforaminiferen (Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen, Alveolinen) und Kleinforaminiferen (vor allem Milioliden und *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, selten *Cuvillierina* sp.). Selten kommen Dasycladaceen, Querschnitte durch Serpularöhren und Echinodermenreste vor. Fossilschutt, eckiger Quarz (0,1 bis 0,6 mm Ø), Kalzit- und Kalkpelitkörner liegen zwischen den grösseren Fossilien. Das Basalzement ist kalkpelitisch oder mikrokristallin kalzitisch. 2 cm über der Transgressionsfläche sind dem Psammit ausser den Grossforaminiferen auch psephitische Gerölle (bis 1 cm Ø) aus Quarz, Kalkpsammit und Kalkpelit (Discocyclinenkalk) eingelagert.

Eine Grossforaminiferenbank bei Faziesprofil I, ca. 13 m im Hangenden des Discocyclinenkalks setzt sich zur Hauptsache aus Alveolinen zusammen, die zum Teil stark abgerollt sind. Fossilschutt, Nummuliten und Kleinforaminiferen (hauptsächlich Milioliden und *Rotalia*) sind häufig. Daneben kommen Dasycladaceen, Querschnitte durch Serpularöhren und psephitische Kalkgerölle (bis 1,5 cm Ø) vor. Bryozoen sind selten. In den zumeist aus mikrokristallinem Kalzit, selten aus Psammit mit viel Quarz bestehenden Basalzement sind psammitische Körner von Fossilschutt, Kalzit und Quarz eingelagert.

Die Grossforaminiferenbänke im hangenden Teil des Flysch unterscheiden sich vor allem in ihrer Faunenzusammensetzung von denen des basalen Flysch.

Die 30 cm mächtige Grossforaminiferenbank im oberen Flysch der Punta de Ezcusana besteht zur Hauptsache aus Nummuliten und Assilinen. Häufig sind Dasycladaceen, Discocyclinen, Kleinforaminiferen (vor allem Milioliden und *Rotalia trochidiformis* LAMARCK, selten *Cuvillierina* und Sandschaler). Weniger häufig kommen Alveolinen und Bryozoen vor, Querschnitte durch Serpularöhren, Bruchstücke von Molluskenschalen und Echinodermenreste sind selten. Die Grossforaminiferen sind zum Teil stark aufgearbeitet. Das Bindemittel zwischen den grösseren Fossilresten ist psammitisch, kalkpelitisch oder mikrokristallin kalzitisch. Quarzkörner sind nur im psammitischen Zement häufig. Vereinzelt treten gut gerundete Psammit- und Kalkpelitgerölle (bis 2,5 mm Ø) auf. Die Assilinen und Nummuliten sind häufig zum Teil oder selten auch vollständig in Chalcedon umgewandelt. Oft beschränkt sich die Verkieselung nur auf den inneren Teil der Gehäuse. Bei beginnender Verkieselung liegen im Inneren der Grossforaminiferen einzelne kugelförmige Chalcedonknollen, die sich bei fortschreitender Verkieselung zu grösseren Aggregaten vereinigen. Im Chalcedon befinden sich häufig Neubildungen von idiomorphen Dolomit- oder Kalzitrhomboedern. Pyrit und Limonit findet man vor allem an den Drucksuturen, die die Grossforaminiferenbank durchziehen. Da die Fossilien in den Grossforaminiferenbänken des basalen Flysch nicht so dicht gepackt sind, kommen durch Stylolithbildung angelöste Fossilien weniger häufig vor.

Die im Hangenden folgenden Grossforaminiferenbänke (Taf. V) setzen sich vor allem aus Alveolinen zusammen. Daneben kommen häufig Assilinen, Nummuliten,

Discocyclinen, Kleinforaminiferen (vor allem Milioliden und *Rotalia trochidiformis*, selten *Cuvillierina* und Sandschaler), Bryozoen und Dasycladaceen vor. Seltener sind Querschnitte durch Serpularöhren, Molluskenschalenbruchstücke und Echinodermenreste. Die Alveolinen sind oft sehr stark abgerollt. Das reichlich vorhandene Basalzement ist zumeist kalkpelitisch, zum Teil durch Sammelkristallisation mikrokristallin kalzitisch. Nesterartig tritt feinspätiger Kalzit auf. Psammitische Quarzkörner kommen nur untergeordnet vor. Die Grossforaminiferenbänke werden nur selten von Drucksuturen durchzogen. Pyrit und Limonit sind nesterartig oder entlang der Drucksuturen vorhanden. Die Nummuliten und Assilinen sind teilweise im Inneren verkieselt, jedoch weniger häufig als in der oben beschriebenen Bank.

Proben aus den mehr oder weniger sandigen oder tonigen, zum Teil schiefrigen Mergeln des Flysch sind sämtlich mikro-fossillier.

Altersstellung

Für die stratigraphische Einstufung der Flyschsedimente sind vor allem die Grossforaminiferen von Bedeutung. Altersmässig lässt sich die Grossforaminiferenvergesellschaftung des basalen Flysch sehr gut von derjenigen im hangenden Teil unterscheiden.

Im basalen Flysch kommen vor:

Assilina placentula DESHAYES
Nummulites aquitanicus BENOIST
Nummulites burdigalensis DE LA HARPE
Nummulites aus der Gruppe des *N. distans* DESHAYES
Nummulites praecursor ornatus SCHAUB
Nummulites vonderschmitti SCHAUB
Alveolina ruetimeyeri HOTTINGER
Discocyclina archiaci (SCHLUMBERGER)

Im hangenden Flysch treten auf:

Assilina laxispira (DE LA HARPE)
Assilina placentula DESHAYES
Nummulites partschi DE LA HARPE
Alveolina distefanoi CHECCHIA-RISPOLI
Alveolina ruetimeyeri HOTTINGER
Alveolina (Glomalveolina) cf. minutula REICHEL
Discocyclina archiaci (SCHLUMBERGER)
Discocyclina cf. douvillei (SCHLUMBERGER)

Die Assilinen und Nummuliten treten nur im Cuisien (= Untereozän) auf. Nach SCHAUB (1955) und HOTTINGER & SCHAUB (1960) ist *Assilina placentula* typisch für das untere Cuisien, während *Assilina laxispira* vor allem im mittleren Cuisien vorkommt. *Alveolina distefanoi* und *A. ruetimeyeri* treten nach HOTTINGER (1960) im unteren und mittleren Cuisien auf.

Der Flysch im Gebiet des Mont Perdu reicht also vom unteren bis zum mittleren Untereozän.

D. PALÄO GEOGRAPHISCHE BETRACHTUNGEN

Paläogeographische Daten liefern vor allem die fazielle Ausbildung der Sedimente, vertikale und horizontale fazielle Änderungen, unterschiedliche Mächtigkeiten und Schichtlücken.

Das Alttertiär beginnt mit einem faziellen Wechsel an der Kreide-Tertiär-Grenze. Während das Maastrichtien vorwiegend sandig ausgebildet ist, besteht das Danien aus gebankten, kalkigen Dolomiten. Es erfolgt also eine Unterbrechung der Zufuhr von terrigenem Material. Die Dolomite dürften zum grössten Teil primär sedimentär entstanden sein. Nach RUCHIN (1958, S. 128) kommt es in Meeresbuchten und Lagunen in Wasser mit höherem Salzgehalt zur Bildung solcher Dolomite. Von paläogeographischem Interesse ist, dass das Danien in den mittleren Südpirenen nur im NW, zu dem auch das Mont Perdu-Gebiet gehört, marin ausgebildet ist, während es sonst zu dieser Zeit vorwiegend zur Ablagerung limnischer Sedimente, dem Garumnium kam. Marine Ablagerungen des Danien kommen nur in den westlichen Pyrenäen, sowie ihrem südlichen und nördlichen Vorland vor, wie das auch MANGIN (1959, S. 24) für dieses Gebiet angibt. Eine Meeresverbindung bestand während dieser Zeit – im Gegensatz zum höheren Paleozän und Eozän – nur mit der Biscaya und nicht mit dem heutigen Mittelmeer.

Im oberen Danien oder unteren Montien erfolgt durch die rhythmische Zufuhr von Kalk- und Quarzsand ein fazieller Wechsel. Während des Montien nimmt wieder die Zufuhr von Quarzsand ab. Zwischen den Kalksandsteinen des Montien und des Ilerdien liegt ein Massenkalk, der seine Entstehung riffbildenden Organismen verdankt.

Im mittleren Ilerdien ist den Kalk- und Quarzsandsteinen im Mont Perdu-Gebiet ein Mergelband eingeschaltet. Kurzzeitig erfolgte eine Ablagerung vorwiegend tonpelitischer Komponenten, die durch die Verringerung der Zufuhr sandigen Materials eintrat. Im Süden des Gebietes enthalten die Mergel Grossforaminiferen, im Norden kommen in ihnen nur Kleinforminiferen (benthonische und planktonische Arten) vor.

Die Quarzsandsteine im Hangenden des Mergelbandes entstanden durch die neuerdings wieder stärkere Einschwemmung terrigenen Materials, die dann allmählich wieder abnimmt. Innerhalb des Gebietes nimmt von Südosten nach Nordwesten der Sandgehalt ab. Konglomeratlagen sind vor allem im Süden und Südosten des Gebietes entwickelt. Im Süden herrschen Alveolinenbänke vor, die im Norden durch Nummulitenkalke ersetzt werden. Bereits seit Beginn der Ablagerung des Mergelbandes sind also Anzeichen vorhanden, dass der litorale Bereich des Gebietes zu dieser Zeit im Süden und Südosten lag und auch die Sedimentzufuhr aus diesem Bereich erfolgte. Von Westen nach Osten lässt sich ausserdem eine Zunahme der zwischen dem Mergelband und den Kalk- und Mergelschiefern liegenden Schichten beobachten (Faziesprofil I bis III, Fig. 2).

Zur Zeit der Ablagerung der Kalk- und Mergelschiefer des oberen Ilerdien kam es zu einer Ausdehnung und Absenkung des Sedimentationsraumes. Inwieweit die unterschiedliche Mächtigkeit primäre Ursachen besitzt ist schwer festzustellen, da sicherlich ein Teil dieser Schichten bereits vor der Sedimentation des Flysch abgetragen wurde. Im Westen muss diese Abtragung am grössten gewesen sein, da hier die Kalk- und Mergelschiefer vollständig fehlen.

Mit Beginn der Flyschsedimentation erfolgt neuerdings eine bedeutende Faziesänderung. Der Flysch lässt sich im gesamten Gebiet in drei Abschnitte gliedern. Die Grossforaminiferenlagen mit ihren zumeist abgerollten Fossilien weisen auf eine zeitweise stärkere Einschwemmung aus dem litoralen Bereich hin. Die häufig vorkommenden Kriechspuren an der Basis der Sandsteine deuten auf kurze Unterbrechungen der Sedimentation nach Ablagerung der pelitischen Schichten. Gleichzeitig mit dem Fazieswechsel scheint sich auch die Richtung der Sedimentzufuhr geändert zu haben, da sich das Absenkungsgebiet während dieser Zeit nach Süden, zum Flysch von Puertolas verlagerte.

Von paläogeographischer Bedeutung ist die Frage, ob im Alttertiär des Mont Perdu-Gebietes Schichtlücken vorhanden sind. Faunistisch sind grössere Schichtlücken nicht nachzuweisen, doch besteht die Möglichkeit, dass es bei dem häufigen Fazieswechsel zu kurzen Sedimentationsunterbrechungen kam. Eine Schichtlücke zwischen dem unteren und mittleren Ilerdien, wie sie HOTTINGER & SCHAUB (1960, S. 490) im Becken von Tresp und an weiter östlich gelegenen Profilen beobachten konnten, scheint nicht vorhanden zu sein. Im Westen des Gebietes lässt sich eine Abtragung der Sedimente vor der Transgression des Flysch feststellen. Diese Schichtlücke ist jedoch faunistisch nicht zu fassen.

E. MORPHOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN

Die verschiedene Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegen die Verwitterung kommt besonders gut bei flacher Lagerung zur Geltung. Die kalkigen Dolomite des Danien bilden ein schon von weitem im Landschaftsbild auffallendes breites Schuttband. Es trennt die senkrechten Wände der Oberkreidegesteine von den Sandsteinen und Kalken des Montien und Ilerdien. Besonders schön ist dies auf der Nordseite des Ordesatales zu sehen. Die auf zahlreichen Klüften polygonal zerfallenden Dolomite des Danien verwittern leicht zu einem scharfkantigen Schutt. Die zwischen ihnen und den Kalk- und Mergelschiefern liegenden Sandsteine und Kalke des Montien und Ilerdien neigen zur Wandbildung und zeichnen sich durch verhältnismässig grosse Festigkeit aus. Die Kalke und Kalksandsteine sind im Bereich von Verebnungen zumeist stark verkarstet. An ihrer Basis sind Quellaustritte häufig. Im Bereich des Zentralkamms kam es in ihnen verschiedentlich zur Ausbildung von Höhlen. Die geschlossene Wandbildung der Kalke und Sandsteine wird durch das schmale Band des leicht verwitternden Mergelhorizontes, im mittleren Ilerdien, unterbrochen. Im Gebiet des Zentralkamms bildet der Mergelhorizont bei steiler Lagerung häufig Scharten (z. B. Brèche Sud du Cylindre). Die Kalk- und Mergelschiefer des oberen Ilerdien verwittern ebenfalls leicht und bilden zumeist flache, schuttreiche und schlecht aufgeschlossene Hänge. Auch in dem hangenden Flysch kommt es nur gelegentlich zur Ausbildung kleiner Wandstufen, besonders dann, wenn durch seine Sedimente Gipfelpartien aufgebaut werden und es auf diese Weise nicht zu starker Schuttbildung kommen kann.

F. TEKTONIK

Nach MISCH (1934) wird die gesamte Tektonik der Mont Perdu-Gruppe von der im Norden anschliessenden, aus Paläozoikum bestehenden Decke von Gavarnie bestimmt. Im Bereich des Zentralkamms wurde von ihm eine intensive südvergente Faltungs- und Schuppungstektonik

festgestellt. Die Intensität der Faltung nimmt zum Liegenden hin erheblich ab und klingt nach Süden zum Flyschgebiet von Puertolas sehr rasch aus. Die Faltung äusserte sich in den höher gelegenen Niveaus stärker.

Neben den faziellen und stratigraphischen Untersuchungen konnten zusätzlich hierzu noch einige interessante Beobachtungen gemacht werden.

Im Gebiet der der Zentralzone vorgelagerten Flyschgipfel (Sierra de la Custodia, Monte Aruebo, Punta de Tobacor, Punta de Salarons, Punta de Ezcusana) sind die Kalke und Sandsteine der Oberkreide und des Paleozäns flach gelagert. Auch die basalen Schichten des Flysches sind zumeist noch nicht in die Faltung eingebegriffen. Häufig sind jedoch die dünnen Tonlagen zwischen den Quarzsandsteinen stark verschiefert, weisen Kalkharnische auf und besitzen eine annähernd Nord-Süd verlaufende Striemung. Es scheinen schichtparallele Bewegungen stattgefunden zu haben. Die engen, überkippten bis liegenden Falten im Hangenden zeigen bei annähernd Ost-West verlaufenden Faltenachsen eine *Südvergenz*. Die Faltenflächen fallen zumeist flach nach Norden ein. Zwischen den einzelnen Bänken ist häufig eine Kleinfältelung vorhanden. Die zwischen dem Flysch und den Kalken liegenden Mergel sind stark verschiefert, wobei die Schieferung bei flacher Lagerung der Liegendschichten mit ungefähr 20 bis 30 Grad nach Norden einfällt. Die Mergelschiefer scheinen zu den tektonisch widerstandsfähigeren und mehr massigen Gesteinen der liegenden Kalke und Sandsteine des Paleozäns und der Oberkreide zu vermitteln, die eine nur geringe tektonische Beanspruchung aufweisen. Diese Beanspruchung prägt sich in Verwerfungen mit geringen Sprunghöhen und in den Quarzsandsteinen der Oberkreide in einer sehr regelmässigen Klüftung aus.

Im Norden der Flyschgipfel werden auch die Kalke und Sandsteine der Oberkreide und des Paleozäns allmählich von weiträumigen Falten erfasst. Im Gebiet des Zentralkamms sind die Falten zumeist überkippt. Die Kalke und Sandsteine wurden tektonisch stärker beansprucht.

G. ZUSAMMENFASSUNG

Die Schichtfolge des Alttertiärs reicht im Mont Perdu-Gebiet vom Danien bis zum mittleren Cuisien. Sie lässt sich in verschiedene, lithologisch unterscheidbare Sedimentationsabschnitte unterteilen. Mit Hilfe von Gross- und Kleinforaminiferen ist es möglich die einzelnen Horizonte altersmässig zu erfassen. Im Danien kamen gebankte Kalke und Dolomite zur Ablagerung. Vom Montien bis zum Ilerdien wechseln Kalk- und Quarzsandsteine, sowie Kalke miteinander ab. Im Grenzbereich vom unteren zum mittleren Ilerdien ist den Sandsteinen ein Mergelhorizont eingeschaltet. Während des Ilerdien lassen sich innerhalb des Gebietes Faziesdifferenzierungen und Mächtigkeitsunterschiede feststellen. Das obere Ilerdien besteht aus Kalk- und Mergelschiefern. Die Sedimente des Cuisien sind in Flyschfazies ausgebildet. Der Flysch transgrediert auf die teilweise wieder erodierten Kalk- und Mergelschiefer. Im Ilerdien erfolgt die Sedimentzufuhr von Süden und Südosten. Mit Beginn des Cuisien verlagert sich das Hauptabsenkungsgebiet nach Süden. Innerhalb des Gebietes lässt sich sowohl von Norden nach Süden als auch vom Hangenden zum Liegenden eine Abnahme der Faltungsintensität beobachten.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALUSTRUE, E., ALMELA, A., & RIOS, J. M. (1957): *Explicación al mapa geológico de la Provincia de Huesca*. Inst. Geol. Min. Espana.
- BOLLI, H. (1957): *The genera Globigerina and Globorotalia in the Paleocene – lower Eocene Lizard Springs formation of Trinidad, B.W.I.* Studies in Foraminifera. U.S. nat. Mus. Bull. 215, 61–81.
- CAREZ, L. (1881): *Etude des Terrains crétacées et tertiaires du nord de l'Espagne*. Thès. Fac. Sci. Paris [sér. A] 43.
- DALLONI, M. (1910): *Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon*. Ann. Fac. Sci. Marseille, 19.
- (1930): *Etude géologique des Pyrénées Catalanes*. Ann. Fac. Sci. Marseille, 26, 3.
- HILLEBRANDT, A. v. (1962): *Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen)*. Z. dtsh. geol. Ges. 113a 339–358.
- HOTTINGER, L. (1960): *Über paleocaene und eocaene Alveolinen*. Eclogae geol. Helv. 53/1, 265–284.
- HOTTINGER, L., & SCHAUB, H. (1960): *Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung des Ilderien und des Biarritzien*. Eclogae geol. Helv. 53/1, 453–479.
- MANGIN, J.-PH. (1959): *Données nouvelles sur le Nummulitique pyrénéen*. Bull. Soc. géol. France (7), 1 (1), 16–28.
- MARGERIE, E. (1887): *Notes géologiques sur la Région du Mont-Perdu*. Ann. Club Alpin Français 13 (1886), 1–19.
- MISCH, P. (1934): *Der Bau der mittleren Südpynenäen*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 3. F., 12, 1–168.
- NEUMANN, M. (1958): *Révision des Orbitoididés du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine occidentale*. Mém. Soc. géol. France [NS] 37.
- RUCHIN, L. B. (1958): *Grundzüge der Lithologie. – Lehre von den Sedimentgesteinen*. Berlin.
- SCHAUB, H. (1955): *Zur Nomenklatur und Stratigraphie der europäischen Assilinen (vorläufige Mitteilung)*. Eclogae geol. Helv. 48, 409–413.
- SELZER, G. (1934): *Geologie der südpynenäischen Sierren in Oberaragonien*. N. Jb. Min. Geol. Paläont. Abh. 71 (B), 370–406.

Manuskript eingegangen am 20. März 1962

Tafel I

a) Dolomitischer Kalkpelit aus einer Aufarbeitungslage mit einzelnen eckigen bis kantengerundeten Geröllen. In den Pelitgeröllen kommen Fossilschutt und selten kleinwüchsige Globigerinen vor ($\times 46$).

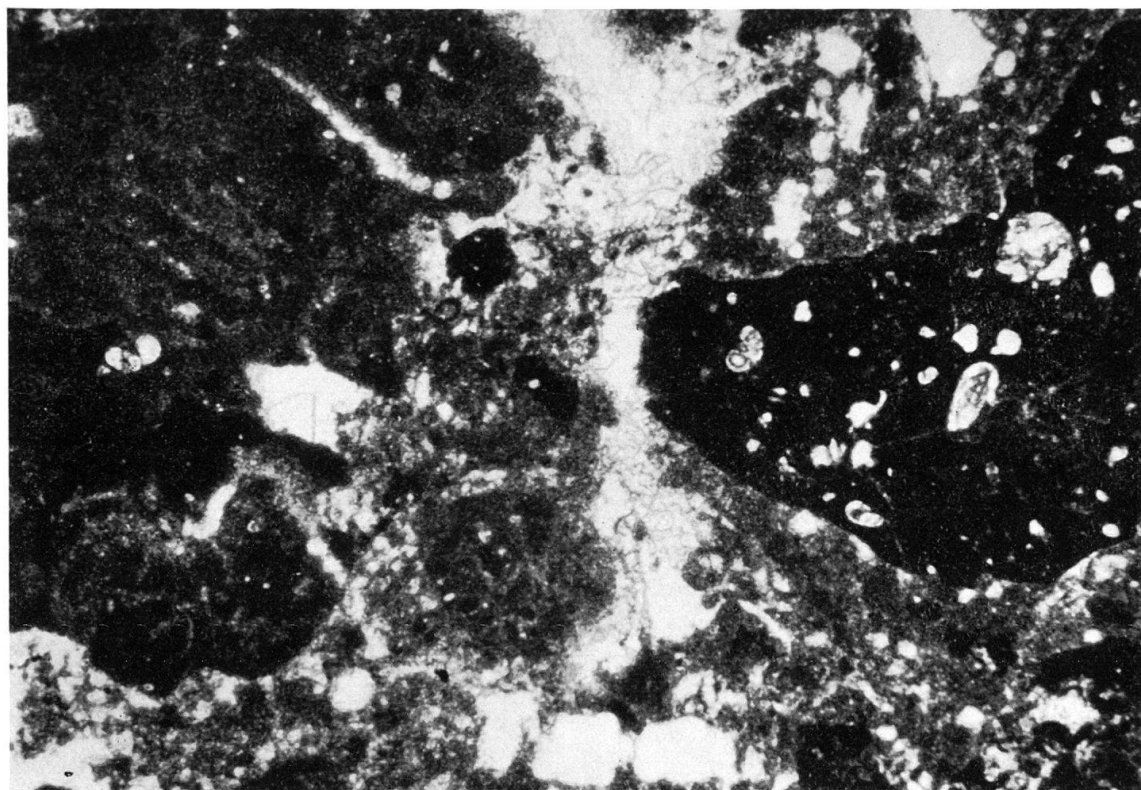
Danien

Östlich Punta de Salarons, Faziesprofil II, ca. 10 m hangend der Maastrichtsandsteine.
Schliff Nr. 868 a 62, hangend rechts.

b) Organogener Kalkpsammit mit *Discocyclus seunesi* DOUVILLÉ, Lithothamnien und Kleinforminiferen (*Rotalia* sp. und *Globigerina* sp. unterhalb der linken *Discocyclus*) ($\times 10$).

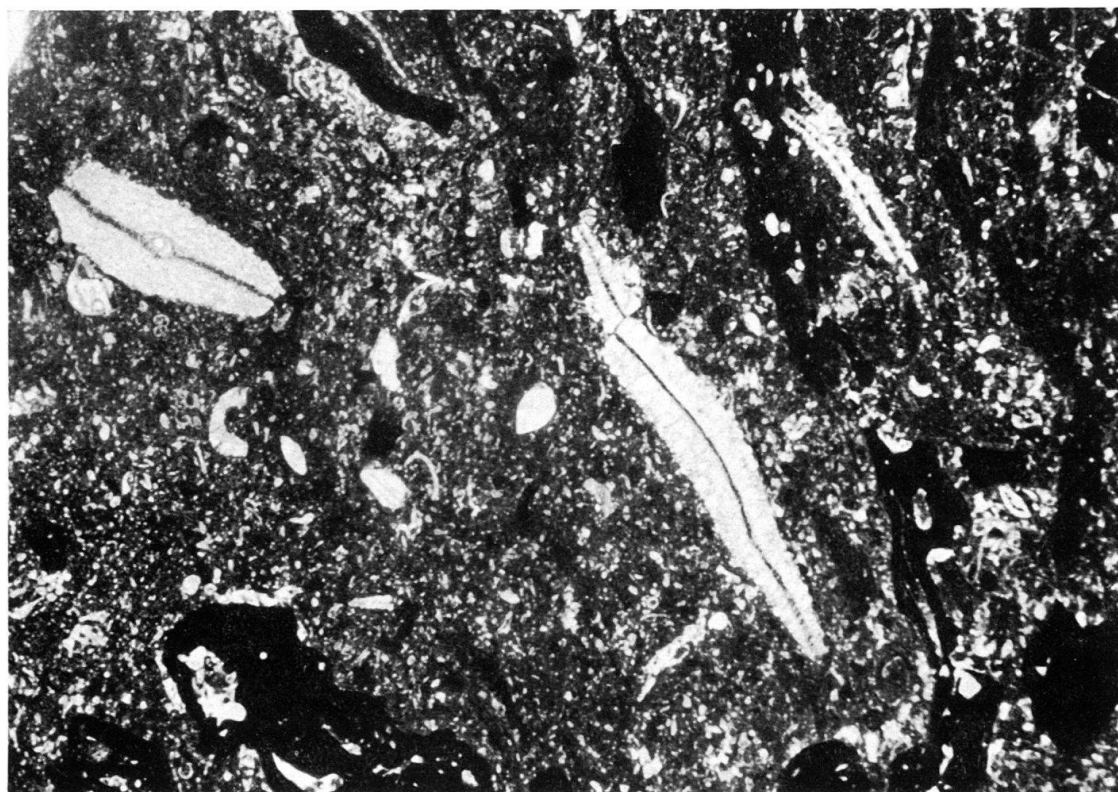
Montien

Östlich Punta de Salarons, Faziesprofil II, ca. 40 m im Hangenden der Dolomite des Danien.
Schliff Nr. G 63 a 62, hangend rechts.



hangend —→

hangend —→



Tafel II

- a) Riffschuttkalk mit Korallen, Lithothamniiden und Dasycladaceen (oberhalb *Lithothamnium* und linker Bildrand). Die Korallen sind bereits stark umkristallisiert ($\times 10$).

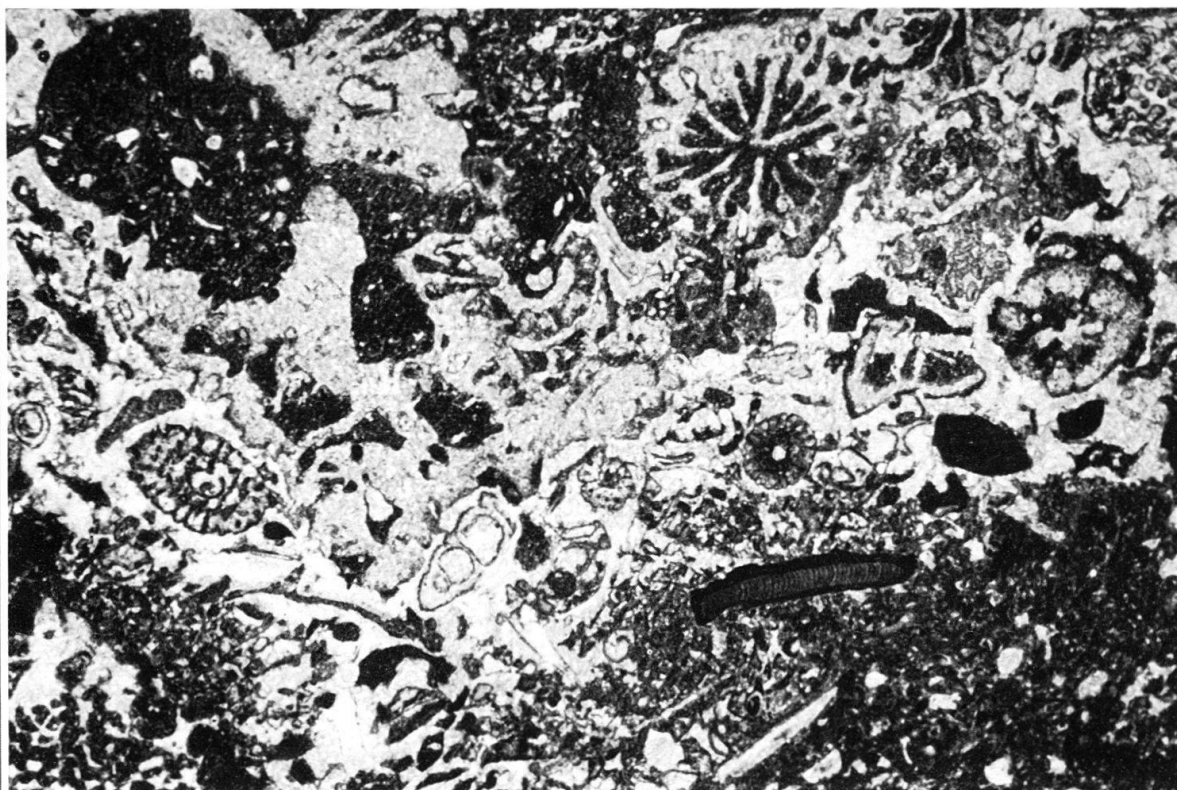
Montien? oder Landenien?

Östlich Punta de Punta Salarons, Faziesprofil II. Schliff Nr. G 64a 62, hangend oben.

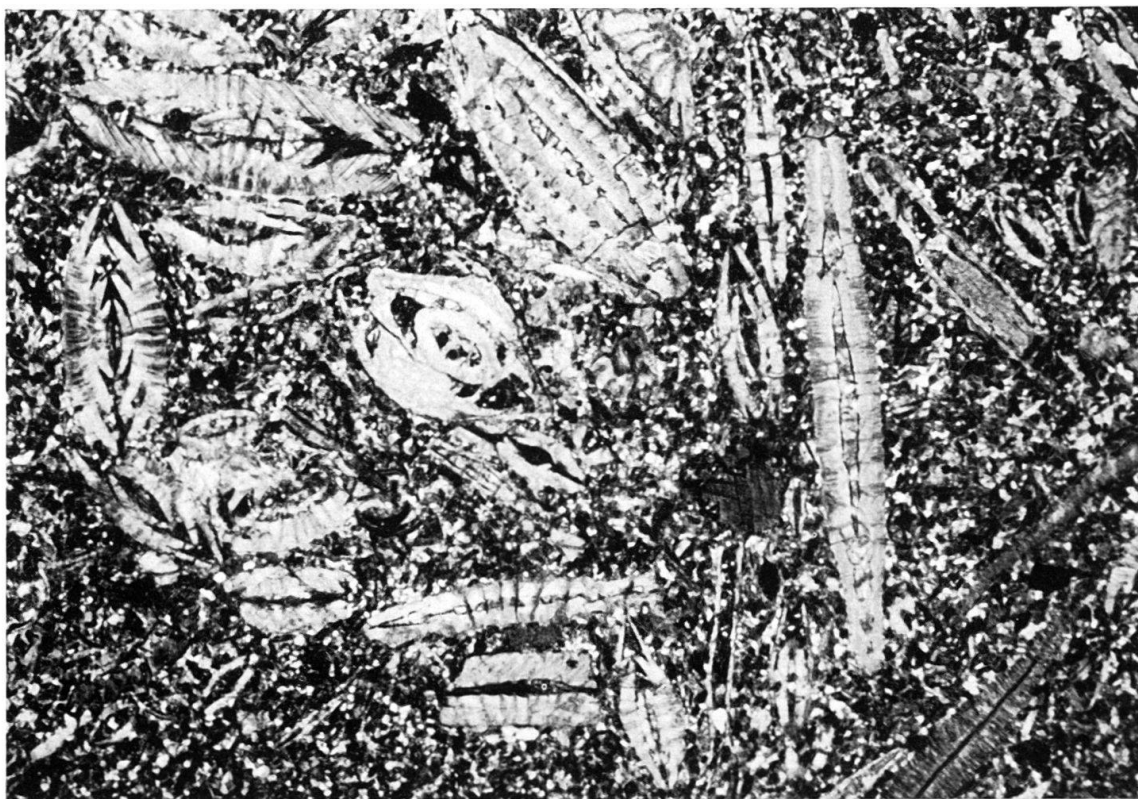
- b) Sandstein mit Kalk- und Quarzkörnern, in den nicht orientiert *Assilina* cf. *pyrenaica* DE LA HARPE (Bildrand links), *Nummulites* cf. *exilis* DOUVILLÉ (etwas rechts der Bildmitte) und selten *Discocyclina* sp. eingelagert sind ($\times 10$).

Unteres oder mittleres Ilerdien

Östlich Punta de Salarons, Faziesprofil II, 5 m liegend des Mergelhorizonts.
Schliff Nr. G 65a 62, hangend oben.



↑
hangend



Tafel III

a) Alveolinenlage zwischen Quarzsandsteinen. In die aus Quarzpsammit bestehende Grundmasse ist *Alveolina (Flosculina) cf. triestina* HOTTINGER eingelagert. Die Alveolinen zeigen deutliche Aufarbeitungsspuren. In der linken oberen Bildecke ist ein Querschnitt durch eine Serpularöhre zu erkennen ($\times 10$).

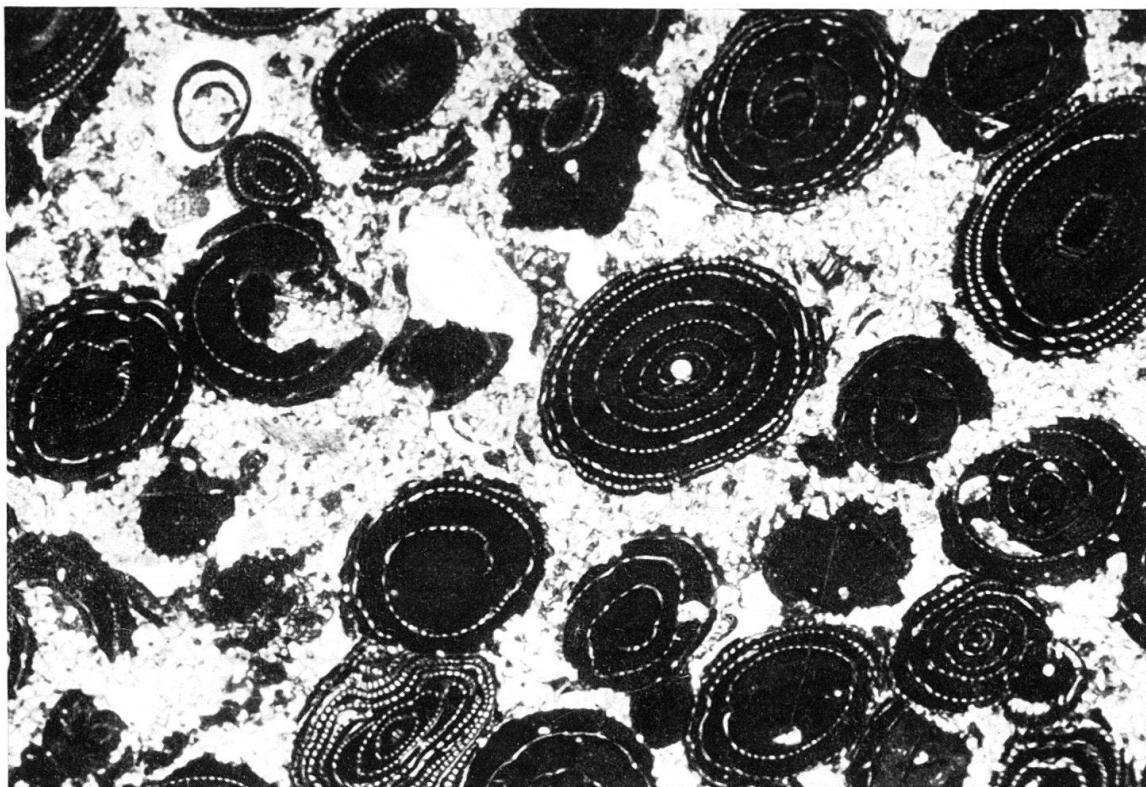
Mittleres oder oberes Ilerdien

Östlich Punta de Salarons, Faziesprofil II, ca. 8 m über dem Mergelhorizont.
Schliff Nr. G 66 a 62, hangend oben.

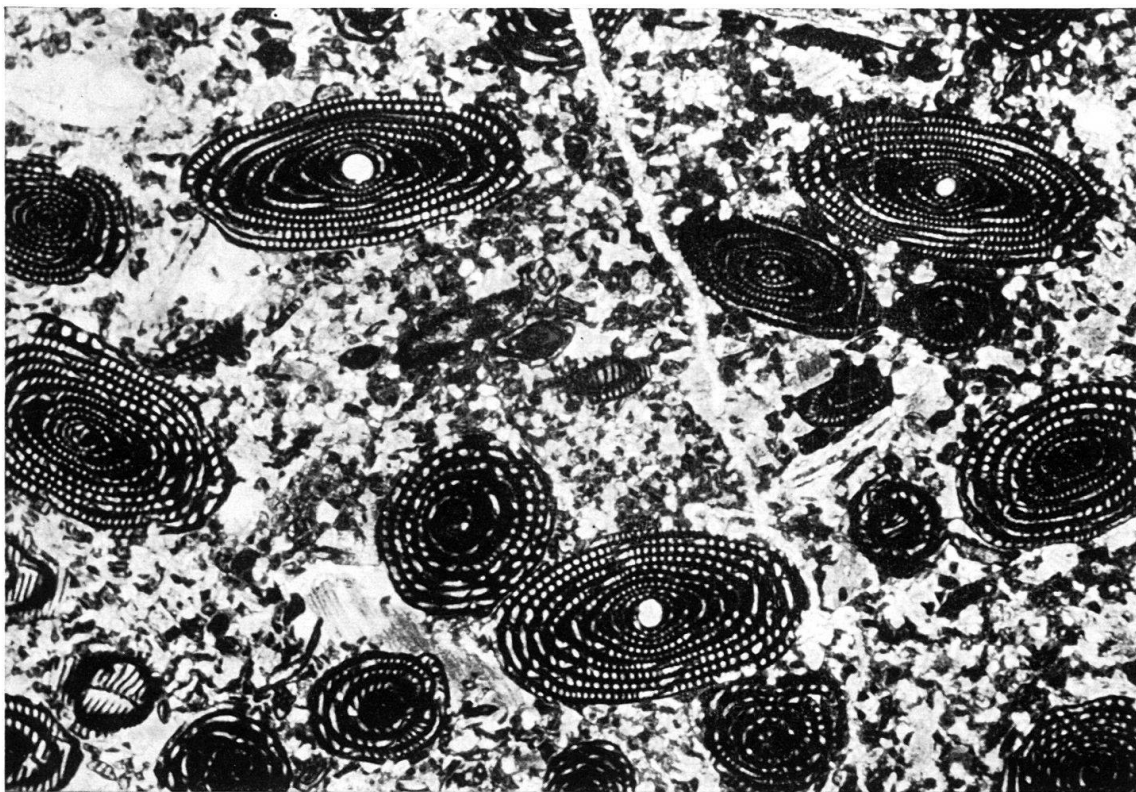
b) Alveolinenbank, Organopsephit mit psammitischen Kalk- und Quarzkörnern. Der Psephit besteht zur Hauptsache aus den leicht abgerollten Gehäusen von *Alveolina trempina* HOTTINGER, in der Grundmasse sind Milioliden sehr häufig ($\times 10$).

Oberes Ilerdien

Östlich Punta de Salarons, Faziesprofil II, ca. 25 m über dem Mergelhorizont.
Schliff Nr. G 67 a 62, hangend oben.



↑
hangend



Tafel IV

a) Kalkpsammit mit Quarzkörnern und nicht orientiert angeordneten Nummuliten und Assilinen; *Nummulites* cf. *subramondi* DE LA HARPE, B-Form, am linken Bildrand, *Assilina* cf. *leymeriei* D'ARCHIAC & HAIME oberhalb Bildmitte. Querschnitte durch Serpularöhren sind häufig ($\times 10$).

Mittleres und oberes Ilerdien

Col des Isards, Faziesprofil IV.

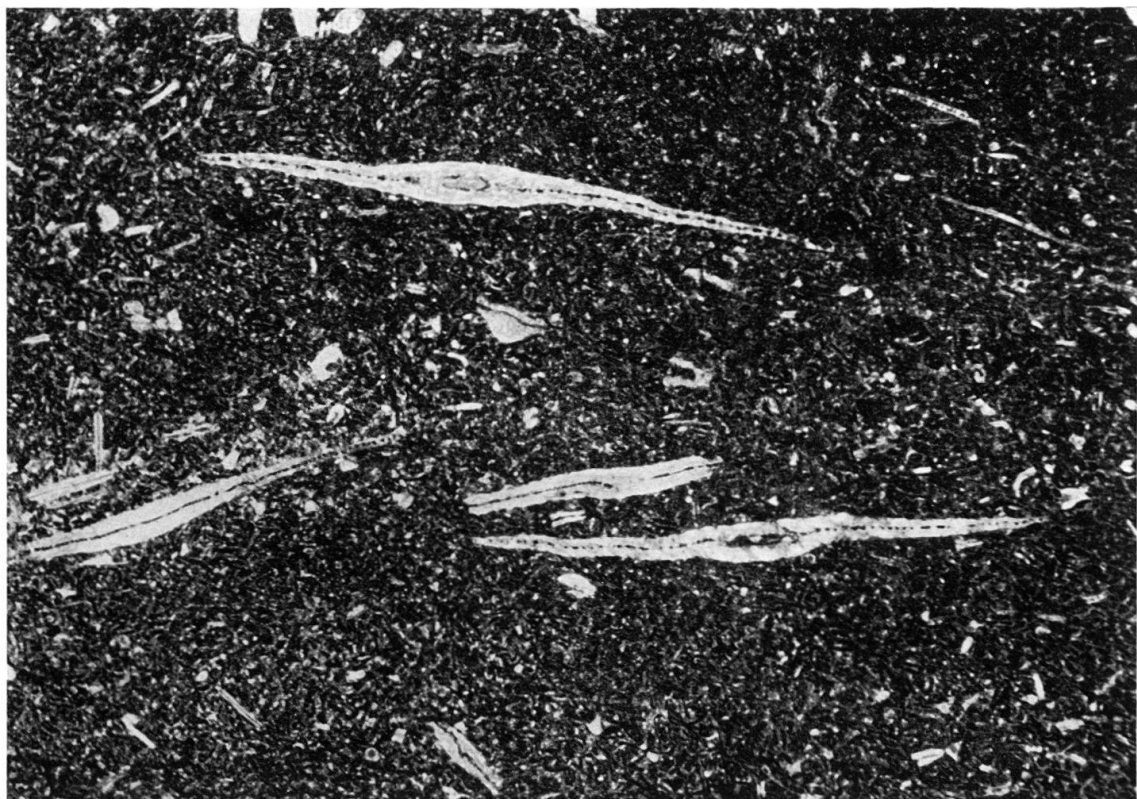
Schliff Nr. G 68a 62.

b) Kalkpsammit mit viel Organismenschutt und in der Schichtung eingeregelten Gehäusen von *Discocyclus fortisi* (D'ARCHIAC). Der Kalk und auch die Fossilien sind zum Teil bereits stark umkristallisiert ($\times 10$).

Oberes Ilerdien

Südöstlich Punta de Ezcusana, hangend Kieselkalk.

Schliff Nr. G 69a 62, hangend oben.



hangend ↑

Tafel V

a) Organopsephit aus dem unteren Flysch mit *Nummulites praecursor ornatus* SCHAUB (rechter Bildrand), *N. vonderschmitti* SCHAUB (etwas links der Bildmitte), *N. burdigalensis* DE LA HARPE (links von *N. vonderschmitti*) und *Discocyclina archiaci* (SCHLUMBERGER). Die Grossforaminiferen greifen zum Teil mit stylolithenartigen Grenzflächen ineinander ($\times 10$).

Unteres Cuisien

Punta de Tobacor W-Seite, 12 m hangend der Kalk- und Mergelschiefer des oberen Ilerdien. Schliff Nr. G 70 a 62, hangend rechts.

b) Organopsephit aus dem oberen Flysch mit *Alveolina distefanoi* CHECCHIA-RISPOLI, *Nummulites partschi* DE LA HARPE, *Assilina laxispira* (DE LA HARPE) (oberhalb Bildmitte) und Bryozoen. Die Nummuliten und Assilinen sind zum Teil oder auch fast vollständig verkieselt. Häufig sind die Fossilien nur im Innern in Chalcedon umgewandelt ($\times 10$).

Mittleres Cuisien

Punta de Ezcusana S-Grat bei 2610 m.
Schliff Nr. G 71 a 62.



hangend —→



Tafel VI

Vergrosserungen 10 ×

- Fig. 1. *Nummulites pernotus* SCHAUB, B-Form, Hypotypoid Slg. München Prot. Nr. 2187, unteres oder mittleres Ilerdien, Mergelhorizont, Torre de Fraucata (Probe Nr. 1948).
- Fig. 2–5. *Nummulites subramondi* DE LA HARPE, unteres oder mittleres Ilerdien, Mergelhorizont, Torre de Fraucata (Probe Nr. 1948).
Fig. 2, B-Form, Hypotypoid Slg. München Prot. Nr. 2188, Oberfläche unter Zedernöl.
Fig. 3, B-Form, Hypotypoid Slg. München Prot. Nr. 2189 (= Schliff Nr. 381 b 62), Äquatorialschnitt.
Fig. 4, A-Form, Hypotypoid Slg. München Prot. Nr. 2190, Oberfläche.
Fig. 5, A-Form, Hypotypoid Slg. München Prot. Nr. 2191 (= Schliff Nr. 382 b 62), Äquatorialschnitt.
- Fig. 6–11. *Assilina pyrenaica* DE LA HARPE, unteres oder mittleres Ilerdien; Fig. 6–8, 10, 11 östlich Punta de Salarons, Faziesprofil II (Probe Nr. 1949), Fig. 9, Torre de Fraucata (ProbeNr. 1948); Mergelhorizont.
Fig. 6, B-Form, Hypotypoid Slg. München Prot. Nr. 2192, Oberfläche unter Zedernöl.
Fig. 7, 8, A-Formen, Hypotypoide Slg. München Prot. Nr. 2193, 2194, Oberflächen unter Zedernöl.
Fig. 9, B-Form, Hypotypoid Slg. München Prot. Nr. 2195 (= Schliff Nr. 383 b 62), Äquatorialschnitt.
Fig. 10, A-Form, Hypotypoid Slg. München Prot. Nr. 2196 (= Schliff Nr. 384 b 62), Äquatorialschnitt, Exemplar mit grosser Megalosphäre.
Fig. 11, A-Form, Hypotypoid Slg. München Prot. Nr. 2197 (= Schliff Nr. 385 b 62), Äquatorialschnitt, Exemplar mit kleiner Megalosphäre.

