

# Die Kontaktzone des Mt. Tibidabo bei Barcelona.

Von

Wilh. Maier.

---

## Topographisch-hydrographischer Ueberblick.

Spaniens nordöstlichster Teil, Catalonien, wird im Norden durch die Pyrenäen von Frankreich geschieden und verflacht sich gegen das südwestlich gelegene Tal des Ebro. Doch ist die allgemeine Höhenabnahme keine gleichmässige, vielmehr trennen tiefere Einsenkungen das Hochgebirge der Pyrenäen von den mittleren Gebirgen Cataloniens und diese wiederum sind durch flache Täler von der relativ niedrigen Küstenkette geschieden.

Der innere catalonische Gebirgszug und die ihm parallele Küstenkette werden unter der Bezeichnung „die catalonischen Ketten“ zusammengefasst.

Die catalonische Küstenkette zieht sich von der Mündung des Rio Ter in einer Ausdehnung von ca. 165 km in südöstlicher Richtung bis gegen das Städtchen Vendrell hin, das ungefähr in der Mitte zwischen Barcelona und Tarragona liegt. Drei Flüsse durchbrechen die Kette, der Tordera, der Besos und der Llobregat, und demgemäss zerfällt sie in vier Abschnitte.

Der nördlichste, zwischen dem Rio Ter und Rio Tordera gelegene Gebirgsabschnitt besitzt in dem Montagut und der S. Cebria dels Alls (577 m) die höchsten Erhebungen. Ziemlich steil ist der Abfall gegen das Meer hin, was sich schon in der vielgezackten Küstenlinie kundgibt. Auf einigen besonders hervorspringenden Felsen stehen Leuchttürme, wie die von Palamos und vom Cap S. Sebastian.

Dieselbe Längenausdehnung von ca. 50 km wie diesem nördlichen Teil kommt dem nun folgenden, zwischen dem Tordera und

Besos eingeschalteten Küstenstrich zu, der mit 12 km Breite etwas schmaler ist als seine nördliche Fortsetzung.

Am bedeutendsten sind die Erhebungen des Turo Pi del Candel (454 m), des S. Mateo (570 m), des Mont-Alt (596 m) und des Montnegre. Auch hier ist der Steilabfall gegen das Meer zu und nur eine schmale Strandlinie von höchstens 50 m Breite bleibt dem Bahndamm der Küstenlinie als Untergrund übrig, sodass dieser bei Flut von dem schäumenden Gischt bespritzt wird. An manchen Punkten muss die Bahnlinie vorspringende Felsmassen in Tunnels durchbrechen, wie bei Callella, wo der Tunnel von einem Leuchtturm gekrönt wird.

Zwischen dem Besos und Llobregat liegt der dritte und zwar kleinste, 18 km lange Abschnitt; die Kette des Mt. Tibidabo, so bezeichnet, da letzterer mit 532 m die höchste Spitze bildet. Von dem Meer wird der südöstliche Steilabfall durch die zwei, beinahe zusammenfliessenden Deltas des Besos und Llobregat getrennt.

Da der Mt. Tibidabo besonders eingehend untersucht wurde, so wird seiner am Schluss des Ueberblicks in einem besonderen Abschnitt gedacht werden.

Der ungefähr 46 km lange Endabschnitt der Küstenkette besitzt Dreiecksform, mit der Basis längs des Llobregat und der Spitze bei Vendrell. Wird bei den vorher beschriebenen Partien der Küstenkette der Charakter eines einheitlich zusammenhängenden Gebirgszuges durch die Längsanordnung der höchsten Erhebungen deutlich gewahrt, so lässt sich dies nicht mehr von diesem südwestlichen Abschnitt behaupten, bei dem die höchsten Erhebungen vielmehr parallel zum Llobregat, also senkrecht zur Kammrichtung der vorerwähnten Gebirgsabschnitte liegen und an Höhe gegen Vendrell zu abnehmen. Der ganze äussere Habitus der Berge ist auch ein ganz anderer geworden. Waren sie früher mehr glocken- und kuppenförmig, wie sie in einem alten Berglande es gewöhnlich sind, so sind sie jetzt oft mehr kleinen Plateaus ähnlich. Dieser Unterschied in der Gestaltung der Berge macht sich auch in der Uferzone bemerkbar, da hier der Abfall gegen das Meer zu besonders stark ist, ja manchmal geradezu schroff, wie in den Costas de Garraf, wo die Ferrocarril Directo das Steilufer in siebzehn Tunnels durchbrechen muss. Die höchsten Erhebungen sind der El Montcau (640 m), der M. Las Fonts (550 m) und die La Morella (590 m).

Vom Nordwestfusse der Küstenkette erhebt sich das Gelände wieder ganz allmählich gegen den Südostfuss der inneren Kette zu, so dass fruchtbare Ebenen entstehen, die, obgleich verschiedenen hydrographischen Systemen angehörend, doch ganz niedere Wasserscheiden haben.

Die nordöstlich gelegene, als Selva bezeichnete Niederung gehört ganz dem Flussgebiet des Tordera an und erstreckt sich von Gerona bis über S. Celoni hinaus, wo sie ganz unauffällig in das Bas-Vallées übergeht, dessen Wasserablauf in dem Rio Besos mit seinen Oberläufen Mogent und Congost vor sich geht. Die Höhe der Wasserscheide des Tordera und des Mogent ist etwas über 200 m, so dass dem Selva und Vallées ungefähr eine solche von 150 m zukommt. Die dritte Niederung ist das fruchtbare Panades. Dasselbe liegt südlich vom Llobregat und wird durch dessen Nebenfluss, den Rio Noya, und den selbständigen Rio de Foix entwässert, deren Wasserscheide ebenfalls niedrig ist. Immerhin ist das Panades mit 250 m die höchste der drei Niederungen.

Weniger scharf als bei der Küstenkette liegen die Grenzlinien der inneren Kette, die wir nur in die zwei, durch den Einschnitt des Llobregat geschaffene Hälften zerlegen. Die Kammrichtung ist dieselbe nordöstliche wie bei der Küstenkette, nur ist die Breite eine ziemlich beträchtlichere und die Höhen steigern sich bis an nähernd zu denen eines Hochgebirges.

Die nordöstliche, zwischen dem Llobregat und dem Rio Ter gelegene Hälfte hat ihre höchsten Höhen in dem Gebirgsstock des Montseny, dessen Gipfel der Pic del Home (1741 m), der Agudas (1734 m) und der Matagalls (1704 m) sind. Weitere Erhebungen gegen den Rio Ter zu bilden der Espinelvas (1747 m) und der Solterra (1197 m). Alle diese Berge sind gegenüber den mehr östlich gelegenen ziemlich reich bewaldet, was von der Höhe selbst herrühren mag, die eine Kondensation des Feuchtigkeitsgehaltes der Seewinde bewirkt. Bedeutendere Höhen gegen den Llobregat zu erreichen dann noch der Tagamanent (1081 m), S. Sadurni (945 m) und der S. Llorens (1115 m).

Die Abgrenzung gegen das weiter nordwestlich gelegene Bergland ist keine scharfe, da die Wasserscheide der trennenden Flüsse Riera Calderas und Riera Gurri eine Höhe von immerhin 600 m hat. Nordöstlich fließt der Riera Gurri dem Rio Ter zu und in entgegengesetzter Richtung der Riera Calderas dem Llobregat. In diesem inneren Gebirgszug haben die schon so oft genannten

Ströme Tordera und Besos hauptsächlich ihr Quellgebiet, denn die spärlichen und wasserarmen Zuflüsse aus der Küstenkette könnten ihnen nicht jene beträchtlichen Wassermassen zuführen, die sie im Herbst dahinwälzen.

Wenig ausgeprägt ist die Fortsetzung der inneren Kette auf der südwestlichen Seite des Llobregat. Das Vis-à-vis zum vorerwähnten S. Llorens bildet der vielzackige, viel berühmte Montserrat (1288 m) und weiter gegen Südwesten zu wird die Kette vom Rio Noya durchbrochen, um auf der anderen Seite nur noch kleinere Erhebungen von 600—700 m zu bilden, wie die Plana de Ancosa mit 700 m. Doch haben alle diese Berge infolge ihrer abweichenden geologischen Beschaffenheit schon vom S. Sadurn ab ein anderes Gepräge, als die des Montseny. Sind diesen scharfe Grate eigentümlich, so zeigen jene einen mehr terrassenförmigen Aufbau, dessen obere Partien so stark zerklüftet sein können, dass Formen wie die des Montserrat zustande kommen.

Die Grenzen der Bergkette des Mt. Tibidabo wurden im wesentlichen schon festgestellt. Nur die Nordwestgrenze bedarf deutlicherer Fixierung durch die Feststellung, dass sie von einem Nebenflusse des Rio Besos, den Riera S. Cugat, und einen des Llobregat, den Riera de Canals, gebildet wird.

Auf diese Weise entsteht ein ungefähr gleichschenkliches Trapez, in dem der Hauptkamm in S-förmiger Krümmung die Höhe bildet. Der Steilabfall ist gegen das Meer gerichtet und vor seinem Fusse breitet sich eine 3—4 km breite Ebene aus, die vorwiegend in den Deltabildungen des Besos und Llobregat ihren Ursprung hat. Läge nicht der tertiäre Montjuich zwischen beiden Deltas, so würden sie zusammenfließen. Dieser erhebt sich jedoch mit einer Höhe von 175 m schroff aus dem Meer, wird von einem Fort gekrönt und bildet ein Kennzeichen der an seinem Fusse gelegenen Handels- und Industriestadt Barcelona, die sich mit ihren Vororten bis zum Fuss des Mt. Tibidabo ausdehnt.

Einige geologisch bedeutsame Hügel sind nun der Bergkette des Mt. Tibidabo gegen das Meer zu vorgelagert, wie der äusserste, nordöstlich gelegene La Peira (136 m). Zwischen ihm und einer vom Hauptkamm sich abzweigenden Hügelkette liegt die Vorstadt Horta. Letzterwähnte Hügelkette, die Serra de Vallcarca von 3 km Länge, hat drei Höhen, den Turo Falco, den Turo C. Mora (300 m) und den S. Carmelo. Am Fuss der Hügelkette liegen die Vorstädte Gracia und Vallcarca.

Zwei weitere südwestlich gelegene, ziemlich isolierte Hügel, ähnlich dem La Peira, sind der Putxet und, von ihm durch die Vorstadt S. Gervasio geschieden, der Turo Macarell.

Der nur spärlich mit Pinien bewaldete, dafür um so mehr mit Stachelsträuchern bewachsene und von Ziegenherden bevölkerte Steilabfall des Mt. Tibidabo wird von vielen kleinen Tälern durchfurcht, die nur dann etwas tiefer eingeschnitten sind, wenn sie schief zur Kammrichtung laufen, wie es z. B. beim Collcerola der Fall ist.

Viele aneinander gereihte Gipfel bilden zusammen den Hauptkamm. Vom Llobregat gegen den Besos fortschreitend, sind die wichtigsten der Montaña de S. Pere Martir (410 m), der Montaña Pelada, der Turo del Mont und der Coll de Casadell mit 436 m, der nur noch wenige hundert Meter von der höchsten Spitze des Mt. Tibidabo (532 m) entfernt ist. Von diesem strahlen einige bedeutendere Serrats gegen das Meer zu aus, wie die S. de Vilana und der Turo Castañer mit dem Petite-Maison-Belen. Beide werden durch das Tal des Torrent de Bellesguart getrennt, in dem das Kloster Betlem liegt. Auf einem weiteren Ausläufer, der dem Turo Castañer nahe liegt, zieht sich die Drahtseilbahn „Ferro-carril-Funicular“ zur Höhe des Mt. Tibidabo empor, von der aus man eine prachtvolle Aussicht genießt.

Gegen das Meer zu, gegen Südosten, das weitausgedehnte, von breiten, langgezogenen parallelen Strassen durchfurchte Barcelona mit seinem Montjuich, in dessen Richtung bei klarem Wetter die Balearen sichtbar werden. Rechts davon das breite grüne Delta des Llobregat, das auf der anderen Seite von Bergen begrenzt wird, die sich gegen Südwesten zu immer mehr in ihren Höhen steigern und steile Felswände in prächtigen Farben zeigen. Es sind die Formationen des Buntsandsteins, des Muschelkalks usw. bis zur Kreide.

Weiter gegen Westen wird man das Panades, eine fruchtbare Niederung gewahr, die im Norden durch die innere catalonische Kette mit dem Montserrat abgeschlossen wird. Letzterer, durch seine abenteuerliche vielzackige Gestalt dem Auge leicht erkennbar, hat ein schwächeres Abbild in dem S. Llorens, mit welchem schon mehr als die Hälfte des Horizonts durchmessen ist, denn im Norden werden jetzt die Pyrenäen mit dem Puigmal und anderen höchsten Erhebungen sichtbar. Aber auch der, der inneren Kette zugehörige Montseny wirkt infolge der Nähe seiner Masse mächtig

und am Fusse desselben zieht die „Ferrocarril de Francia Interior“, die das Vallées heraufkommt, vorbei, um in das Selva vorzudringen. Beide Niederungen, das Vallées und Selva, werden nur noch durch die mittelhohe Küstenkette vom Meer geschieden.

Geht man auf dem Hauptkamm der Bergkette des Mt. Tibidabo in nördlicher Richtung weiter, so erreicht man nach Passieren des Dörfchens Vista-Rica den Turo de Maria (450 m), die Serrat de S. Medi und nach Ueberschreiten des Turo den Sagarra Vera (308 m), des Turo de las Rosquetas und des Turo den Manyosas, den Rio Besos. Gerade nördlich von den letztangeführten Bergen, zwischen dem Tapiolas, dem Besos und dem Riera de S. Cugat liegt der 290 m hohe, eine Ruine tragende Montaña Moncada.

Der wenig steile Nordwestabfall des Mt. Tibidabo wird von vielen Tälern durchfurcht, deren Rinnsale den Riera de Canals und den Riera S. Cugat ernähren. Seine Bewaldung mit Pinien und Korkeichen ist eine wesentlich reichlichere als die des Steilabfalles.

### Geologischer Ueberblick.

Selten wird sich dem Geologen Gelegenheit bieten, auf so kleinem Flächenraum, wie ihn der südliche Teil der Provinz Barcelona einnimmt, eine solche Mannigfaltigkeit an Formationen und so interessante stratigraphische Verhältnisse kennen zu lernen. Zur Kenntnisnahme der Schichten allein würde schon die weitere Umgebung der Stadt Barcelona genügen. Sämtliche Formationen mit Ausnahme des Jura und Perm sind hier zur Ausbildung gelangt; allerdings zeigt auch das Carbon nur geringe Mächtigkeit und Ausbreitung.

Im folgenden sollen nun nach Anführung der am häufigsten auftretenden Eruptivgesteine die Sedimentärschichten unter besonderer Berücksichtigung des Paläozoikum beschrieben werden, da diesem die kontaktmetamorphen Gesteine zuzuzählen sind. Die mesozoischen und känozoischen Formationen werden hingegen nur kurz behandelt werden, da sie weder mit den zu untersuchenden Kontakterscheinungen in irgendwelchem Zusammenhang stehen, noch meine Studien speziell auf sie gerichtet waren. Deshalb halte ich mich für diesen Teil im wesentlichen auch an die spanische und französische Literatur, von der besonders folgende Werke zu Rate gezogen wurden:

1. MAURETA Y THOS, Description geologica de la provincia de Barcelona.

2. ALMERA, Mapa topografico-geologico de la provincia de Barcelona (1 : 40000).
3. Bulletin de la Société géologique de France (Tome 26). „Compte-rendu des excursions aux environs de Barcelone.“
4. JOSÉ GELABERT, Los Volcanos extinguidos de la provincia de Gerona, 1904.

Weitere Literatur findet sich auf pag. 662—665 des „Bulletin“ (Tome 26, 1898) angegeben.

### Eruptivgesteine.

#### Der Granit.

Der Granit, den Kern der Antiklinalen der Küstenkette, als auch den der inneren Kette bildend, tritt in ersterer als eine von Südwesten nach Nordosten sich erstreckende zusammenhängende Masse auf, die am Mt. Tibidabo am schmalsten ist, um gegen den Rio Ter zu an Breite zu gewinnen; in letzterer Kette hingegen erscheint der Granit in einzelnen Massiven, deren grösstes das des Montseny ist. Soviel beobachtet werden konnte, zeigt der Granit in der Küstenkette wenig Neigung zu Differenzierungen in saure oder basische Spaltungsprodukte, wie Syenit und Diorit. In der Küstenkette, als auch am Montseny ist er offenbar vorwiegend ein Biotitgranit. Am Mt. Tibidabo steht er am Fuss des südöstlichen Steilabfalls an, als ein zwischen die entgegengesetzt nach Nordosten und Südosten einfallenden cambrischen metamorphen Schichten eingeschachtelter Keil. Die Granitberge der Küstenkette sind wohlgerundete massige Berge und dienen besonders dem Weinbau im Gegensatz zu den benachbarten, aus paläozoischen Schichten bestehenden Erhebungen, die Heide- oder Waldvegetation tragen.

#### Der Syenit.

Denselben kommt in stratigraphischer Hinsicht nur geringe Bedeutung zu, da er selten, wie am Turo Falco und auf der Roca plana, in Form grösserer Schlieren als Differenzierungsprodukt des Granits auftritt.

#### Die Ganggesteine.

Granitporphyr, Syenitporphyr, Aplit und Pegmatit sind die mit der Graniteruption im Zusammenhang stehenden Ganggesteine, die den Granit, als auch die ihm aufliegenden cambrischen und silurischen Schichten durchbrechen. Ob hingegen der Diabas,

welcher Lagergänge bildet und gewöhnlich nur in grösserer Entfernung vom Granit auftritt, auch etwas mit diesem Vorgang zu tun hat, ist schwer festzustellen. Durchaus am zahlreichsten sind die Granitporphyr- und Diabasgänge, weniger auffällig die meist schmalen Aplitgänge und recht spärlich die Syenitporphyrgänge.

### Der Basalt.

In der Provinz Gerona liegt das schon von LYELL beschriebene Vulkangebiet von Olot, in dessen engerer Umgebung allein 32 Kratervulkane gezählt werden. Höchstwahrscheinlich ist, dass das Basaltvorkommnis bei S. Pons in der Nähe des Tordera, als auch das bei Hostalrich, noch diesem tertiären Eruptivgebiet zuzurechnen ist. Ersteres tritt in dem Granit der Küstencordillere auf und bildet wahrscheinlich wie das von mir bei Hostalrich besuchte Schlote mit Kuppen. Einen grösseren Basalterguss findet man im Selva und weiter im Norden, unterhalb Gerona in der Nähe der Dörfer Estanyol und S. Dalmay, bauen sich zwei Vulkane, der La Closa und der Glot Rosat, auf.

### Sedimentgesteine.

#### Paläozoikum.

Paläozoische Schichten nehmen vorwiegend die Flanken der beiden grossen Antiklinalen der inneren und äusseren Kette ein. Stark gefaltet und vielfach verworfen, wird ihr Studium besonders durch den Mangel an Fossilien sehr erschwert. Im allgemeinen gilt, dass die älteren paläozoischen Schichten grösstenteils aus Tonschiefern bestehen, die jüngeren hingegen aus mehr kalkhaltigem Material.

#### a) Das Cambrium.

In der geologischen Karte von ALMERA sind die dem Granit auflagernden metamorphen Gesteine als Cambrium eingetragen, dessen Grenzlinie gegen das Silur unscharf gehalten ist. Deshalb unscharf, weil die sicher nachgewiesenen untersilurischen Schichten gleichen petrographischen Charakter haben wie die äussersten Glieder der kontaktmetamorphen Zone, in der bis jetzt noch keine Fossilfunde gemacht wurden. Doch sagt BERGERON im Bulletin de la Société géologique folgendes:

„Wenn man sich auf den Vergleich mit dem Montagne Noire im Languedoc stützt, so kommen Kalke, wie sie in metamorpher Umwandlung bei Vallcarca in der Nähe Barcelonas im inneren

Kontaktthof angetroffen werden, unterhalb der Stufe der *Orthis actoniae* nur noch im unteren Cambrium vor.“

Demgemäss hält BERGERON diese Kalke für das wahrscheinliche Aequivalent des Georgien und alle darüberlagernden Schichten würden dem mittleren und oberen Cambrium zugehören. Was die von BERGERON erwähnten metamorphen Kalke betrifft, so fand ich diese bei Vallcarca trotz eifrigen Suchens nicht anstehend vor, jedoch wurden Stücke solchen mutmasslich metamorphen, aus Calcit, Quarz und Chlorit bestehenden Kalkes in den Erdmassen gefunden, die beim Graben des dortigen Mineralwasserbrunnens zu Tage gefördert wurden.

Die Mächtigkeit der cambrischen Schichten, deren Ausbreitung weder in der inneren noch in der äusseren Kette genau festgestellt ist, beträgt am Mt. Tibidabo nach Almera ungefähr 2000 Meter. Ueber den petrographischen Charakter wird weiter unten eingehend berichtet werden.

#### b) Das Silur.

1. **Untersilur.** Mit dem mutmasslichen Cambrium in konkordanter Lagerung ist das Untersilur von diesem schwer abzutrennen und die Mächtigkeit unbestimmbar. Die konstituierenden Tonschiefer sind von blaugrauer Farbe und seidenglänzend. Zwischen die Schieferplatten eingeschaltet finden sich langausgezogene Quarztrümer, gradeso wie in den cambrischen Tonschiefern und Knotentonschiefern. Fossilien sind selten, doch fand ALMERA, dank seines andauernden Suchens, die charakteristischen Versteinerungen, *Obolella*, *Encrinus*, *Poliperos*, und in den untersten Horizonten, an die sich gleichförmig die cambrischen Tonschiefer anschliessen, eine *Oldhamia*. Am Mt. Tibidabo bestehen die Hügel zwischen der Serrat de Vallvidrera und Molins de Rey aus Untersilur, dem hier zahlreiche Diabaslagergänge eingeschaltet sind, was besonders schön auf der Serrat de Ginestar zu beobachten ist. Ferner findet es sich bei Martorell am Rio Noya, aus gelben seidenglänzenden Tonschiefern gebildet, denen deutliche transversale Schieferung, die zur ursprünglichen Schichtung senkrecht steht, eigen ist.

2. **Mittelsilur (Ordovicien).** Dasselbe ist wegen seiner geringen Verbreitung von wenig Bedeutung.

a) Tremadoc-Schichten (10 m mächtig), finden sich nur ganz untergeordnet in der Nähe von Papiol und bestehen aus rötlich-blauen Schiefen mit Kalkalgen. *Euloma*, *Niobe*, *Asaphellus* und *Leptaena* sind die für sie bezeichnenden Fossilien.

b) Caradoc-Schichten (10—60 m mächtig) aus einer Grauwacke bestehend, finden sich ebenfalls nur spärlich bei Moncada, Papiol und Vallcarca. Die gefundenen Fossilien sind *Orthis actoniae*, *Orthis calligramma* und *Orthis vespertilio* und *Echino-sphaerites*.

### 3. Obersilur (Gotländer-Schichten).

a) Unterstufe, 500 m mächtig, wird repräsentiert durch Graptolithenschiefer von graublauer bis schwarzer Farbe, mit *Monograptus priodon*, *Monograptus tenuis*, *Monograptus colonus* u. a. Sie dehnen sich am Mt. Tibidabo von der metamorphen Zone nach Nordwesten aus, wo sie unter dem Tertiär verschwinden. Weiterhin bestehen aus ihnen die paläozoischen Terrains südwestlich vom Llobregat und die der inneren Kette scheinen ebenfalls grösstenteils zu ihnen zu gehören.

b) Mittelstufe, 25 m mächtig, wird gebildet von dichtem, Eisenkies führendem Kalk, mit dem guten Leitfossil *Cardiola interrupta* und Orthoceren, Cyrtoceren und Stielgliedern von *Encrinus*. BERGERON glaubt diese Stufe identisch mit der von BARRANDES  $E_2$  des böhmischen Silur. Ihr Vorkommen ist am Mt. Tibidabo ein lokales, so z. B. bei St. Creu de Olorde, wo diese Kalkstufe reichlich Pyrit führt.

c) Oberstufe, bestehend aus 6 m mächtigem tonigem Kalkstein mit *Orthoceras* und *Kralowna*, findet sich bei Vallcarca und Moncada.

### c) Das Devon.

Die Grenze zwischen der Oberstufe des Silur und dem Devon ist infolge gleichartiger petrographischer Beschaffenheit beider schwer zu ziehen, doch deuten die Fossilfunde in der Nähe von Papiol und Gaba (*Harpes venulosus*, *Orthoceras*, *Phacops*) auf das Unterdevon hin. Auf diesem ruhen graue bis schwarze Kalke mit eisenhaltigen Konkretionen, und BERGERON ist der Ansicht, dass sie der Kalkstufe mit *Paradoceras curvispina* vom Montagne Noire, wo sich in ähnlichen Konkretionen *Gonjatiten* vorfinden, äquivalent sind. Ueber diesen gefärbten Kalken lagern andere weisse, leicht erkennbare (*Calcaire griotte*), die *Orthoceras* und *Leptaena corrugata* führen. BERGERON hat die Ueberzeugung, dass diese Stufe dem Glymenienkalk entspricht, also dem Oberdevon angehört, dessen oberste Schicht, die *Cypridinenschicht*, aber bis jetzt noch nicht nachgewiesen werden konnte. Das Devon bildet die Gipfel der Serra de Vallcarca und der Hügel Putxet und Macarell. Ferner nimmt es an der Faltenbildung des Montaña Moncada Anteil und

tritt ausser bei Gaba wahrscheinlich auch bei San Juan de Las Abadesas zu Tage.

#### d) Das Carbon.

In der Umgebung Barcelonas ist das Carbon nur durch die unterste Stufe, das Subcarbon, spärlich vertreten, das in zwei Facies zerfällt.

a) Süsswasserfacies, 30 m mächtig, besteht aus einer grünlichen Wacke mit Calamites, Archäopteris und Sigillaria, und tritt nur in der Serrat de Vallcarca und an den Hügeln Putxet und Macarell auf.

b) Marinefacies, 3 m mächtig, wird repräsentiert durch Kalke und Schiefer, die am Turo Falco und bei Molins de Rey anstehen und eine Krustacea, eine Phillipsia enthalten.

### Mesozoikum.

Die mesozoische Periode zeigt in der Trias und Kreide besonders starke Entwicklung in Mächtigkeit und Ausdehnung, weniger im Jura.

#### a) Trias.

Dieselbe ist in ihrer unteren Stufe, dem Buntsandstein, mit einer Mächtigkeit von 100 m leicht erkennbar. Auf ihm, der rote Konglomerate bildet und diskordant auf den paläozoischen Schichten ruht, lagern konkordant Muschelkalk und Keuper. Sehr reich an Fossilien ist der 50 m mächtige Muschelkalk im Gegensatz zu dem daran armen, aus rotem Sandstein und Gips führenden Tonen bestehenden Keuper, der 500 m mächtig ist. Sowohl am Aufbau der inneren Kette, als an dem des südwestlich gelegenen Abschnitts der Küstenkette beteiligt sich die Trias, die in letzterem Vorkommnis besonders starke Steilabfälle bildet.

#### b) Jura.

Er findet sich nur lokal bei S. Quinti, wo er den Hügel von Parera bildet, durch Verwerfungen von dem umgebenden Keuper getrennt wird und nach ALMERAS Untersuchung dem oberen Jura entsprechen soll.

#### c) Kreide.

ALMERA unternimmt eine Dreiteilung der südwestlich vom Llobregat lagernden Kreidemassen, die daselbst starke Faltungen und Verwerfungen besonders an den Costas de Garraf erlitten haben. Das 100 m mächtige, aus Dolomiten und Kalken bestehende Hauteriviense soll eine Süsswasserbildung sein. Hingegen soll sich

das weniger bedeutungsvolle, 25 m mächtige Barremiense durch seine Rudisten als marine Facies erweisen und endlich das Aptiense mit einer Mächtigkeit von 100 m und reichlich Fossilien führenden Kalken und Mergeln litoralen Ursprungs sein.

### Känozoikum.

Von den känozoischen Formationen ist das Tertiär prächtiger entwickelt, als das wohl weit verbreitete aber wenig mächtige und sehr gleichförmige Quartär.

#### a) Tertiär.

Ausgezeichnet durch Mächtigkeit, starken Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit und reichliche Fossilienführung kommt dem Tertiär infolge seiner ausgedehnten Verbreitung grosse Bedeutung zu. Die älteren Stufen, Eocän und Oligocän, zeigen in der nördlichen Kette Faltung, während die jüngeren, Miocän und Pliocän, mehr die Täler und Niederungen ausfüllen. Die untere rote, gipsführende Konglomeratschicht des 260 m mächtigen Eocän überlagert diskordant die Trias und bildet in der inneren Kette ein schmales Band. ALMERA bezeichnet diese Konglomeratschicht, deren Alter noch unsicher ist, als Eocän inferior. Darüber lagern das Ipresiense und Luteciense, ersteres aus Kalken, letzteres aus Mergeln bestehend.

Eine Mächtigkeit von 160 m kommt dem Oligocän zu, dessen unterste Stufe, das Tongriense, eine ca. 50 m mächtige Konglomeratbank ist, die den oberen Teil des Montserrat bildet. Darauf folgt das ungefähr 100 m starke Aquitaniense mit rötlichen sandigen Tonen, zwischen denen Gipslager eingeschaltet sind. Es tritt bei Vilovi, Martorell und besonders ausserhalb der catalonischen Ketten nördlich von Manresa auf, wo durch Auslaugung der Gipslager Bodeneinsenkungen von oft beträchtlichen Dimensionen, die sog. „bofias“, entstanden. Möglicherweise gehört dieser Stufe des Aquitaniense auch das berühmte Salzlager von Cardona an.

Das 240 m mächtige Miocän, welches vorwiegend die drei Niederungen Panades, Bas-Vallées und Selva bedeckt, baut auch den Montjuich auf und besteht aus Konglomeraten, Mergeln und Kalken mit reichlichen Versteinerungen.

Was endlich das 290 m mächtige Pliocän anbelangt, so rechnet ALMERA dessen untere pontische Stufe dem Miocän zu. Alle anderen Stufen des Pliocän sind nicht besonders stark entwickelt und finden sich nur längs der Mündung des Llobregat von Papiol ab auf beiden Seiten desselben verteilt.

### b) Quartär.

Dasselbe ist mit einer Mächtigkeit von ungefähr 5 m auf den Tertiärbildungen in den schon oben erwähnten Niederungen weit verbreitet, findet sich aber auch in der Nähe Barcelonas am Fusse des Mt. Tibidabo, wo es oftmals den Einblick in die geologischen Verhältnisse des Untergrundes verhindert.

### Aluvium.

Hier sind ausser den sandigen Strandbildungen längs der Küste nur die Schotter- und Sandmassen der Flüsse Llobregat, Besos und Tordera zu erwähnen, die in deren Deltas schon zu bedeutenden Ebenen aufgeschüttet worden sind.

### Tektonik.

Die Streichrichtung der catalonischen Küstenkette und der mit ihr parallelen inneren Kette ist N 60° O und bildet mit der der Pyrenäen, die N 15° W ist, einen Winkel von 75°, was allein einigermassen für ihre geologische Selbständigkeit spricht, die insbesondere durch die vergleichenden Untersuchungen spanischer und französischer Geologen bestätigt worden ist.

Zwei Antiklinalen, durch eine Synklinale geschieden, bilden den Grundzug des catalonischen Bergsystems. Doch ist die Synklinale, die durch die Niederungen des Panades, Bas-Vallées und Selva gebildet werden soll, noch keineswegs sicher nachgewiesen, wohl aber der Charakter von Antiklinalen für die äussere und innere catalonische Kette. Beiden Antiklinalen ist ein granitischer Kern eigen, dessen Beziehungen zu den darauflagernden paläozoischen Sedimentschichten nur in der äusseren Kette genauer bekannt sind. Hier weisen die ältesten paläozoischen Schichten schöne kontakt-metamorphe Umwandlungen auf und es ist wahrscheinlich, dass die am Montseny vorliegenden ähnlichen Verhältnisse mit diesen gleichwertig sind.

Bei dem auf dem Nordwestabhang der Küstenkette gelegenen Dörfchen Vallensana wurde in den paläozoischen Schichten ausschliesslich die Streichrichtung N 60° O beobachtet, die sich jedoch in der Kette des Mt. Tibidabo mit Annäherung an den Llobregat allmählich ändert. Es findet eine Drehung der Schichten von N 60° O nach N 60° W statt, ja noch mehr, denn am Tibidabo selbst herrscht auf der Südseite eine Streichrichtung N 85° W und

am Turo den Sagarra Vera lässt sich eine solche von Osten nach Westen beobachten. Südwestlich von Llobregat zeigen die paläozoischen Schichten wenigstens in den Graptolithenschiefern ein Streichen von N 30° W bis N 60° W.

Was die Fallrichtung anbelangt, so ist diese bei Vallensana nach Nordwesten, am Tibidabo dagegen gewöhnlich nach Norden bis Nordosten gerichtet; doch bewirkt eine Synklinale im Norden der Graptolithenschichten ein Fallen nach Süden und auf der Serra de Llegat in der Nähe des Montaña Moncada stehen die Schichten vertikal. Ebenso sehr schwankt das Fallen in den silurischen Schichtsystemen westlich vom Llobregat bei dem Dörfchen S. Climent infolge mehrerer Antiklinalen und Synklinalen, deren Richtungen ungefähr parallel zum Llobregat gehen, dessen Tal vielleicht selbst eine Synklinale ist. Die in Falten gelegten paläozoischen Schichten lagern im allgemeinen konkordant aufeinander, doch zeigen Devon und Carbon häufig eine besonders komplizierte Lagerung, wie am Montaña Moncada, wo nach BERGERON eine Antiklinale auf einer Synklinalen liegen soll.

Zum Teil noch schwieriger gestalten sich die stratigraphischen Verhältnisse in der Serrat de Vallcarca, wo zu starker Faltung noch zwickelförmige Verwerfungen treten, ähnlich wie bei Papiol.

Sicher scheint zu sein, dass das Alter aller dieser Faltungen höher ist als triasisch, da der Buntsandstein ungestört diskordant darüber ruht, was bei Martorell sehr schön zu beobachten ist.

BERGERON zieht im „Bulletin“ einen höchst interessanten Vergleich zwischen den paläozoischen Schichten Cataloniens und denen vom Montagne Noire im Cabrières. Er sagt, dass es nicht nur dieselben fossilführenden Horizonte sind, die einander entsprechen, sondern sogar die Facies beider würden in petrographischer Hinsicht übereinstimmen und selbst die Orientierung der Schichten sei dieselbe.

Vorwiegend soll auch am Montagne Noire das Streichen N 60° O, im südlichen Teil umschlagend in N 60° W, sein. Ferner soll die faltende Kraft hier ebenfalls wie in Catalonien aus Südosten gekommen sein und BERGERON rechnet sowohl die catalonischen Ketten als auch den Montagne Noire dem hercynischen Faltensystem zu.

Nachzutragen ist, dass in Catalonien die der See zugewandte Seite des nordöstlichen Teils der Küstenantiklinale abgesunken ist und deshalb der Granit den Strand bildet.

Ueber das Alter des Granites lässt sich nur so viel sagen, dass er sicher paläozoisch ist, ob er jedoch im Cambrium oder Untersilur errumpelte, lässt sich schwer beurteilen, da diese beiden Formationen ineinander übergehen, aus Mangel an Fossilien wenig scharf zu trennen sind und infolge desselben ursprünglichen ton-schieferigen Materials auch dieselbe Umwandlung erlitten hätten.

Dort, wo ein Kontakt des Granit mit Obersilur und Devon beobachtet wurde, zeigte sich nie das Phänomen des Kontaktmetamorphismus.

Diskordant auf dem Paläozoikum ruhen die Glieder der Trias, die horizontale Lagerung bei Vallirana und Martorell aufweisen, in den mehr südlich gelegenen Teilen hingegen gefaltet und verworfen sind. Eine grosse Antiklinale, von zwei Synklinalen begleitet, findet sich im Keuper von Llacuna, mit einem Streichen der Schichten, das auffallend mit dem der Küstenkette übereinstimmt. Die zwischen dem Rio Noya und dem Meer liegenden Kreidemassen bewahren im allgemeinen eine Streichrichtung N 45° O mit Fallen nach Westen, sind aber besonders an den Costas de Garraf von vielen Verwerfungen durchzogen. Das längs der inneren Kette hinziehende Band von Eocän inferior ruht diskordant auf der darunterliegenden Trias. Konkordant darüber lagern dann die übrigen Eocänschichten und weiter gegen Norden zu das Oligocän, das teilweise in der Richtung der Kette gefaltet ist. Bei Castell-Bisbal zeigt das Aquitaniense ebenfalls Falten, die jedoch von Norden nach Süden ziehen.

Ziemlich ungestört liegt das Miocän in der wahrscheinlichen Synklinale, die das Panades, Bas-Vallées und Selva hervorgerufen hat. Jedoch weist der aus dem Tortonense bestehende Montjuich eine kleine Falte auf, die der Talrichtung des Llobregat parallel ist, also zu der vorigen Synklinale senkrecht steht. Völlig ungestört liegen das obere Pliocän und Quaternär.

Aus allem dem kann man entnehmen, dass die catalonischen Ketten höchst wahrscheinlich das Produkt wiederholter Hebungen und Senkungen sind. Die Trias, welche die offenbar während einer Festlandsperiode entstandenen Unebenheiten des Paläozoikum bedeckt, konnte sich erst ablagern, als das Land untergetaucht war. Aus dem beinahe vollkommenen Mangel an Jura wäre die Annahme einer Hebungsperiode während dieser Epoche zu rechtfertigen, um in der darauffolgenden Kreidezeit wieder einer Senkung Platz zu machen, da hier mächtige Ablagerungen entstanden. Doch gilt

dies nur für die untere Kreide, denn die höheren Schichten sind sicher litoralen Charakters, so dass sich das Land gegen das Ende des Aptien wahrscheinlich wieder hob. Der französische Geologe DOLLFUS insbesondere vertritt im „Bulletin“ die Ansicht, dass dieser Zustand noch während des ganzen Eocän angehalten hätte und die Konglomerate desselben durch die von der gehobenen Kette weggeführten Schottermassen gebildet worden seien, welche sich in dem mutmasslich nordwestlich gelegenen Meere ablagerten, woraus sich die auskeilenden marinen Schichten in den Konglomeraten des Montserrat erklären würden.

Das hydrographische System zur Zeit des Eocän wäre demnach dem heutigen gerade entgegengesetzt gerichtet gewesen und zwar, sagt DOLLFUS weiter, müsse diese Aenderung zwischen dem Oligocän und Miocän eingetreten sein. Insbesondere müssten sich zu Anfang des Burdigalien die Tore für die drei Ströme Tordera, Besos und Llobregat geöffnet haben, ob durch dynamische Phänomene oder durch rückwirkende Erosion bleibt unentschieden.

Eine schwache Oscillation machte sich weiterhin nur noch im Pliocän bemerkbar, indem das Mündungsgebiet des Llobregat sich senkte, so dass ein Golf entstand, in welchem sich die pliocänen Ablagerungen bilden konnten, die man auf beiden Seiten des Llobregat antrifft.

### Die Kontaktzone des Mt. Tibidabo.

Von den vier von mir aufgesuchten Kontaktzonen liegen drei in der äusseren catalonischen Kette, eine am Mt. Tibidabo, eine bei Matorell und eine bei Malgrat, während die vierte, wohl mächtigste, in der inneren Kette am Montseny beobachtet wurde. Eingehend untersucht wurde jedoch nur die Kontaktzone des Mt. Tibidabo. Obgleich alle vier geologisch wohl zusammen gehören, so weisen sie petrographisch doch manche Abweichungen auf, wie die spätere Beschreibung der Kontaktprodukte zeigen wird.

Der topographischen, hydrographischen und allgemeinen geologischen Verhältnisse des Mt. Tibidabo wurde schon in den vorhergehenden Abschnitten gedacht und in folgendem soll der petrographischen Einzelbeschreibung der Gesteine eine Erörterung über ihren näheren Zusammenhang voraufgehen.

Die ungefähr 2 km mächtige und 18 km in die Länge sich erstreckende Kontaktzone des Mt. Tibidabo wurde durch den an seinem Südfusse anstehenden Granit hervorgerufen, der den Kern

der Antiklinale der Küstenkette bildet. Daraus erklärt sich, dass eigentlich zwei Kontaktzonen vorhanden sind, denn jede Seite der Antiklinale erlitt Metamorphismus. Jedoch überwiegt die Kontaktzone der Nordwestseite so beträchtlich an Ausdehnung, dass nur sie eingehenderes Studium verdient, denn die Südostflanke ist abgesunken und nur an dem Hügel La Peira und in der Serrat de Vallcarca und dem Putxet treten Knotenschiefer und Hornfelse auf, deren petrographischer Charakter derselbe ist wie der entsprechenden Kontaktprodukte der andern Seite. Diese, aus wahrscheinlich cambrischen Tonschiefern hervorgegangen, sind Knotentonschiefer, Knotenglimmerschiefer, Knotenglimmerschiefer und Hornfelse. Im Gegensatz zu den petrographisch stark wechselnden Hornfelsen, unter denen allerdings Cordierithornfels vorwiegt, sind die schwächer umgewandelten Glieder von ziemlich konstantem Charakter, so dass nur die lokal auftretenden Chiastolithschiefer eine Ausnahme machen.

Die Lagerung der kontaktmetamorphen Gesteine ist keineswegs immer eine derartige, dass die Hornfelse dem Granit zunächst liegen und die Knotentonschiefer die entferntesten sind, sondern der Hornfels wurde auch zwischen Knotenglimmerschiefern oder gar Knotentonschiefern beobachtet.

Eine Steigerung erfährt die Verschiedenheit der Gesteinstypen in den Kalksilikathornfelsen, die am Südabhang des Mt. Tibidabo zwischen der Serra de Vallvidrera und dem Turo Castañer anstehen.

Konkordant zwischen Hornfelsen und Knotenglimmerschiefern eingeschaltet, wurden sie in direktem Kontakt mit Granit anstehend nie beobachtet. Ein starker Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung, der sich teilweise in einer Bänderung kundgibt, zeichnet sie aus und dazwischen lagern wiederum in wenig mächtigen Bänken oder Linsen Cordierit- und ihnen nahestehende Hornfelse, so dass die grösste Mannigfaltigkeit zum Vorschein kommt.

Als Grund dieser Reichhaltigkeit in der Gesteinsbeschaffenheit der Kontaktzone muss wohl ein starker Wechsel in der chemischen Zusammensetzung der ursprünglichen Gesteine geltend gemacht werden, indem sie teils aus tonigem teils aus mergeligem Material bestanden.

Mit der Annäherung gegen den Kontakt gibt sich ausser einer Zunahme der Fältelung und der metamorphen Umwandlung der Tonschiefer eine Zunahme an Aplitgängen kund, die am zahlreichsten in den Hornfelsen aufzufinden waren, wo Verwerfungen ihrer Gänge nicht selten sind.

Ebensowenig fehlen Verwerfungen den Granitporphyrgängen, die durch ihre mehrere Meter starke Mächtigkeit und langes Aushalten ausgezeichnet sind. Sehr hübsch sind die Verwerfungen der Granitporphyrgänge am Einschnitt der Drahtseilbahn bei der unteren Station derselben zu sehen. Infolge stärkerer Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärien ragen die Granitporphyrgänge aus dem Nebengestein hervor, ähnlich den Diabasgängen, die im allgemeinen konkordant den Sedimentschichten eingelagert sind im Gegensatz zu den quer durchsetzenden Granitporphyren.

Der Kontakt selbst ist in der Mehrzahl der Beobachtungen derart, dass der massige Hornfels gegen den massigen Granit scharf absetzt, an dem häufig eine aplitische Randfacies auftritt, die feinkörniger und lichter als der normale Granit ist, wie man an den Aufschlüssen der von Sarria nach Esplugas führenden Bergstrasse beobachten kann. Im besonderen ist zu erwähnen, dass im Tal des Bellesguart, am Kontakt in der Breite eines Meters beobachtet wurde, wie der Granit Stücke Hornfels von Millimeter- bis Faustgrösse recht zahlreich umschliesst. Ein ähnlicher Fall konnte bei Tarrasa wahrgenommen werden, wo der Hornfels in Blöcke von mehreren Kubikmetern Inhalt zerspalten ist, die in Granitmaterial eingebettet liegen, und es ist nicht unwahrscheinlich, dass gerade hier zufällig viele Granitapophysen auftreten, die sonst am Mt. Tibidabo selten sind.

## Die Kontaktgesteine des Mt. Tibidabo.

### Die Tonschiefer.

Die äussersten Glieder der Kontaktwirkung des Granits verlieren sich in den cambrischen Tonschiefern, die am Mt. Tibidabo von den untersilurischen Tonschiefern nicht scharf getrennt werden können. ALMERA bezeichnet auf seiner Karte die Tonschieferzone als „Aureola metamorfoseada exterior“, im Gegensatz zu der dem Granit am nächsten gelegenen „Aureola metamorfoseada interior“, und die Mächtigkeit beider zusammen nimmt er zu 2000 m an.

Die Tonschiefer des Mt. Tibidabo sind gut geschieferte, mit dem Fingernagel leicht ritzbare Gesteine von blaugrauer Farbe, die auf der Schieferungsfläche Seidenglanz zeigen und im Querbruch matt sind. Schwache Fältelung lässt den Seidenglanz oftmals besser hervortreten und auf den Schieferungsflächen zeigen sich häufig rotgelbe sekundäre Limonithäutchen.

Zwischen die Tonschiefer eingeschaltet finden sich Quarztrümer, worunter solche von ca. 1 m Länge und 20—30 cm Dicke vorherrschen. Sie sind überaus zahlreich, auch den untersilurischen Tonschiefern eigen und haben also mit den metamorphen Umwandlungsvorgängen kaum genetischen Zusammenhang. Auch lässt sich irgendwelche Zunahme dieser Quarztrümer gegen den Kontakt hin nicht wahrnehmen. Doch gewinnen sie bei Annäherung gegen denselben an Zähigkeit, Fettglanz und nehmen eine weisse Färbung an gegen eine mehr bläuliche Tönung der Trümer ausserhalb der metamorphen Zone.

Konkretionen von eisenschüssigem Kalk wurden nur ganz spärlich in den Tonschiefern wahrgenommen. Infolge der Feinkörnigkeit der Tonschiefer konnte der Mineralbestand nur mit Hilfe des Mikroskops festgestellt werden; Quarz, grünlicher Glimmer und gelbe chloritische Substanz sind die Hauptgemengteile.

Quarz herrscht vor und findet sich in rundlich-eckigen kleinen Individuen.

Glimmer in feinblättriger Ausbildung kommt dem Quarz an Häufigkeit zunächst und ist schwach licht- und stark doppelbrechend. Er zeigt schwachen Pleochroismus, parallel zu den Spaltrissen nach *oP* schwach gelblichgrün, senkrecht hierzu farblos. Ferner ist er in der Richtung der Spaltrisse optisch positiv, so dass diesen Verhältnissen nach offenbar die sericitische Varietät des Muscovit vorliegt, für die auch die Unangreifbarkeit beim Behandeln des Dünnschliffes mit warmer Salzsäure spricht.

Chlorit tritt in kleinen Körnern und Fasern auf, die Spaltbarkeit nach einer Richtung zeigen und stark licht- aber schwach doppelbrechend sind. Seine chloritische Natur konnte durch Behandeln des Schliffes mit Salzsäure besonders nachgewiesen werden, da die Körner sich hierdurch entfärbten, gelatinierten und hierauf mit Fuchsin tingiert werden konnten.

Dass die im Gestein gleichmässig verteilten dunklen Partikelchen, die manchmal oval, manchmal stengelig-hackig ausgebildet sind, keine Graphitblättchen, sondern Eisenerze sind, ging einmal daraus hervor, dass sie an den dünnsten Stellen gelbbraun durchsichtig sind, zum andernmal daraus, dass sie nur durch Behandeln mit Salzsäure, nicht aber durch noch so anhaltendes Glühen zu entfernen waren. Manche Partikelchen wurden allerdings auch nicht von der Salzsäure angegriffen, was davon herrühren mag, dass sie teils zu dicht von den andern Gemengteilen umschlossen wurden, um angegriffen

werden zu können, teils, wie sich im reflektierten Licht beobachten liess, von einem weissen kristallinen Ueberzug, offenbar Leukoxen, überdeckt sind, der sie vor Auflösung schützte.

Als weitere Uebergemengteile sind Turmalin, Titanit und Zirkon zu erwähnen. Turmalin, in der *c*-Achse hemimorph ausgebildet durch Rhomboeder und Basis, hat kräftigen Pleochroismus, *o* = braungrünlich, *e* = schwachgrünlich. Titanit, vorwiegend in Körnern, zeigt bisweilen auch die Briefkuvertform und ist an seiner starken Licht- und Doppelbrechung, als auch an seinem kleinen optischen Achsenwinkel leicht zu erkennen. Zirkon, prismatisch mit Endpyramiden ausgebildet, ist durch seine überaus starke Licht- und Doppelbrechung ausgezeichnet.

Die Struktur der Tonschiefer ist nicht immer eine gleichmässige, vielmehr lässt sich in Schlifften parallel zum Querbruch beobachten, wie einzelne Schichten vorwiegend aus Sericitblättchen bestehen, in andern hingegen Sericit- und Chloritblättchen die Quarzkörner umflasern und eine Anreicherung gewisser Schichten mit den Uebergemengteilen nicht zu verkennen ist. Besonders bei den Titanit- und Zirkonkörnern, die nesterartig vorkommen und den Fältelungen des Schiefers folgen, spricht dies für deren allothigenen Ursprung.

### Die Knotentonschiefer.

Im Auftreten kleiner Knötchen gibt sich die erste resp. äusserste Phase der metamorphen Umwandlung der Tonschiefer dem Auge zu erkennen. Die 1—2 mm grossen Knötchen sind rundlich bis oval und vermehren sich gegen den Granit zu, was sich sehr schön an den Knotentonschiefern vom westlichen Abhang des Turo del Mont studieren lässt. Ueber die Häufigkeit der Knoten geben die folgenden Zahlen Auskunft, die dadurch erhalten wurden, dass die Schieferungsflächen grosser Handstücke in Quadratcentimeter eingeteilt und die Anzahl der Quadrate zu den Knoten ins Verhältnis gesetzt wurde. Ein Knoten kommt bei den vier ausgemessenen Handstücken, die von Schichten geschlagen wurden, die immer mehr dem Kontakt benachbart waren, ohne dass die Entfernung<sup>\*</sup> jedoch gemessen wurde, auf je:

2,5      0,6      0,3      0,08 qcm der Schieferfläche.

Im übrigen unterscheiden sich die Knotentonschiefer wenig von den Tonschiefern. Dieselbe schwache Fältelung, derselbe Seidenglanz mit blaugrauer Farbe ist vorhanden und wird nur von den

matt aussehenden Knoten unterbrochen, die bei der Zersetzung in Limonit rote Farbe gewinnen, um dadurch noch deutlicher hervorzutreten.

Bemerkenswert, aber immerhin selten ist die Erscheinung grösster Anhäufung der Knoten in parallelen Richtungen. Dadurch erhält der Schiefer ein eigentümliches Gepräge und vielleicht stehen die den Knotenstreifen parallelen Klüfte, die den Schiefer senkrecht zum Hauptbruch durchspalten, hiermit in ursächlichem Zusammenhang.

Gegenüber den Tonschiefern lassen die Knotentonschiefer bei der mikroskopischen Untersuchung ausser der Knotenbildung keine besonderen Unterschiede erkennen.

Die Knoten bilden Konkretionen der chloritischen Körnchen und Blättchen, die im ursprünglichen Tonschiefer in gleichmässiger Verteilung wahrgenommen wurden. Durch Tinktion mit Fuchsin nach vorausgegangener Behandlung mit Salzsäure gelang es die Knoten intensiv rot zu färben, wodurch sie sich recht deutlich von der Grundmasse abheben.

Unbeteiligt an der Konzentration sind die Eisenerze und Sericitblättchen, welche letztere in den Knoten manchmal senkrecht zueinander orientiert sind.

Bezüglich der Anordnung der Knoten zur Schichtungsebene konnte in Querschliffen wahrgenommen werden, dass sie von dieser unabhängig sind, da ein Knoten verschiedenen Schichtlagen zugleich angehören kann und die Grenzlinie beider Schichten den Knoten durchschneidet.

Merkwürdig ist das Vorkommen von Knoten starker Chloritanhäufung auch in solchen hellen Lagen, die vorwiegend aus Muscovitblättchen und Quarzkörnern bestehen, denen nur wenig Chlorit beigemischt ist.

Bei einem Dünnschliff eines Tonschiefers, der zwischen typische Knotentonschiefer eingelagert gefunden wurde, gelang es, die Knoten durch Glühen des Schliffes deutlich sichtbar zu machen. Vor dem Glühen waren sie weder makroskopisch noch mikroskopisch erkennbar, jedoch beim Halten des Schliffes gegen einen schwarzen Hintergrund. Die Knoten waren also wohl schon vorhanden, wurden jedoch erst durch das Glühen sichtbar, weil das sie zusammensetzende chloritische Mineral Eisenoxyd ausschied und gelbbraun gefärbt wurde.

Nur mikroskopisch war festzustellen, dass unabhängig von der Knotenbildung kleine Andalusitkristalle entstanden, deren Natur nur aus den scharf begrenzten rhombischen Quer- und den rektangulären Längsschnitten abgeleitet werden konnte; denn die Schnitte sind infolge Zersetzung gelblich durchscheinend und weisen Aggregatpolarisation auf, die offenbar von zahllosen Muscovitblättchen herrührt, die an Stelle des Andalusit getreten sind. So spärlich auch die Bildung dieser Andalusitkriställchen nachgewiesen wurde, so ist doch bemerkenswert, dass sie nur in den Anfangsstadien der Kontaktmetamorphose in den Knotentonschiefern zu stande kamen, denn später tauchen sie nicht wieder auf. In den vom Montseny untersuchten Knotentonschiefern wurde, wie später beschrieben werden wird, neben der Knotenbildung ebenfalls die kleiner Andalusite nachgewiesen.

### Die Knotentonglimmerschiefer.

Die zweite Stufe der Umbildung der Tonschiefer wird durch die der Knotentonglimmerschiefer repräsentiert, die ganz allmählich aus den Knotentonschiefern hervorgehen, von denen sie sich makroskopisch nur durch die Anwesenheit vieler kleiner Pünktchen auf der Schieferungsfläche unterscheiden. Eben diese Pünktchen, die den neu entstandenen Biotitblättchen entsprechen, gaben für diese höhere Entwicklungsphase der Tonschiefer Veranlassung zur Bezeichnung „Knotentonglimmerschiefer“. Von blauer bis gelbgrauer Farbe, zeigen sie auf dem Hauptbruch Fältelung und Seidenglanz, im Gegensatz zum matten Querbruch, auf dem die tiefschwarzen ovalen Knoten gut sichtbar sind.

Mikroskopisch gibt sich eine Aufhellung der Grundmasse zu erkennen durch Abnahme des chloritischen Minerals. Dieses hat sich augenscheinlich jetzt nicht nur in den Knoten konzentriert, wie in den Knotentonschiefern beobachtet wurde, sondern auch zu Häufchen gruppiert, aus denen Biotitblättchen hervorzugehen scheinen. Wenigstens ist zu beobachten, wie selbst um grössere Biotitblätter sich noch eine unregelmässige Zone von gelbem Chlorit legt, so dass der Biotit oft erst zwischen gekreuzten Nicols durch seine hohen Polarisationsstöne leicht von dem schwach doppelbrechenden chloritischen Mineral geschieden werden kann. Die Unterscheidung des Chlorit vom Biotit durch den Pleochroismus allein ist schwierig, da derselbe wenigstens in den kleinen Blättchen undeutlich ist.

Die Knoten, vorwiegend länglich-oval, haben öfters rhombische Querschnitte und lassen, zwischen gekreuzten Nicols beobachtet,

teilweise eine höhere Entwicklung erkennen, als in den Knotentonschiefern. Es macht sich ein die Knoten umgebender heller Rand bemerkbar, der aus Sericitblättchen besteht, welche teils parallel, teils in zwei aufeinander senkrecht stehenden Richtungen angeordnet sind. Diese Gruppierung der Sericitblättchen verliert sich gegen das allmählich farblos werdende Zentrum der chloritischen gelbgrünen Knoten zu, in denen sich nunmehr ein Mineralindividuum gebildet hat, das sich in den höher entwickelten Stadien als Cordierit feststellen liess (Fig. 1 Taf. II). Dieser Cordieritbildung innerhalb der Knoten entspricht auch deren Auslöschung parallel zur Längserstreckung und parallel zu den Diagonalen der rhombischen Querschnitte. Doch sind diese Daten wegen der unscharfen Umgrenzung der Knoten und den reichlichen chloritischen und sericitischen Interpositionen in denselben nicht exakt festzustellen.

Eine Konzentration der dunklen Eisenerzpartikelchen in den Knoten war nicht zu beobachten.

Etwas abweichend von diesen Knotentonglimmerschiefern sind die bei Vallcarca in der Nähe der dortigen alkalienführenden Mineralwasserquellen vorgefundenen. Von grauer bis rötlichgrauer Farbe und schwachem Seidenglanz, fühlen sie sich etwas fettig an, schiefern gut und zerbröckeln leicht. Auf dem Hauptbruch sind ausser den schwarzen Knoten, die ovale und rektanguläre Umrisse besitzen, schwarze Pünktchen, die Biotitblättchen entsprechen, sichtbar.

Die mikroskopische Diagnostik ergab, dass in einer Grundmasse, die aus Quarz, Sericit und einem, wie es scheint, chloritischen Mineral besteht, Knoten und Biotitblättchen verteilt liegen.

Jenes blätterige, chloritische Mineral, das mutmasslich auch das fettige Anfühlen des Schiefers veranlasst, hat schwache Licht- und Doppelbrechung, ist farblos, wird beim Glühen rostbraun, von Salzsäure angegriffen und kann tingiert werden.

Durch eine wesentlich breitere sericitische Zone unterscheiden sich die in diesen Schiefnern ausgebildeten Knoten von den oben beschriebenen und, da das chloritische Mineral farblos ist, so wären die Knoten, in denen es konzentriert ist, überhaupt nicht erkennbar, wenn nicht gerade hier ausnahmsweise eine Anhäufung der dunklen, rundlichen Partikelchen stattgefunden hätte. Letztere bestehen aus Eisenerzen und Graphit, wobei im Schliff erstere durch Behandeln mit Salzsäure und der Graphit vollends durch Glühen entfernt werden konnte, so dass der Schliff ganz klar wurde.

## Die Knotenglimmerschiefer.

Ein wesentlicher Fortschritt in der metamorphen Umwandlung der Tonschiefer ist mit der Stufe der Knotenglimmerschiefer erreicht, die sich von den Knotentonglimmerschiefern dadurch unterscheiden, dass die Grundmasse nunmehr ganz aufgeheilt ist, das heisst, keine chloritische Substanz mehr vorhanden ist.

Statt ihrer finden sich vielmehr ziemlich grosse Biotitblättchen, die sich makroskopisch recht deutlich von der grauen, seidenglänzenden Schieferungsfläche abheben. In der Grösse werden sie aber noch weit von den schönen Knoten übertroffen, die mit ihrer Längsausdehnung in der Schieferungsebene liegen und infolge ihrer tief-schwarzen Farbe auch im matten, schwarzgrauen Querbruch wohl zu erkennen sind. Die Schieferungsfläche wird von einer stark ausgeprägten Fältelung durchfurcht.

Unter dem Mikroskop geben sich Quarz, Muscovit und Cordierit als die Hauptgemengteile des Gesteins zu erkennen.

Quarz, durchschnittlich von grösseren Dimensionen als in den vorher beschriebenen Typen, weist im Hauptbruch oftmals eine Längserstreckung auf. Ebenso ist der Muscovit wesentlich grossblättriger als die Sericitblättchen in den Knotentonschiefern. Klar durchsichtig, durch starke Doppelbrechung, grossen optischen Achsenwinkel und vorzügliche Spaltbarkeit nach  $oP$  ausgezeichnet, löscht der Muscovit gerade zu den Spaltrissen aus. Von der gleichen unregelmässigen Umgrenzung wie die Muscovitblättchen sind die siebartig durchlöchernten Biotitblättchen, die vorzügliche pleochroitische Höfe haben, stark doppelbrechend sind und deren Pleochroismus zwischen hellgelb und schokoladenbraun schwankt (Fig. 2 Taf. II).

Als einheitliche Mineralindividuen geben sich im Schriff die Knoten zu erkennen, deren Formen teils langoval, teils rundlich, teils rhombisch und sechseckig sind (Fig. 2 Taf. II). Ihre Auslöschung ist in den Längsschnitten gerade und in den Querschnitten gibt sich eine auf Zwillingsbildung beruhende Felderteilung kund, die bei guten Schnittlagen deutlich als eine sechsteilige erkannt werden kann, was für Cordierit spricht, für den Drillingsbildung typisch ist. Ferner stand die optische Zweiachsigkeit, der negative Charakter der Doppelbrechung in der Richtung der  $c$ -Achse und die  $\infty P \infty$  parallele optische Achsenebene ganz im Einklang mit dem Cordierit.

Chemisch wurde auf ihn mit heisser Schwefelsäure geprüft, die Aetzfiguren von wurmförmiger Gestalt hervorrief. Leider gelang es nicht, den mangelnden Pleochroismus an besonders dazu angefertigten dicken Präparaten wahrzunehmen, und Glühversuche zur künstlichen Hervorrufung desselben misslangen ebenfalls.

Die Begrenzung der Cordieritindividuen in der Prismenzone wird, nach den Querschnitten zu urteilen, von  $\infty P$  und  $\infty P \infty$  gebildet.

Interessant ist, dass die Durchkreuzungsdrillinge der Cordierite in den einzelnen Feldern wiederholte Zwillingsbildung derart zeigen, dass den einzelnen Feldern Lamellen parallel den Berührungslinien der Nachbarindividuen eingeschaltet sind, mit denen sie gleichzeitig auslöschen (Fig. 2 Taf. II).

Parallele Verwachsung zweier Individuen konnte ebenfalls beobachtet werden, und zwar Prisma an Prisma liegend.

Immerhin merkwürdig ist in den tiefschwarzen Cordieritknoten jetzt eine Konzentration der dunkeln Partikelchen, was in den Knoten der schwächeren kontaktmetamorphen Typen nicht zu bemerken war. Glühversuche bewirkten kein Verschwinden der dunkeln Partikelchen, wohl aber das Behandeln der Schlicke mit Salzsäure, so dass augenscheinlich Eisenerze vorliegen.

Sämtliche Cordieritknoten werden von einem gelbgrünlichen Saum umgeben, der zwischen gekreuzten Nikols beobachtet in zwei Teile zerfällt: in einen inneren, beinahe isotropen Ring und einen äusseren, aus Muscovitblättchen bestehenden (Fig. 2 Taf. II). Dieser hat genau dieselbe Beschaffenheit, wie die Glimmerzone der Knoten der Knotentonglimmerschiefer, und kann mit derselben wohl ebenso identifiziert werden, wie der innere Ring mit dem gelblichen chloritischen Kern jener. Zum Nachweis des chloritischen Minerals in dem inneren Ring der Cordieritknoten wurde der Schliff mit Salzsäure behandelt und darauf mit Fuchsin tingiert, wodurch jeder Cordieritkristall einen rötlichen Kranz bekam. Dass die Glimmer- und Chloritzonen nicht einfach auf einer Zersetzung des Cordierit beruhen, geht aus der ziemlich guten kristallographischen Begrenzung der Cordieritindividuen innerhalb dieser Zonen hervor. Ausserdem sind die Zersetzungserscheinungen beim Cordierit meistens an bestimmte Richtungen im Kristall gebunden, was hier nicht zu beobachten war und die Weiterentwicklung der Knoten in den Hornfelsen spricht ebenfalls dagegen.

Als Uebergemengteile der Knotenglimmerschiefer treten neben den Eisenerzen noch kleine Apatitkörner und Turmalinsäulchen auf.

Die Fältelung des Schiefers gibt sich auch im Schliff durch eine in kleine Falten gelegte parallele Anordnung der Biotit- und Muscovitblätter zu erkennen, die manchmal die Cordieritknoten quer durchschneiden.

### Die Hornfelse.

Diese höchstentwickelten Glieder der Kontaktzone zeigen eine örtlich ziemlich wechselnde Beschaffenheit. Ein Typus, der Cordierithornfels, der aus dem Cordieritschieferhornfels hervorgegangen ist, herrscht jedoch vor. Letzterer weiter vom Kontakt entfernt als der Cordierithornfels, reiht sich normalerweise an den Knotenglimmerschiefer an, mit dem er makroskopisch viel Gemeinsames hat.

Von blaurötlicher Farbe, mit schwarzen Cordieritknoten übersät, sind die Cordieritschieferhornfelse im Haupt- und Querbruch, im Gegensatz zu den vorhergehenden Typen, gleich schwach glänzend, besitzen aber wie diese eine, wenn auch weniger gute Schieferung. Intensiver gefaltet als die Knotenglimmerschiefer haben sie eine grössere Festigkeit, die sich in den Cordierithornfelsen noch steigert.

Die mineralogische Zusammensetzung ist ziemlich einfach und unterscheidet sich in nichts von der der eigentlichen Hornfelse. Vorherrschend ist Quarz, der mit Muscovit und Biotit die etwas grobkörnige Grundmasse bildet, in der die Cordierite liegen.

Quarz bildet kleine, meistens nach der Schieferichtung gestreckte Individuen. Teils in grösseren Blättern, teils in Aggregaten vieler kleiner Blättchen, die der Schieferung parallel gelagert sind, tritt der Muscovit auf, der durch vorzügliche Spaltbarkeit, starke Doppelbrechung und grossen Achsenwinkel wohl charakterisiert ist. Die Biotitblättchen, an Pleochroismus und starker Doppelbrechung leicht kenntlich, sind kleiner, dafür aber zahlreicher als die der Knotenglimmerschiefer und weisen parallele Anordnung zur Schieferungsfläche auf.

Dass die Knoten aus Cordierit bestehen, wurde durch die optische Zweiachsigkeit, den negativen Charakter der Doppelbrechung und durch chemische Reaktionen nachgewiesen.

Behandlung des Schliffes mit heisser Schwefelsäure liess die Angreifbarkeit des Cordierits durch diese Säure erkennen und durch darauffolgendes Glühen des Schliffes entstanden in dem Cordierit

in grosser Anzahl scharfe Spaltrisse, deren Lage parallel (010) festgestellt wurde. Drillingsbildung, wie sie bei den Cordieriten der Knotenglimmerschiefer so schön beobachtet wurde, ist hier nicht vorhanden, dagegen kann man öfters eine unregelmässige Felderteilung wahrnehmen. Die Cordieritindividuen liegen mit ihrer *c*-Achse meistens in der Schieferungsebene und mit den Cordieritknoten der Knotenglimmerschiefer verbindet sie ausser dem allgemein ähnlichen Habitus besonders ein Ring von kleinen Muscovitblättchen, der hier ganz in derselben Weise wie dort die Cordierite umgibt. Jedoch fehlt jetzt die innere chloritische Zone, was wahrscheinlich durch die höhere kristalline Entwicklung des Gesteins zu erklären ist, wofür auch das schliesslich vollständige Verschwinden des aus Muscovitblättchen bestehenden Ringes in den Cordierithornfelsen spricht.

Mithin ist es nicht unwahrscheinlich, dass gerade hier am Mt. Tibidabo die Cordierite sich aus den Knoten herausgebildet haben und vom einfachen chloritischen Konzentrationshof bis zum ausgebildeten Cordieritindividuum der Hornfelse eine Entwicklungsreihe vorliegt. Das Wachstum der Kristalle wäre dann, den Beobachtungen gemäss, augenscheinlich ein von innen nach aussen fortschreitendes gewesen.

Uebergemengteile der Cordieritschieferhornfelse sind Eisen-erze, Turmalin und Apatit.

Die oftmals der Schieferrichtung parallel gelegenen stengeligen, dunkeln Partikelchen sind in den Cordieriten häufiger als in der Grundmasse, und dass sie kein Graphit sind, ging daraus hervor, dass sie weder durch stundenlanges Glühen auf dem Platinblech im Bunsenbrenner noch durch Glühen im Gebläse aus dem Schliff zu entfernen waren. Leicht gelang dies aber beim Behandeln mit Salzsäure, so dass sie offenbar aus Eisenerzen bestehen.

Die Cordierithornfelse sind sehr dichte, überaus zähe Gesteine von blaurötlicher Farbe, die bei reichlichem Gehalt an Eisenerzen blauschwarz werden. Von splitterigem Bruch, zeigen sie keine Schieferung und keine Fältelung mehr; nur auf den Verwitterungsflächen, die die Cordierite leichter hervortreten lassen, ist deren parallele Anordnung, die auf eine ursprüngliche Schieferung deutet, erkennbar.

Die mineralogische Zusammensetzung ist dieselbe wie die der Cordieritschieferhornfelse, jedoch sind die Cordierite zahlreicher und grösser ausgebildet (Fig. 3 Taf. II). So finden sich am Montaña de S. Pere Martir in den Hornfelsen Cordierite von 1 cm

Grösse, die sich durch ihren blauen Ton deutlich von der blauroten Grundmasse abheben.

Eigentümliches tropfsteinartiges Aussehen gewannen die Cordierithornfelse vom Tal des Pere Git durch Herauszielierung der gegen die Atmosphärien offenbar widerstandsfähigeren Cordieritindividuen. Derselbe Hornfels führt ausser reichlichen Titanitkörnern, die manchmal briefkuvertähnliche Querschnitte zeigen, tiefschwarze stengelige Partikel, für die Graphit vermutet wurde. Doch konnten diese weder durch andauerndes Glühen vor dem Bunsenbrenner, noch vor dem Gebläse entfernt werden. Salzsäure wirkte ebensowenig lösend auf sie ein, sehr rasch hingegen heisse Schwefelsäure, so dass wohl Ilmenit vermutet werden darf.

Im übrigen zeigen die Eisenerze der Cordierithornfelse teilweise die Form des Oktaeders, wodurch die Annahme von Magnetit gerechtfertigt ist. Weitere Uebergemengteile sind körniger Apatit und säulenförmiger Turmalin. Ersterer, kenntlich durch seine starke Licht- und schwache Doppelbrechung, besitzt im Zentrum Interpositionen von Eisenerzpartikelchen und letzterer gibt in einigen Präparaten einen zonaren Aufbau mit blauem Kern und gelber Schale zu erkennen.

---

Mit den Cordierithornfelseln ist das normale Endglied der metamorphen Reihe der Tonschiefer erreicht und nur an einzelnen weit auseinander gelegenen Lokalitäten finden sich abweichende Typen. Ob diese mineralogischen und zum Teil auch strukturellen Abweichungen durch ursprüngliche Verschiedenheit in der Zusammensetzung oder erst durch den Einfluss des Granits bedingt wurden, war nicht sicher zu entscheiden. Da die abweichenden Typen, welche Feldspat führen, vorherrschen, werden diese zuerst beschrieben werden.

Der schönste der feldspatführenden Hornfelse fand sich am Montaña del Notar ganz in der Nähe des Granits. Von graugelblicher Farbe zeigt er schon makroskopisch grössere Muscovitblätter und undeutliche Knoten.

Die Knoten haben unter dem Mikroskop regelmässige ovale Formen und bestehen aus einem Aggregat von Muscovitblättchen, das von Quarz und Feldspatkörnern siebartig durchbrochen wird. Ferner ist die meistens rektanguläre Abgrenzung der Muscovitaggregate gegen den Quarz und Feldspat recht eigentümlich und

die Annahme einer Pseudomorphosenbildung von Muscovit nach Andalusit nicht unwahrscheinlich, der ja in Hornfelsen oftmals skelettartig ausgebildet erscheint.

Quarz und Feldspat sind überaus klar und enthalten wenig Einschlüsse. Durch etwas stärkere Lichtbrechung und Einachsigkeit lässt sich der Quarz vom Feldspat unterscheiden, der zwischen gekreuzten Nikols zonaren Aufbau zeigt und dessen genaue Bestimmung infolge seiner geringen Grösse misslang. Bei seiner Isolierung mittels der THOULETSchen Lösung fand es sich, dass er leichter als Oligoklas ist und an Spaltblättchen nach *M* des isolierten Feldspats gelang die Bestimmung der Auslöschungsschiefe von  $17^{\circ}$  gegen die Trace von *P*, was in Anbetracht des niederen spezifischen Gewichtes und der niederen Lichtbrechung einen recht sauren Plagioklas vermuten lässt.

Am Aufbau der Grundmasse beteiligt sich ausser Muscovit, der in grossen farblosen Blättern vorkommt, Biotit mit schönen pleochroitischen Höfen und ein Mineral von wahrscheinlich chloritischer Natur. Dasselbe ist schwach grünlich, in Schuppen und Blättern ausgebildet, relativ stark licht- aber schwach doppelbrechend und wird beim Glühen rostbraun, was auf einen Gehalt an Eisen deutet; doch wird das Mineral von Salzsäure nur schwach angegriffen.

Uebergemengteile sind ausser Magnetit, der häufig ovale Form hat, Apatit und Zirkon. Apatit in Körnerform zeigt im Zentrum schwarze Interpositionen von Eisenerzen und konnte durch Salpetersäure weggeätzt werden. Zirkon tritt in stark licht- und doppelbrechenden Prismen mit Endpyramiden auf.

Von diesem Vorkommnis ist der am Südabhang des Turo dels Pardals in der Nähe des Granits anstehende Hornfels nicht wesentlich verschieden, doch sind die Knoten weniger schön ausgebildet und der Plagioklas auch nicht zonar struiert.

Weitere feldspatführende Hornfelse finden sich zwischen Pententes und S. Genis, aber leider sind sie ziemlich schlecht erhalten; der Biotit in Chlorit umgewandelt und die kleinen Plagioklase trübe durch eingelagerte Muscovitblättchen. Die Knoten bewahren dasselbe Aussehen der Muscovitpseudomorphosen nach Andalusit, wie in dem erstbeschriebenen Vorkommnis vom Montaña del Notar; in der Grundmasse ist jedoch das fragliche schuppige chloritische Mineral jener nicht vorhanden. Ferner sind gerade diese direkt vom Kontakt herrührenden Hornfelse durch einen Gehalt an ziem-

lich grossen Turmalinen ausgezeichnet, die schlechte kristallographische Begrenzungen haben, gelbbraun durchsichtig sind und einen bläulichen Kern aufweisen.

Ein weiterer feldspatführender Hornfelstypus, der jedoch ganz von dem vorher beschriebenen abweicht, wurde in einer Entfernung von ca. 10 m vom Kontakt in der Nähe von Belen aufgefunden. Es ist ein dichter Hornfels, der infolge Wechsellagerung weisser und dunkelgrauer Partien schmal gebändert erscheint. Mikroskopisch geben sich als Gesteinskomponenten Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Hornblende und Titanit zu erkennen, die in typischer Pflasterstruktur aggregiert sind, wie es für die meisten Hornfelse charakteristisch ist. Die Hornblende insbesondere ist lagenweise stark angereichert und veranlasst hierdurch die Bänderung des Gesteins.

Niedrige Licht- und Doppelbrechung sowie Einachsigkeit lassen Quarz leicht erkennen, dem ein Plagioklas an Häufigkeit ziemlich nahekommt, der stärker lichtbrechend ist als dieser und relativ starke Doppelbrechung aufweist. Da seine Auslöschung in Schnitten senkrecht (010) zu den Albitlamellen gemessen den maximalen Wert von  $26^\circ$  hat, so ist er wahrscheinlich ein ziemlich basischer Plagioklas (Labrador?). Spärlicher als Plagioklas kommt Orthoklas in trüben Individuen vor, die an ihrer schwachen Lichtbrechung, die kleiner als die des Quarz ist, und an ihren vorzüglichen Spalt- rissen und den dazu recht kleinen Auslöschungen leicht zu erkennen sind.

Hornblende, skelettartig ausgebildet und siebartig durchbrochen, zeigt trotzdem in manchen Querschnitten recht gut die Begrenzung durch  $\infty P$  und  $\infty P \infty$  und die prismatische Spaltbarkeit unter dem Winkel von  $124^\circ$ . Die optische Achsenebene liegt in  $\infty P \infty$ ;  $b = h$ ,  $c \ r = 16^\circ$  und der Pleochroismus ist sehr ausgeprägt in gelben, grünen und dunkelgrünen Tönen mit  $r \gg h > a$ . Ueberaus stark war auch der Pleochroismus in rot und gelb beim Titanit, der wie die Hornblende nur skelettartig ausgebildet ist. Starke Licht- und Doppelbrechung in Verbindung mit dem kleinen optischen Achsenwinkel und der starken Dispersion  $\varsigma > \nu$  charakterisiert ihn als solchen.

Sehr interessant sind die Hornfelseinschlüsse im Granit am Kontakt desselben mit den Cordierithornfelsen oberhalb des Cementerio bei Belen unweit vom Fundort des vorherbeschriebenen Gesteins. Der Granit bildet hier gegen den Hornfels eine wenige

Dezimeter breite pegmatitische Randzone, in welcher sich ebenso wie im eigentlichen Granit Hornfelseinschlüsse von Faustgrösse bis zu den kleinsten Putzen herab finden. Obgleich sie sich leicht aus dem Gestein herausschlagen lassen, so bleibt doch stets eine dünne Schicht, die augenscheinlich mit dem granitischen Material verzahnt ist, zurück. Von dunkelgrauer Farbe, weisen die Einschlüsse schon makroskopisch schwarze Biotitblättchen auf und sind grobkörniger als die normalen Cordierithornfelse.

Unter dem Mikroskop sind ausser dem hexagonal begrenzten Biotit Quarz und Cordierit sichtbar.

Cordierit, durch seine optische Zweiachsigkeit vom Quarz abtrennbar, bildet nicht wie in den normalen Cordierithornfelsen grössere Individuen, um die sich das Gemenge von Quarz, Muscovit und Biotit herumlegt, sondern ist von derselben Korngrösse wie Quarz und Biotit, was seine Diagnostik erschwert. Muscovit fehlt. Eine Beimengung von granitischem Material war nicht zu konstatieren und die Abgrenzung zwischen Hornfels und Granit im Schriff stets sehr scharf.

Unter den zwischen die Kalksilikathornfelse konkordant bankförmig, manchmal auch linsenförmig eingelagerten Hornfelsen wurden ausser den normalen Cordierithornfelsen solche vorgefunden, denen der Cordierit fehlt.

Es sind Quarzbiotitmuscovithornfelse, Gesteine von mattem blauschwarzem Aussehen, die keine Schieferung haben, sehr zäh und dicht sind.

Quarzkörner, Muscovit- und Biotitblättchen, alle in ungefähr gleichen Dimensionen ausgebildet, setzen das Gestein zusammen. Der Biotit hat Pleochroismus in hellgelb und schokoladenbraun. Für die untersuchten Gesteinsstücke ist es charakteristisch, dass sie entweder Turmalin oder Korund oder beide zusammen reichlich führen. Turmalin tritt in langen hexagonalen Prismen auf, die öfters an beiden Polen Endflächen aufweisen, Sprünge quer zur Längsachse haben und im Zentrum von schwarzen Interpositionen erfüllt sind. Er zeigt sehr schönen zonaren Aufbau mit blauem Kern und gelber Schale und war leicht durch Behandeln des Gesteinspulvers mit Flusssäure zu isolieren.

Bei diesem Prozess blieb noch ein anderes Mineral zurück, das schon im Schriff durch seine starke Licht- aber schwache Doppelbrechung aufgefallen war. Es tritt teils durch das Gestein zerstreut in einzelnen Individuen auf, teils an Klüften gebunden, deren

Mitten mit Eisenerzen ausgefüllt sind. Manchmal bilden auch winzige Körner dieses Minerals, das sich als Korund herausstellte, durch lokale Anhäufung hellere Partien im Gesteinsschliff. Skelettartig ausgebildet, ist der Korund von vielen Poren durchbrochen, zeigt aber trotzdem gute kristallographische Begrenzung. Seine Prismen haben als Endformen die Basis und eine Pyramide, deren Winkel zu  $oR$  zu  $61^\circ$  bestimmt wurde, was für  $\frac{4}{3}P2$  spricht.

Die Begrenzungsformen der Korundkriställchen, deren Dicke zur Länge sich wie ungefähr 1 : 3 verhält, sind demnach  $\infty P2, oR$  und  $\frac{4}{3}P2$ . Die Spaltbarkeit nach  $oR$  ist in Längsschnitten durch wenige aber scharfe Risse deutlich ausgeprägt, weniger gut sichtbar ist in den hexagonalen Querschnitten die nach  $R$  gehende schalige Absonderung.

Ausser dem optisch negativen Charakter zeugten für den Korund noch die chemischen Reaktionen. Infolge seiner Unangreifbarkeit gegen Flusssäure konnte er mit Hilfe derselben aus dem Gestein isoliert werden und seine Unlöslichkeit in schmelzendem Natriumcarbonat ermöglichte seine Trennung von beigemengtem Turmalin, der sich darin auflöste. Thenards-Blau-Reaktion, die mit dem isolierten Material gelang, sprach für Aluminium und für den Korund nicht in letzter Linie eine Härtebestimmung, die an einer tadellos glatten Topasfläche vorgenommen wurde, indem dieselbe durch die isolierten Korundkriställchen geritzt werden konnte. Weiter wurde beobachtet, wie der Korund unter Beibehaltung seiner Form durch ein grünliches glimmerartiges Mineral, das Aggregate bildet, ersetzt werden kann.

### Die Chiastolithschiefer.

Da die Chiastolithschiefer sowohl makroskopisch als mikroskopisch von den normalen metamorphen Schieferen des Mt. Tibidabo abweichen, so wurden sie in einen besonderen Abschnitt gestellt. Ihr geologisches Auftreten ist lokaler Natur; an zwei Punkten wurden sie aufgefunden, das eine Mal zwischen Hornfelse, das andere Mal zwischen Knotentonschiefer konkordant eingeschaltet. Ersteres gilt für den Montaña Pelada, letzteres für den Turo de Las Rosquetas.

Die Chiastolithschiefer des Montaña Pelada haben schwarzes Aussehen und zeigen intensive Fältelung. Chiastolithnadeln von

weisser Farbe, die manchmal eine Länge von 3—4 cm haben, aber nie stärker als 2—3 mm sind, durchziehen den dunkeln Schiefer und verleihen ihm ein hübsches Gepräge. Die kreuzähnliche Verteilung der kohligen Substanz in dem Chiestolith wird erst unter dem Mikroskop deutlich sichtbar. Im Innern und an den vier Ecken der rhombischen Querschnitte finden sich rhombische Felder von kohligem Pigment, die durch die pigmentierten Diagonalen des Kristalls kreuzweise verbunden sind. Vorzüglich prismatisch spaltbar, zeigt der Chiestolith Pleochroismus:  $\parallel c$  rötlich,  $\perp c$  grünlich; ferner optisch negativen Charakter in der Prismenzone und die optische Achsen-ebene in  $\infty P \infty$ . Nicht selten sind mehrere Chiestolithprismen nach dem Prisma parallel verwachsen. Die meisten Chiestolithindividuen sind in Muscovit und wenig Chlorit von gelblicher Farbe zersetzt und die Zersetzung scheint vielfach längs Rissen parallel zur Basis vorgedrungen zu sein. Häufig ist ein äusserer Rand von grösseren parallel geschichteten Muscovitblättchen, die sich senkrecht zur Prismenwandung stellen, zu konstatieren und ein innerer Zersetzungsring, der aus einem Aggregat von Chlorit und Muscovitblättchen besteht.

Die schiefrige Gesteinsgrundmasse, in der die Chiestolithe eingesprenkt sind, ist ein Gemenge von vorwiegendem Quarz mit schwachgrünlichen Muscovitblättchen und vieler kohligter Substanz, die sich durch Glühen leicht entfernen lässt. Merkwürdig ist ein aus kohligter Substanz bestehendes schmales schwarzes Band, das die einzelnen Chiestolithe rings ihrer Umgrenzung einfasst. Die Sericitblättchen lagern mit der Basis in der Schieferungsebene.

Als Uebergengenteile sind körnerförmiger Rutil und prismatischer Turmalin zu erwähnen.

Nicht wesentlich unterschieden von diesen Chiestolithschiefern sind die vom Turo de Las Rosquetas, welche mehr gräulich sind und weniger Muscovit und kohlige Substanz führen. Auch ist die kreuzartige Pigmentierung der Andalusite, die in grosser Anzahl aus dem Gestein unter deutlicher Zurücklassung ihrer rhombischen Prismenform herausgewittert sind, seltener anzutreffen.

Uebergengenteile bilden Eisenerze und Rutil, letzterer in den bekannten knieförmigen Zwillingen.

Im Zusammenhang mit diesen Chiestolithschiefern finden sich am Turo de Las Rosquetas Knotenschiefer von blaugrauer Farbe und mattem Aussehen, in denen die Knoten teils schwarz, teils bläulichweiss sind und häufig rhombische Form zeigen.

Mineralogisch bestehen diese Knotenschiefer aus Quarz, Sericitblättchen, chloritischer Substanz in Faserform und im Gegensatz zu den normalen Knotentonschiefern führen sie reichlich kohlige Substanz, die durch Glühen leicht zu entfernen ist. Hierdurch erleidet der Schliff eine starke Aufhellung und in der weissen Grundmasse liegen nunmehr rötliche Flecken, die Knoten, die hauptsächlich durch Konzentration des chloritischen Minerals, weniger durch die des kohligen Pigments zu stande kamen.

### Die Kalksilikathornfelse.

Auf die Südseite des Mt. Tibidabo beschränkt, treten die Kalksilikathornfelse in einer Zone auf, die sich von der Serra de Vallvidrera bis zum Tal des Infer über die Abhänge der Ausläufer Serra de Vilana und Turo Castañer des Mt. Tibidabo ausdehnt.

Zwischen Hornfelse und Knotenglimmerschiefer konkordant eingelagert, hat die Zone ihre grösste Mächtigkeit von ca. 50 m am Turo Castañer, wo sie durch die neu angelegten Wege schön aufgeschlossen ist. Von grosser Verschiedenheit in der mineralogischen Zusammensetzung, zeigen die Kalksilikathornfelse bunte Farben, und Schichtung, die in schmale Bänderung übergeht, ist sehr verbreitet.

Ferner sind zwischen die vorherrschenden Bänke Linsen von Zentimeter- bis Meterdicke eingeschaltet, deren Mineralkombination, wie die der Schichten und Bandlagen, eine einfache oder zusammengesetzte sein kann. Diese Mannigfaltigkeit wird aber noch durch Cordierithornfelse, Biotitmuscovithornfelse und albitführende Kalksilikathornfelse gesteigert, die ihnen teils bank-, teils linsenförmig eingelagert sind. Die am Aufbau der Kalksilikathornfelse beteiligten Mineralien, die häufig nur mikroskopisch festzustellen waren, sind die folgenden:

1. Granat, makroskopisch an seinem Glasglanz und seiner roten Farbe kenntlich, wird auf Klufflächen der Granatfelse manchmal in 2—5 mm grossen Ikositetraedern auskristallisiert angetroffen, weist aber sonst gewöhnlich die Form des Rhombendodekaeder auf. Bei reichlicher Anwesenheit von Kalkspat, Quarz oder Feldspat ist er vorzüglich idiomorph begrenzt und kann teilweise im Innern nur skelettförmig ausgebildet sein (Fig. 4 Taf. II).

Meistens farblos durchsichtig und doppelbrechend, haben zentrale Partien des Granats öfters gelbliche bis rötliche Farbe und verhalten sich dann isotrop. Infolge der verschiedenen Licht-

brechung der Lamellen ist sein zonarer Aufbau schon bei gesenktem Beleuchtungsapparat wahrnehmbar. Er gewinnt an Zierlichkeit durch den Wechsel von Zonen, in denen die Lamellen parallel zur Umgrenzung liegen, mit solchen, in denen die mehr faserigen Lamellen senkrecht zu dieser stehen (siehe Fig. 1). Noch bedeutend komplizierter gestaltet sich der Aufbau der Granaten durch das Hinzutreten einer Felderteilung, die nach dem Rhombendodekaedertypus vor sich geht, wie an verschiedenen orientierten Schnitten ermittelt werden konnte. Solche nach  $O$  haben Dreiecksform und zerfallen in drei sich optisch verschieden

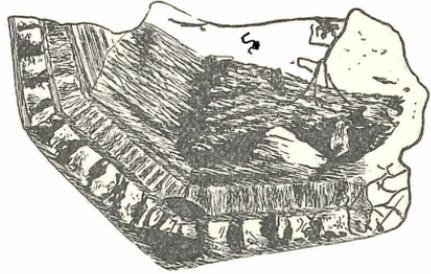


Fig. 1.

verhaltende gleichschenkligestumpfwinklige Dreiecke, von denen jedes parallel zur Basis auslöscht; solche nach  $\infty O \infty$ , von quadratischem Umriss, löschen gerade aus, zerfallen aber in der Diagonalstellung in zwei sich durchkreuzende Felder; solche nach  $\infty O$  zeigen rhombische Form, indem ein mittleres grosses Feld, das symmetrisch auslöscht, von vier schmalen eingefasst wird, und geht der Schnitt nach  $\infty O$  mehr durch die Mitte des Kristalls, dann entstehen hexagonal begrenzte Figuren, in denen ein zentral gestellter Rhombus von sechs Feldern umgeben wird, die kreuzweise gleich auslöschen.

2. Vesuvian, von bräunlicher Farbe, ist makroskopisch schwer vom Granat abzutrennen und auch unter dem Mikroskop nur zwischen gekreuzten Nikols von diesem durch die wesentlich stärkere Doppelbrechung zu unterscheiden. Gegen Calcit idiomorph gestaltet wie der Granat, weist der nach  $\infty P$  spaltbare Vesuvian die Formen  $\infty P$ ,  $\infty P \infty$  und  $oP$  auf. Die Längsschnitte, von optisch negativem Charakter, zeigen manchmal zonaren Aufbau, indem rötlichgelbe zentrale Partien von einer farblosen Zone umgeben werden. Weiterhin umschliesst der Vesuvian gern Granat- und Epidotkörner. Optische Anomalien, wie das Auftreten abnormer Polarisationsfarben oder ausserordentliche Färbung des Interferenzkreuzes, waren nicht zu beobachten.

3. Diopsid, blassgrünlich im auffallenden Licht, tritt teilweise in recht grossen Körnern auf und zeigt nie kristallographische Umgrenzung. Er ist hellgrün durchsichtig, stark doppelbrechend und prismatisch spaltbar unter einem Winkel von  $87^\circ$ . Seine optische

Achsenenebene liegt im Klinopinakoid und die Auslöschungsschiefe auf dieser Fläche wurde  $c \quad r = 39^\circ$  bestimmt. Zwillingsbildung nach  $\infty P \overline{\infty}$  war selten zu beobachten.

4. Hornblende, von grünlich-schwarzer Farbe, ist gewöhnlich feinkörniger ausgebildet als der Diopsid und zeigt Neigung zur Kristallbegrenzung durch  $\infty P$  und  $\infty P \overline{\infty}$ . Prismatisch spaltbar unter einem Winkel von  $124^\circ$ , hat sie lebhaften Pleochroismus:  $a$  hellgelb,  $h$  hellgrün,  $r$  dunkelgrün und ihre optische Achsenenebene befindet sich im Klinopinakoid mit  $c \quad r = 16^\circ$ . Hornblende und Granat scheinen in einer Art Antagonismus zu stehen, da sie nie in einer Lage zusammen vorkommen, vielmehr stets durch eine solche von Diopsid getrennt werden.

5. Tremolit, der nur spärlich auftritt, unterscheidet sich von dem vorher beschriebenen Amphibol durch seine weissgrünliche Farbe und ist faserig. Farblos durchsichtig, lässt er den prismatischen Spaltungswinkel von  $124^\circ$  erkennen, ist in der Längsrichtung optisch positiv, stark doppelbrechend und zeigt die optische Achsenenebene in (010).

6. Epidot, glasglänzend von pistaciengrüner Farbe, bildet langsäulenförmige Individuen, die parallelogrammatische Querschnitte durch die Flächen  $oP$  und  $\infty P \overline{\infty}$  zeigen, zu denen noch  $P \overline{\infty}$  treten kann. Die Auslöschungsschiefe der Querschnitte ergab im spitzen Achsenwinkel  $\beta \quad 3^\circ$  und die optische Achsenenebene wurde senkrecht zu den Hauptspaltrissen gefunden. Stark licht- und doppelbrechend, zeigt der Epidot schwachen Pleochroismus, gelblichgrün parallel zur Längserstreckung und farblos senkrecht darauf. Am Rand der Kristalle zeigt sich oftmals eine intensiver grüne Farbe als im Innern infolge eines zonaren Aufbaues. Zwischen gekreuzten Nikols kommt er am besten zum Ausdruck, da die Polarisationsfarben von innen nach aussen steigen, so dass eine Zunahme des  $Fe$ -Moleküls nach dem Rand zu wahrscheinlich ist. Ausserdem kommt das Anwachsen der eisenreichen Partien in jener sanduhrförmigen Weise zu stande, wie sie von den Titanaugiten bekannt ist. In den hellgelben Querschnitten bilden die Grundlinien der grasgrünlich gefärbten Sektoren die  $\infty P \overline{\infty}$  entsprechenden Linien und ebenso in den Längsschnitten, in denen die Sektoren wesentlich flacher sind. Epidotzwillinge nach  $\infty P \overline{\infty}$  kommen gleichfalls vor.

7. Zoisit, nur mikroskopisch wahrnehmbar, ist farblos durchsichtig und stark lichtbrechend. In Körnern, die zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse in sich bergen, zeigt er vollkommene Spaltbarkeit

nach  $\infty P \infty$  und deutliche nach  $\infty P \infty$ . Die optische Achsenebene liegt parallel  $oP$  und die Elastizitätsachsen sind  $a = \tau$ ,  $b = \alpha$ ,  $c = \eta$ .

8. Prehnit, gewöhnlich in kleinen fächerförmigen Aggregaten am Aufbau einiger Kalksilikathornfelse beteiligt, kommt selten in grobkörnigen reinen Massen von grünlich-weisser Farbe vor. Er ist vorzüglich spaltbar nach der perlmutterglänzenden Basis, auf der eine dem Zwillingbau entsprechende Riefung schon makroskopisch sichtbar ist. Ferner ist er deutlich spaltbar nach dem Prisma, was auch im Schliiff schwach zum Vorschein kommt. Mässig lichtbrechend, ist seine Doppelbrechung in Schnitten  $\perp c$  schwach, in solchen parallel  $c$  stark.

Besonders interessant ist der durch Felderteilung und Zwillingslamellierung hervorgerufene komplizierte Aufbau des Minerals, wie er sich in Spaltblättchen und Schnitten parallel  $oP$  unter dem Mikroskop zu erkennen gibt, von denen die Fig. 2, 3, 4, 5 Ansichten geben.

Zu beiden Seiten eines mittleren keilförmigen Feldes III mit aufeinander senkrecht stehenden Lamellen liegen die grösseren Felder I und II, deren Lamellen sich unter dem Winkel von  $80^\circ$  des Grundprismas schneiden und zunächst beschrieben werden.

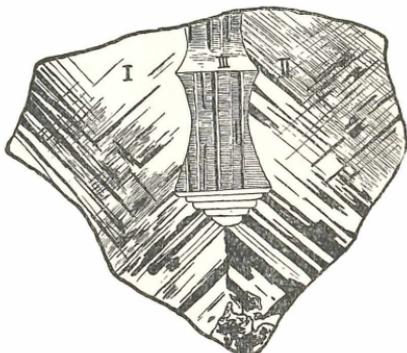


Fig. 2.

Die Felder I und II verhalten sich in jeder Beziehung symmetrisch zu der sie trennenden Naht, die parallel zur Brachydiagonale  $a$  verläuft, wenn man die Halbierende des stumpfen Winkels der Lamellen vorerst als solche ansehen will. Nach den Wandungen des Grundprismas zusammengewachsen, durchkreuzen sich die Lamellen auf das innigste, so dass Strukturbilder ähnlich denen des Mikroklin zustande kommen können. Doch sind die beiden Lamellenarten verschieden ausgebildet; die eine, prädominierende Art in Feld I Fig. 2 von links unten nach rechts oben verlaufend, hat gerade parallele Grenzlinien und ist im wesentlichen breiter als die andere, die wellige Grenzlinien und mehr Neigung zum Auskeilen hat.

Bei dicken Spaltblättchen ist häufig ein Wechsel in der Polarisationsfarbe der Lamellen zu beobachten, sei es, dass der Farbumschlag beim Drehen des Präparates zwischen gekreuzten Nikols

für die ganze Lamelle oder nur für einen Teil derselben erfolgt. Erklären lässt sich dies wohl nur durch Uebereinanderlagerung verschiedener Lamellen, was in der Tat schon bei gewöhnlichem Licht beobachtet werden kann, da auch hier die Lamellengrenzen scharf sichtbar sind und man beim Bewegen des Tubus unterhalb einer Lamelle die Grenzlinien anderer wahrnehmen kann, die unter  $80^\circ$  dazu verlaufen. Ein Lamellenzug löscht  $2,5^\circ$ , der andere  $7,5^\circ$  gegen die Brachydiagonale aus (wie in Fig. 3 nochmals schematisch wieder-

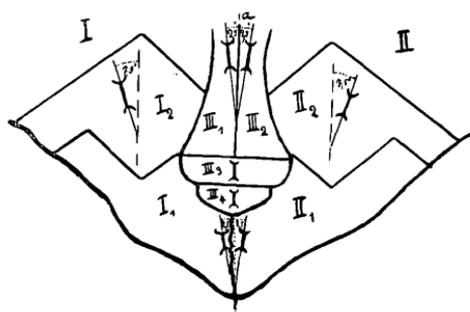


Fig. 3.

gegeben ist) und mit dem Gipsblättchen erkennt man, dass in den nur wenig voneinander abweichend gelagerten Lamellen diese Auslöschungsrichtungen beide Male der grösseren Elastizitätsachse entsprechen. In beiden Arten von Lamellen tritt die spitze Bissectrix anscheinend normal aus und

die Trace der optischen Achsenebenen fällt mit den Auslöschungsrichtungen von  $2,5^\circ$  resp.  $7,5^\circ$  gegen  $a$  zusammen.

Der zwischen die Felder I und II eingeschaltete Keil III, aus drei Lamellengruppen zusammengesetzt, hat höchst merkwürdige Konturen, die wie gedrechselt aussehen und an die Sanduhrstruktur gewisser Augite erinnern. Lamellen einer Art liegen parallel zur Makroachse und bilden am Ende der keilförmigen Partien III staffelartige dreieckige Gebilde. Sie zeigen verschiedene Polarisationsfarben, löschen gerade aus und haben die optischen Achsen im Brachypinakoid. Auf ihnen steht ein anderes langgestrecktes Lamellensystem senkrecht, das  $2,5^\circ$  symmetrisch zur Brachydiagonale auslöscht und in dem Keil III manchmal fehlt. Infolge Uebereinanderlagerung aller drei Arten von Lamellen entsteht eine überaus feine Gitterstruktur und in derartigen Partien liegt die optische Achsenebene im Brachypinakoid; doch schliessen die Achsen einen wesentlich kleineren Winkel ein, als die der Lamellen von den Feldern I und II. Mit Hilfe des Mikrometers in der KLEINSCHEN Lupe liess sich das Verhältnis der Entfernungen der Achsenaustrittspunkte zu einander wie 5 : 7 bestimmen und recht auffällig ist die Aenderung im Achsenwinkel beim Verschieben des Präparats von einem Feld zum andern.

Was die gegenseitige Orientierung der durch Nähte geschiedenen Felder betrifft, so ist besonders bemerkenswert, dass Keil III stets nach der Brachydiagonale ausgedehnt ist. Symmetrisch zu  $a$  löschen die Lamellen der Felder I und II unter  $2,5^\circ$  resp.  $7,5^\circ$  aus und ebenso unter  $2,5^\circ$  die zur Brachydiagonale parallelen Lamellen des Keils III. Aus dieser Lagerung erklärt sich das gegenseitige Verhalten der Lamellen in den Feldern des Schnittes, wie ihn Fig. 4 darstellt. Die gleichwertigen Lamellen der korrespondierenden Felder I und Ia löschen zusammen aus, ebenso die der Felder II und IIa. Zudem löscht je eine Art der zur Brachydiagonale parallelen Lamellen des Keils III mit je einer Lamellenart der Felder I und II aus.

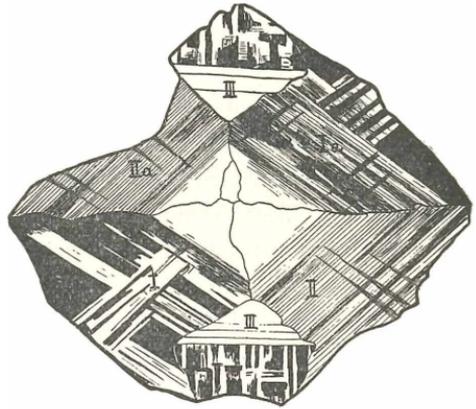


Fig. 4.

Längsschnitte des Prehnit lassen weder bei gewöhnlichem noch bei gekreuzt polarisiertem Licht Lamellen erkennen, löschen gerade nach den Spaltrissen von  $oP$  aus und haben parallel  $c$  die kleinste Elastizität. An einigen Längsschnitten wurde sanduhrförmiger Aufbau, wie ihn Fig. 5 darstellt, wahrgenommen, bei dem die verschieden stark doppelbrechenden Partien gleichzeitig auslöschen und gleichen optischen Charakter haben. Höchst wahrscheinlich ist, dass letztere Struktureigentümlichkeit von den in Schnitten nach  $oP$  erwähnten keilförmigen Partien herrührt, die hier mit getroffen wurden. Die Dispersion des Prehnit wurde stets  $\zeta > \nu$  gefunden. Gekreuzte Dispersion, wie sie von DES CLOISEAUX angegeben wird, konnte nie wahrgenommen werden. Vielmehr wies die Farbenverteilung in den Interferenzbildern eher auf horizontale Dispersion hin, doch ist solchen Störungen wegen des ausserordentlich feinen Zwillingbaues keine grosse Bedeutung zuzumessen.

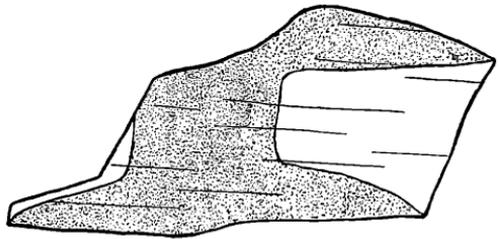


Fig. 5.

Beobachtungen über den Zwillingsbau des Prehnit liegen wenige vor und es kommen eigentlich zum Vergleich nur die von DÈS CLOISEAUX und MALLARD in Betracht, die im Jahrgang 1882 des „Bulletin de la Société mineralogique de la France“ niedergelegt sind. DÈS CLOISEAUX pag. 58—60, 125—130; MALLARD pag. 70—71, 195—213.

Gleich im voraus ist jedoch zu bemerken, dass sich ihre Angaben über die optischen Verhältnisse meist nur auf die Felder als solche und nicht auf einzelne Lamellen beziehen. Nach der Beschreibung mag dies wohl davon herrühren, dass die Lamellierung teils zu innig war, um einzelne Lamellen untersuchen zu können, teils die Spaltblättchen zu dick waren, denn auch DÈS CLOISEAUX beobachtete Wechsel in den Polarisationsfarben der Lamellen. Im ganzen stimmt die Felderteilung bei allen untersuchten Prehniten darin überein, dass ein Mittelkeilstück von Seitenfeldern eingengt wird.

Durchaus gleich sind die Beobachtungen über den Keil, dem DÈS CLOISEAUX in seiner Abbildung des Prehnit von Farmington (s. Fig. 167<sup>bis</sup> seines Manuel) schon eine trichterförmige und gedrechselte Gestalt gibt. Ja von dem Keil seines Prehnit aus dem Fassatal sagt er, dass sein Kopfende sehr regelmässig die Form eines „as-de-pique“ hätte, was vielleicht mit den Formen des Keils vom Prehnit des Mt. Tibidabo übereinstimmen mag. Ferner kann der Keil auch homogen sein, was ich ebenfalls beobachten konnte, denn mit Ausnahme ganz spärlicher parallel (100) liegender Lamellen konnten in einem Keil keine Lamellen wahrgenommen werden. Die optischen Achsenebenen liegen nach den französischen Forschern in den  $\parallel$  (100) liegenden Lamellen teils  $\perp$  (100), teils  $\parallel$  (100), vorwiegend ist sie jedoch in (010). Letzteres stimmt mit den Beobachtungen am Prehnit des Mt. Tibidabo überein und die Angabe von einem Schwanken des Achsenwinkels konnte ebenfalls bestätigt werden, da in dem homogenen Keil die Entfernung der Achsenaustrittspunkte grösser ist als in den gitterstruierten Keilen. Von DÈS CLOISEAUX und MALLARD wird allerdings nicht angegeben, dass die  $\parallel$  (010) lagernden Lamellen symmetrisch zu  $a$  auslöschen und ebensowenig, dass sich in Längsschnitten der Keil durch eine Sanduhrstruktur kundgibt, welche Erscheinung vermuten lässt, dass für die Bildung des Keils ähnliche Momente wirkend waren wie beim Entstehen der Sanduhrstruktur gewisser Augite und anderer abnormer Wachstumserscheinungen bei Kristallen.

Weit komplizierter liegen die Verhältnisse in den Seitenfeldern, die sich stets symmetrisch zueinander verhalten. Schon DÈS CLOISEAUX hebt hervor, dass zwei Arten in der Lamellierung unterschieden werden können. Die eine Art wird repräsentiert durch die Vorkommnisse von Farmington und Arendal, die andere durch die vom Fassatal, von Chamounix, von den Pyrenäen und vom Kap. Zum zweiten Typus würde das Vorkommnis vom Mt. Tibidabo zu zählen sein, da die Lamellen sich hier unter  $80^{\circ}$  schneiden und die Achsenebenen nur wenige Grade, bei DÈS CLOISEAUX  $2-5^{\circ}$ , nach meinen Untersuchungen  $2,5$  bis  $7,5^{\circ}$  von der  $a$ -Achse abweichen. Beim ersten Typus (Farmington, Arendal) sind hingegen die Lamellen unter einem Winkel von  $82^{\circ}$  zusammengewachsen und die Achsenebenen der Felder als solche verschieden stark, meist jedoch  $50^{\circ}$  gegen die  $a$ -Achse geneigt, so dass beide Typen hieran leicht zu unterscheiden sind.

Immerhin merkwürdig ist, dass von dem Typus Farmington stets deutliche gekreuzte Dispersion angegeben wird, während bei dem Typus Fassatal nur schwache oder gar keine Dispersion herrschen soll, wie es auch beim Prehnit des Mt. Tibidabo der Fall zu sein scheint. Ferner schwankt bei dem Typus Farmington der Achsenwinkel in den Seitenfeldern, während er bei dem vom Fassatal immer ziemlich gross bleibt, was auch für den hier untersuchten Prehnit gilt. Interessant ist, dass beide Typen an Körnern eines Prehnit vom Kap zusammen auftreten. Wenigstens geht aus den Berichten von DÈS CLOISEAUX' hervor, dass zu beiden Seiten der nach dem Typus Fassatal verzwilligten Felder sich streifige Partien ansetzen, deren Achsenebene  $14-54^{\circ}$  gegen die  $a$ -Achse geneigt ist und gekreuzte Dispersion zeigen, so dass es nicht unwahrscheinlich ist, dass eben diese Partien nach dem Typus Farmington aufgebaut sind.

Demgemäss kann man dem Zwinglingsbau des Prehnit zwei Typen zu Grunde legen, den Typus „Farmington“ und den vom „Fassatal“; jedoch sind trotz dieser Untersuchung die Verhältnisse noch wenig erklärt, insbesondere die Zwillingsgesetze noch nicht aufgefunden.

DÈS CLOISEAUX nimmt, trotzdem er die Lagen der Achsenebenen in den beiden Lamellenarten der Seitenfelder nicht kennt, an, dass bei dem Typus Farmington die Seitenfelder zwei nach dem Grundprisma verzwilligte Individuen sind, von denen jedes wieder nach dem Prisma (160) verzwilligt ist.

Dass die Zwillingsebenen der Prismenzone angehören, geht aus der Tatsache hervor, dass überall die Spitze Bissectrix anscheinend normal austritt und in Längsschnitten Lamellen fehlen.

Will man an dem rhombischen System für den Prehnit festhalten, wofür die kristallographischen Konstanten sowie die korrespondierenden optischen Verhältnisse sprechen, wie sie von DES CLOISEAUX und andern Forschern an einfach gebauten Prehniten beobachtet wurden, so lässt sich der Zwillingbau des Prehnit vom Mt. Tibidabo und damit der Typus „Fassatal“ auf folgende Weise erklären.

In Fig. 3 ist der Zwillingbau schematisch wiedergegeben und die Richtungen der optischen Achsen sind ebenfalls eingetragen. Berücksichtigt man die symmetrische Anordnung aller Teile zu der Linie  $aa$ , so lässt sich vermuten, dass diese nicht nur die Trace der Verwachsungs-, sondern auch der Zwillingsebene darstellt. In den Seitenfeldern I und II liegen die Individuen I<sub>1</sub> II<sub>1</sub> symmetrisch zu  $aa$  unter  $2,5^\circ$  und ebenso die Individuen I<sub>2</sub> und II<sub>2</sub>, jedoch unter  $7,5^\circ$ . Hieraus lässt sich schliessen, dass I<sub>1</sub> und II<sub>1</sub> ein Zwilling nach einem Brachyprisma ist, dessen spitzer Winkel  $5^\circ$  beträgt und analog, dass I<sub>2</sub> und II<sub>2</sub> ein Zwilling nach einem andern Brachyprisma ist, dessen Winkel  $15^\circ$  beträgt. Bis jetzt wurden diese beiden Brachyprismen oder die auf ihnen normal stehenden Makroprismen am Prehnit nicht beobachtet. In beiden Zwillingen würde die Verwachsungsebene mit der Zwillingsebene identisch und ihre Spur auf Spaltblättchen durch die Naht angedeutet sein.

Dass für die Lamellen III<sub>1</sub> und III<sub>2</sub> des Keils III, die  $2,5^\circ$  symmetrisch zu  $aa$  auslöschten, dasselbe Gesetz gilt, wie für die Lamellen I<sub>1</sub> und II<sub>1</sub>, ist selbstverständlich, und dass die Zwillingsebene für die Lamellen III<sub>3</sub> und III<sub>4</sub> das Makropinakoid sein muss und auch sein kann, geht aus ihrer optischen Orientierung und aus dem Hemimorphismus des Prehnit nach der  $a$ -Achse hervor.

Unerklärt bleibt bei dieser Auffassung die Tatsache, dass die Individuen I<sub>1</sub> und I<sub>2</sub> sowie II<sub>1</sub> und II<sub>2</sub> sich so durchdringen und durchkreuzen, dass ihre Kreuzlinien Winkel von  $100^\circ$  und  $80^\circ$  bilden, wie sie dem Grundprisma zukommt.

Wäre das Grundprisma Verwachsungsfläche, so sollte die Auslöschung einer Lamellenart der Seitenfelder mit der Winkelhalbierenden, also mit  $aa$  zusammen fallen. Da sie nun tatsächlich im stumpfen Winkel um  $2,5^\circ$  abweicht, so kann der Prehnit bei dieser

Annahme nicht rhombisch sein. Ebenso wenig kann bei dieser Auffassung das monokline System angenommen werden, so dass nur das trikliner übrig bleibt. Für dieses würde auch die gekreuzte Dispersion sprechen, wenn dieselbe sich nicht dort, wo sie beobachtet wurde, auf verzwillingte Partien bezieht, in denen die Lamellen übereinander lagern. Eine Vereinfachung in der Erklärung des Zwillingbaues tritt bei Zugrundelegung des Triklinen Systems jedoch nicht ein, da auch hier drei Gesetze notwendig sind. Nach dem Brachypinakoid verzwillingt und verwachsen wären die Individuen I<sub>1</sub> und II<sub>1</sub>, sowie III<sub>1</sub> und III<sub>2</sub>. I<sub>1</sub> und II<sub>1</sub> wären aber jedes für sich wieder verzwillingt mit I<sub>2</sub> und II<sub>2</sub> nach einer Brachyprismenfläche, die nur wenige Grad gegen das Brachypinakoid geneigt ist und die Verwachsung geschehe nach dem Grundprisma. Ferner müssten die Lamellen III<sub>3</sub> und III<sub>4</sub> offenbar nach dem Makropinakoid verwachsen und verzwillingt sein.

9. Kalkspat, in auffallendem Licht weiss, bräunlich oder bläulich, kommt nur in körnigen Aggregaten vor und ist an seiner vorzüglichen Spaltung nach *R* leicht zu erkennen. Farblos durchsichtig, ist er meistens polysynthetisch nach  $-\frac{1}{2}R$  verzwillingt und führt Flüssigkeitseinschlüsse von rhomboedrischer Gestalt, die tanzende Libellen umschliessen.

10. Chlorit, durch seine grüne Farbe gekennzeichnet, kommt in drei Varietäten vor und ist grösstenteils wahrscheinlich erst sekundär entstanden.

Eine Varietät, wahrscheinlich Pennin, kommt in grösseren blätterigen Aggregaten vor, die andere Gesteinsgemengteile umschliessen. Ihre Querschnitte haben Pleochroismus: *e* hellgrün, *o* grünblau, löschen gerade zu den Spaltrissen nach *oP* aus, sind negativ und zeigen indigoblaue Polarisationstöne.

Eine andere Varietät bildet kleine rosettenförmige Aggregate, deren einzelne Individuen nur schwachen Pleochroismus in grün und gelb haben, dafür aber relativ stark doppelbrechend sind.

Eine dritte Chloritvarietät hat besonders charakteristische Formen, indem ihre grünen Blättchen zu wurmförmigen Gebilden aneinander gelagert sind, die umgestürzten Geldrollen ähnlich sehen, wie es vom Helminth beschrieben wird.

11. Apatit, in Körnern, konnte nur mikroskopisch erkannt werden an seiner starken Lichtbrechung und dem negativen Charakter der schwachen Doppelbrechung. Häufig umschliesst er Flüssigkeitseinschlüsse.

12. Titanit, ebenfalls nur mit Hilfe des Mikroskops zu entdecken, ist für die Kalksilikathornfelse des Mt. Tibidabo ein charakteristischer Uebergengenteil. Er kommt vorwiegend in kleinen Körnern vor, die selten die bekannte Briefkuvertform zeigen. Hellgelb durchsichtig, ist sein Pleochroismus nur schwach zwischen gelbgrün und rötlich, hingegen zeichnet ihn die starke Licht- und Doppelbrechung, als auch der kleine Winkel und die starke Dispersion der optischen Achsen aus.

13. Eisenerze, opak unter dem Mikroskop, treten relativ spärlich in kleinen Körnern auf, die öfters von einem Titanitrand umgeben werden und offenbar einem titanreichen Magnetit zugezählt werden müssen.

Aus diesen Mineralien setzen sich die Kalksilikathornfelse gewöhnlich derart zusammen, dass eines oder zwei vorherrschen und die andern zurücktreten oder gänzlich fehlen. Demgemäss lassen sich einzelne charakteristische Gesteinstypen unterscheiden, die jedoch stets durch mehr oder weniger vollkommene Uebergangsglieder verbunden sind.

a) Granatfelse sind grobkörnige Gesteine von wachsgelber bis rötlicher Farbe, die in Bänken von Millimeter- bis Meterdicke auftreten. Neben Granat enthalten sie gewöhnlich Calcit, Epidot, Diopsid, Vesuvian und Chlorit, so dass bei deren Zunahme Gesteine zu stande kommen, die man als Granatepidotfelse, Granatdiopsidfelse und Granatvesuvianfelse bezeichnen könnte.

Uebergengenteile sind Apatit, Titanit und Eisenerze.

Unter den Granatfelsen fanden sich zwei eigentümliche Typen. Der eine, durch einen Gehalt an Feldspat, der andere durch einen solchen an reichlichem Quarz ausgezeichnet.

Ersterer aus dem Steinbruch oberhalb des Cementerio von Belen ist vom Kontakt durch normalen Cordierithornfels getrennt, jedoch nicht weiter als 50 m davon entfernt. Schon makroskopisch zeigt er spärlich ein rötliches, gut spaltbares Mineral, das sich unter dem Mikroskop teils als Mikroklin, teils als Orthoklas herausstellt. Mikroklin leicht erkennbar an seiner Gitterlamellierung unterscheidet sich von dem Orthoklas, der das gleiche Licht- und Doppelbrechungsvermögen hat, durch die Auslöschungsschiefen auf *M* und *P*. Beide Feldspäte konnten zusammen mittels der THOULETSchen Lösung isoliert werden. Unter den isolierten Partikelchen fanden sich Spaltblättchen nach *M*, die für den Orthoklas den Austritt einer stumpfen Bissectrix ergaben und  $5^0$  gegen die

Trace vom *P* auslöschten. Die Spaltblättchen nach *oP* löschen beim Orthoklas nach den Spaltrissen von *M* gerade aus und zeigen beim Mikroklin Gitterlamellierung.

Das Auftreten des Feldspates ist dem einer Grundmasse gleich, da in grösseren Individuen desselben idiomorphe Granaten liegen, denen selbst wiederum scharf hexagonal begrenzte Biotitblättchen eingelagert sind, die sich im Zentrum kumulieren können. Ferner kommt dem Granat Perimorphosenbildung zu, in dem sich um einen achteckigen Kern, der offenbar der Form *202* entspricht, eine schmale konzentrische Zone von Feldspat lagert, auf welche wiederum eine solche von Granatkörner und Stengel folgt.

Der quarzführende Granatfels tritt spärlich in Linsen von ca. 10 cm Dicke auf und zeigt in grobkörnigem Quarz idiomorph begrenzte Granaten, deren skelettartiges Inneres so von Quarz ausgefüllt wird, dass dieser denselben an Volumen übertrifft (Fig. 4 Taf. II), und wie der Granat idiomorph gegen den Quarz absetzt, so hat dieser diese Neigung gegenüber dem Calcit.

b) Vesuvianfelse, anscheinend verwittert aussehende Gesteine, haben graurötliche bis rötliche Farbe und zeigen mehr oder minder deutliche Schichtung durch schmale Chlorit-, Diopsid- und Epidot-Lagen. Treten diese stärker hervor, dann kann man von Vesuvianepidotfelsen, von Vesuvianchloritfelsen und von Vesuviandiopsidfelsen reden. Sehr schön findet sich Vesuvianfels und ihm nahestehende Gesteine an dem gegen den Infer zu gelegenen Abhang des Turo Castañer, wo sie eine 3 m dicke Linse bilden, in der auch etwas Bleiglanz auftritt.

c) Diopsidfelse sind hellgrüne Gesteine, die in innigstem Zusammenhang mit den rot und grün gefleckten Granatdiopsidfelsen stehen, aus denen sie durch Abnahme des Granat hervorgehen. Ausser Diopsid enthalten sie Calcit, Epidot und Vesuvian in kleinen Mengen.

d) Prehnitfelse, die nur spärlich in dünnen Lagen und Linsen auftreten, haben grünlichweisses Aussehen und führen Granat und Epidot, so dass bei deren Zunahme Prehnitgranatfelse von Prehnitpidotfelsen unterschieden werden könnten. Wie stark hier die Neigung zu idiomorpher Ausbildung bei dem Granat ist, geht daraus hervor, dass dünne Lagen desselben von Zickzacklinien eingefasst werden, die infolge aneinander gedrängter Individuen entstanden. Den Zickzacklinien folgt im Innern eine Zonarstruktur,

so dass ein festungartiger Aufbau entsteht. Ebenso gross ist die Kristallisationsfähigkeit des Epidot, der oft nur in seinen Kristallwandungen ausgebildet in einem Prehnitindividuum liegt. Bleiglanz konnte in diesen Gesteinen ebenfalls beobachtet werden.

e) Marmor, in Linsen von ungefähr 10 cm Dicke, ist rein weiss, grobkörnig und die Zwillingslamellen der einzelnen Calcitindividuen sind öfters mehr oder weniger stark gekrümmt.

f) Quarztremolitfels, in kleinen grünlichweiss gefärbten Linsen, besteht aus einem innigen Gewebe von Quarz und Tremolit. Um die Quarzkörner und durch grössere Individuen desselben hindurch schlingen sich Tremolitifasern, die auch für sich Rosetten von ca. 3 mm Grösse bilden können. Ausser dem undulös auslöschenden Quarz und dem Tremolit findet sich Calcit in einigen grösseren Körnern und ein grünlicher, in den Asbest in ganz kleinen Körnern eingelagerter Pyroxen, der nicht näher zu bestimmen war.

g) Epidotzoisitfels ist ein in der Nähe von Baldirö an der dort nach Sarria vorüberziehenden Landstrasse anstehendes Gestein von graugrüner Farbe, das von schmalen schwarzen Bändern durchzogen wird. An seiner Zusammensetzung beteiligt sich neben Epidot und Zoisit körniger Diopsid; die schwarzen Bänder werden durch reichlich eingelagerte Eisenerze, die von Titaniträndern umgeben sind, hervorgebracht.

h) Granathornblendediopsidfels ist ein häufig vorkommender Kalksilikathornfels, der vorzügliche schmale Bänderung infolge Wechsellagerung von nur wenig Millimeter dicken Schichten zeigt, die teils rot, teils grün, teils grünlichschwarz gefärbt sind. Unter dem Mikroskop ergibt sich, dass die roten Lagen aus Granat, die grünlichen aus Diopsid und die grünlichschwarzen entweder vorwiegend aus Hornblende bestehen oder aus einem Gemenge von Quarz mit Plagioklas, Biotit, Magnetit und Titanit, in dem der Plagioklas parallel zur Gesteinsschichtung angeordnet ist. Letztere Lagen haben gewöhnlich zu beiden Seiten Hornblendelagen, auf die solche von Diopsid und dann solche von Granat folgen. Stets lässt sich beobachten, dass Granat nie mit Hornblende zusammstösst, vielmehr zwischen beide stets eine Lage von Diopsid tritt.

## Anhang.

In innigem Zusammenhang mit den Kalksilikathornfelsen stehen Gesteine, die makroskopisch recht schwer von ihnen zu unterscheiden sind, da sie ebenfalls Bänderung besitzen, dunkel gefärbt

sind und konkordant mit ihnen wechsellagern. Bei genauem Studium lässt sich jedoch beobachten, dass die Bandstruktur eigentlich mehr eine Flaserstruktur ist, da dunkle Lagen sich in helleren Partien auskeilen und zerfasern. Körner von Feldspat, die recht gross und reichlich sein können, machen den Eindruck von Einsprenglingen, so dass eine mehr oder minder deutliche Porphystruktur entsteht. Dieser Feldspat, der sich als Albit erwies, bewirkt den hauptsächlichsten Unterschied der jetzt zu beschreibenden Gesteine von den vorhergehenden. Vom rein mineralogischen Standpunkt aus könnte man sie daher als Albit führende Kalksilikathornfelse bezeichnen, obgleich es, wie im folgenden dargelegt werden wird, ziemlich unwahrscheinlich ist, dass der Albit sich unter den gleichen kontaktmetamorphen Vorgängen gebildet hat wie der Granat, Epidot, Diopsid usw. Zudem lassen sich alle Uebergänge beobachten zwischen nur spärlich Albit führenden Kalksilikathornfelsen, zu denen vielleicht schon der bei den Kalksilikathornfelsen unter h) angeführte zählt, und denen, in welchen Albit vorherrscht; ja es wurden zwischen den Hornfelsen eingelagert Linsen gefunden, die beinahe nur aus Albit bestehen.

Je nach den am Gesteinsaufbau beteiligten Mineralien könnte man unterscheiden zwischen Albit führenden Hornblendefelsen, Albit führenden Granatcalcitfelsen usw. Doch haben die Albit führenden Hornblendefelse die grösste Ausbreitung und zeigen am schönsten die Uebergänge zu dem reinen Albitgestein.

Der Albit führende Hornblendefels ist ein Band- resp. Flaserstruktur aufweisendes Gestein, bei dem die verschieden gefärbten Bänder wechselnde Dicke bis zu 5 mm haben; grünschwarte Flasern sind in der Regel schmaler als grünlichgraue. In letzteren erkennt man makroskopisch unregelmässig begrenzte Albitkörner von 1—7 mm Grösse und unregelmässige, öfters aber ovale bis rundliche gelbgrüne Putzen, die bei der Verwitterung rostbraun werden und unter Zurücklassung eines Hohlraums ganz verschwinden können (siehe Fig. 6).

Unter dem Mikroskop ergibt sich, dass die dunkeln schwarzgrünlichen Flasern aus einem körnigen Aggregat von Hornblende bestehen; die grünlichgrauen hingegen aus Albit, Hornblende, Biotit, Muscovit, Titanit und Eisenerzen, die parallel zur Flaserichtung gruppiert sind (Fig. 5 Taf. II).

Besonders auffallend ist die Struktur des Albit, dessen kleine Individuen recht gut die Zwillingslamellierung zeigen, parallel an-

geordnet und mit einander verzahnt sind. Durch die Mitte der Albitfasern ziehen sich gewöhnlich kleine Biotit- und Muscovitblättchen nebst reichlichen Eisenerzen und Titanitkörnern. Am Rande der Albitfasern tritt eine mehr oder weniger starke Vermengung des Albit mit der Hornblende der benachbarten Lagen ein.

Was die grossen Albitkörner anbelangt, so zeigen diese die Zwillingslamellierung relativ spärlich, und was endlich die grünlichen Putzen betrifft, so erweisen sie sich teils aus Hornblende, teils aus einem Aggregat von Diopsid mit Calcit zusammengesetzt, das von Hornblende umrandet wird.



Fig. 6.

Dem Gesamtcharakter nach sind, wie schon oben erwähnt wurde, von diesen Albit führenden Hornblendefelsen solche nicht abweichend, in denen Calcit, Diopsid, Granat, Epidot, Zoisit, Biotit oder Prehnit in mehr oder weniger starken Lagen auftreten. Sie, die im übrigen den Eindruck eines Kalksilikathornfelses machen, werden von wechselnd breiten Albitsträngen durchzogen, die grössere Albitkörner und Putzen, die aus Calcit, Prehnit oder aus Diopsid mit Calcit bestehen, führen können.

Makroskopisch sind diese Gesteine, wenn sie nicht gerade grosse Albitkörner zeigen, schwer zu erkennen, da sie überaus dicht sind und die Farben der Bänder resp. Fasern vorwiegend blauschwarz und dunkelgrün sind. Nur ganz selten sind die Albitlagen so rein, dass sie mit weisser Farbe aus dem Gestein herausleuchten.

Mikroskopisch zeigen sie dieselben Struktureigentümlichkeiten, wie die Albitornblendefelse; insbesondere bemerkt man häufig, dass Biotit- und Hornblendeindividuen von reihenförmig angeordneten Magnetit- und Titanitkörnern durchzogen werden.

Lokal wurde in diesen Gesteinen am Turo Castañer, allerdings nur für wenige Zentimeter Dicke, beobachtet, dass an Stelle der Faserstruktur eine Fältelung getreten ist, indem Biotit- und Albitlagen in kleine Fältchen gelegt sind.

Uebergemengteile bilden neben reichlichem Magnetit und Titanit, Apatit in grösseren Körnern. Ausserdem wurde selten Spinell konstatiert, der, durch sattgrüne Farbe und Isotropie leicht zu erkennen, gewöhnlich von Muscovitblättchen umrandet ist; und körniger Korund, der stark licht-, aber schwach doppelbrechend ist, konnte mittels Flusssäure isoliert werden.

Nimmt in den Albit führenden Hornblendefelsen der Albitgehalt zu, so gewinnen die Gesteine hellere Farben, wie graugrün, und die Band- resp. Faserstruktur verschwindet allmählich, da sich die dunklen Hornblendelagen nur noch in Form paralleler Schlieren und Putzen zu erkennen geben. Ja bei weiterer Zunahme des Albit verschwinden sogar die Schlieren und nur die rundlichen, oft noch in parallelen Reihen angeordneten Putzen bleiben übrig. Gleichzeitig treten vermehrt grosse Albitkörner auf, die Neigung zu kristallographischer Begrenzung haben (Fig. 6 Taf. I). Von diesen war es leicht, Spaltblättchen nach *M* und *P* zu bekommen, die Auslöschungen von  $3,5^\circ$  und  $19^\circ$  gegen die Tracen von *P* und *M* ergaben. Spaltblättchen nach *M* insbesondere liessen den annähernd normalen Austritt einer spitzen Bissectrix beobachten. Ferner sind den Albiteinsprenglingen zonar Hornblendekörner eingelagert, die im übrigen in der Grundmasse verteilt liegen und Putzen bilden.

Die Feldspäte der Grundmasse, oftmals nach der *M*-Fläche gestreckt, sind stets untereinander randlich verzahnt und zeigen Albitlamellierung. Einfache Zwillinge sind ziemlich häufig und an solchen gelang es, eine maximale symmetrische Auslöschung zur Zwillingснаht zu  $17^\circ$  zu bestimmen, wie es dem Albit zukommt. Ferner wurde die Lichtbrechung stets kleiner als bei Quarz gefunden, der nur spärlich auftritt und mit grösseren Albitkörnern 2—3 mm grosse körnigstruierte rundliche Partien bildet, die sich durch ihre weisse Farbe gut abheben, da sie im Gegensatz zur bläulichen Grundmasse frei von Magnetit, Hornblende, Titanit und

Apatit sind. Anders hierher gehörenden Gesteinen fehlt jedoch Quarz ganz.

Was endlich die beinahe reinen Albitgesteine betrifft, so treten diese in Linsen von ungefähr 15 cm Länge und 8 cm Dicke auf, sind lichtgrau und bläulichweiss, ja dort, wo Albit allein herrscht, rein weiss. Hieraus erklärt sich, dass auf solchen polierten Gesteinstücken, in denen weisser Kalkspat von Albit umschlossen wird, beide auf der Politurfläche nur durch Anätzen mittels Essigsäure unterschieden werden können. In denselben Linsen lassen sich makroskopisch feinkörnige Albitpartien, die infolge beigemengten Magnetits bläulich sind, recht wohl von rein weissen grobkörnigen unterscheiden. Putzen von Kalkspat, Diopsid, Prehnit und Hornblende treten sehr zurück, aber einige der Linsen werden von rotbraunen, nur wenige Millimeter dicken Trümmern durchzogen, die sich unter dem Mikroskop als aus kleinen Biotit- und Lithionglimmerblättchen bestehend ergeben, denen reichlich Titanit, Korund und Kassiterit beigemischt ist. Letzterer bildet winzige, stark lichtbrechende Körnchen, die mittels Flusssäure isoliert werden konnten, und die Reaktion mit der Kupfersalzperle, die in der Reduktionsflamme durch den Kassiterit rotbraun und trübe wird, gelang recht wohl. Dass der mit Zinnerz zusammen vorkommende Glimmer Lithium enthält, wurde spektroskopisch nachgewiesen und der Körner und Stengel bildende Korund blieb mit dem Kassiterit bei dessen Isolierung zurück.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, dass für sämtliche der im Anhang beschriebenen Gesteine ausser Albit die reichlichen Uebergangsteile Apatit, Magnetit und Titanit charakteristisch sind. Ferner dass sie Strukturen haben, die ineinander übergehen, da ihre Verschiedenheit nur durch die Zunahme des Albit bedingt wird; denn es sind alle Uebergänge vorhanden von den Feldspat freien Kalksilikathornfelsen durch die faserig struierten Albit führenden Hornblendefelsen zu den Schlieren und Putzen umschliessenden Albitgesteinen und zu den beinahe reinen Albitlinsen. Die Albitpartien zeigen, wie schon oben erwähnt wurde, höchst typische Verzahnung ihrer Individuen und parallele Anordnung derselben dort, wo der Albit Schmitzen und Lager bildet. Ausserdem gewinnen sie porphyrischen Charakter durch Albitkörner, die, wie schon beschrieben, Neigung zu kristallographischer Umgrenzung verraten und mit der Grundmasse verzahnt sind. Die ganze Struktur dieser albitreichen Gesteine erinnert eher an diejenige eines Eruptivgesteins

als eines Kontaktgesteins (Fig. 6 Taf. II) und es ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass man es mit einer innigen Durchdringung resp. Injektion und Durchtränkung des metamorphen Sedimentgesteins mit eruptivem Magma, das vom Hauptmassiv ausging, zu tun hat. Um die Annahme einer Injektion wirklich fest zu begründen, wäre es jedoch notwendig, besonders die geologischen Details genau durchzustudieren, denn obgleich mir bei meinen dortigen Untersuchungen die Feldspateinsprenglinge schon sehr abnorm erschienen, so war mir doch im Feld infolge der kryptomeren Korngrösse der betreffenden Gesteine ihre wahre Beschaffenheit entgangen. Insbesondere müsste bei weiteren Untersuchungen darauf geachtet werden, ob nicht direkt ein Zusammenhang des Albitgesteins mit dem Granitmassiv oder Gängen desselben beobachtet werden kann, da dies wesentlich aufklärend wirken würde.

Das Vorkommen des Albitgesteins wäre weiter nicht rätselhaft, da, wie später angeführt werden wird, in dem Granit grössere syenitische Albitausscheidungen wahrgenommen wurden. Auch deutet die Verknüpfung des Kassiterit und Lithionglimmer mit dem Albit darauf hin, dass vielleicht pneumatolytische Prozesse eine nicht gerade unwesentliche Rolle spielten.

Von einem der Albit führenden Gesteine, das von der Serra del Margenat stammt und nur mässig viel Hornblendeputzen führt, die in einer bläulichen Grundmasse liegen, in der auch grössere Albitkörner eingebettet sind, wurde eine Analyse ausgeführt:

<i>Si O<sub>2</sub></i>	55,43
<i>Ti O<sub>2</sub></i>	3,44
<i>Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub></i>	15,75
<i>Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub></i>	4,08
<i>Fe O</i>	3,60
<i>Mg O</i>	3,09
<i>Ca O</i>	7,56
<i>Na<sub>2</sub> O</i>	5,68
<i>K<sub>2</sub> O</i>	0,94
<i>P<sub>2</sub> O<sub>5</sub></i>	0,37
<i>H<sub>2</sub> O</i>	0,48
Hygr. <i>H<sub>2</sub> O</i> unter 110°	0,25
<i>S</i>	100,67

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins lehnt sich im ganzen an die der Diorite und Dioritporphyre an. Durch ihren

hohen  $Na_2O$ -Gehalt bekräftigt die Analyse die Albitnatur des Feldspat. Für die reichliche Anwesenheit des Titanit zeugt der hohe  $Ti_2O$ - und der hohe  $CaO$ -Gehalt kommt mit ziemlicher Sicherheit nur durch die basischen Putzen in die Analyse herein.

### Die chemischen Verhältnisse des Kontakthofes.

Zwecks Prüfung, ob mit der kontaktmetamorphen Umwandlung eine chemische Veränderung Hand in Hand geht, wurden von der Normalreihe Tonschiefer-Cordierithornfels Stücke zu Analysen geschlagen. Es wurde darauf geachtet, sie aus einer Schicht zu erhalten, da anzunehmen ist, dass die ursprüngliche chemische Zusammensetzung in einer solchen eine gleichmässiger ist als in verschiedenen Schichten. Die geschlagenen Stücke stammen aus einer westöstlich streichenden Schicht vom Südabhang des Mt. Tibidabo. Am Turo del Mont stehen die unveränderten Tonschiefer an und beim Weiterschreiten nach Osten gegen den Kontakt zu gelangt man über die Knotenschiefer und Knotenglimmerschiefer zu den Cordierithornfelsen. Das Material zu den Analysen I—III entstammt dieser Reihe, das zu Analyse IV hingegen liegt ausserhalb dieser und ist ein Cordierithornfels aus dem Tal des Collcerola.

	I	II	III	IV
$SiO_2$	54,26	60,72	59,41	56,01
$Ti_2O_2$	1,95	1,07	0,78	1,14
$Al_2O_3$	24,40	20,56	18,55	19,33
$Fe_2O_3$	2,84	3,19	2,96	2,24
$FeO$	3,78	4,68	5,56	8,36
$MgO$	2,52	2,31	3,03	2,69
$CaO$	0,75	0,62	0,85	0,53
$Na_2O$	1,47	0,75	2,06	1,12
$K_2O$	3,25	3,56	4,11	5,49
$H_2O$	4,33	3,06	1,98	2,24
Hygr. $H_2O$ unter $110^\circ$	0,96	0,40	0,18	0,93
<b>S</b>	<b>100,51</b>	<b>100,92</b>	<b>99,47</b>	<b>100,08</b>

I. Tonschiefer	Turo del Mont	Südabhang
II. Knotenglimmerschiefer	Neue Tranvia	des
III. Cordierithornfels	Neue Tranvia	Mt. Tibidabo.
IV. Cordierithornfels	Tal des Collcerola	Mt. Tibidabo.

Um die charakteristischen Verhältnisse herauszufinden, muss man die Bauschanalysen exklusive Analyse IV darauf ansehen, welche Werte ein konstantes Steigen oder Fallen aufweisen. So nimmt  $Al_2O_3$  kontinuierlich ab;  $FeO$  wächst, obgleich  $Fe_2O_3$  ungefähr gleich bleibt und der Wert  $K_2O$  erfährt ebenfalls eine regelmässige Zunahme. Die andern Werte zeigen zu grosse Unregelmässigkeiten, um aus ihnen auf eine spezifisch kontaktmetamorphe Einwirkung schliessen zu können. Inwieweit die allerdings auffallend regelmässigen Aenderungen der drei oben erwähnten Stoffe auf den Einfluss des Granites zurückzuführen sind, ist bei der geringen Anzahl der Analysen schwer zu übersehen, zumal bei andern durch grössere Analysenanzahl untersuchten Kontaktzonen derartige Veränderungen nicht nachzuweisen waren. Das einzige Beispiel, das eine Zunahme von  $FeO$  bei Annäherung gegen den Kontakt hin konstatiert, ist das von O. LANG aus einer Kontaktzone des Christianiagesbietes. Doch bedürfte es wohl noch einer grösseren Anzahl Analysen, um eine derartige Zuführung an  $FeO$  sicher zu begründen.

Sehr hübsch tritt in den ausgeführten Analysen die Abnahme des Wassers bei Annäherung gegen den Kontakt hervor.

## Eruptivgesteine.

### Tiefengesteine.

### Der Granitit.

Am Südfuss der Bergkette des Mt. Tibidabo tritt der Granit in einer schmalen, 12 km langen Zone auf und ist an der Oberfläche meist stark verwittert, so dass charakteristische Absonderungsformen nicht zu beobachten waren.

In dem Granitgrus finden sich manchmal rundliche dunklere Partien bis Faustgrösse vor, die reichlicheren Biotit führen als der Granit, der im allgemeinen sehr gleichförmigen Charakter bewahrt.

Differenziationen grösseren Massstabs in basische Glieder, wie Diorit und Gabbro, waren nicht zu beobachten, hingegen solche in Syenit. Von grobem Korn, besitzt der Granit weisse Feldspäte und relativ wenig fettglänzenden Quarz, so dass die Grundfarbe eine mattweisse ist, unterbrochen von zahlreichen hexagonal begrenzten Biotitblättchen mit grünschwarzer Farbe. Makroskopisch konnte in dem Granit Kupferkies festgestellt werden und oberhalb San Gervasio weist er starke Anflüge von grünen kupferhaltigen Mine-

ralien auf. Da nur dunkler und kein heller Glimmer auftritt, so liegt ein Granitit vor.

Unter dem Mikroskop ist eine normale hypidiomorph-körnige Struktur zu erkennen und nur selten zeigen die Feldspäte kristallographische Umgrenzung.

Orthoklas, spärlicher als Plagioklas, ist manchmal durch die  $M$ -Flächen tafelig ausgebildet und relativ schwach licht- und doppelbrechend. Er löscht in Schnitten  $\perp M$  gerade zu den Spaltrissen nach  $P$  aus und in solchen  $\parallel M$   $5^\circ$  schief gegen die Trace von  $P$ . Auf Schnitten nach  $M$ , die öfters von parallelen Albitschnüren durchzogen werden, tritt die stumpfe Bissectrix normal aus und Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz war kenntlich an den zur Zwillingsnaht entgegengesetzt einfallenden Spaltrissen nach  $oP$  beider Individuen. Meistens zeigt der Orthoklas beginnende Zersetterscheinung durch eingelagerte kleine Muscovitblättchen.

Plagioklas weist kristallographische Umgrenzung nur bei lokaler Anreicherung des körnigen Quarzes auf und aus den teils rechteckigen, teils sechseckigen Schnitten lässt sich schliessen, dass das Prisma und die  $M$ - und  $P$ -Flächen auftreten. Er ist ein recht saurer Oligoklas, der wahrscheinlich noch näher beim Oligoklasalbit steht, denn seine Spaltblättchen nach  $P$  und  $M$  haben Auslöschungsschiefen von  $3,5^\circ$  resp.  $15\text{--}16^\circ$ . Schnitte senkrecht zu  $P$  und  $M$ , die durch ihre fast quadratischen Umrisse leicht aufzufinden sind, weisen gegen die Albitlamellen die Auslöschungsschiefe von  $13^\circ$  auf. Ausserdem wurde die BECKESche Methode angewandt, indem im Schliiff Stellen aufgesucht wurden, in denen Quarz und Plagioklas so zusammenstossen, dass ihre Berührungsfläche senkrecht auf der Schliifffläche steht und beide gleichzeitig auslöschen. Durch Benützung des gesenkten Beleuchtungsapparates und eines Gipsblättchens vom Rot erster Ordnung zur Bestimmung der Elastizitätsverhältnisse gelang eine Vergleichung der Lichtbrechung des Quarzes mit der des Plagioklas. Es ergab sich:  $\omega > \alpha_1$ ,  $\epsilon_1 > j_1$ ,  $\epsilon_1 > \alpha_1$ . Sämtliche optischen Untersuchungen sprechen für einen sauren Oligoklas und ebenso die Tatsache, dass er in einer THOULETSchen Lösung vom spezifischen Gewicht 2,648 noch schwamm. In manchen Plagioklasen sind die Zwillingslamellen gegeneinander verschoben und eingelagerte Muscovitschüppchen deuten auf beginnende Zersetzung.

Quarz, für einen Granititrelativ spärlich vorhanden, zeigt ausser Flüssigkeitseinschlüssen nichts Bemerkenswertes; undulöse Auslöschung ist selten.

Biotit, in hexagonalen Täfelchen von 2—3 mm Grösse, bewahrt diese Form auch noch sehr hübsch im Granitgrus, obgleich er meistens in Chlorit umgewandelt ist. Frisch hat er guten Pleochroismus,  $\alpha$  hellgelb,  $\beta$  und  $\gamma$  tiefbraun. Das Umwandlungsprodukt Chlorit hat mit dem Biotit die Spaltung nach  $\alpha P$  gemeinsam, zeigt indigoblaue Polarisationsfarben und ist optisch negativ. Ferner tritt bei der Zersetzung Epidot auf, der zwischen Spaltblättern linsenförmig liegen kann und zum Teil Zwillinge nach  $\infty P \infty$  bildet; Rutilnadelchen, die auf der Basis der Biotitblättchen liegen und sich unter  $60^\circ$  schneiden, kommen ebenfalls vor.

Ob der die schmalsten Zwischenräume der Gesteinsgemengteile ausfüllende Kalkspat durchweg infolge Verwitterung entstanden ist, ist, nach dem hohen  $CaO$ -Gehalt von 4,19% der nachfolgenden Granitanalyse und der sauren Natur des Plagioklas zu schliessen, fraglich. Vielleicht ist er teilweise ein Infiltrationsprodukt.

Uebergemengteile des Granit sind Magnetit in Oktaedern, Apatit in Säulchen und Titanit und Zirkon in kleinen Körnern und Kriställchen.

Bei dem Granitit der Serra Tarrasa und von Pedralbes konnte festgestellt werden, dass an Stelle des Feldspat und Biotit beinahe ausschliesslich Muscovit getreten ist, teils in Schüppchen, teils in grösseren Blättern. Die Gesteine erhalten hierdurch eine gleichmässig gelblich-graue Farbe, bleiben jedoch sehr fest.

Ueber die chemische Konstitution des Granitit gibt die folgende Analyse Auskunft, zu der ein normaler Biotitgranitit vom Tal des Bellesguart verwandt wurde.

	Gewicht %	Molekular %
$SiO_2$	71,34	} 77,77
$TiO_2$	0,31	
$Al_2O_3$	12,30	7,84
$Fe_2O_3$	0,67	} 2,34
$FeO$	1,95	
$MgO$	0,96	1,56
$CaO$	4,19	4,87
$Na_2O$	3,57	3,75
$K_2O$	2,82	1,95
$H_2O$	0,91	
Hygr. $H_2O$ unter $110^\circ$	0,31	
<hr/>		
$S$	99,34	100,08

In der Analyse ist das Ueberwiegen des  $Na_2O$  über  $K_2O$  von Bedeutung, da es mit der Beobachtung in Einklang steht, dass Orthoklas gegenüber dem sauren Oligoklas in Minderzahl ist. Ueber die Herkunft des hohen  $CaO$ -Gehaltes wurde schon oben eine Vermutung ausgesprochen. Um die stoffliche Verwandtschaft des Granitit mit andern ihm am nächsten stehenden Tiefengesteinen zu ermitteln, wurde die OSANNSCHE Typenformel berechnet und verglichen.

Granitit vom Mt. Tibidabo:	$s$ 77,8	$a$ 7,9	$c$ 2,9	$f$ 9,2;	$n = 6,6$
Typus „Klausen I“ Quarz-					
glimmerdiorit:	$s$ 76,5	$a$ 7,5	$c$ 1,5	$f$ 11;	$n = 6,4$
Typus „Brixen“, Tonalit:	$s$ 77,5	$a$ 7	$c$ 4,5	$f$ 8,5;	$n = 5$

Der Granitit des Mt. Tibidabo steht stofflich zwischen dem Quarzglimmerdiorit von Klausen und dem Tonalit von Brixen, aber auch mineralogisch haben sie das relativ spärliche Auftreten von Quarz und das relativ reichliche von Biotit gemeinsam.

### Der Syenit.

Ein Differenzierungsprodukt des Granitit ist der Syenit, welcher in oft mehreren Meter breiten Schlieren, die allmählich wieder in normalen Granitit übergehen, auftritt. Zwei recht schöne Vorkommnisse sind die vom Turo Falco und von der Roca plana. Der Syenit vom Turo Falco ist ein grobkörniges, schwachrötliches, aus Feldspat zusammengesetztes Gestein mit einzelnen rostigen Flecken. Ihre Struktur gibt sich unter dem Mikroskop als eine normale hypidiomorphkörnige zu erkennen.

Dass der Feldspat, trotzdem er die rote Farbe des Orthoklas zeigt, dies nicht ist, geht aus der schon makroskopisch erkennbaren Albitlamellierung hervor, die bis zu den mikroskopisch feinsten Lamellen herabsinkt. Spaltblättchen nach  $P$  und  $M$  geben Auslöschungsschiefen von  $4^\circ$  resp.  $19^\circ$  und den annähernd senkrechten Austritt der spitzen Bissectrix auf  $M$ , wie es dem Albit zukommt, für den auch die für einen Plagioklas geringe Licht- und Doppelbrechung spricht. Ausgezeichnet ist seine Frische und interessant sind die parallel zur  $c$ -Achse eingelagerten Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen, die eine Trübung des Wirts hervorrufen. Orthoklas und Quarz sind spärlich vorhanden.

Dunkle Gemengteile waren nicht mehr zu erkennen, hingegen die offenbar aus ihnen hervorgegangenen Zersetzungsprodukte: Chlorit, Epidot, Muscovit und Calcit.

Uebergemengteile sind Magnetit, Apatit und reichlicher Titanit in Briefkuvertform.

Von diesem Syenit nicht wesentlich verschieden ist der vom Nordabhang der Roca plana, welcher dunkelgrüne Flecken in dem durch die Albite rötlich gefärbten Gestein zeigt, und mikroskopisch ergab sich wiederum, dass der Albit vorzüglich frisch ist, an Stelle der dunklen Gemengteile dagegen ihre Zersetzungsprodukte, Chlorit, Epidot, Muscovit und Calcit, getreten sind.

## Ganggesteine.

### Der Granitporphyr.

Derselbe bildet die mächtigsten und, von den Aplitgängen abgesehen, auch die zahlreichsten und am längsten anhaltenden Gänge im Granit und der durch ihn hervorgerufenen Kontaktzone. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen 3—10 und noch mehr Metern.

Von graugrünem Aussehen, zeigt der Granitporphyr in einer sehr feinkörnigen Grundmasse Einsprenglinge von Quarz, Feldspat und Biotit.

Orthoklas, teils wahrscheinlich auch Oligoklas, bilden die eingesprengten Feldspatindividuen. Stark zersetzt, führen sie zahllose Muscovitblättchen und gewinnen hierdurch eine gelbliche Farbe. Die bis  $\frac{1}{2}$  cm grossen Quarzeinsprenglinge zeigen starke Corrosionserscheinungen durch die Grundmasse und führen Flüssigkeitseinschlüsse. Sehr wenig frisch ist der in kleinen hexagonalen Täfelchen auftretende Biotit, der meistens durch faserigen Chlorit und körnigen Epidot ersetzt ist.

Die aus Quarz und Feldspat bestehende Grundmasse zeigt granophyrische Struktur und die Uebergemengteile Apatit, Magnetit und Zirkon sind nur sehr spärlich vorhanden.

Endomorphe Kontakterscheinungen des Granitporphyrs konnten bei einem ca. 5 m mächtigen Gang, der auf der Serra de Vilana beim Kiosko die Albit führenden Kalksilikathornfelse durchbricht, beobachtet werden. Gegen den Kontakt hin verliert das Gestein allmählich seine grossen Quarzeinsprenglinge vollkommen, während die Feldspateinsprenglinge bleiben, aber an Grösse abnehmen. Die

Grundmasse wird makroskopisch betrachtet überaus dicht, beinahe felsitisch, so dass sich sogar mit dem Mikroskop die einzelnen Bestandteile nicht mehr entziffern lassen.

Eine exomorphe Einwirkung des Porphyrs auf die Albit führenden Kalksilikathornfelse war nicht zu konstatieren. Hingegen war eine an der Grenze beider auftretende schwache Breccienbildung wahrnehmbar. Unregelmässige eckige Stücke des Hornfelses, dessen Feldspäte jene oben beschriebene eigentümliche verzahnte Struktur aufweisen, liegen in dem Porphyr mit vorzüglich scharfen Grenzlinien eingebettet. Aus dieser Beobachtung resultiert, dass, wenn überhaupt eine Injektion der Sedimentärschichten durch das Albitgestein stattgehabt hat, sie vor dem Auftreten der Granitporphyrgänge geschah.

### Der Syenitporphyr.

Nur an wenigen Punkten, wie beim Vorort Sarria, auf der Serra Tarrasa, auf dem Turo dels Pardals und im Zusammenhang mit dem Syenit der Roca plana im Tal von Vallensana konnten Gänge dieses Gesteins beobachtet werden. Dasselbe ist von gelblich-grüner Farbe und stets stark zersetzt, wodurch die Einsprenglinge von Feldspat, die allerdings auch nicht gross sind, makroskopisch kaum deutlich wahrnehmbar werden. Die genaue Bestimmung der Feldspateinsprenglinge misslang. Teilweise zeigen sie Albitlamellierung und es ist wahrscheinlich, dass Orthoklas neben einem sauren Plagioklas vorkommt, bei dem zonarer Aufbau nie beobachtet werden konnte.

Die dunkeln Gemengteile sind zersetzt, jedoch lässt sich aus den hexagonalen Formen der chloritischen Zersetzungsprodukte schliessen, dass Biotit vorlag, und zwischen die chloritischen Fasern eingelagert findet sich etwas körniger Epidot.

In der aus zwillingslamelliertem Feldspat bestehenden Grundmasse, die sehr dicht ist, macht sich eine schöne fluidale Anordnung geltend.

Von den Uebergemengteilen Apatit, Titanit und Magnetit wiegt der Apatit, der in Prismen mit Querabsonderung ausgebildet ist, vor.

Ueber die chemische Zusammensetzung eines Syenitporphyrs, der vom Turo dels Pardals, dem am weitest östlich gelegenen Abhang der Sierra de Vallcarca, stammt, berichtet die folgende Analyse:

$SiO_2$	67,07%
$TiO_2$	0,51%
$Al_2O_3$	16,53%
$Fe_2O_3$	1,62%
$FeO$	2,10%
$MgO$	1,64%
$CaO$	1,32%
$Na_2O$	4,43%
$K_2O$	1,89%
$H_2O$	3,58%
Hygr. $H_2O$ unter 110°	0,98%
<hr/>	
<i>S</i>	101,67%

Der hohe Wassergehalt deutet darauf hin, dass das Gestein schon stark zersetzt ist, weshalb auch von der Berechnung der Analysenformel abgesehen wurde. Im übrigen stimmt die Zusammensetzung für einen Syenitporphyr und es ist auch hier das Vorrherrschen des  $Na_2O$  über  $K_2O$  hervorzuheben, so dass bei dem geringen Kalkgehalt der Plagioklas dem Albit wahrscheinlich nahesteht.

### Der Aplit.

Der Aplit bildet die am häufigsten anzutreffenden Gänge der Kontaktzone des Mt. Tibidabo. Ihre Mächtigkeit ist stets sehr gering und schwankt zwischen 10 und 30 cm. Von weisser Farbe, ist der Aplit feinkörnig und splitterig.

Die Mineralkomponenten sind Quarz, Orthoklas, Plagioklas, und wenig dunkle Gemengteile. Seine Struktur ist eine panidiomorphkörnige, indem sämtliche wesentlichen Gemengteile ungefähr gleich grosse Körner bilden.

Quarz zeigt ausser Flüssigkeiteinschlüssen, die öfters in Reihen seine Körner durchziehen, nichts Bemerkenswertes. Von den Feldspäten überwiegt der Orthoklas, der stark bestäubt ist, und nach dem Lichtbrechungsvermögen zu urteilen, ist der Plagioklas ein saurer.

Dunkle Gemengteile sind in frischem Zustande nicht mehr vorhanden, sondern offenbar durch den faserigen Chlorit ersetzt worden. Muscovit in Blättern ist relativ häufig, während die Uebergemengteile Apatit und Zirkon recht spärlich sind.

## Der Pegmatit.

Die Pegmatite, von den Apliten durch Korngrösse und Struktur unterschieden, bilden teils selbständige Gänge, teils gehen sie unter Zunahme der Korngrösse allmählich aus den Apliten hervor. Die Mächtigkeit der Gänge, die häufig parallel zur Schieferung die Kontaktgesteine durchsetzen, schwankt zwischen einem Centimeter und Decimetern. In dem rein weissen Pegmatit sind schwarze Turmalinsonnen und Aggregate von grossblättrigem Muscovit, die in dem schriftgranitisch verwachsenen Gemenge von Quarz und Feldspat liegen, verbreitet.

Quarz weist oftmals schwache undulöse Auslöschung auf und durchdringt skelettartig grössere Individuen von Orthoklas, die meist von Albitschnüren durchzogen sind.

Albit findet sich jedoch auch in einzelnen grösseren Körnern und Chlorit, wahrscheinlich aus Biotit hervorgegangen, ist spärlich eingesprengt.

Muscovit tritt in schönen grossen Blättern auf. Prismatisch ausgebildet und oft zu Strahlenbüscheln angeordnet, findet sich Turmalin. In manchen Gängen stehen seine Individuen regelmässig senkrecht auf der Gangwandung und mikroskopisch lässt sich zonarer Aufbau an ihm wahrnehmen, mit blauem Kern und braungelber Schale, wie ihn die Turmaline einiger Hornfelse aufweisen.

An einigen Vorkommnissen liess sich eine Einwirkung des pegmatitischen Materials auf den Hornfels konstatieren; so bei einem Cordierithornfels, der am Kontakt eine auffallend starke Anreicherung an Muscovit und Turmalin aufweist.

## Der Diabas.

Am Mt. Tibidabo selbst finden sich Diabasgänge wenig zahlreich vor. Hingegen haben sie auf der Serra del Ginestar, wo sie den Tonschiefern lagerförmig eingeschaltet sind, ausgedehnte Verbreitung und es ist für sie gewissermassen charakteristisch, dass sie meistens weit vom Granit und seinem Kontakthof entfernt sind.

Die Diabase von Torre Capellans und von der Serra del Ginestar besitzen grünliche Gesamtfarbe und lassen Feldspat sowie uralitierten Augit schon makroskopisch erkennen. Einige Typen der Terra del Ginestar weisen so grosse Einsprenglinge von Augit in einer körnigen Grundmasse auf, dass sie porphyrisches Aussehen gewinnen und besser als Diabasporphyrite zu bezeichnen sind.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Diabase mit Zersetzungsprodukten angefüllt, geben aber immer noch die für die Diabase so typische divergentstrahlige Gruppierung der Feldspäte, zwischen denen die Augite und ihre Umwandlungsprodukte liegen, zu erkennen.

Augit, nur noch in wenigen Resten erhalten, ist vorwiegend in uralitische Hornblende umgewandelt, vielleicht infolge kontakt-metamorpher Einflüsse. Letztere ist an den Enden ausgefasert und zeigt Pleochroismus in grün und gelblichgrün.

Plagioklas, tafelig nach der *M*-Fläche ausgebildet, hat in einigen Schnitten senkrecht zu dieser Fläche eine maximale symmetrische Auslöschung von  $17^{\circ}$ , was ungefähr dem Andesin entspricht. Vielfach ist er der Zersetzung anheimgefallen, bei der Calcit und Epidot entstanden.

Apatit und Ilmenit bilden die Uebergemengteile des Diabas. Sekundäre Produkte sind ausser Calcit, Epidot und Chlorit Leukoxen, der Pseudomorphosen nach Ilmenit bildet. Hierbei treten Spaltrisse im Ilmenit auf und vom Rand her beginnt die Umwandlung in Leukoxen, der wenig durchsichtig ist und dessen Fasern senkrecht auf den Wandungen der Ilmenitindividuen stehen.

### Die Kontaktzone des Montseny.

Auf der geologischen Uebersichtskarte der Provinz Barcelona von THOS Y MAURETA, die der „Description fisica, geologica y minera de la provincia de Barcelona“ beigegeben ist, sind für den Montseny granitische und paläozoische Areale eingetragen und, da er dem catalonischen System zugehört, war das Vorhandensein einer Kontaktzone zu vermuten. Diese fand ich bei meiner eintägigen Exkursion dorthin auch auf, jedoch ist es aus Mangel an Karten grösseren Massstabes unmöglich, die einzelnen Lokalitäten genauer anzugeben.

Nähert man sich von der Bahnstation Gualba de Baix aus dem Montseny, so gelangt man zunächst über jüngere Schichten, gelbe und braune Lehme, die sehr fruchtbaren Boden abgeben. Bei dem Dorfe Gualba de Dalt kommt der Granit zum Vorschein, allerdings schon in Grus zersetzt, und schreitet man noch weiter nach Norden zu die Abhänge des Montseny hinauf, so erreicht man seinen Kontakt gegen den Hornfels.

Der Hornfels hat makroskopisch viel Aehnlichkeit mit dem des Mt. Tibidabo und es sind ihm hier wie dort Quarzknauer eingelagert.

Das Streichen der Schichten ist NW-SO. Ueber den Hornfels lagern konkordant Kalksilikathornfelse und herrliche Marmor-

lager, die für industrielle Zwecke, wie zur Herstellung von Kohlensäure, ausgebeutet werden. Weiter vom Kontakt entfernt treten dann Knotenglimmerschiefer, Knotentonschiefer und Tonschiefer auf. Zahlreiche Gänge durchbrechen den Kontakthof. Teils sind es Granitapophysen, teils Aplite, Pegmatite und Diabase. Granitporphyrgänge wurden nicht beobachtet.

Die unveränderten Tonschiefer haben dieselbe blaugraue Farbe wie die des Mt. Tibidabo, sind auf der Schieferungsfläche seidenglänzend, im Querbruch matt und zeigen starke Fältelung.

Die Knotentonschiefer haben ebenfalls grosse Aehnlichkeit mit den gleichwertigen Kontaktprodukten des Mt. Tibidabo und unterscheiden sich von ihnen durch etwas gröberes Korn. Quarz, Muscovit, gelbbraune Chloritblättchen und Magnetit setzen die Grundmasse zusammen. Schwarze rundliche Flecken bilden die Knoten, die, wie sich unter dem Mikroskop ergibt, nur eine Konzentration der chloritischen Blättchen darstellen, was durch Glühen des Schliffes besonders leicht kenntlich gemacht werden konnte; hierdurch werden die Chloritblättchen braunrot und heben sich stärker von der Grundmasse ab. Interessant ist, dass neben der Knotenbildung eine solche von Andalusit stattfindet, ähnlich wie am Mt. Tibidabo, denn ausser den chloritischen Knoten finden sich einige teils rhombische, teils rechteckige Querschnitte dieses Minerals, das in ein Aggregat von Quarz und Muscovit zersetzt ist.

Bedeutend kristalliner entwickelt sind die Knotenglimmerschiefer, die, durch gute Schieferung ausgezeichnet, braunrote Farbe und schwärzliche Knoten haben. Auf der Schieferungsebene sind sie seidenglänzend, im Querbruch matt.

Neben Quarz, der bienenwabeförmige Aggregate bildet, geben sich grosse Blätter von Muscovit und Biotit zu erkennen, welcher letzterer durch schöne pleochroitische Höfe ausgezeichnet ist. Die Knoten bestehen aus grösseren Andalusitkörnern, während sie am Mt. Tibidabo in den gleichwertigen Gesteinen aus Cordierit gebildet werden. Charakterisiert durch seine prismatische Spaltbarkeit, zeigt der stark licht- aber schwach doppelbrechende Andalusit optisch negativen Charakter in der Prismenachse und seine Achsen-ebene liegt im Brachypinakoid; weder Pleochroismus noch pleochroitische Höfe waren an ihm wahrnehmbar.

Von blaurötlicher Farbe sind die Hornfelse des Montseny, die sich mikroskopisch als aus Quarz, Biotit, Muscovit und Andalusit aufgebaut erweisen und demzufolge als Andalusithorn-

felse bezeichnet werden können. Ihre Struktur ist eine Hornfelsstruktur, die durch parallele Lagerung der Glimmerblättchen und durch eine lagenartige Anordnung der Andalusitstengel etwas modifiziert ist. Uebergemengteile sind Turmalin in Säulchen und Magnetit in Körnern.

Die Kalksilikathornfelse besitzen schmale Bänderung infolge Wechsellagerung rötlicher Schichten mit bläulichen und grünlichen. Mineralogisch sind die Bänder recht verschiedenartig zusammengesetzt. Vorwiegend aus Hornblende bestehen die bläulichen Partien, aus Epidot und Chlorit die grünlichen; doch können auch hornfelsartig struierte Schichten von Chlorit und Muscovit mit solchen von Quarz und Chlorit wechsellagern. Die rotgefärbten Schichten mit typischer Pflasterstruktur haben als Komponenten Quarz und Orthoklas, der von Albitschnüren durchzogen wird.

Der Marmor zeigt mannigfaltiges Aussehen, da er teils schwarz und weiss gebändert ist, teils graue und rötliche Farben aufweist. Sein überaus grobes Korn schliesst seine Verwendung zu architektonischen Zwecken aus. Ursache der Bänderung ist lagenweise Anhäufung von Pyrit, Spinell und Olivin mit seinen serpentinartigen Zersetzungsprodukten. Kalkspat besitzt vorzügliche Zwillingslamellierung nach  $-1/2 R$  und zahllose Flüssigkeitseinschlüsse. Olivin, nur in Körnern ausgebildet, ist sehr häufig in eine serpentinöse, weisse bis gelbliche faserige Substanz umgewandelt, die ihn netzartig durchzieht und eine Maschenstruktur hervorbringt. Nach zwei aufeinander senkrecht stehenden Richtungen spaltbar, zeigt der Olivin senkrecht zur besten Spaltungsrichtung die optische Achsenebene und ist sowohl durch seine starke Licht- und Doppelbrechung, als auch durch seine leichte Angreifbarkeit gegenüber Salzsäure charakterisiert.

Mikroskopisch wurde, zwischen die Kalkspatkörner eingelagert, ein farbloser Glimmer wahrgenommen, der gerade zu den Spaltlinien nach  $oP$  auslöscht, optisch negativ ist und einen überaus kleinen Achsenwinkel besitzt, wie an isolierten Blättchen beobachtet werden konnte. Eine Prüfung des Glimmers auf Gehalt an Fluor gab negatives Resultat, so dass offenbar trotz des kleinen optischen Achsenwinkels der Glimmer kein Phlogopit ist.

Spinell, in Octaedern, war leicht an seiner sattgrünen Farbe, Isotropie und starken Lichtbrechung zu erkennen. Bei einer Trennung mit TOULETScher Lösung fiel mit ihm Pyrit aus, der auf den Würfelflächen Riefung nach den Kanten zeigt.

Im Gegensatz zum Granit des Mt. Tibidabo weist der des Montseny viel makroskopisch rötlichen Orthoklas auf gegenüber weissem Plagioklas und ist ein Granitit, da er wohl Biotit, aber keinen Muscovit führt.

Der Aplit zeigt nichts wesentlich Neues, hingegen ist der Pegmatit durch einen reichlichen Gehalt an Albit neben einem solchen an Orthoklas, der von Albitschnüren durchzogen wird, ausgezeichnet.

## Die Kontaktzone bei Martorell.

Da auf der geologischen Karte von Almera bei dem Städtchen Martorell, das in dem südlichen Winkel liegt, den der Llobregat mit dem Rio Noya bildet, eine Kontaktzone eingetragen ist, so unternahm ich zu ihrer Untersuchung eine eintägige Exkursion und will in folgendem kurz die Resultate wiedergeben.

Steigt man von Martorell den Fusspfad nach der Serra del Alaix empor, so gelangt man über graugelbliche silurische Schiefer, die nach Nordwesten einfallen und von Nordwesten nach Südosten streichen, zu rotbläulichen konkordant dazu gelagerten Tonschiefern, auf denen sich in diskordanter nahezu horizontaler Lagerung die Konglomeratschichten des Buntsandsteins aufbauen.

Jene rotbläulichen Tonschiefer zeigen nun kontaktmetamorphe Umwandlung in Knotentonschiefer, Knotenglimmerschiefer und Hornfels, ähnlich wie am Mt. Tibidabo.

Die Tonschiefer haben schwache Fältelung auf der Schieferfläche und bestehen, wie sich unter dem Mikroskop ergab, aus Quarz, Sericit, Hämatit und etwas Chlorit.

Von ihnen unterscheiden sich die Knotentonschiefer nur durch die Ausbildung der Knoten, die sich nicht, wie am Mt. Tibidabo, als Konkretionen des chloritischen Minerals erweisen, sondern als solche von Hämatitblättchen, die sich durch ihre dunklere Farbe von der rotbraunen Schiefermasse abheben.

Die Knotenglimmerschiefer unterscheiden sich hinwiederum von den Knotentonschiefern nur durch die Ausbildung von Biotit, der infolge beginnender Zersetzung grüngelb gefärbt ist.

Die wahrscheinlich vorhandenen Uebergangsglieder von den Knotenglimmerschiefern zu den Hornfelsen fand ich nicht auf.

Diese stehen jedoch in der Nähe der Eremita de S. Jaume, wo eine Beiglanz fördernde kleine Mine liegt, an, und sind Andalusithornfelse von grauer Farbe, die schon makroskopisch un-

deutliche Knoten und Muscovit wahrnehmen lassen. Mikroskopisch kann festgesetzt werden, dass der Hornfels aus skelettartig ausgebildeten Andalusitindividuen besteht, die in einer aus Quarz, Muscovit und Biotit zusammengesetzten Grundmasse liegen. Häufig ist der Andalusit durch Muscovitaggregate ersetzt und es kommen hierdurch ähnliche Bilder zu stande, wie sie von den Knoten der Feldspat führenden Hornfelse des Mt. Tibidabo beschrieben wurden. Uebergengenteile sind Apatit und Magnetit.

Von Eruptivgesteinen wurde nur ein Gang von Granitporphyr beobachtet, der die Knotenglimmerschiefer durchbricht und ziemlich frisch ist. Von graugrünem Aussehen, sind makroskopisch ausser den Quarzeinsprenglingen einige Hornblendeindividuen sichtbar, die prismatisch unter einem Winkel von  $124^{\circ}$  spalten; ferner Biotitblättchen und spärlicher pechschwarzer Orthit, der von rotbraunen Höfen umgeben ist.

## Bemerkungen zur geologischen Skizze der catalonischen Kette. (Tafel I.)

Die Skizze, welcher der Massstab 1:550 000 zu Grunde liegt, wurde unter Zuhilfenahme der Karten, Skizzen und Angaben, die sich in der auf Seite 6—7 (66—67) angegebenen Literatur vorfinden, entworfen.

Bei der Drucklegung wurden einige Orts- und Bergnamen falsch gedruckt.

### Ortsnamen.

Es ist zu lesen:

Granolières	statt	Grancieres.
La Garriga	La	Ganiga.
Malgrat	Malgrati.	
Sarria	Sarwa.	
St. Dalmay	St. Dalmag.	
S. Pons	S. Lons.	
Vilovi	Vilove.	

### Bergnamen.

Es ist zu lesen:

S. Cebria dels Alls	statt	S. Cipriano dels Alls.
La Morella		La Moulla.
Matagalls		Matagallo.
S. Mateu		S. Maten.
S. Sadurni		S. Saclurni.

## Erklärung der Mikrophotographien. (Tafel II.)

**Fig. 1.** Knotentonglimmerschiefer von der Südseite des Mt. Tibidabo. Aufgenommen zwischen + Nicols. In einer etwas dichten, aus Quarz, Sericit und Chlorit bestehenden Grundmasse liegen Knoten von teilweise rhombischem Querschnitt, die von einer schmalen, im Bilde hellen Muscovitzone umgeben sind und im Innern aus Chlorit bestehen. Ausserdem sind im Gestein verteilt kleine Biotitblättchen zu sehen.

**Fig. 2.** Knotenglimmerschiefer von der Südseite des Mt. Tibidabo. Aufgenommen zwischen + Nicols. Gegenüber dem in Fig. 1 abgebildeten Gestein ist dieser Typus wesentlich stärker metamorphosiert. Seine Grundmasse, aus der Chlorit verschwunden ist, hat gröberes Korn und in ihr eingebettet liegt Cordierit. Letzterer mehr oder minder deutlich kristallographisch umgrenzt, zeigt Drillingsbildung; siehe den Drilling in der Abbildung rechts unten. Ausserdem ist der Cordierit meist von zwei schmalen, auch im Bilde sichtbaren Zonen umgeben, einer inneren chloritischen und einer äusseren muscovitischen. Deutlich wahrnehmbar sind die durchlöcherten tafelförmigen Biotitindividuen.

**Fig. 3.** Cordierithornfels von der Südseite des Mt. Tibidabo. Aufgenommen zwischen + Nicols. In ihm liegt das Endglied der metamorphen Reihe vor. Von ziemlich grossem Korn, führt der Hornfels Quarz, Cordierit (im Bilde die hellen rundlichen Partien) und Muscovit, neben dem Biotit in zahllosen kleinen Blättchen auftritt.

**Fig. 4.** Quarz führender Granatfels vom Turo Castañer. Aufgenommen bei gewöhnlichem Licht. Doppelbrechende Granaten, die trotz skelettförmiger Ausbildung recht wohl idiomorphe Begrenzung zeigen, liegen in einem Quarz-aggreat und sind auch im Innern von Quarz ausgefüllt.

**Fig. 5.** Albit führender Hornblendefels von der Südseite des Mt. Tibidabo. Aufgenommen zwischen + Nicols. Das Hornblendegestein wird von schmalen, im Bild dunklen Albitschnüren durchzogen, mit welchen reichlich Magnetit, Titanit und Apatit auftreten. In der Photographie entsprechen die zwei grossen hellen Flecken zwei grösseren eingebetteten Albitkörnern.

**Fig. 6.** Albitgestein von der Südseite des Mt. Tibidabo. Aufgenommen zwischen + Nicols. Dasselbe ist insofern mit dem in Fig. 5 abgebildeten Gestein verknüpft, als es auch noch spärlich Hornblendeputzen führt und durch Uebergänge mit diesem verbunden ist. Hier wiegt jedoch der Albit so bedeutend vor, dass Strukturen zu stande kommen, die denen eines Porphyrs zu entsprechen scheinen. In der Grundmasse, deren Albite eigentümlich verzahnt sind, liegen Albitkörner, die, wie die Abbildung zeigt, Neigung zu idiomorpher Ausbildung haben.





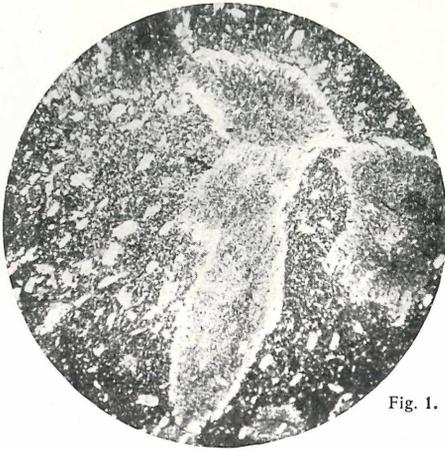


Fig. 1.

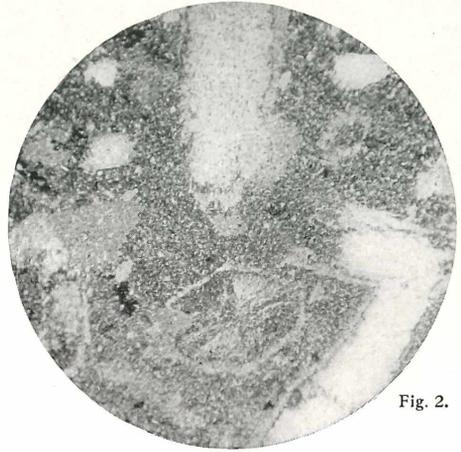


Fig. 2.

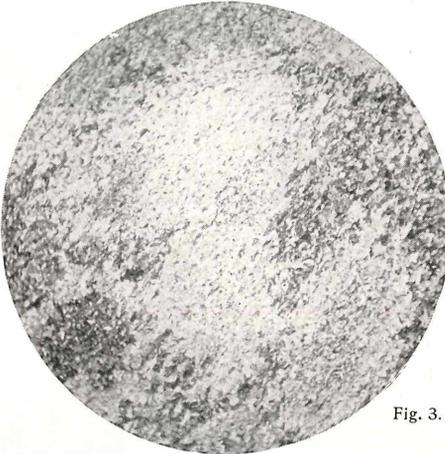


Fig. 3.

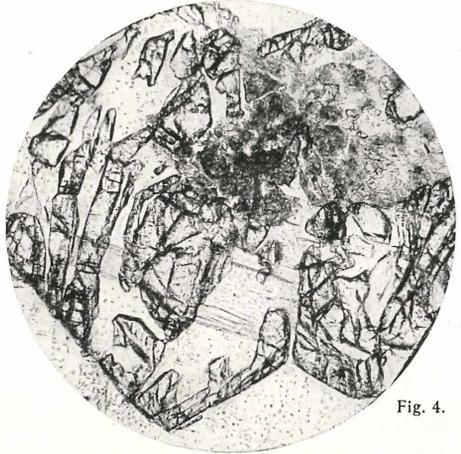


Fig. 4.

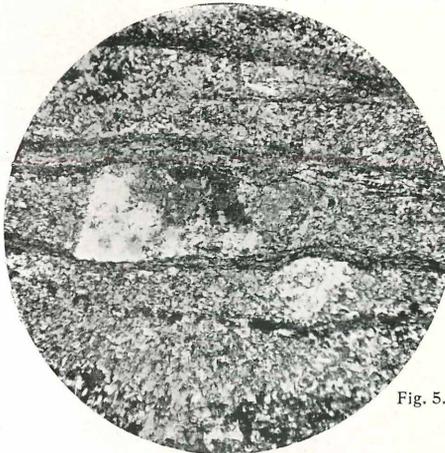


Fig. 5.

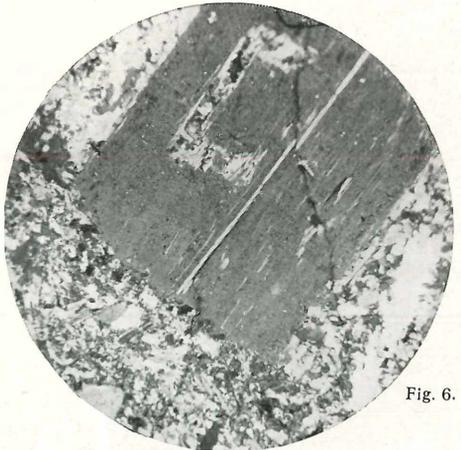


Fig. 6.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau](#)

Jahr/Year: 1909

Band/Volume: [17](#)

Autor(en)/Author(s): Maier Wilhelm

Artikel/Article: [Die Kontaktzone des Mt. Tibidabo bei Barcelona 61-126](#)