

LATVIJAS
ŪNIVERSITĀTES RAKSTI
ACTA UNIVERSITATIS LATVIENSIS

ĶĪMIJAS FAKULTĀTES SERIJA

IV. SĒJUMS
TOMUS

№ 6

LATVIJAS ŪNIVERSITĀTE

R I G Ā, 1 9 3 8

$\frac{PLW}{144k}$

8

L'U ZINĀTNISKĀ
BIBLIOTĒKA
93-3384

Die Tafoni-Verwitterungserscheinung.

Petrographische Beiträge zur Aufklärung des Tafoniproblems

von *Irma Kvelberg*

und

Reisenotizen über Tafoni aus den Jahren 1928—1935

von *Boris Popoff*.

EINLEITUNG.

Im Herbst des Jahres 1931 erhielt ich von Herrn Prof. Boris Popoff zur petrographischen Bearbeitung eine größere Anzahl von Gesteinsproben, die er während seiner Korsikareisen in den Jahren 1928—31 in NW-Korsika, im Gebiete der typischen Tafoniverwitterung, persönlich gesammelt hatte. Diese Sammlung von Gesteinsproben wurde in den folgenden Jahren 1932—1935 durch neues Material bedeutend ergänzt, das Prof. Popoff während seiner späteren Reisen im selben Gebiet zu sammeln Gelegenheit hatte. Alles Material, das nur von Gesteinen herrührt, welche die Erscheinung der Lochverwitterung in deutlicher Weise zeigten, wurde planmäßig und eigens zum Studium dieses Verwitterungsvorganges zusammengebracht und sollte einer entsprechenden petrographischen Untersuchung unterworfen werden.

Gleichzeitig mit den Gesteinsproben übergab mir Herr Prof. Popoff zahlreiche Notizen aus seinen Tagebüchern, die sowohl genaue Angaben über die einzelnen Handstücke, sowie eine Reihe von Beobachtungen und Zeichnungen enthalten. Auch Gesichts-

punkte zur Frage nach den Ursachen der Tafoniverwitterung sind in diesen Notizen zum Ausdruck gekommen. Mit Ausnahme der Gesteinsprobenverzeichnisse sollen alle Notizen mit den dazugehörigen Zeichnungen und Photographien mit Genehmigung ihres Urhebers in meinem Aufsatz in wörtlicher Wiedergabe als selbständiges Kapitel zur Veröffentlichung gelangen.

Für die Überlassung des interessanten Materials und für die vielfachen Ratschläge während der Untersuchung spreche ich meinem Lehrer Herrn Professor Boris Popoff meinen tiefgefühlten Dank aus.

Mein besonderer Dank gebührt auch der Chemischen Fakultät der Universität Riga, für die reiche graphische Ausstattung meiner Schrift, sowie der Lettländischen Staatsbibliothek, die es mir liebenswürdiger Weise ermöglicht hat, die benötigten Bücher, von denen einige bibliographischen Seltenheitswert besitzen, aus den ausländischen Bibliotheken zu beziehen, sowie meinem Kollegen Herrn Priv.-Doz. Otto Mellis für seine freundschaftliche Mithilfe bei der Prüfung der Staubproben und der Herstellung der Mikrophotogramme.

GESCHICHTLICHES.

Die Erscheinung der Tafoniverwitterung, mit der die Taschen- oder Lochverwitterung verwandt, ja in vielen Fällen sogar identisch sein dürfte, und welcher auch der als Wüsten- oder Schattenverwitterung bezeichnete Vorgang nicht fern stehen dürfte, ist schon ziemlich lange bekannt.



Fig. 1. Punta di Lisa, N. von Ajaccio. Nach H. Reusch.

Während eines Aufenthaltes auf der Insel Korsika im Jahre 1876 beobachtete der bekannte norwegische Geologe Hans Reusch die eigenartigen Hohlräume im korsikanischen Granit, die dort Tafoni genannt werden. Seine Beobachtungen und eine Reihe eigenhändiger Zeichnungen dieser Erscheinungen veröffentlichte H. Reusch in seiner Schrift „Jagttagelser over isskuret Fjeld og forvitret Fjeld“ (44), im Jahre 1878, und dies ist die erste wissenschaftliche Arbeit, die meines Wissens über diese Gebilde geschrieben sein dürfte.

Einige von den Zeichnungen H. Reusch's mögen hier wiedergegeben sein, da sie ein historisches Interesse haben und in einer wenig verbreiteten Zeitschrift veröffentlicht worden sind, deren

diesbezügliche Lieferung eine bibliographische Seltenheit vorstellt. Die durch Verwitterung hervorgerufenen Hohlräume in den Felsen von Korsika beschreibt H. Reusch in folgender Weise¹: „Solche (d. h. riesenkesselartige Aushöhlungen) trifft man in diesen Gegenden fast auf jedem Schritt; sie werden, wenn sie klein sind, „Tafoni“, wenn sie groß sind, „Grotte“ genannt. Zuweilen, z. B. bei La Piana, kommen sie in großer Menge, zu Tausenden vor, so daß der



Fig. 2. Tafoni von der Punta di Lisa.
Nach H. Reusch.



Fig. 3. Zwei Steine, zwischen welchen Schafhirten nächtliche Unterkunft zu suchen pflegen. Unfern von Calvi. Nach H. Reusch.

Fels von ihnen sogar gleichsam durchlöchert wird (Fig. 1. Sie sind aus zu großer Entfernung gezeichnet, als daß man sie deutlich sehen könnte²). Sie finden sich in vielen verschiedenen Größen, von unter einem Zentimeter bis zu mehreren Metern. Die äußeren Kon-

¹ Die Zitate aus dieser in norwegischer Sprache verfaßten Schrift gebe ich in wörtlicher deutscher Übersetzung wieder.

² I. Kvelberg.

turen sind oft unregelmäßig; im Innern finden sich oft vorspringende Leisten und auch gleichsam mehrere kleinere Höhlungen im Innern einer größeren (vergl. Fig. 2).



Fig. 4. Durchbohrter Steinblock. Niolo. Nach H. Reusch.

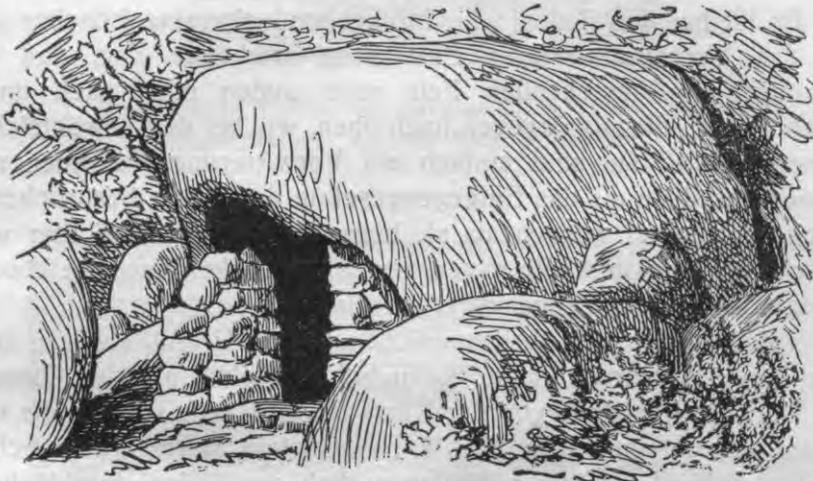


Fig. 5. Eine Schafhürde in einem hohlen Stein. Niolo. Nach H. Reusch.

Zu diesen Beispielen, die vom anstehenden Fels genommen sind, seien hier noch einige andere von losen Blöcken hinzugefügt. Fig. 3 ist unfern von Calvi, auf Korsikas Nordseite gezeichnet. Unter einem von der Natur gebildeten Obdach haben einige Hirten sich eine zeitweilige Wohnstätte eingerichtet. Fig. 4 stammt aus

dem wilden Tal des Niolo, ungefähr in der Mitte der Insel. Der Stein ist durch Bildung von Tafoni vollständig durchbohrt worden. Auf Fig. 5 haben wir den Eingang in eine von der Natur in einem großen Stein geschaffene Schafhürde aus derselben Gegend; beigelegt ist ein annähernder Querschnitt (Fig. 6). Man sieht, daß vom Stein nicht viel mehr als eine Schale um die innere Höhlung erhalten ist.

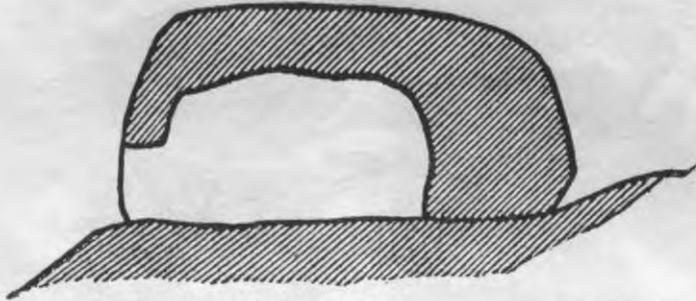


Fig. 6. Querschnitt durch den auf Fig. 5 abgebildeten Stein. Nach H. Reusch.

Es ist bei den Tafoni ein durchgehend charakteristischer und für das Verständnis ihrer Entstehung wichtiger Zug, daß die Öffnungen im anstehenden Fels nach außen oder nach unten gekehrt sind, niemals dagegen nach oben, wie bei den gewöhnlichen Riesenkesseln. Sie sind einfach ein Verwitterungsphänomen und können geradezu als das Entgegengesetzte der früher besprochenen Blöcke betrachtet werden, da sie beim Auftreten von leichter verwitterndem Fels in weniger verwitterndem vorkommen, die Blöcke dagegen, wenn das Umgekehrte stattfindet¹.

Tafoni finden sich übrigens nicht allein im Granit, sondern auch in anderen Bergarten, so z. B. im Schiefergebiet auf der Ostseite von Korsika. Von dort, von der Küste N von Bastia stammt die beiliegende Zeichnung Fig. 8, S. 135. Das Gestein ist ein grüner Schiefer. Der Fels ist an einigen Stellen so dicht von Tafoni durchlöchert,

¹ Die letzten Zeilen beziehen sich auf eine früher angeführte Mitteilung von H. Reusch im nämlichen Aufsatz. Obwohl eine direkte Beziehung der von Reusch beschriebenen Blöcke zu den Tafoni nicht ohne Weiteres zu ersehen ist, soll das Wesentliche der Beobachtungen im folgenden in Kürze wiedergegeben werden, um Reusch's Standpunkt zu beleuchten. Auf Seite 21 seiner Schrift lesen wir: „Sehr oft finden sich im zerfallenen Granit runde oder ellipsoidische Partien, welche die Verwitterung in sehr geringem Grade beeinflußt hat. Besonders merkwürdig ist hierbei, daß sie sich weder in ihrer Struktur, noch in den sie



Fig. 7. Ellipsoidische Partien von unverwittertem Granit, in verwittertem eingeschlossen. Ajaccio. Nach *H. Reusch*.

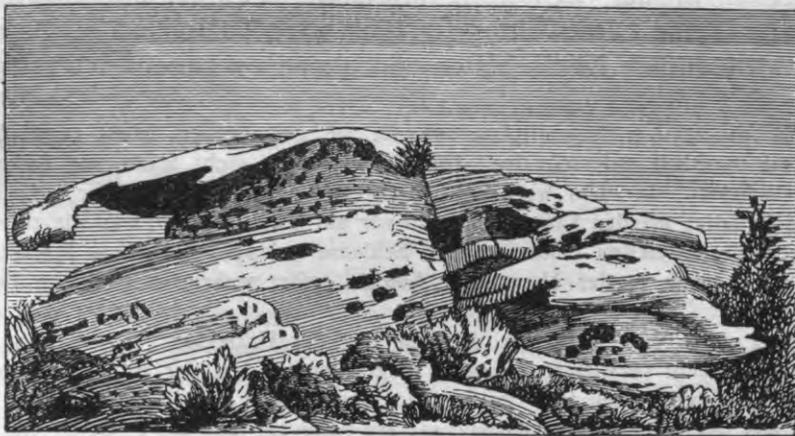


Fig. 8. Tafoni in Schiefer. Nach *H. Reusch*.

daß er förmlich das Aussehen einer riesigen Bienenwabe erhält. In der Anordnung und Form der Vertiefungen offenbart sich eine gewisse Abhängigkeit von der Lagerung des Gesteins, indem mehrere der Reihe nach in derselben Schicht liegen oder eine in der Schichtrichtung gestreckte Form haben. Insgesamt dringen sie einigermaßen horizontal ein. Inwendig am Dach bemerkt man öfter einige lose Schiefersplitter, auf dem Boden liegt etwas Schieferstaub. Die Löcher sind im Entstehen, das Gestein zerfällt in Splitterchen und Staub; der Wind fegt letztere hinaus.“

In ganz ähnlicher Weise beschreibt H. R e u s c h seine Beobachtungen an korsikanischen Tafoni 4 Jahre später im „Bulletin de la Soc. Géol. de France“ (45). Er nennt sie hier „une sorte de pots de géant“ (Riesentöpfe), gibt aber zu, daß analoge Gebilde in sehr verschiedenen Verhältnissen entstehen können. Auch hier schreibt er: „On remarque dans les tafoni, que les ouvertures, ceux qui se trouvent dans une roche massive, sont toujours tournées vers le bas ou le côté, jamais vers le haut.“

Er hält sie für das Ergebnis einer Zerstörung im Wasser: „elles sont dues à un phénomène de destruction dans l'eau; on doit les considerer comme l'inverse des blocs mentionnés plus haut, qui sont formés de granite dur dans du granite désagrégé.“ Hiermit sind die oben besprochenen Granitblöcke im zersetzten Granit gemeint.

Zuletzt betont er „les pots de géant sont bien distincts des tafoni“.

Auch in der Zeitschrift „Nature“ (46) veröffentlichte H. R e u s c h eine kurze Mitteilung über seine Tafonistudien, die aber nichts wesentlich Neues bietet. Auch sind es dieselben Illustratio-

zusammensetzenden Bestandteilen von der sie umgebenden, leicht zerstöbarer Varietät merklich unterscheiden. Dies ist natürlich nicht leicht mit Sicherheit zu entscheiden, da man, was den verwitterten Granit betrifft, nur auf Grund seines Schuttes urteilen kann; doch sind wir auf Grund dessen, was wir zu sehen Gelegenheit hatten, zu einem solchen Schlusse gelangt. Derartige Verhältnisse kann man schon in der Hauptstadt Ajaccio selbst wahrnehmen (Siehe Fig. 7, S. 135).

Um einen Weg anzulegen, hat man bei der Präfektur (von Ajaccio) eine Grabung in dem verwitterten Granit vorgenommen, der hier eine porphyrtartige Varietät vorstellt. Oben (auf der Zeichnung) sieht man ein ellipsoidförmiges Felsstück aus der Schuttwand herausragen; am Fuße hat man ein größeres von derselben Art; aber dieses, welches über die Mitte gesprungen ist, zeigt die Bruchfläche.“

nen, die wir bereits aus dem Aufsatz in „Forh. i. Videnskabs Selskabet i Kristiania“ kennen.

Neunundzwanzig Jahre später kommt Leonhard Schultze (49) auf ähnliche Gebilde zu sprechen, die er in Südafrika in der Wüste Namib zu beobachten Gelegenheit hatte. Emanuel Kayser (23), welcher in seinem Lehrbuch der allgemeinen Geologie sich auf L. Schultzes Arbeit beruft, ist der Ansicht, daß wir es hier mit der ersten Beschreibung der Erzeugnisse der Lochverwitterung zu tun haben. Die drei angeführten Arbeiten von H. Reusch, welche doch viel früher erschienen sind, dürften ihm wohl entgangen sein.

Leonhard Schultze ist der Ansicht, daß das Entstehen der von ihm als Bröckellöcher bezeichneten Höhlen und Gruben in Südafrika nicht durch Sandgebläse erklärt werden kann, weil diese Gruben und Höhlen auch im Windschatten zu finden sind. Es müssen noch andere Erklärungen hinzugezogen werden. Er schreibt: „Oberflächlichste Schalensprünge und dünne Abschürfungen sind die Hauptformen der Auswitterung typischer Bröckellöcher, der Boden der Grotten ist mit feinstem Grus bedeckt.

Als treibende Kraft sind neben der Wirkung schneller Abkühlung bei Eintritt der Nacht Zersetzungen durch Wind und Nebelfeuchtigkeit in Anspruch zu nehmen. Sprengungen zeigten eine nur wenige Zentimeter tief reichende Verfärbung der Gneisblockrinden.“

Auch Erich Kaiser (22) beschreibt die erwähnten Höhlungen in den Felsen der Sandwüste Namib und findet, daß die chemische Verwitterung ihre Bildung hervorgerufen hat. Er schildert sie in folgender Weise: „Diese Bröckellöcher zeigen sich am Diamantberge wie an anderen Punkten der Namib besonders schön im Windschatten, treten an den verschiedensten Gesteinen auf und lassen Schleifwirkungen an den Rändern nicht erkennen. Vielmehr sind die Ränder der Bröckellöcher, wie deren Wände, rauh, entsprechend der Struktur des betreffenden Gesteins. Ihre Bildung kann nur durch chemische Verwitterung erfolgt sein, wobei eine Durchtränkung des eine kleine Höhlung umgebenden Gesteins mit Feuchtigkeit und Salzlösungen eintrat und ein Herausbröckeln der einzelnen Bestandteile der Gesteine in unregelmäßigen Bruchstücken bewirkt wurde.“ Fig. 9 gibt ein Bild der Bröckellöcher am Diamantberg nach Erich Kaiser wieder.

Sehr ähnlich den korsikanischen Tafoni sind, soweit das im Dezemberheft 1932 der Zeitschrift „Natur und Museum“ veröffentlichte und hier ebenfalls wiedergegebene Bild (Fig. 10) zu urteilen gestattet, die von Karl Krejci-Graf (27) sehr kurz beschriebenen Verwitterungshohlräume in Granit auf der Insel Hong-Kong. Der Felsen mit den Hohlräumen befindet sich im Spritzbereich der Brandung. Die Öffnung dieser Hohlräume ist auch zur Seite gewandt, wie es bei den korsikanischen Tafoni allgemein der Fall sein soll.

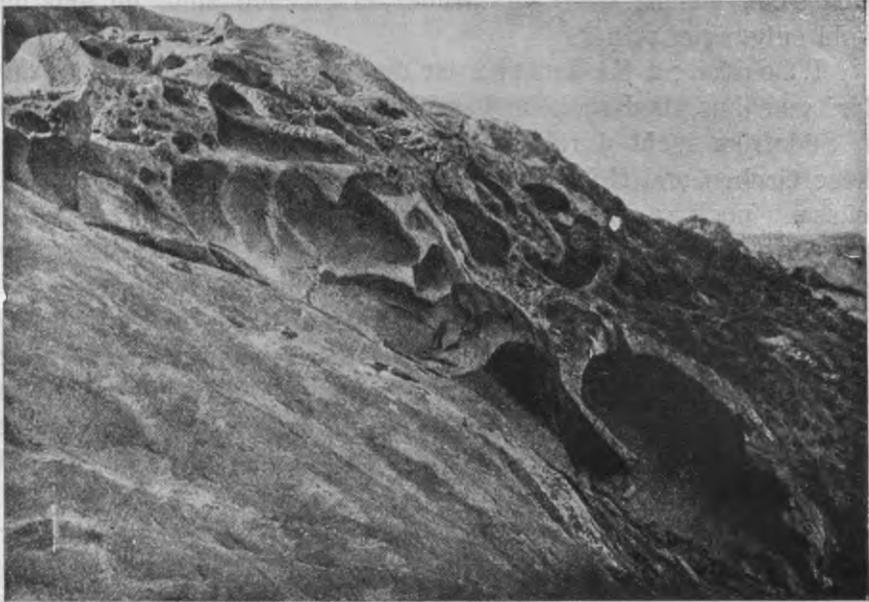


Fig. 9. Bröckellöcher am Diamantberg an der Lüderitzbucht. Nach *Erich Kaiser*.

K. Krejci-Graf möchte hier die Folgen einer Rindenbildung sehen und, sich auf Harrasowitz (17) und Fischer (13) berufend, schreibt er: „Die Krusten sind Gesteinspartien, die durch den Rückstand der Verwitterungslösungen verkittet sind. Die Krusten und Rinden umhüllen Gesteinspartien, die durch Wegfuhr löslichen Materials geschwächt sind.“

Erosion durch Regen, Brandung usw. räumt das verwitterte Innere leicht aus. Was übrig bleibt sind Zellen oder Hohlräume, deren jedes eine eigene Wand besitzt.“

Sigmund Günther (16) nennt Korsika „ein klassisches Land der Felslochbildung“ und spricht auch seine Meinung über das Entstehen der korsikanischen Tafoni aus:

„Die Exposition der „tafonierten“ Felswände läßt annehmen, daß der über Korsika mit oft verheerender Energie wehende Wind in Betracht zu ziehen ist, und daß der marine Salzstaub, den er aus dem westlichen Mittelmeer heranzführt, dabei eine gewisse aktive Rolle zu spielen berufen ist.“

Die lokale korsikanische Bezeichnung „Tafoni“ für Verwitterungshohlräume in Felsen hat Anklang gefunden und ist in die

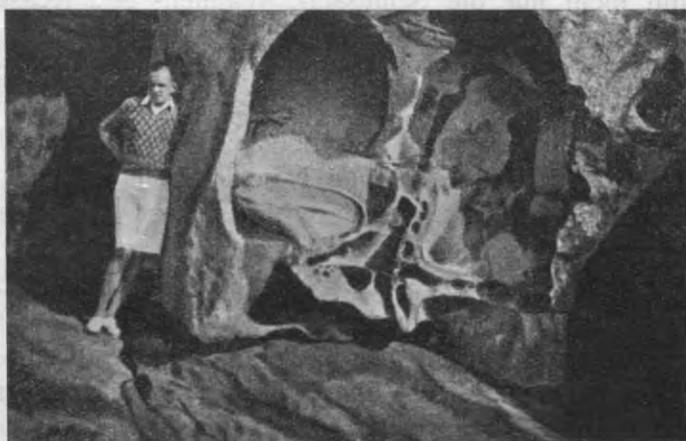


Fig. 10. Verwitterungshohlräume in Granit auf der Insel Hong-Kong.
Nach K. Krejci-Graf.

Literatur übergegangen. So werden von Albrecht Penck (40) mit diesem Namen verschiedene Arten der Lochverwitterung bezeichnet.

Nach A. Penck findet man Tafoni auch in den Graniten des Riesengebirges, des Fichtelgebirges, des Böhmerwaldes, von Niederösterreich und Cornwallis.

A. Penck empfiehlt das Wort Tafoni „als generelle Bezeichnung aller derartiger Löcher“.

Beim Entstehen der Tafoni schreibt A. Penck der Rindenbildung eine Rolle zu.

Paul Keßler (24), welcher der Ansicht ist, daß das Entstehen der korsikanischen Tafoni auf eine Rindenbildung zurück-

zuführen sei, spricht sich gegen die Erweiterung des Begriffes Tafoni aus, indem er schreibt: „Man könnte es zur Not billigen, wenn der unschöne, da unverständliche, Name auf die genetisch gleichen Bildungen ariden und semiariden Klimas beschränkt geblieben wäre.“

E. B l a n c k (4), der sich eingehend mit den Schüssel-, Wannen- und Kesselbildungen an der Oberfläche des Riesengebirgsgranits beschäftigt und dieselben als Verwitterungslöcher anerkannt hat, schließt sich A. P e n c k an.

E. B l a n c k erweitert den Begriff „Tafoni“ noch mehr. Er will hiermit nicht nur die Schlüssel-, Wannen- und Kesselbildungen des Riesengebirges und Elbsandsteingebirges, sondern auch die Karren und Schratten der Kalk- und Dolomitengebirge zu den Tafoni rechnen. E. B l a n c k erklärt: „Wir erkennen mithin, daß es sich in allen Formen, einschließlich der Karren, allgemein um prinzipiell gleichartige Gebilde handelt, denn es sind in allen Fällen die nämlichen Kräfte der Verwitterung und des Transportes, die, allerdings durch verschiedene Umstände veranlaßt, in verschiedener Reihenfolge und mit verschiedener Intensität begabt, zur Mitwirkung am Zustandekommen und der Entwicklung ein und derselben gemeinsamen Hohlformen tätig sind. Aus diesem Grunde erscheint es denn auch wohl angebracht, unsere Hohlformen als Tafoni und Karren anzusprechen als Ausdruck ein und derselben allgemein an der Erdoberfläche vorhandenen Erscheinung, die allerdings, wie gezeigt, Modifikationen in der Gestaltung und Entstehung nicht ausschließt.“

Übrigens hat schon G. G ü r i c h (14) vor E. B l a n c k die Hohlformen auf den Felsoberflächen des Riesengebirgsgranits einer genaueren geologischen Untersuchung unterworfen.

G. G ü r i c h hat die Formen dieser Gebilde, die er in seinem geologischen Führer des Riesengebirges (14) „Witterlöcher“ und „Witterkessel“ nennt, beschrieben und auch die Stellen ihres Vorkommens angegeben.

In einer späteren Schrift (15) meint G. G ü r i c h, „daß diese Formen von geringerem Ausmaß die Wirkungen des Klimas unserer Tage sind“. Von Interesse ist der von G ü r i c h ausgesprochene Gedanke, daß die erste Anlage zu diesen Bildungen von der Vegetation veranlaßt werde. Er schreibt (15): „Einmal können verschiedene Stellen der Felsoberfläche besonders stark verwittert

sein, bieten somit einen *locus minimae resistentiae*, von welchem aus dann die Wirkung weiter fortschreitet, dann können auch gewisse Punkte durch äußere Umstände besonders stark den verwitternden Einflüssen ausgesetzt sein. Der erste Punkt trifft z. B. zu bei manchen basischen Ausbildungen des Granits, der letztgenannte Fall ist denkbar, wenn z. B. runde Moospolster auf der Oberfläche sich ansiedeln.“ Dieser von Gürich zuerst ausgesprochene Gedanke wurde später von Blanck genauer entwickelt.

Emanuel Kayser, auf den ich bereits hingewiesen habe, ist auch der Ansicht, daß eine Rindenbildung die korsikanischen Tafoni hervorgerufen hat. „Auf der Bildung einer schwer verwitterbaren Hartkruste, sagt E. M. Kayser (23), „beruht wohl die merkwürdige „Tafoni“-Verwitterung der Granite Korsikas. Während das Innere größerer Blöcke mehr und mehr zerbröckelt, wird die äußere Rinde sehr hart und erhält sich sehr lange. Fällt sie endlich der Zerstörung anheim, so entstehen die abenteuerlichsten Felsgestalten. Vermutlich spielen hier ähnliche Vorgänge eine Rolle, wie bei der Entstehung der vergleichbaren (oben) aus der südafrikanischen Namib beschriebenen Lochbildung. Der Wechsel von starker Betauung bei Nacht und starker Besonnung bei Tage begünstigt die oberflächliche Abscheidung der Eisen- und Manganoxydhydrate, die unter Mitwirkung der durch die Verwitterung entstandenen Alkalisalze während der Betauung gelöst worden waren.“

Altertümliche Bauten sind auch von der Lochverwitterung angegriffen. Johannes Walther (53) beschreibt die durch die Wüstenverwitterung hervorgerufenen Defekte an den Denkmälern in der ägyptischen Wüste.

Diese Verwitterungserscheinungen am Baumaterial der vor 4000 Jahren entstandenen Bauten haben sich als Abbröckelungen, Spaltungen durch Insulationsfolgen, Hohlkehlen und Hohlräume erwiesen. Auch Schutzrinden haben sich gebildet.

Hohlräume enthalten die Kalksteinquadern der Chefrenpyramide, die Quadern des Restes eines Staudammes, der sich auf dem Ostufer des Nils im Wüstenland des Uadi Guerrau befindet, und auch einige Statuen im Tempel von Karnak.

Nach I. Walther (l. c.) stehen diese Verwitterungserscheinungen im Zusammenhang mit der Auswitterung, die nach ihm in folgendem besteht: „Die geringen Spuren von Bergfeuchtigkeit, die wir in

allen frischen Aufschlüssen bemerken, werden durch Sonne und Wind, wie in einem Exsikkator, nach oben gehoben. Das lösende Wasser wird abdestilliert und der gelöste Salzgehalt scheidet sich in den obersten lockeren Bodenschichten oder an der Oberfläche der Gesteine aus.“

Dem Umstande, daß die Exsudate nicht an der Oberfläche der Gesteine zu finden sind, gibt I. Walther folgende Erklärung: „Die meisten der so an die Wüstenfläche beförderten, in Gruben, Hohlräumen und Spalten ausgeschiedenen Exsudate haften nicht an der Gesteinsoberfläche. Jeder Windstoß bläst sie ab und trägt sie davon. An versteckten und beschatteten Stellen aber, in Bröckelöchern, ausgeblasenen Vertiefungen, in Hohlkehlen und Spalten, unter abgeschuppten Gesteinsplatten, auf Schichtenfugen und in den Poren lockerer Felsarten werden sie einige Zeit erhalten. Hier können sie, wenn sie hygroskopisch sind, auch bei stärkerer Verdunstung etwas Lösungswasser behalten und chemisch wirksam werden. Die Vertiefung flacher Gruben zu ausgefressenen Bröckelöchern, die uns an den Quadern altägyptischer Bauten und zahlreichen Felswänden der Wüste entgegentreten, hängt mit diesem Vorgang aufs engste zusammen.“

I. Walther gibt auch der Ansicht Raum, daß beim Entstehen der Hohlräume es sich um eine Rindenbildung handelt. Bei der Rindenbildung unterscheidet I. Walther zwei Vorgänge: die Verhärtung der Rinde und die Erweichung des Kerns. Der Zerfall der Rinde beginnt an kleinen blatternarbigem Vertiefungen an der Oberfläche und verbreitet sich von hier weiter.

I. Walther (l. c.) weist darauf hin, daß die mit diesen Vorgängen verbundenen chemischen Umsetzungen noch nicht untersucht sind, doch glaubt er Folgendes feststellen zu können: „Alle Gesteine, selbst diejenigen in der regenarmen Wüste, enthalten eine kleine Menge von Bergfeuchtigkeit, die in Verbindung mit den größeren Wassermengen unter dem Grundwasserspiegel stehen. Da in einem ariden Lande eine Einwirkung und Durchwaschung der oberen Erdrinde nur nach den seltenen Ruckregen erfolgen kann, dagegen durch die starke Besonnung beständig das Grundwasser nach oben gesaugt wird, reichern sich im Laufe der Zeit allmählich die darin gelösten Verbindungen an und wandern bis zur Erdoberfläche, die weder durch den Wurzelfilz der Flora, noch durch die Lockermassen des Verwitterungsschuttes geschützt ist.“

Indem chemisch aktive Verbindungen (Chloride, Sulphate u. ä.) durch die Oberschicht des Wüstenbodens hindurchwandern, lockern sie den Verband der durchsickerten Gesteinsmassen und werden, wenn sie an der Oberfläche als krümelige Ausblühungen zutage treten, vom Wind abgeblasen.

Andere Lösungsbestandteile verbinden sich mit dem Gestein und bilden hierbei die harte Kruste, welche den zermürbten Kern so lange schützt, bis sie durch gelegentlichen Regen oder starke In-solation zerreißt, und das lockere Innere von diesen Wunden nur durch Deflation entfernt werden kann.“

Bertil Högbom (18, 19) macht darauf aufmerksam, daß auch in einem arktischen Gebiete, wie Spitzbergen, Erscheinungen, die man zu den Wüstenerscheinungen zählt, anzutreffen sind. Die Gesteine zerfallen durch Frostsprengung, man sieht häufig Gitterskulptur und auch hohle oder in ihrem Innern aufgelockerte Gesteine; Salzausblühungen sind sogar zu konstatieren.

Von der Beobachtung ausgehend, daß die Mehrzahl der verwitterten Gesteine auf salzigem Boden oder dicht am Meeresufer liegt, hält B. Högbom für erwiesen, daß die Frostverwitterung allein die Verwitterungserscheinungen nicht hervorrufen könne. Die Bildung derselben sei von Salzlösungen bedingt, welche aus dem Boden oder dem Meereswasser bezogen werden können.

In den arktischen Gebieten hat B. Högbom nie eine typische Abschuppung gefunden und hat noch beobachtet, daß auf den salzigen Ebenen der Braganza-Bucht die Mehrzahl der Sandsteine typische Wüstenverwitterung zeigt, während die Granitgeschiebe davon unberührt zu sein scheinen.

Auch bei Otto Nordenskjöld (36) finden sich Angaben, die auf eine tafoneartige Verwitterung der Gesteine auf Grönland hinweisen. Als Beispiel sei hier das Bild eines verwitterten Gneisblockes vom Rande des Inlandeises aus Südwestgrönland angeführt, welches der Schrift O. Nordenskjöld's entnommen ist (Fig. 11). Man sieht auf dem Bilde einen deutlichen tafoneartigen Hohlraum, der überdacht und nach unten zu geöffnet ist.

Wie aus der kurzen Übersicht der Schriften über die Bildung der Hohlräume in den Felsen zu ersehen ist, herrscht in den Ansichten der Autoren über diese Frage eine Uneinigkeit, obwohl fast alle das Entstehen der Höhlungen auf dem Wege chemischer Verwitterung zu erklären suchen.

Einige Forscher, wie Emanuel Kayser, Johannes Walther, A. Penck und K. Krejci-Graf nehmen den Standpunkt ein, daß die Bildung der Hohlräume in den Felsen in Verbindung mit der in der Wüste verbreiteten Rindenbildung stehe.

B. Högbom, Erich Kaiser, S. Günther sind ebenfalls der Ansicht, daß die Hohlräume in den Felsen das Resultat von chemischen Vorgängen in den Gesteinen sind.

Die chemischen Vorgänge können nach B. Högbom und S. Günther von Salzen ausgehen, welche von außen zugeführt werden.



Fig. 11. Stark verwitterter Felsblock, unfern vom Rand des Inlandeises in Südgrönland. Nach Otto Nordenskjöld.

Auch Leonhard Schultze, der den Einfluß der physikalischen Verwitterung (Schalensprünge und Abschürfungen) in den Vordergrund rückt und in der schnellen Abkühlung bei Eintritt der Nacht die Hauptursache zu erblicken bereit ist, sagt sich von der Mitarbeit der chemischen Verwitterung nicht völlig los, indem er der Zersetzung durch den Wind und die Nebelfeuchtigkeit eine Bedeutung bei der Bildung der Tafoni beimißt.

Es ist zu unterstreichen, daß alle ausgesprochenen Ansichten allgemeiner Art sind und genauerer chemischer und optischer Grundlagen entbehren, worauf, wie schon erwähnt, auch I. Walther hingewiesen hat. Sie basieren nur auf theoretischen Erwägungen.

In schroffem Widerspruch zu allen rein chemischen Erklärungsweisen der Tafonibildung stehen die umfangreichen Beobachtungen und theoretischen Folgerungen, die B. Popoff in den Tagebüchern seiner Korsikareisen vermerkt hat. Da sie noch nirgends veröffentlicht worden sind, soll ihnen hier das ganze nächste Kapitel gewidmet sein.

KORSIKANISCHE REISENOTIZEN ÜBER TAFONI AUS DEN JAHREN 1928—1935.

Von *Boris Popoff*¹.

(Photos von *Tatiana Popoff*.)

*Piana*², d. 26-ten August 1928.

Durch einen besonderen Reichtum an Tafonibildungen³ zeichnet sich das unter dem Namen der „Calanches“ bekannte, granitische Felsengebiet aus, welches den südlichen Teil des entzückenden Golfes von Porto, zwischen den Ortschaften Porto und Piana, überragt.

Hier sehen wir Tafoni zu Hunderten, ja zu Tausenden, in den verschiedensten Größen und Formen.

Schon früher hatte ich mehrmals Gelegenheit, diese, durch ihre Naturschönheiten bekannte, von Maupassant verherrlichte Gegend flüchtig zu besuchen. Diesmal hielt ich mich in Piana etwa 2 Wochen lang auf. Ich hatte also reichlich Zeit, mich dem Studium des Tafoniproblems hinzugeben, was ich auch nach Möglichkeit tat. Ich besuchte dabei die meisten zugänglichen Tafoni,

¹ Diese ursprünglich in russischer Sprache verfaßten Reisenotizen sind von Prof. B. Popoff persönlich ins Deutsche übertragen worden.

² Vergl., wegen der in den Reisenotizen genannten Ortschaften, die Übersichtskarte von Korsika, Fig. 36, S. 215.

³ Mit dem Wort „Tafone“, Pl. „Tafoni“ (vielleicht etrusischer oder griechischer Herkunft) bezeichnet man auf Korsika eine Höhlung im Gestein, von der im folgenden zu besprechenden Art. Vergl. „tafonare“ (kors.) = durchlöchern. „Capo Tafonato“ — ein durchlöcherter Berg im NW von Korsika.

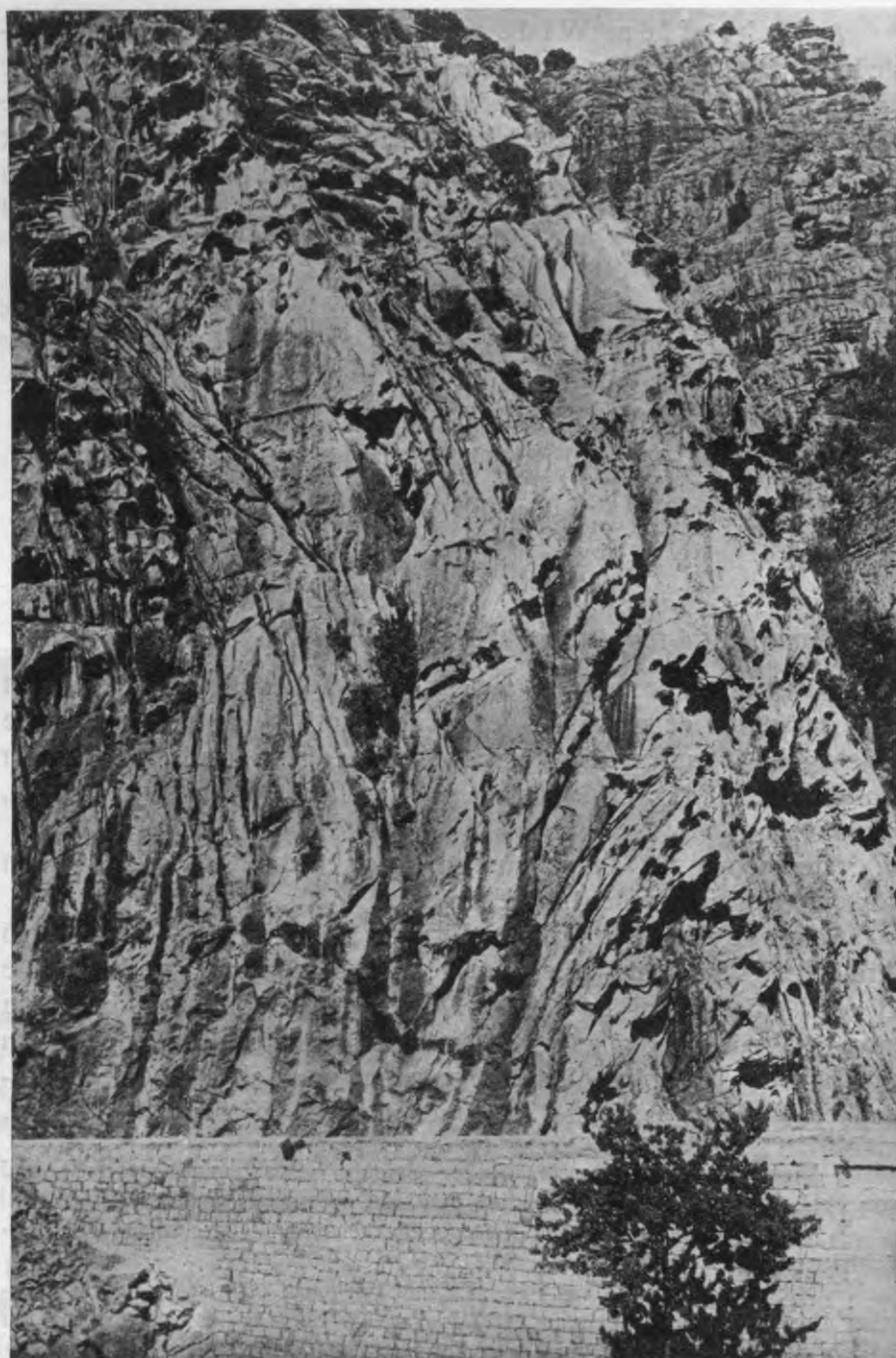


Fig. 12. Tafonifelswand in den Calanches. Siehe die diesbezüglichen Erklärungen am Ende der Abhandlung (S. 352).

kletterte die Bergabhänge hinauf und herab, um die Tafoni in nächster Nähe betrachten zu können, und benutzte einen starken Feldstecher zur Untersuchung der für mich unzugänglichen (z. B. Fig. 12 u. Taf. I). Die Gesamtergebnisse lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

Die meisten Tafoni des Calanches-Gebietes sind Höhlungen von mehr oder weniger deformierter Ellipsoid- oder Kugelform. Dabei nähern sich der letzteren am meisten die kleineren, am wenigsten die größten. Unter den großen kommen auch abgeplattete, in die Länge gezogene und sogar verzweigte Formen vor.

Alle Tafoni haben eine Öffnung ins Freie, die ausnahmslos seitlich-unten zu liegen scheint. Jedenfalls habe ich, trotz eifrigsten Suchens, nicht einen einzigen Tafone entdecken können, dessen Öffnung oben gelegen hätte. Sogar eine seitlich-obere Lage dieser Fenster (ich werde die Öffnungen weiter auch mit dem Namen Fenster bezeichnen) habe ich nirgends konstatieren können. Öffnungen, die nach oben gerichtet sind, finden sich nur dort, wo das Tafonedach durch Aushöhlung von innen oder durch teilweises Einstürzen durchbrochen wurde.

In solchen Fällen ist aber auch das ursprüngliche, nach unten gerichtete Fenster immer gleichzeitig vorhanden. Auf diese sehr charakteristische Eigentümlichkeit aller Tafoni hat meines Wissens schon der erste mir bekannte Tafoniforscher, welcher die Calanches-Region besuchte, der Norweger Hans Reusch mit aller Bestimmtheit hingewiesen. Ist das Gestein durch Klüftung in Quadern zerteilt, die infolge von Kantenverwitterung eine wollsackartige Abrundung erfahren haben, wie das in den Calanches stellenweise der Fall ist, so sammeln sich die Tafonefenster vorwiegend an den unteren Kanten und Ecken solcher abgerundeter Quadern. (Vergl. auch Fig. 28).

Diese Eigentümlichkeit der Tafoni macht die Bezeichnung der Gesamterscheinung mit dem Wort Taschenverwitterung, was öfters getan wurde, unzutreffend, ja sogar lächerlich.

Ich will gerne zugeben, daß auch eine Tasche einmal ein Loch haben kann, aus dem alles herausfällt; aber charakteristisch kann ein Loch im Boden einer Tasche für letztere gewiß nicht sein, denn eine Tasche ist doch vor allem ein Aufbewahrungsort. Passender wäre dann schon vielleicht das Wort Hauben- oder Kappenverwitterung, weil die überhängenden Dächer der Tafoni sehr oft an

Hauben oder Kappen erinnern. Die Fig. 13, 17 u. die Taf. I u. VI geben eine gute Vorstellung davon. Ein weiterer, sehr bezeichnender Zug der Tafoni ist der, daß sie ausnahmslos der Außenfläche des Gesteinskörpers genähert sind, in welchem sie auftreten. Solange man es mit umfangreicheren Felspartien zu tun hat, ist eine



Fig. 13. Zwei kleinere Tafoni mit überhängenden Dächern aus dem Calanches-Gebiet, etwa 2,4 km von Piana. Das baldachinartig überhängende Dach des oberen kleineren Tafone (der Querdurchmesser der Fensteröffnung erreicht etwa 1,5 m) wirft einen starken Schlagschatten auf seinen schräg abstürzenden, rinnenartigen Boden, welcher bis an den Dachrand des größeren, unter ihm gelegenen Tafone herabreicht. Der Dachrand des letzteren und sein abschüssiger Boden sind ebenfalls zu sehen.

solche Lage gewissermaßen selbstverständlich, da eine Entstehung von Hohlräumen im Innern einer größeren granitischen Felsmasse, selbst bei Annahme sehr energischer Lösungs- und Zersetzungs-

vorgänge, recht unwahrscheinlich erscheint. Aber die exzentrische Lage der Tafonehöhlungen ist auch für kleinere und sogar kleine Blöcke ebenso charakteristisch wie für ganze Felsen.

Zwei typische Beispiele loser tafonierter Wollsäcke gebe ich nebenan wieder. (Vergl. Fig. 14.) Sie sind nach der Natur gezeichnet.

Eine direkte Folge der besonderen Lage der Tafonefenster ist die eigentümliche Form des Querprofils der Tafonehöhlen selbst. Denkt man sich nämlich einen Vertikalschnitt durch einen Tafone, senkrecht zur Felsoberfläche und durch die Mitte des Tafonefensters, so erhält man als Regel einen Querschnitt, den man als

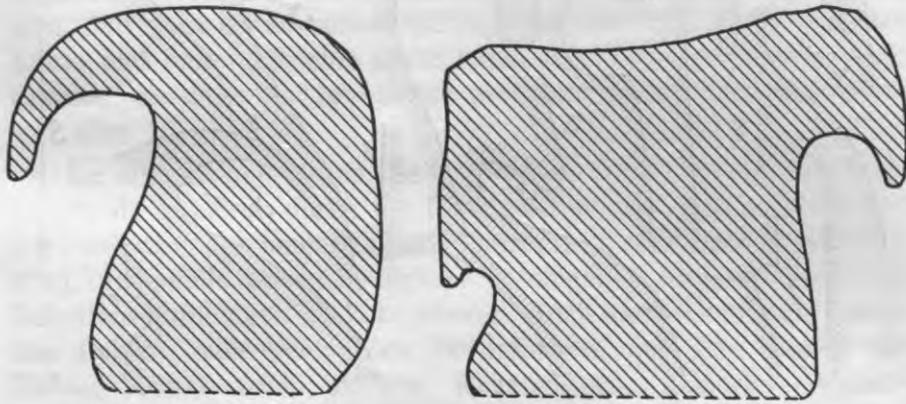


Fig. 14. Querprofile zweier Tafonisteine aus den Calanches, welche die exzentrische Lage der Tafoni, in den von ihnen angegriffenen Felskörpern, zeigen. Der vom Gestein eingenommene Raum ist schraffiert.

henkel- oder ohrmuschelförmig bezeichnen könnte. Ich habe eine Reihe derartiger Profile von Tafoni im anstehenden Fels abgezeichnet und gebe sie nebenan wieder (Fig. 15).

Aus den Zeichnungen ist zu ersehen, daß das Verhältnis zwischen den verschiedenen Teilen eines Tafone großen Schwankungen unterworfen sein kann. Bald beobachtet man ein sehr großes (Fig. 15, *e* u. *g*), bald nur ein sehr kleines Fenster (Fig. 15, *a*), im Verhältnis zum Höhlenraum; bald ist der Tafone sehr hoch, im Verhältnis zur Höhlentiefe (Fig. 15, *b* u. *d*), bald wieder ziemlich niedrig und die Höhle tief, wie auf Fig. 15, *h* u. *k* (dieser Fall ist übrigens selten).

Sehr verschieden sind auch die wirklichen Dimensionen der Tafoni. Häufig beobachtet man solche von nur 20–30 cm im Durchmesser neben anderen 1–2 Meter großen. Häufig erreichen sie einen Querdurchmesser von mehreren Metern, nicht gar so selten einen solchen von über 6 m. Man findet sie nicht nur im anstehenden Fels, sondern auch in großen und kleinen losen Blöcken (meist Wollsäcken). Dabei scheinen die losen Blöcke, nach Entstehung

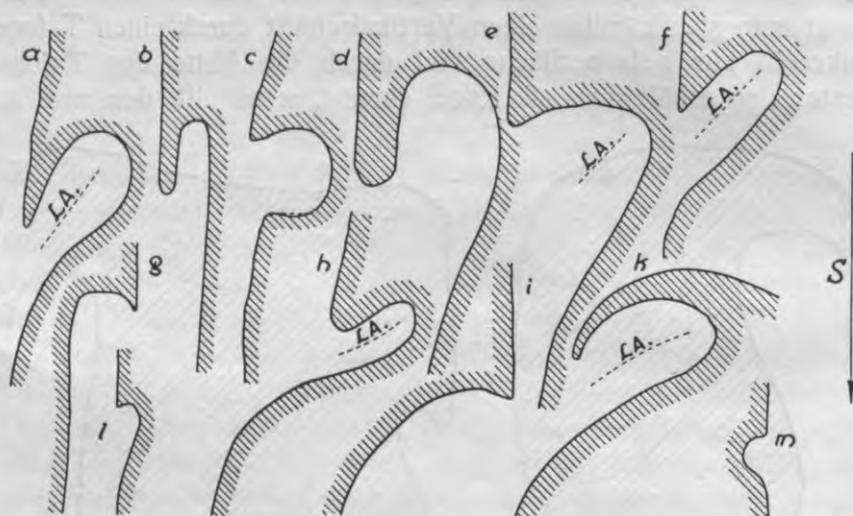


Fig. 15. Verschiedene Vertikalprofile von Tafoni aus den Calanches, nach der Natur gezeichnet. Die Schraffierung bedeutet die Seite des Felsens. Das Innere der Höhlungen ist weiß. Das überhängende Dach oder die ihm entsprechende scharfe obere Kante sowie der schroff geneigte Boden treten fast überall deutlich hervor. Die Profile *a*, *f*, *h*, *k* und z. T. auch *m* geben eine gute Vorstellung von der unteren Ausbauchung des Bodens. Auf Profil *c* sieht man am unteren Fensterrand eine kleine Schwelle, hinter welcher sich etwas Schutt (bis zur Punktierlinie) angesammelt hat. *LA* ist die schief aufwärts gerichtete Längsachse. *L* gibt die Richtung des Lotes an.

der Tafoni, meist keinerlei Drehungen erfahren zu haben, da die Dachseite, die meist gut erkennbar ist, eine der normalen Stellung entsprechende Lage hat. Immer aber haben die Tafoni ein mehr oder weniger überhängendes Dach oder wenigstens eine scharfe obere Kante, wie die Zeichnungen der Querprofile dies zeigen (z. B. Fig. 15, *c*, *l*, *i*, *m*).

Steckt man den Arm in ein Tafonfenster, so kann man sicher sein, unmittelbar nach oben zu eine Höhlung anzutreffen, die über dem Fenstereingang zu suchen ist. An einigen kleineren Tafoni konnte ich feststellen, daß die Höhlung sich gleichzeitig in das Innere des Felsens und nach oben hin etwas in die Länge zieht, daß also die Längsachse des Tafoneloches keine horizontale, sondern eine nach außen hin geneigte Lage einnimmt. (Vergl. Fig. 15, *a, e, f, h, w*).

Der untere Rand der meisten Tafonfenster ist in der Regel abgerundet und glatt, wie aus den Profilskizzen *a, d, e, f, h, k* der Fig. 15 zu ersehen ist. Letzteres dürfte vielleicht teilweise auch der Glättung durch den herabfallenden Gesteinsschutt zuzuschreiben sein. Nur ganz selten konnte ich auch am unteren Fensterrand eine Kante und hinter ihr eine meist kaum merkbare Vertiefung wahrnehmen, die dann fast immer mit gröberem Gesteinsschutt bedeckt war (Fig. 15, *c*).

Im allgemeinen waren die Tafoni frei von jeglichem Gesteinsschutt, da letzterer durch die Fensteröffnungen nach außen befördert und von der umgebenden Pflanzenwelt sehr bald verschluckt wird. Jedenfalls waren in diesem Tafonigebiet nirgends merkliche Schuttansammlungen zu konstatieren. Auch sammelten sich, infolge des Fehlens von geeigneten Vertiefungen, auf dem Boden der Tafoni, selbst nach starken Regengüssen, keinerlei Wasserpflützen an.

Auf der Dachseite größerer Tafoni konnte ich oft mehrere kleinere Vertiefungen wahrnehmen. Ich werde diese sekundären, kleineren Tafoni weiter als Nebentafoni bezeichnen. Sie sind meist durch kleine rippen- oder wulstartige Vorsprünge voneinander getrennt. Seltener traf ich solche Nebentafoni an der hinteren Wand eines großen Tafone, und dann befanden sie sich in der Regel auf der oberen Wandhälfte.

Bei den meisten Tafoni ist der horizontale Tiefendurchmesser im oberen Teil und in der Mitte größer als im unteren, wodurch das oben erwähnte henkelartige Profil zustandekommt.

Vergrößert sich ein Tafonfenster durch Abbrechen und Abstürzen des oberen Fensterrandes, so treten die unteren, weniger tief gelegenen Partien der hinteren Tafonewand bauchartig nach außen hervor, eine Erscheinung, die in den Calanches überall in

die Augen fällt und sehr schön an der hohen Felswand über dem kleinen Wirtshaus „Les Roches Bleues“ zu beobachten ist.

Fast in allen Tafoni konnte ich, mit sehr wenigen Ausnahmen, eine Abschälung je nachdem größerer oder kleinerer Gesteinsplatten wahrnehmen, die eine Dicke von 2—15 mm, meist aber eine solche von 3—5 mm besitzen und einen Durchmesser haben, welcher zwischen 5 und 30 cm schwankt. Diese plattige Abschälung konzentriert sich hauptsächlich an der Dachseite der Höhlen, auch innerhalb der kleineren Nebentafoni, doch bemerkt man sie auch auf den oberen Teilen der Seitenwände und an der Hinterwand. Weniger deutlich tritt sie in den unteren Partien der Tafoni auf, und dann scheinen die abspringenden Platten dicker zu sein. Am dicksten sind sie an den konvexen Stellen der inneren Tafoneoberfläche. (Siehe die Abbildungen auf Taf. XVI.)

Die plattigen Gesteinsscherben haften oft so schwach an der Dachfläche, daß sie bei der geringsten Berührung abstürzen; in anderen Fällen ist der Zusammenhang noch recht fest, und sie lassen sich nur unter Kraftaufwand mit einem Messer oder einem Meißel loslösen. Wo die Spalten geschlossen sind, sind die Ablösungsflächen rein, und auch unter der Lupe bemerkt man nur stellenweise kleine Bruchstücke der das Gestein zusammensetzenden Minerale, welche beim Aufreißen der Spalte aus dem Gestein herausbrachen. Auf klaffenden Spalten sammelt sich dagegen etwas Staub, der besonders dort reichlich auftritt, wo die Tafoni in unbewachsenem Felsengelände oder in der unmittelbaren Nähe einer Landstraße vorkommen.

Die eben beschriebene plattige Abschälung erinnert äußerlich an die als Abschuppung, Exfoliation oder Desquamation bekannte Verwitterungserscheinung und dürfte mit derselben im wesentlichen identisch sein, nur tritt sie hier viel intensiver auf und die Zahl der übereinander liegenden Plättchen ist hier meist zahlreicher, auch sind die Plättchen dünner. Auffallend ist aber, daß eine dieser inneren, konkaven Abschuppung entsprechende äußere konvexe Abschuppung auf der Außenfläche der Felsen kaum zu bemerken ist. Einzelne oberflächlich abspringende Exfoliationsplatten mit konvexen Außenflächen, die man mitunter beobachtet, sind immer wesentlich dicker.

Eine konvexe Abschuppung, deren Abschuppungsplatten sich gleichfalls durch eine größere Dicke auszeichnen, findet man auch

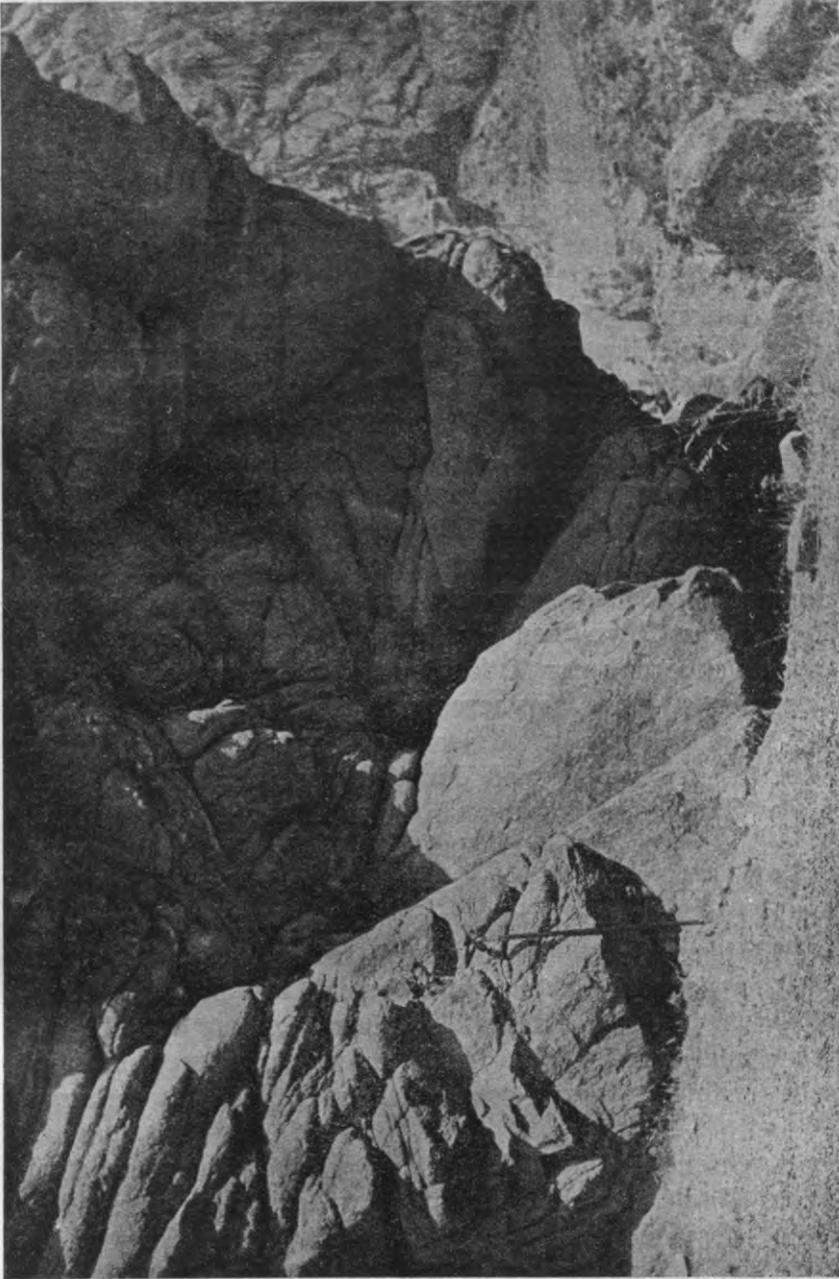


Fig. 16. Lokale, konvexe Abrundung einer Tafelwand in stark zerklüftetem Gestein der Calanches. Diesbez. Erkl. am Ende der Schrift (S. 352).

im Innern der Tafoni, wo diese stellenweise konvexe Formen zeigen. Solche lokale Konvexitäten treffen wir in der Regel im unteren, ausgebauchten Teil der kleinen und großen Tafoni. Ist das Gestein stark zerklüftet und in einzelne Blöcke zerteilt, so erhalten die bauchartig hervortretenden Partien, infolge dieser konvexen Abschuppung, welche besonders an den Ecken und Kanten der Blöcke fungiert, ein eigentümliches, der Wollsackstruktur entsprechendes Aussehen. Ich habe von einem Tafonifelsen an der Calanches-Straße eine solche Stelle photographisch festgelegt (Vergl. Fig. 16).

Schwankungen in der Korngröße oder Struktur des Granits scheinen, über eine gewisse Korngröße hinaus, von keinem wesentlichen Einfluß auf die Ausbildung der Tafoni zu sein. Nur bei sehr kleiner Korngröße scheint die Tafonibildung erschwert zu sein. So sind die Tafoni in einer feinkörnigen Modifikation des Calanches-Granites, die an der Nationalstraße nach Porto, etwa 2,3 km von Piana, ansteht, schwächer entwickelt als in dem, den feinkörnigen Granit hier überlagernden, normalen Calanches-Gestein von größerem Korn. Dem entspricht auch die Seltenheit der Tafoni in den permischen Rhyolithen des Girolata-Galeria Gebietes.

In der Orientierung der Tafoniefenster in bezug auf die Himmelsrichtungen ist keine durchgreifende Gesetzmäßigkeit zu konstatieren. Man findet in den Calanches Fensteröffnungen auf der Nord-, der Ost-, der Süd- und der Westseite der Felsen, sowie auch in den Zwischenrichtungen. In einer Schlucht, deren Wände nach N und nach S gerichtet sind, sieht man Tafoniefenster zu beiden Seiten. Sie liegen einander gegenüber. Aber in größerer Zahl und in großartigerer Ausbildung scheinen die Tafoni an denjenigen Abhängen, bzw. Felsenwänden aufzutreten, welche sich in der für die Sonnenbelichtung günstigsten Lage befinden. Letzteres entspricht in den meisten Fällen einer Richtung der Abhänge resp. Felswände nach S, SW oder SO. Ausnahmen werden durch die beschattende Einwirkung des umgebenden Gebirges hervorgerufen.

Sehr wechselnd ist die Höhenlage, in welcher Tafoni angetroffen werden. Man findet sie in prachtvoller Ausbildung unmittelbar am Gestade des Meeres. Nicht weniger schön und typisch sind die zahlreichen Tafoni, die uns an den Steilwänden der Calanches in Meereshöhen zwischen 300 m und 600 m entgegentreten. Tafoni,

die so groß sind, daß in ihren Felsenspalten immergrüne Eichen nicht nur Wurzel fassen, sondern auch ihre Kronen bis zur Baumeshöhe entfalten können, sehen wir z. B. in den Felswänden, welche die Nationalstraße nach Porto, kurz vor dem Wirtshaus „Les Roches bleues“ überragen. Ich habe Tafoni übrigens schon früher in noch größerer Meereshöhe (weit über 900 m) und in beträchtlicher Entfernung vom Meeresufer angetroffen, so z. B. an den Abhängen des Capo alla Scalella, bei Evisa, und im Niolo-Distrikt. Überall zeichneten sie sich durch dieselben typischen Eigenschaften aus. Auch sind die Tafoni nicht an ein bestimmtes Gebiet der Felswand gebunden. Man beobachtet große und kleine Tafoni ebenso oft und in gleicher Ausbildung sowohl am Fuße der Felsen oder Blöcke als auch in deren Mitte oder in der Nähe ihres oberen Randes, nie aber auf deren Oberfläche, wenn sie eben ist. Da sie fast immer von überhängenden Dächern beschirmt sind, sind sie von oben kaum zu bemerken, wenn man ein Felsengelände oder einen mit Blöcken besäten Bergabhang von oben herab betrachtet. Man wird sie aber sofort alle wahrnehmen, wenn man am selben Abhang von unten nach oben hinaufschaut.

Evisa, den 2ten August. 1929.

Die schroffen Talgehänge des mittleren Aitonebaches zeigen bis zu bedeutender Meereshöhe ebenfalls schöne Tafoni (Vergl. Fig. 17). Man findet sie sowohl auf dem nördlichen als auch auf dem südlichen Talgehänge, zum Teil in den Riebeckitgraniten, welche im N vorherrschen, zum Teil in den älteren Alkali-Kalkgraniten, die stellenweise auf dem südlichen Gehänge auftreten. Die meisten von ihnen befinden sich auf den schroffsten Felsabhängen und sind für ein genaueres Studium nicht geeignet. Ich mußte mich daher mit der Untersuchung eines kleineren, gut zugänglichen Tafone begnügen, welchen ich auf dem Capo Grigio, in der Umgebung von Evisa, antraf. Zufälligerweise hat dieser Tafone eine Stelle des Felsens angegriffen, an welcher der ältere Alkali-Kalkgranit vom jüngeren Alkaligranit durchbrochen wird, so daß die eine Hälfte des Tafone sich in ersterem, die andere dagegen in letzterem befindet. Das Dach ist wie immer etwas überhängend, der Boden nach unten hin geneigt. Ein Detritus ist in ihm daher nicht zu finden. Die Abschuppung tritt hier wenig hervor, obwohl



Fig. 17. Wenig zugänglicher Tafonifelsen beim C. Grigio, unfern von Evisa.
Diesbez. Erkl. am Schluß der Abhandlung (S. 352).

einzelne Plättchen sich doch von der Dachunterseite ohne Schwierigkeit lostrennen ließen, an der sie aber ziemlich fest hafteten. Bei makroskopischer Betrachtung konnte kein Unterschied in der Zusammensetzung und Struktur der beiden Gesteine an den verschiedenen, besonders in Frage kommenden Stellen (Außenfläche, Innenfläche des Tafone sowie frische Bruchfläche) wahrgenommen werden. Es wurden von dieser Stelle ganze Bruchstücke des Dachrandes nahe der Kontaktfläche, Stücke der Außen- und der Innenfläche sowie Stücke der frischen Gesteine beider Arten mitgenommen.

Calvi, den 21—22ten August 1930.

Besonders reich an Tafonibildungen und besonders geeignet für das Studium derselben sind das Granit-Gebiet südwestlich von Calvi sowie die unmittelbare Umgebung dieser Stadt.

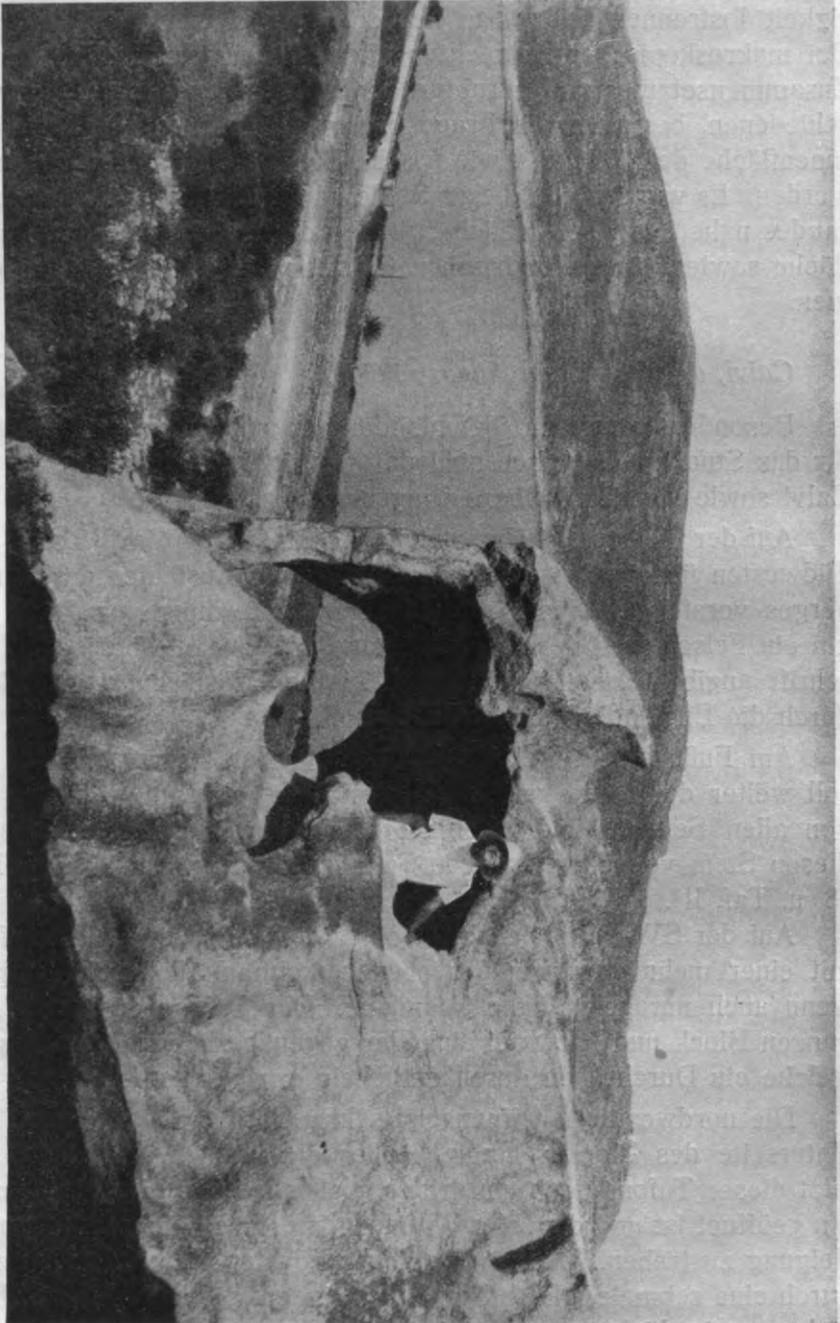
Auf der kleinen Anhöhe, welche die Stadt Calvi im Westen und Südwesten überragt und einen nordöstlichen Ausläufer des Serraberges vorstellt, befindet sich in einer Entfernung von kaum 1,5 km ein Felsen, von dessen Spitze aus, wie eine diesbezügliche Inschrift angibt, Nelson im Jahre 1794 die Beschießung von Calvi durch die Engländer geleitet haben soll.

Am Fuße dieses Felsens liegt ein großer loser Felsblock (er soll weiter der Kürze wegen „Nelsonblock“ genannt werden), der von allen Seiten von typischen Tafoni durchhöhlt ist. Ich habe diesen Stein von verschiedenen Seiten photographiert (Vergl. Fig. 18 u. Taf. II).

Auf der SW-Seite sieht man einen einheitlichen großen Tafone mit einer mehr oder weniger ebenen, kontinuierlich gekrümmten, wenn auch unregelmäßigen Wandung. Der Tafone durchbort den ganzen Block und hat zwei einander gegenüberliegende Öffnungen, welche ein Durchsehen durch den Stein ermöglichen.

Die nordwestliche Öffnung ist sehr groß und reicht bis auf die Unterseite des Blockes herab. Außer diesen zwei Öffnungen besitzt dieser Tafone noch ein drittes großes Fenster, das nach unten hin geöffnet ist und dem alle Wandungen dieses Tafone in schroffer Neigung zustreben. Das nordwestliche Fenster ist mit dem unteren durch eine schmale, glatte Spalte verbunden, die von späterer Entstehung sein dürfte.

Fig. 18. SW-Seite des „Nelsonblockes“. Erkl. am Schluß (S. 352).



Das Dach hat in der Mitte eine Dicke von ungefähr 60 cm, an den Rändern sinkt die Dicke desselben bis auf 30 cm, stellenweise sogar bis auf nur 7—10 cm herab. Die Außenfläche des Daches ist felsenrauh, sonst aber ziemlich eben. Die untere, dem Tafone zugewandte Dachseite ist ziemlich glatt, aber etwas wellig und besitzt mehrere, flache, napfartige Vertiefungen, die durch wulstartige Rippen voneinander getrennt sind. Sie unterscheidet sich von der Außenseite des Blockes durch eine hellere Färbung und das Fehlen von Flechtaufwüchsen, die auf der Außenseite stellenweise recht zahlreich sind. Die Farbe des Gesteins auf der Innenseite des Tafone nähert sich der Färbung des frisch gebrochenen Felsens und macht einen frischen Eindruck. Unterzieht man die Innenseite des Daches dieses Tafone einer näheren Betrachtung, so gewahrt man sofort das Vorhandensein einer großen Zahl feinsten Sprünge, die der inneren Oberfläche des Tafonedaches parallel laufen und eine Abtrennung dem Tafonedache entsprechend gekrümmter Gesteinsplatten hervorrufen. Die meisten Platten haften ziemlich fest am Dachboden und lösen sich erst, wenn man eine Messerschneide in die betreffende Spalte hineindrückt, oder eine Meißel mit scharfer Schneide in die Spalte einschlägt. Viele von ihnen lassen sich aber schon mit dem Fingernagel vom Dach lösen. Einzelne Platten sind so schwach mit dem überhängenden Dach verbunden, daß sie bei der geringsten Berührung mit der Hand oder mit einem Stock sich sofort loslösen und herabstürzen, um beim Aufschlagen auf die Seiten oder den Boden des Tafone in die einzelnen Mineralkörner zu zerfallen, aus denen das Gestein besteht. Man muß daher die Scherben, wenn man sie unversehrt erhalten will, beim Abnehmen mit der Hand festhalten oder mit einem Hut auffangen. Die Dicke solcher Scherben schwankt in der Regel zwischen 0,3 und 1 cm, selten sind sie dicker. Die Oberfläche der Scherben ist nur zum Teil durch die Oberfläche der Mineralkörner bedingt, in vielen Fällen sind die Mineralkörner an der Scherbenoberfläche durchbrochen. Das gilt besonders für den Feldspat, teilweise aber auch für den Quarz, besonders, wenn seine Körner groß sind. Die Bruchflächen der Scherben sind daher auffallend eben. Zweifellos stürzen die sich loslösenden Gesteinsplatten auch ohne jegliche fremde, mechanische Beeinflussung, infolge ihres eigenen Gewichtes, zu Boden. Die unmittelbare Veranlassung dazu kann, wie ich persönlich beobachten mußte,

schon ein stärkerer Windstoß geben. Fast immer zerbrechen sie dann infolge ihrer geringen Dicke, in einzelne erbsengroße Körner, die aber meist noch aus mehreren Mineralen bestehen. Die Lockerung des Zusammenhanges, zwischen den Gesteinsscherben und dem Tafonedach, schreitet meist vom Außenrand der sich abtrennenden Abschuppungsplatte nach ihrer Mitte zu fort, so daß der Spaltendurchmesser am Außenrand der Scherbe ein merklich größerer ist, als in ihrer Mitte. Dabei scheint sich der Außenrand einer solchen Platte gewissermaßen nach außen zu etwas einzurollen, so daß man den Eindruck hat, als berühre sie das Tafonedach nur in ihrer Mitte. Stellenweise habe ich in breiten, klaffenden Randspalten, zwischen sturzbereiten Abschuppungsplatten und dem Tafonedach, eine größere Menge Staub beobachten können, welchen der hier sehr oft staubbeladene Wind von den umgebenden Felsen oder der vorbeiführenden Nationalstraße hineingeweht haben dürfte. Die feineren Spaltenräume waren aber immer ganz rein; selbst mit der Lupe konnte ich in ihnen keine staubartigen Partikel entdecken. Beim Belegen der Rißfläche war kein Salzgeschmack zu spüren. Im Innern dieses Tafone befanden sich keine Schuttansammlungen, weil alle abstürzenden Scherben an den abschüssigen Seitenwänden herabgleiten und dem großen unteren Fenster zugeführt werden, das sie sofort dem den Felsblock umgebenden Gestrüpp ausliefert, von welchem sie erfaßt und überwuchert werden.

Etwas anders sind die Verhältnisse auf der gegenüberliegenden NO-Seite (Taf. II).

Auch hier dominiert ein großer einheitlicher Tafone, der sich tief in den Block eingefressen hat. Außer dem großen, breiten Fenster, das nach NO geöffnet ist, findet sich noch ein zweites, ganz kleines, nach N gerichtetes, aus welchem man auf das Meer blicken kann, wenn man im Tafone aufwärts klettert. Die dachartige Wölbung ist hier weniger ausgesprochen, obwohl auch hier über dem Tafone eine überhängende Partie ausgebildet ist, deren Dicke am Rande nur etwa 6 cm mißt. Weiter nach innen hin wächst die Dicke des Daches schnell an und erreicht im Innern der Höhlung 1—1,5 m.

Die innere Oberfläche dieses großen Tafone ist nicht eben, sondern trägt eine bedeutende Zahl kleinerer, sekundärer Tafoni von sehr verschiedener Größe und zweifellos ungleichzeitiger Entstehung. Die kleineren unter ihnen, deren Öffnungen einen Durch-

messer von nicht weniger als etwa 2—3 cm besitzen, haben fast genau kreisrunde Öffnungen und zeichnen sich durch mehr oder weniger ellipsoidische, aber sich der Kugelform nähernde Hohlräume aus, deren Längsachsen zum Zentrum des Blockes und gleichzeitig etwas schräg aufwärts gerichtet sind. Die größeren, mit einem Fensterdurchmesser bis zu 0,6—1 m, haben unregelmäßige Fensteröffnungen und unregelmäßig geformte Hohlräume, deren Wandungen wieder mit kleineren, sekundären, also zum Haupttafone tertiären Nebentafoni bekleidet sind (Vergl. Taf. III). Letztere zeichnen sich wieder, sofern sie nicht zu klein sind, durch eine größere Annäherung ihrer Öffnungen und Hohlräume an die Kreis- resp. Kugelform aus. Die allerkleinsten Hohlräume, mit Durchmessern, die bis auf 5 mm herabsinken können, sind meist mehr oder weniger eckig, manchmal sogar ausgesprochen eckig, wobei ihre Umrandung durch die morphologischen Eigenschaften der Mineralkörner des Granits bedingt zu sein scheint. Einige von diesen kleinen Hohlräumen, deren Wände von kristallographisch begrenzten Mineralkörnern ausgekleidet sind, machen den Eindruck von miarolitischen Hohlräumen, andere dagegen scheinen durch Ausbröckeln oder Auswittern eines bestimmten Mineralkornes entstanden zu sein. Da Biotitkörner oberflächlich oft vertieft sind, und da im Innern der kleinen Vertiefungen von der zuletzt besprochenen Art oft Biotitreste stecken, dürfte vielleicht ihre Entstehung auf ein Ausbröckeln des Biotits zurückzuführen sein. Das gleichzeitige Auftreten dieser kleinen Löcher mit den kleinen, mittelgroßen und großen Tafonehöhlen läßt unwillkürlich den Gedanken an eine genetische Zusammengehörigkeit dieser verschiedenen Hohlformen aufkommen, obwohl ein Übergang direkt auch nicht zu beobachten ist. Ich möchte diese kleinen eckigen Löcher geradezu als Tafoneembryonen ansprechen und auch so bezeichnen.

Beachtenswert ist noch die Art des gegenseitigen Zusammentreffens der kleinen Tafonelöcher, die in größeren Tafoni auftreten. Fast immer findet man an der Grenze zweier zusammenstoßender, kleiner Tafonelöcher einen rippenartigen Vorsprung, der als Zwischenleiste oder Naht auftritt. Ich war anfangs geneigt, die Entstehung solcher Zwischenrippen dem Vorhandensein von im Gestein lagen- oder trumartig verteilten schlierenartigen Partien von anderer Struktur oder Zusammensetzung zuzuschreiben, die dem Zerstörungsvorgang, welcher die Tafonebildung zur Folge hat, einen

größeren Widerstand entgegensetzen könnten, habe aber diese Annahme bis auf weiteres fallen lassen, da die nähere Betrachtung der Rippenstücke, selbst bei Anwendung einer stark vergrößernden Lupe, keinen beständigen Unterschied zwischen dem Material der Rippen und demjenigen der zentraler gelegenen Teile der Nebentafoni feststellen ließ. Selbstverständlich wird nur eine genaue mikroskopische Untersuchung eine endgültige Entscheidung in dieser Frage herbeiführen können.

Auch auf der NO-Seite des Nelsonblockes konnte die bereits öfters erwähnte und bei der Beschreibung des großen Tafone der SW-Seite in allen Einzelheiten besprochene, plattige Abschuppung überall konstatiert werden, und zwar in allen Höhlungen, deren Durchmesser 3—4 cm übersteigt.

Eine Ausnahme bilden nur die allerkleinsten, in denen die Erscheinung, vielleicht infolge der unbedeutenden Dimensionen, nicht zutage tritt. Immer ist sie auf der Dachseite der Löcher am deutlichsten, weniger deutlich an den Seitenwänden, während sie am Boden fast gar nicht zu bemerken ist. Der Boden der wenigen, nach unten hin nicht ganz geöffneten, kleinen Tafonehöhlen ist immer von bruchstückartigem Schuttmaterial bedeckt, welches offenbar aus den abstürzenden Gesteinsplättchen entsteht. Dort, wo die Löcher nach unten zu geöffnet sind, kann sich natürlich kein Schutt anhäufen, da er nach außen abrutscht und sich in der Pflanzendecke vergräbt. Die Beziehungen zwischen der inneren Oberfläche des großen Haupttafone der NO-Seite des Nelsonblockes sowie seiner sekundären und späteren Nebentafoni, zur Außenfläche des ganzen Nelsonblockes, sind mit den analogen Beziehungen auf der SW-Seite vollkommen identisch. Auch hier ist das Gestein innerhalb der Tafoni heller gefärbt und ähnelt mehr dem Gestein im frischen Bruch. Auch hier fehlt der inneren Oberfläche der Tafoni die Flechten- bzw. Algenvegetation, die an der Außenfläche stellenweise ziemlich reichlich ist. Ein sonstiger Unterschied ist nicht zu beobachten.

Tafoni finden sich auch auf der NW- und der SO-Seite des Nelsonblockes, und zwar hauptsächlich auf den, dem Boden zugekehrten, unteren Teilen desselben. Sie zeigen dasselbe Bild wie die Tafoni der NO-Seite, doch greifen sie weniger tief in den Felsen hinein und sind besonders auf der NW-Seite auch kleiner. Etwas,

was man als eine Schutzrinde bezeichnen könnte, habe ich weder am Nelsonblock, noch am Nelsonfelsens konstatieren können.

Das Gestein des Nelsonblockes sowie des Nelsonfelsens ist ein ziemlich grobkörniger, durch das Auftreten großer Kalifeldspatkristalle etwas porphyrtartig struierter, heller gelb-grauer Biotitgranit, der stellenweise fetzenartige Partien von verschiedener Größe einschließt, die durch starke Biotitanreicherung dunkel gefärbt sind und wohl Resorptionsreste fremder Gesteine vorstellen. Außerdem enthält er schlierenartige Partien pegmatitischer Art, die sich durch besonders große Kalifeldspatkristalle auszeichnen und wohl als letzte Ausscheidungen zu betrachten sind, die an flüchtigen Bestandteilen reicher waren. Auch der Nelsonblock wird von einer solchen grobkörnigen Schliere durchzogen, die vor allem auf der NO-Seite augenfällig wird. Auffallend ist, daß die schlierenartigen Stellen des Gesteins sich der Tafonibildung gegenüber genau so verhalten, wie das normale Gestein und die Tafonehöhlen in verschiedenen Richtungen überqueren, ohne ihre Form irgendwie zu beeinflussen.

Für eine etwaige genauere Laboratoriumsuntersuchung entnahm ich dem Nelsonblock frisches Gestein, soweit solches durch Abschlagen zu erhalten war, ferner Stücke der Außenfläche (Schutzrinde?), mehrere Proben der inneren Oberfläche der Tafoni von der SW- und der NO-Seite (nach Entfernung der oberflächlichen Abschuppungsplatten), Proben der Zwischenrippen zwischen den Nebentafoni auf der NO-Seite, Abschuppungsplättchen von verschiedenen Stellen der beiden Tafoni, Bodenschutt aus zwei kleinen Nebentafoni der NO-Seite, Staub, der sich auf der Rückseite einiger Abschuppungsplättchen der SW-Seite angehäuft hatte, sowie ein ganzes 10 cm dickes Querstück vom Dach des großen Tafone der SW-Seite, welches gleichzeitig mehr oder weniger frisches Innengestein, die Außenfläche des Nelsonblockes und die innere Oberfläche des Tafonedaches zeigt. Die Bezeichnung, Eintragung und Verpackung der Proben habe ich, um Verwechslungen vorzubeugen, am Untersuchungsort ausgeführt. Ich habe den Nelsonblock ferner von zwei Seiten photographiert und hoffe, daß die Bilder meine Beschreibung entsprechend illustrieren und ergänzen werden.

Calvi, den 23ten August 1930.

Ein schönes Beispiel des Tafoniphänomens findet sich innerhalb der Festungsmauern der alten Zitadelle von Calvi, auf deren Südseite. Ein mächtiger, nach S offener Tafone hat sich hier in den anstehenden Felsen eingefressen (Taf. IV). Die Höhlung ist oben umfangreicher und regelmäßiger als unten. Das Dach hängt merklich über. Am Hangenden bemerkt man viele kleinere, sekundäre Nebentafoni, die eine meist unregelmäßig halbkugelige Form und einen Durchmesser von etwa 30 bis 60 cm besitzen. Einzelne kleine Löcher findet man auch an der hinteren Wand des großen Tafone. Der untere Teil des letzteren ist bauchartig nach vorne gerückt.

Untersucht man die nach unten gekehrte konkave Dachseite genauer mit Hilfe eines Feldstechers, so kann man mit größter Deutlichkeit die plattige Abschälung wahrnehmen, die der am Nelsonblock vorhandenen vollkommen gleich ist. Die Höhe und Unzugänglichkeit des Daches gestattet leider keine Berührung mit der Hand, doch gelang es, bei Benutzung eines langen Stockes, an den ein nach unten gekehrter, offener Schirm gebunden wurde, auch von hier Abschuppungsplättchen von bis zu 15 cm Querdurchmesser zum Abstürzen zu bringen und aufzufangen. Abschuppungsplättchen können auch von der Hinterwand des Tafone, ja selbst von der bauchig vorspringenden Partie derselben abgenommen werden, doch scheinen besonders die letzteren dicker zu sein und im allgemeinen fester zu sitzen. Ein Vorhandensein irgend welcher Salzausblühungen konnte ich hinter den Abschuppungsplättchen nicht wahrnehmen. Auch beim Belecken spürte ich keinerlei Salzgeschmack. Staub war allerdings stellenweise in den breiteren Spalten hinter den Abschuppungsscherben reichlich vorhanden, auch der ganze Felsen war stark bestaubt. Der Staub stammte hier zweifellos von der vorbeiführenden, lebhaft benutzten und sehr staubigen Fahrstraße.

Der beschriebene Tafone ist nach unten hin weit geöffnet, so daß die abstürzenden Scherben nach außen und unmittelbar auf die Fahrstraße hinausgleiten und sich dabei in kleine Bruchstücke zerschlagen, die dann in die Straße hineingetreten werden. Dasselbe gilt für die kleinen, sekundären Nebentafoni und einige selbständige Tafoni von kleinen Dimensionen, die hier neben dem großen Tafone auftreten. Deshalb sind Schuttansammlungen unterhalb der Tafoni hier nicht zu beobachten.

Außer den besprochenen Abschuppungsscherben wurden auch Proben der Gesteinsaußenfläche, der hinteren Tafonewand, sowie des frischen Gesteins von tiefer gelegenen Stellen des Felsens mitgenommen. Das Gestein ist ein hellgrauer Granit, der dem des Nelsonfelsens nahestehen dürfte. Nummerierung, Eintragung und Verpackung wurden am Beobachtungsort ausgeführt. Die Beobachtungsstelle wurde fotografiert (Taf. IV).

Piana, d. 25—26ten August 1931.

Ein mehrtägiger Aufenthalt in Piana gab mir wieder die Möglichkeit, das Tafonigebiet zu besuchen.

Es wurde zuerst ein mittelgroßer Tafone untersucht, der sich am Eingang in die Calanches-Region am Fuße des Westabhanges des Capo Ginebarò, etwa 100 m über der Nationalstraße und ungefähr 500 m über dem Meere, in einer Straßenentfernung von etwa 1,8 km von Piana befindet. Diese etwa 2,5 m hohe und fast ebenso breite Höhle zeigt in ihrem oberen Teil eine Tiefe (= Abstand der hinteren Wand von der Fensterebene) von 1,25 m, während die Tiefe des unteren Teiles nirgends 25 cm übersteigt. Die Höhle ist also unten ausgebaucht, etwa, wie es die Zeichnung *a* (Fig. 15) zu meiner früheren Notiz aus dem Jahre 1928 zeigt. Das Gestein, ein lachsroter mittelkörniger Granit, ist stark zerklüftet. Diese Zerklüftung verursacht wahrscheinlich die zackige Unregelmäßigkeit der Fensterumrandung, z. Teil wohl auch die Unregelmäßigkeit der inneren Tafoneoberfläche, da die Höhlung mehrere Gesteinsquadern überquert. Das Dach ist überhängend, wobei einzelne Teile desselben sich von der Dachdecke bis zu 50 cm nach vorne senken. Der vordere Dachrand hat eine Dicke von nur 5—6 cm. Unten öffnet sich das Höhlenfenster unmittelbar auf den darunter liegenden, spärlich bewachsenen, ziemlich glatten und abschüssigen Felsen, von welchem die eventuell herausfallenden Schuttstücke entweder in den Abgrund herabgleiten oder von Wind und Regen weggeführt werden müßten. Schuttansammlungen fehlen hier daher vollkommen.

Die innere Tafonefläche ist im großen uneben gewellt und zeigt am Hangenden einige Nebentafoni, die durch rippen- oder wulstartige Zwischenstücke voneinander getrennt sind. Recht zahlreich sind kleine Hohlräume, um welche sich größere Quarz- und

Feldspatkörner gruppieren, die mit ihren Kristallflächen in die Hohlräume hineinragen. Diese Hohlräume können nur primär und miarolitischen Charakters sein. Außerdem gewahrt man auf den Tafoneinnenwänden kleine Vertiefungen, in deren Innerem meist kleine Reste eines dunklen Gemengteils (Biotit?) stecken. Sie dürften durch Herausbröckeln oder Herauswittern dieses dunklen Minerals entstanden sein. Eine Abtrennung von Gesteinsplatten, wie ich sie in anderen Tafoni fast immer bemerkte, konnte ich hier nicht wahrnehmen. Nur durch Anstemmen eines scharfschneidigen Meißels an feine, wenig sichtbare Risse konnte ich ziemlich dicke und fest ansitzende Gesteinsplättchen von den Tafoniwandungen abspalten. Oder sollten die Abschuppungsstücke vielleicht durch die Erwärmung bei einem Waldbrand, welcher diesen Ort vor nicht allzulanger Zeit heimsuchte, entfernt worden sein und neue sich noch nicht gebildet haben? Daß Feuer die Abschuppung zerstört, habe ich an einigen Tafoni der Calanches-Gegend bemerken können, in denen Hirten, während der kälteren Wintertage, Unterkunft suchen und dabei Feldfeuer anzünden. Die geschwärzten Wandpartien solcher Tafoni sind fast frei von Abschuppungsplatten. Ein Unterschied zwischen der äußeren Oberfläche des Felsens und der Innenfläche des Tafone besteht nur insofern, als die Innenfläche keine Flechtendecke trägt und ein frischeres Aussehen hat als die Felsoberfläche, auch mehr dem frischen Gesteinsbruch ähnelt als letztere. Es wurden für ein detailliertes Studium Stücke der Felsoberfläche (Schutzrinde?), Stücke der Tafone-Innenfläche (Dachseite, Hinterwand und Boden) und Zwischenrippen der Nebentafoni mitgenommen. Nummerierung und Verpackung am Untersuchungsort. Die Stelle wurde photographiert (Vergl. Fig. 19).

Einer genauen Untersuchung wurden ferner einige Tafoni unterworfen, die sich in den von Gestrüpp überwachsenen Felsen-trümmern, westlich von der Nationalstraße nach Porto, in einer Entfernung von ungefähr 3,6 km von Piana und einer Meereshöhe von 320—340 m befinden. Zu ihnen gehört auch der, infolge seiner Ähnlichkeit mit dem Kopf eines Hühnerhundes, unter dem Namen „Tête de Chien“ bekannte Riesenblock (wir wollen ihn weiter „Hundskopfstein“ nennen), der einen mächtigen, mit dem Mutterfelsen unmittelbar verbundenen Felsauswuchs vorstellt. Auch die übrigen Tafoni dieser Gruppe sind entweder ins anstehende Gestein

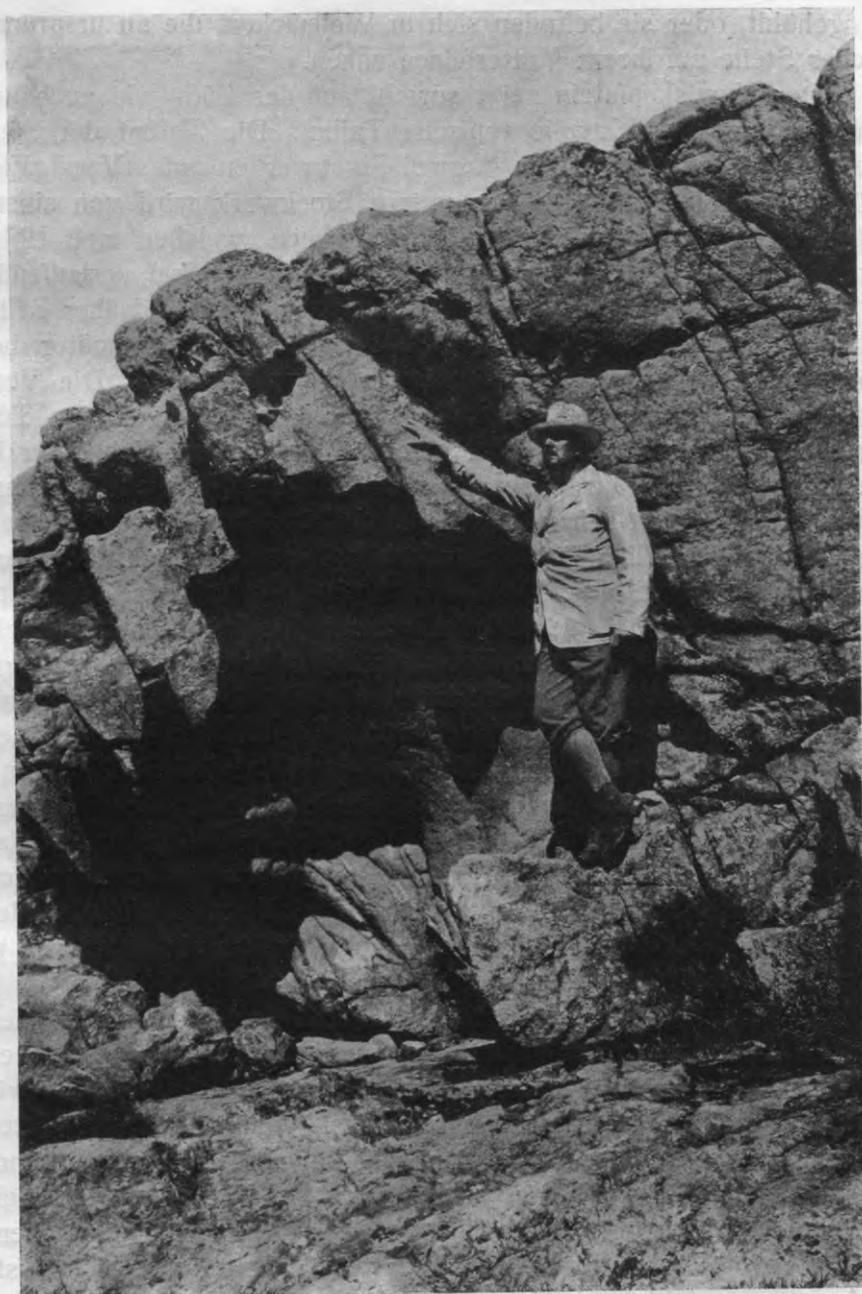


Fig. 19. Ein Tafone am W-Abhang des C. Ginebaro. Siehe die diesbez. Erkl. am Schluß (S. 352).

eingehöhlt, oder sie befinden sich in Wollsäcken, die an ursprünglicher Stelle auf ihrem Mutterfelsen ruhen.

Der Hundskopfstein zeigt sowohl auf der Süd- wie auch auf der Nordseite prachtvolle typische Tafoni. Die Tafoni der Südseite treten gewissermaßen in zwei Stockwerken auf (Vergl. Fig. 20 u. die Taf. V u. VI). Das untere Stockwerk wird von einem etwas unregelmäßigen Tafone eingenommen, welcher eine Höhe von über 3 m erreicht und durch eine fast vertikal verlaufende Rippe in zwei Teile geteilt wird. Letztere dürften früher selbständige Tafoni gewesen sein und haben sich wohl erst später, bei fortschreitender Erweiterung und Vertiefung vereinigt. Die Vereinigungsnaht tritt jetzt als Scheiderippe hervor. Im oberen Teil greift besonders der westlicher gelegene Tafone merklich tiefer in den Fels hinein, während im unteren Teil desselben ein baucharziger Vorsprung zu sehen ist. Das Dach hängt baldachinartig über, und unter demselben ist, besonders bei Betrachtung mit einem Feldstecher, überall die für Tafoni typische feinplattige Abschuppung zu bemerken. Auch in dem oberen Stockwerk herrscht ein größerer, fast kugelrunder Tafone mit einem Durchmesser von über 1 m vor, auf dessen überhängender Dachseite die Abschuppung wieder aufs deutlichste hervortritt. Der Boden ist, wie auch im unteren Stockwerk, nach außen zu geneigt, so daß der Abschuppungsschutt teilweise herausgleiten könnte. Der größte Teil desselben dürfte jedoch durch ein großes Loch im Boden in den darunter liegenden Tafone des ersten Stockwerkes und weiter nach außen befördert werden. Dieses Loch hat sich anscheinlich bei der Erweiterung des unteren Tafone gebildet, indem sich letzterer in den Boden des oberen Tafone hineingefressen hat.

Der obere Tafone scheint aus einem Nebentafone entstanden zu sein, der sich an der Hinterwand eines weiter vorne gelegenen älteren Tafone gebildet haben mag. Teile der hinteren Wand, sowie des Daches dieses älteren, bereits fast vollkommen zerstörten Tafone sind noch zurückgeblieben und können als solche erkannt werden. Dem oberen Tafone schließt sich von W ein zweiter, kleinerer, aber sehr tiefer Tafone an, welcher früher auch ein Nebentafone gewesen sein dürfte. Außer diesem Tafone finden sich westlich noch zwei kleinere Tafoni, welche voneinander und von dem östlicher liegenden durch dünne Scheidewände getrennt sind. Weiter ostwärts vom großen oberen Tafone sieht man zwei flache,



Fig. 20. Der „Hundskopfstein“ (Tête de Chien). Diesbez. Erkl. am Ende der Schrift (S. 352—353).

abwärts geneigte rinnenartige Bahnen, von denen die westlichere unten über 1 m breit ist. Beide Bahnen haben am oberen Ende einen kleinen überhängenden Rand, welcher gewiß den Rest eines eingestürzten Daches vorstellt, während die beiden Bahnen die Böden zweier zerstörter Tafoni repräsentieren. So sind zwei frühere Tafoneböden zur Außenfläche des Felsens und zur Dachaußenfläche für die Tafoni des unteren Stockwerkes geworden.

Die Tafoni auf der N-Seite des Hundskopfsteines sind weniger tief, zeichnen sich aber durch dieselben Grundeigenschaften aus. Sehr deutlich ist die plattige Abschuppung, wobei die Abschuppungsscherben oft nur noch mit ihrer Mitte an der Felswand haften, während ihre Ränder sich merklich vom Felsen abbiegen, gleichsam etwas einrollen, so daß sich zwischen Felswand und Abschuppungsplatte eine schmale klaffende Spalte bildet, die aber breit genug ist, um den Geckos — kleinen, lichtscheuen Reptilien — den Tag über als Schlupfwinkel dienen zu können. Bei etwas unsanfter Berührung mit der Hand oder mit einem Stock stürzen diese Abschuppungsstücke sofort zu Boden und die hinter ihnen verkrochenen Tierchen zerstreuen nach allen Seiten. In solchen breiten Spalten kann man immer mehr oder weniger Staub antreffen. Er wird wohl von der nur etwa 20 Schritte entfernten staubigen Nationalstraße herkommen. Doch empfand ich beim Belegen der Spaltenflächen einen, allerdings nur sehr schwachen, Salzgeschmack, der vielleicht nicht nur auf Einbildung beruhte, und nahm daher Proben dieses Staubes für eine genaue Prüfung mit.

Salzausblühungen irgend welcher Art waren jedoch am Hundskopfstein, wie auch sonst in den Calanches, nirgends zu beobachten. Von besonderem Interesse waren für mich die ganz kleinen Nebentafoni von nur wenigen Zentimetern Durchmesser und die kleinen Hohlräume, die hier unter dem Dach und auf der Hinterwand des großen Haupttafons vorkommen. Der im allgemeinen ziemlich gleichkörnige Granit umschließt stellenweise größere und kleinere schlierige Ausscheidungen von gröberem Korn, die pegmatitischen Charakter haben, und in deren Mitte sich oft kleinere oder größere rundliche oder in die Länge gezogene Hohlräume befinden, deren Größe zur Größe der Schliere in einem bestimmten Verhältnis zu stehen scheint (Vergl. Fig. 21).

In diese Hohlräume ragen kristallographisch begrenzte Ecken

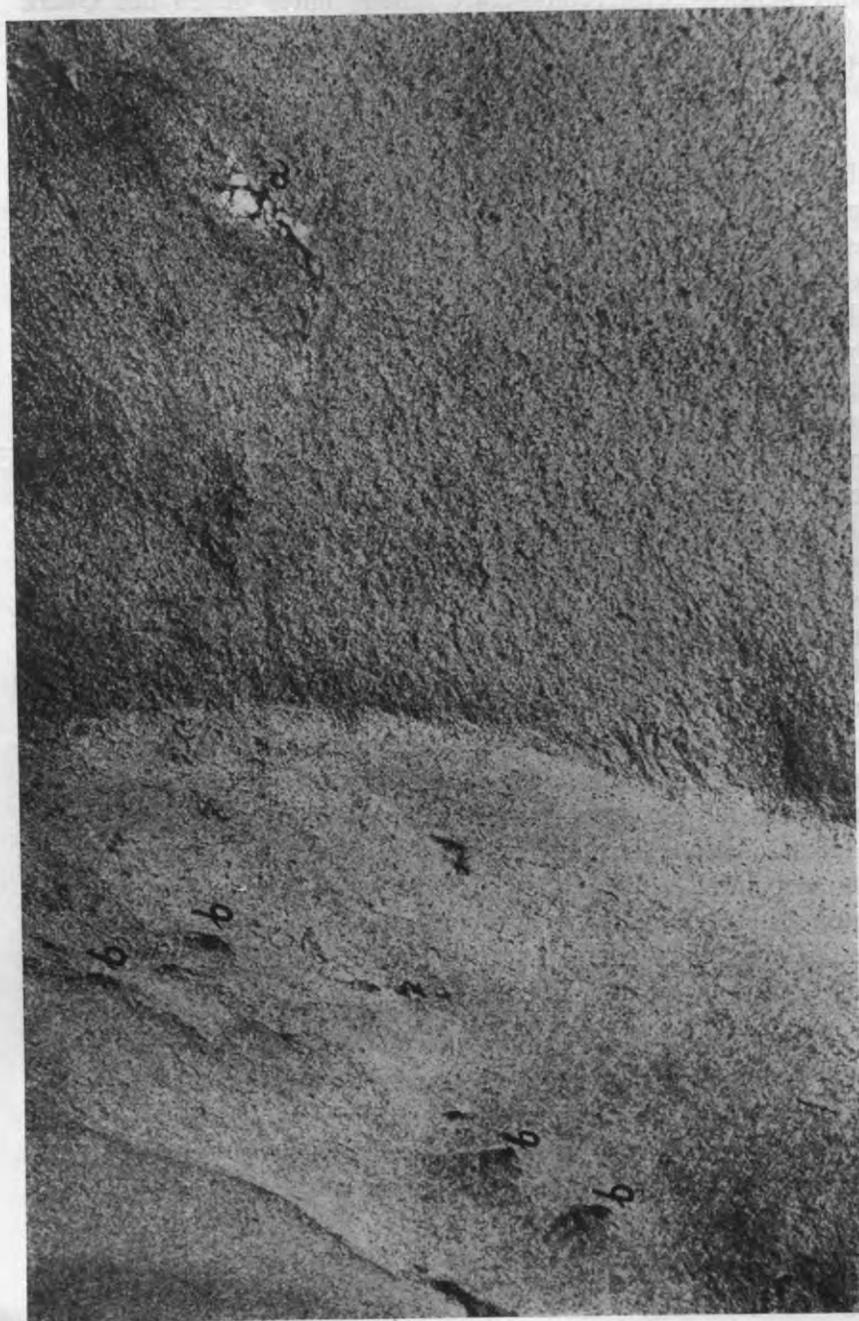


Fig. 21. Oberfläche der Hinterwand des nach N geöffneten Tafone des „Hundskopfteins“.
Erkl. am Ende (S. 353).

der umgebenden Schlierenminerale hinein, unter denen der Quarz eine Hauptrolle spielt. Die Quarze, deren Kristallkörper oft über die Hälfte in den Hohlraum eindringt, zeigen nicht nur Rhomboeder, sondern auch Prismenflächen. Einige von ihnen erreichen eine Länge von 2—2,5 cm, vielleicht sogar etwas darüber. Ich glaube, man hat es hier mit miarolitischen Hohlräumen zu tun, die in einem, an flüchtigen Bestandteilen reichen Kristallisationsrückstand entstanden sind. Manchmal zeigen solche Schlieren schweifartige Ansätze und Verlängerungen, welche oft trumartig aussehen, aber dem Hauptgestein gegenüber keine scharfen Grenzen besitzen. Man bekommt den Eindruck, als hätten Verschiebungen eines an flüchtigen Bestandteilen reichen Kristallisationsrückstandes in einem noch nicht vollkommen erstarrten Hauptmagma stattgefunden. Die Auskleidung der Hohlräume ist fest im Schlierenmaterial verankert, so daß die einzelnen Mineralindividuen meist nur mit Mühe aus dem Gestein herausgeschlagen werden können. In einzelnen Fällen ist der Zusammenhang zwischen den Mineralen der Auskleidung jedoch durch spätere Einflüsse gelockert, so daß die Quarze wie schwache Zähne wackeln und mit der Hand herausgezogen werden können. In einem Falle lagen sie frei am Boden der Höhlung. Bei Betrachtung der ganz kleinen, mehr oder weniger glattwandigen Nebentafoni fiel mir einer mit einem Durchmesser von nur 2,5 cm auf, der die Mitte einer kleinen Schliere von der beschriebenen Art einnahm. Die ganze Umrahmung dieses Tafone bestand aus grobkörnigem Schlierenmaterial. Ist das ein Zufall? Vielleicht ja. Und doch bekam ich den bestimmten Eindruck, daß die Anfänge der Tafonibildung in diesen miarolitischen Hohlräumen zu suchen sind. Einen direkten Übergang von den letzteren zu den kleinen Tafoni konnte ich aber nirgends beobachten.

Außer den Hohlräumen miarolitischen Aussehens findet man hier, wie auch auf der S-Seite des Hundskopfsteines, Vertiefungen von noch kleineren Dimensionen, die stellenweise in größerer Zahl auftreten und dann der Felsoberfläche ein narbiges Aussehen verleihen.

Unter diesen recht kleinen Vertiefungen finden sich ab und zu auch größere, die aber viel seltener sind, obwohl sie derselben Entstehung sein dürften. Da in allen diesen Höhlungen fast immer

Reste eines dunklen Minerals (Glimmers?) von verschiedener Größe angetroffen werden, erscheint es sehr wahrscheinlich, daß die Vertiefungen durch Herauswittern dieses dunklen Minerals entstanden sind. Diese Beobachtung läßt aber auch den Gedanken aufkommen, daß die als miarolitische Hohlräume gedeuteten Löcher möglicherweise durch Herauswittern desselben dunklen Bestandteiles entstanden sein könnten, falls dieser als letzte Ausscheidung die Zwischenräume zwischen den Schlierenmineralen ausgefüllt hätte. Eine solche Annahme scheint mir jedoch wenig für sich zu haben (Fig. 21).

Was das äußere Aussehen der verschiedenen Stellen des Hundskopfsteines betrifft, so unterscheiden sich die inneren Oberflächen der Tafonehöhlen von der Außenfläche des Steines vor allem durch eine blässere Farbe, während die Außenfläche durch Eisenoxydausscheidungen, die sich an Mineralgrenzen und auf Haarspalten im Inneren einzelner Mineralkörner anzusammeln scheinen, etwas lebhafter rot gefärbt ist, sowie auch durch das Vorhandensein von Flechtenüberzügen, welche den inneren Tafoneoberflächen vollständig fehlen. Die Farbe der letzteren nähert sich der hellen Lachsfarbe des Gesteins im frischen Bruch. Auch sind die Innenflächen viel ebener, manchmal geradezu glatt, während die Außenfläche viel unebener und rauher ist und viele herausragende Mineralkörner zeigt, deren Formen durch die lösende Einwirkung der Atmosphäriken abgerundet sind. Anzeichen einer „Schutzrinde“ konnte ich weder bei Betrachtung der Außenfläche, noch bei der Untersuchung von frischen Bruchstellen des Dachrandes oder der Dachmitte wahrnehmen.

Es wurden verschiedenen Stellen des Hundskopfsteines Proben frischen Gesteins, der Außenflächen (Schutzrinde?), der Innenflächen (Dachseite und Hinterwand) und Abschuppungsplättchen sowie Staub aus klaffenden Spalten, hinter den letzteren, entnommen, was alles am Untersuchungsort nummeriert, registriert und verpackt wurde. Es wurde der Hundskopfstein auch photographisch von verschiedenen Seiten aufgenommen.

Eine ähnliche Aufmerksamkeit wurde zwei weiteren tafonierten Felsstücken gewidmet, die sich in der unmittelbaren Nähe des Hundskopfsteines befinden und dem anstehenden Gestein angehören. Beide wurden photographiert.

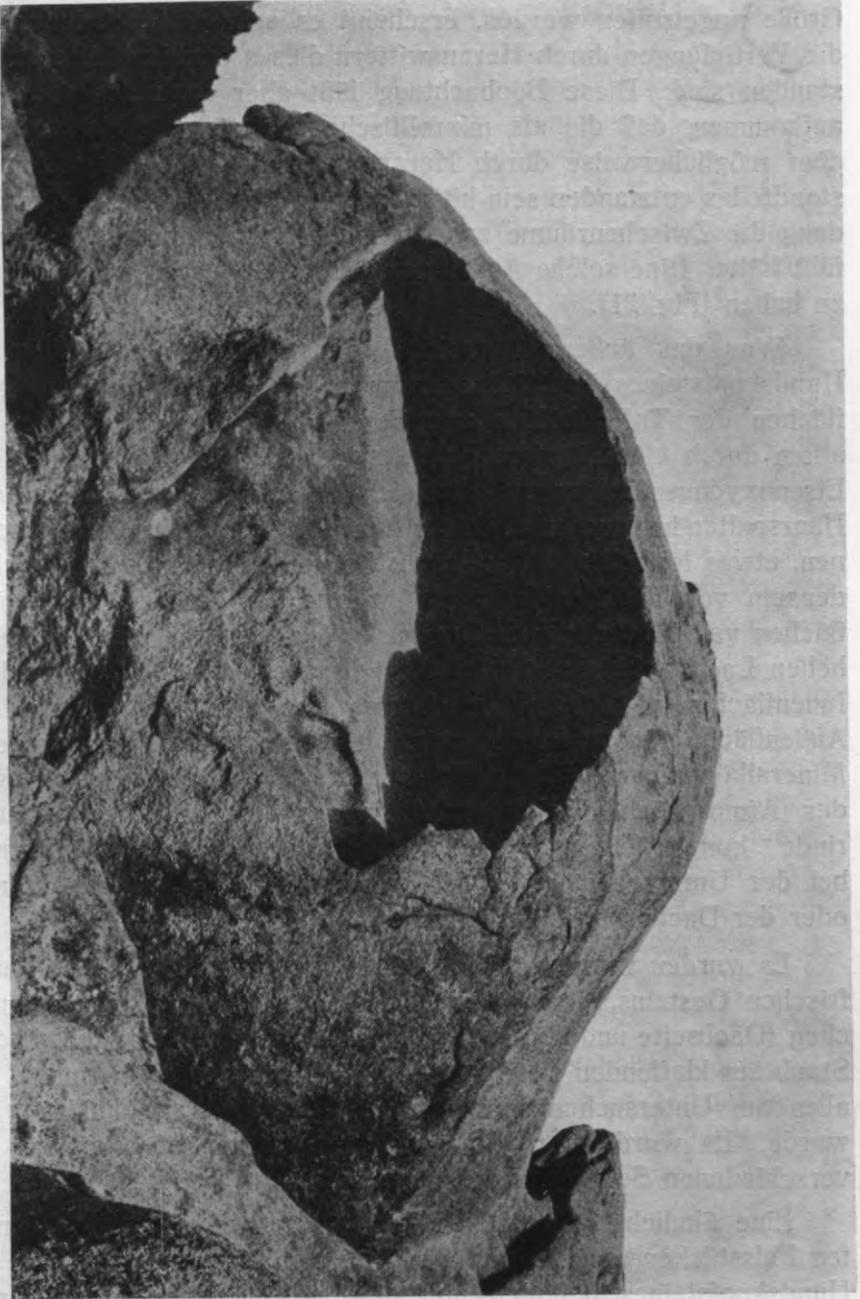


Fig. 22. Ein Tafonfels der Handskopfigruppe. Siehe die Erkl. am Schluß (S. 353).

Das eine Felsstück befindet sich in SSO-licher Richtung und in einer Entfernung von nur wenigen Metern vom Hundskopfstein, und sein Fenster öffnet sich nach S (Taf. VI).

Die Höhe der Tafonehöhle beträgt kaum 2 m. Das Dach hängt baldachinartig über. Der mittlere Teil des Daches hat eine Dicke von fast einem Meter, die Ränder dagegen eine solche von nur 10 cm.

Am Hangenden, also auf der unteren Dachseite, und z. T. an der Hinterwand treten mehrere ziemlich flache schüsselförmige Nebentafoni auf, welche durch wulstartige Zwischenwände voneinander geschieden werden. Überall bemerkt man auf der Unterseite des Daches eine intensive plattige Abschuppung. Die Platten fallen schon bei mäßiger Berührung ab. Der Boden auch dieses Tafone ist schief nach außen hin abwärts geneigt, so daß aller Schutt herausgleitet und im Gestrüpp verlorengelht. Es wurden aus dem Felsen sowohl frische Gesteinsstücke herausgeschlagen, als auch solche, welche der Innen- oder der Außenfläche angehörten, sowie ein großes, dickes Stück, welches gleichzeitig ein Stück Außenfläche (Schutzrinde?), verhältnismäßig frisches Innengestein und etwas von der unteren Dachseite, also vom Hangenden des Tafone, besaß, mit anderen Worten: ein Querstück des Daches.

Das zweite tafonierte Felsstück, welches noch genauer untersucht wurde, und von dem Proben mitgenommen wurden, befindet sich in einer Entfernung von etwa 12 m in westlicher Richtung vom Hundskopfstein (Fig. 22).

Auch sein Fenster schaut nach S. Die Verhältnisse ähneln vollständig den eben beschriebenen. Das am Rande sehr dünne Dach ist überhängend, hat nur wenige flache Nebentafoni und trägt die schon oft besprochenen Abschuppungsplättchen. Der Boden ist glatt und schräg abwärts geneigt, weshalb aller Schutt in die Vegetationsdecke abrutscht und von ihr verschluckt wird.

Hier tritt eine Erscheinung besonders deutlich hervor, die übrigens an vielen Tafoni beobachtet wird und auch am großen Haupttafone des oberen Stockwerkes des Hundskopfsteines zu sehen ist. Der Aushöhlungs Vorgang, welchem der Tafone seine Vergrößerung und Ausbreitung zu verdanken hat, scheint nämlich in einiger Entfernung von der Außenfläche des Felsens sich zu verzögern und schließlich gewissermaßen zu stocken, so daß sich mit der Zeit eine verhältnismäßig dünne, 5—10 cm dicke Dachrinde entwickelt,

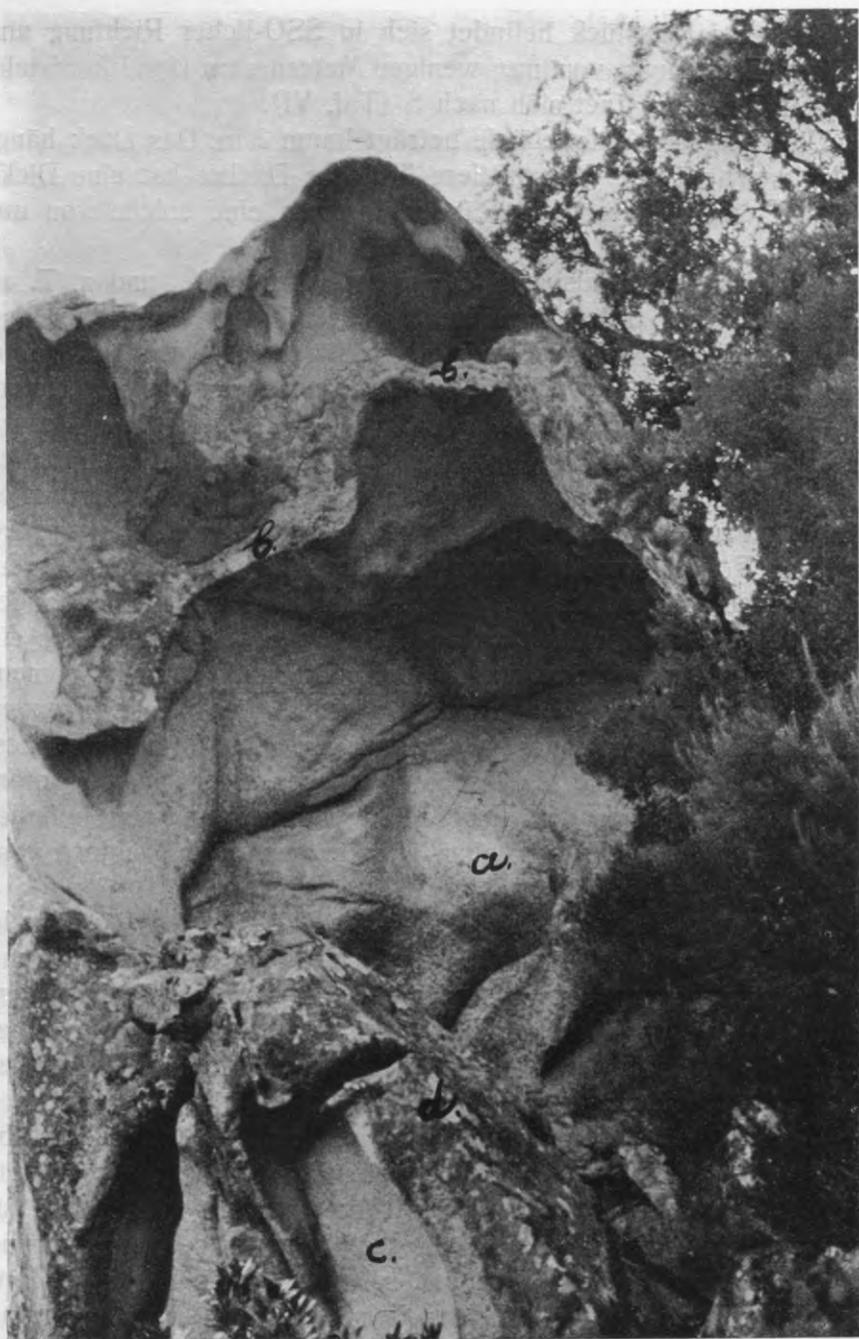


Fig. 23. Zweistöckiger Tafonifels in den Calanches. Erkl. am Schluß (S. 353).

welche den Tafone im oberen Teil, manchmal auch seitlich, gewölbeartig überdeckt.

Daß der Aushöhlungsprozeß indessen nicht ganz abgeschlossen ist, sondern auch jetzt noch fort dauert, beweist das Vorhandensein von sturzbereiten Abschuppungsplättchen und von flachen Nebentafoni auf der Unterseite solcher Dachrinden. Sie machen äußerlich den Eindruck von Schutzrinden. Ob sie es aber in Wirklichkeit sind, scheint mir sehr fraglich zu sein, da sie im Querbruch, wenigstens makroskopisch, genau denselben Eindruck machen wie das normale Gestein.

Es wurden auch von hier die üblichen Proben, insbesondere von der vermeintlichen „Schutzrinde“, sowie eine Staubprobe mitgenommen. Nummerierung, Eintragung und Verpackung wie immer am Untersuchungsort.

Auch an den zuletzt beschriebenen Tafonesteinen konnte die überall in den Calanches wahrnehmbare Erscheinung konstatiert werden, daß alle oberen, besonders die von der Abschuppung betroffenen Stellen der Tafone-Innenwände keine Flechten bzw. Algenbedeckung tragen, obwohl sie meist genügend belichtet sind. Nur die unteren, oft bauchartig hervortretenden Partien, an denen auch die Abschuppung entweder fehlt oder einen konvexen Charakter hat, zeigen einen meist nur spärlichen Flechtenwuchs.

Piana, d. 29ten August 1933.

Typische Tafoni finden sich auch in den Umgebungen der kleinen Ortschaft Porto, an der Mündung des Portoflusses.

Ein in sehr hohem Grade angegriffener Felsblock liegt unmittelbar an der Fahrstraße von Porto nach Calvi, am rechten Ufer des Portoflusses, nicht weit von der Stelle, wo der Weg nach Porto von der Nationalstraße abzweigt. Eine Photographie, die ich schon im vorigen Jahr aufnehmen ließ, erklärt die Verhältnisse (Fig. 24).

Der Block ist in seinem oberen Teil fast vollkommen ausgehöhlt; nur eine dünne 15—30 cm dicke Rinde bildet das Dach, welches stellenweise durchlöchert und eingestürzt ist. Die große Höhle hat zwei seitliche Fenster, die bis auf den Boden herabreichen und den Schutt herausleiten. Sie öffnen sich in südlichen Richtungen und entsprechen wohl den Fensteröffnungen zweier ursprünglicher Haupttafoni, die sich bei nachträglicher Erweiterung

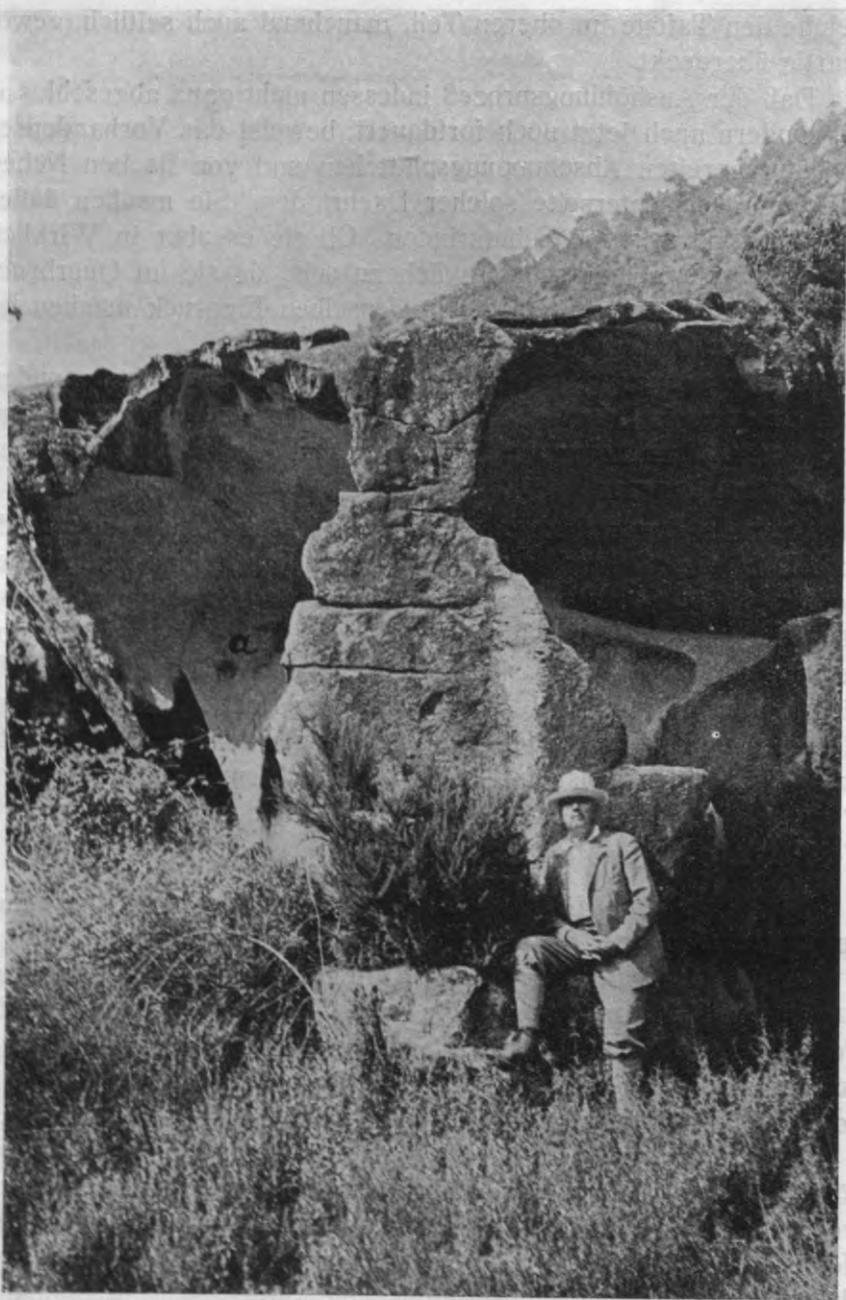


Fig. 24. Tafonifels bei Porto. Diesbez. Erkl. am Ende der Abhandlung (S. 353—354).

zu einem gemeinsamen Tafone vereinigt haben. Dabei haben sie sich oben mehr vertieft als unten. Unter dem Dach haben sich einige kleine Nebentafoni gebildet. Auch finden sich solche auf den ausgebauchten Bodenstücken: auf der östlichen Seite ein größeres von etwa 40 cm Durchmesser, auf der westlichen — zwei übereinander liegende sehr kleine von nur 10 und 3 cm Durchmesser. Die Abschuppung ist auf der Dach- und der Hinterseite deutlich. Das Gestein ist unmittelbar hinter den Abschuppungsplatten ebenso frisch wie auf den Bruchstellen. Dieselben Eigenschaften zeigt auch das dünne Dach im Querbruch.

Für eine nähere Prüfung wurden Proben des frischen Gesteins, der Außenfläche (ein Querbruchstück des Daches) sowie der inneren Abschuppung mitgenommen.

Desgleichen wurde auch mit einer zweiten, kleineren Tafonehöhle verfahren, welche dem Portofluß näher liegt. Hier konnte im Granit eine auf Einschmelzung eines fremden Gesteins beruhende schlierige Struktur festgestellt werden, wobei aber keine Beeinflussung der Tafoneform durch die eingeschlossenen Fremdkörper zu bemerken war.

Calvi, d. 2ten September 1933.

Schon auf der Fahrt von Calvi nach Piana bemerkte ich von der Nationalstraße aus das Fehlen des großen Nelsonblockes, am Fuße des Nelsonfelsens. Als ich später nach Calvi zurückkehrte und die Stelle besuchte, fand ich nur einige größere, für Bauzwecke bereits zugehauene Steine und eine große Menge von Bruchstücken, welche die Steinmetze zurückgelassen hatten. Der Block war schon vor einigen Monaten gesprengt und zerteilt, und das Material zu Bauzwecken verwendet worden. Ähnliches war vor zwei Jahren unfern der Ortschaft Porto auf der Fahrstraße nach Ota geschehen. Auch hier hatte man, um Baumaterial zu erhalten, zwei an der Straße gelegene und daher leicht zugängliche, aber durch und durch tafonierte Blöcke zerteilt und das Material zu Bausteinen verarbeitet: ein guter Beweis dafür, daß die Tafonibildung nichts mit einer Zersetzung des Gesteins oder einer Schwächung seines inneren Zusammenhanges zu tun hat, da die Bevölkerung, welche bei der Auswahl des nötigen Baumaterials sehr wählerisch ist und mit großer Vorsicht vorzugehen pflegt, sich sonst hüten würde, tafo-

niertes Gesteinsmaterial zu Bauzwecken zu verwenden. Die bei der Bildung der Tafoni mitspielenden Erscheinungen müssen offenbar mehr oberflächlicher Natur sein und dürften nicht imstande sein, den inneren Zustand des Gesteins auf die Dauer wesentlich zu verändern.

Die vom Nelsonblock zurückgebliebenen Stücke und ein Teil der Scherben stammten, wie mir von kompetenter Seite versichert wurde, aus der Mitte des Blockes. So bot sich für mich eine sehr günstige Gelegenheit, ganz frisches, von den Atmosphäriken noch nicht angegriffenes Gestein für die Laboratoriumsuntersuchung zu erhalten, eine Gelegenheit, die ich selbstverständlich nach Möglichkeit ausnutzte. Ich sammelte sowohl Stücke des herrschenden mittel- bis grobkörnigen Granites, als auch solche, welche dem grobkörnigen, pegmatitischen Schlierenmaterial angehörten.

Am nächsten Tag untersuchte ich auch die Tafoni auf dem Felsvorsprung von S-Francesco, unmittelbar westlich von der Zitadelle von Calvi, sowie mehrere Tafoni am Ostufer des Golfes von Revellata und im Hafen von Alga. Überall fand ich eine bis in die Einzelheiten gehende Wiederholung der Verhältnisse, die ich am Nelsonblock und am Tafone auf der Südseite der Zitadelle von Calvi angetroffen habe. Auch konnten hier nirgends Ausblühungen irgendwelcher Art festgestellt werden. Nur in einem Tafone in der Bucht von Revellata verspürte ich beim Belecken der Rückseite von Abschuppungsplättchen einen kaum merkbaren Salzgeschmack. Die meeresnahe Lage dieses Tafone gibt uns jedoch ein gewisses Recht, angespritztes Meerwasser oder angewehten Meerwasserstaub dafür verantwortlich zu machen. Einige solche Plättchen sowie Staub von ihrer Rückseite wurden zur Prüfung auf einen etwaigen Salzgehalt in sorgfältiger Verpackung mitgenommen. Gesteinsproben wurden an diesen Stellen nicht gesammelt, da das Gestein hier nichts für den Zweck der Untersuchung Neues zu bieten schien.

Calvi, d. 10ten August 1934.

Ein wirkliches Eldorado für den Tafoniforscher, einen Naturpark der Tafoni-Erscheinung von seltener Schönheit und bedeutender Ausdehnung stellen der Berg Serra und die Umgebungen der kleinen Buchten „Porto Recisa“ und „Porto Agro“, südwestlich von

Calvi, vor. Dazu kommt noch die außerordentliche Zugänglichkeit dieses Gebietes hinzu, welche zum Studium geradezu einladet. Die Felsen sind fast kahl und das zwischen ihnen wuchernde Gestrüpp ist niedrig und in allen Richtungen von Tierpfaden durchzogen, welche die hier weidenden Schafe und Rinder ausgetreten haben. Ich besuchte den Ort während meines diesjährigen Aufenthaltes in Calvi mehrere Male und hatte daher gute Gelegenheit, Beobachtungen auszuführen und Untersuchungsmaterial zu sammeln.

Vor allem fesselte meine Aufmerksamkeit ein mächtiger runder Stein von wollsackähnlichem Aussehen, der sich unfern der Fahrstraße zur Wallfahrtskapelle „Santa Maria della Serra“ auf dem SW-Abhang des Serraberges befindet (Taf. VII).

Er hängt, wie es scheint, mit seiner Felsunterlage unmittelbar zusammen, ist also nur ein durch Kantenverwitterung gerundeter Felsauswuchs. Ein einziges großes Fenster, das sich nach SSW öffnet, führt in einen geräumigen, flachen Tafone, welcher in seinem oberen Teil tiefer, im unteren, wie das meist der Fall ist, weniger tief in den Felsen eindringt. Infolgedessen erscheint der untere Teil der Hinterwand nach außen hin ausgebaucht. Die Unterseite des überhängenden Daches trägt eine große Zahl von Nebentafoni, welche dicht nebeneinander liegen und durch polster- bis rippenartige Scheidewände voneinander getrennt sind. Innerhalb der Nebentafoni und auch außerhalb derselben, im Bereich der Dachunterseite, kann man mit Hilfe eines Feldstechers überall die charakteristische, plattige Abschuppung wahrnehmen, die stellenweise auch an der hinteren Wand zu sehen ist. Die Abschuppungsplättchen scheinen sehr lose befestigt zu sein, denn als eine auf einem kleinen gesimsartigen Felsvorsprung nistende Wildtaube, durch mein Herantreten aufgescheucht, aufflog, und mit ihren Flügeln die Dachunterseite berührte, stürzten sofort mehrere Abschuppungsplättchen herunter, von denen ich eines auffangen und für ein näheres Studium mitnehmen konnte. Die Innenfläche des Tafone ist heller gefärbt als die Außenfläche des Felsens. Außerdem ist letztere mit Flechten bewachsen, während die Innenfläche keine Bewachsung zeigt. Miarolitische Hohlräume konnte ich in diesem Gestein nicht wahrnehmen, doch finden sich sowohl auf der Außenfläche, wie auch auf der Innenfläche des Tafone Vertiefungen, die durch Herauswittern eines dunklen Gemengteils entstanden sind, dessen Reste am Grunde der Vertiefungen zu finden sind.

Es wurden außer dem herabgefallenen Abschuppungsstück Stücke ganz frischen, durch Entzweihauen eines größeren, vom Hauptblock abgetrennten Blockes erhaltenen Gesteins, der Außenfläche und der Tafone-Innenfläche mitgenommen. Der Felsen wurde photographiert; desgleichen die Nebentafoni auf der Unterseite des Daches (Taf. VIII).

Nicht weit von dem eben beschriebenen Felsblock befindet sich, westwärts von ihm, ein anderer beachtenswerter Tafonistein, den ich auch eingehend untersuchte und der ebenfalls mit der Felsunterlage in direkter Verbindung stehen dürfte. Auf seiner SW-Seite haben sich von oben bis unten zahlreiche Tafoni eingegraben. Sie berühren sich gegenseitig fast unmittelbar und sind durch rippenartig hervortretende, meist recht schmale Scheidewände voneinander getrennt. Sie haben, wie auch an anderen Orten, die Form von unvollkommenen Kugelkalotten. Die Abweichungen von der Kugelform dürften durch die überall vorhandene Tendenz zur Ausbreitung nach oben und vielleicht durch den etwas verschiedenen Widerstand des Gesteins an verschiedenen Stellen zu erklären sein. Der letzte Umstand scheint mir allerdings nur selten eine Rolle zu spielen, worauf ich schon früher, bei der Besprechung der pegmatitischen Schlieren des Nelsonblockes hingewiesen habe. Fast alle Tafoni haben überhängende Dachstücke von unbedeutenden Dimensionen und einen schroff nach außen abfallenden Boden, auf welchem sich kein Schutt anhäufen kann. Im Dachraum der tieferen Tafoni ist die Abschuppung überall deutlich. Die unteren Teile dieser Tafoni sind aber, besonders im Vergleich zur rauhen Außenfläche des Felsens, sehr glatt.

Auch fehlt ihnen die für die Außenfläche so typische Flechtenbedeckung fast vollkommen, obwohl für die meisten von ihnen die Belichtungsbedingungen sehr günstig sind. Ich hoffe, alles dies durch eine photographische Aufnahme veranschaulichen zu können (Vergl. Fig. 25).

Auf der Innenfläche der Tafoni sind kleine Vertiefungen zu konstatieren, welche Glimmerreste enthalten und durch Herausfallen des letzteren entstanden sind. Manchmal erreichen sie einen Querdurchmesser von 1 cm.

Diese Tafonigruppe macht zwar den Eindruck einer Gruppe von primären Haupttafoni, doch glaube ich, daß wir es hier mit Nebentafoni zu tun haben, die sich am Dache und an der Hinter-

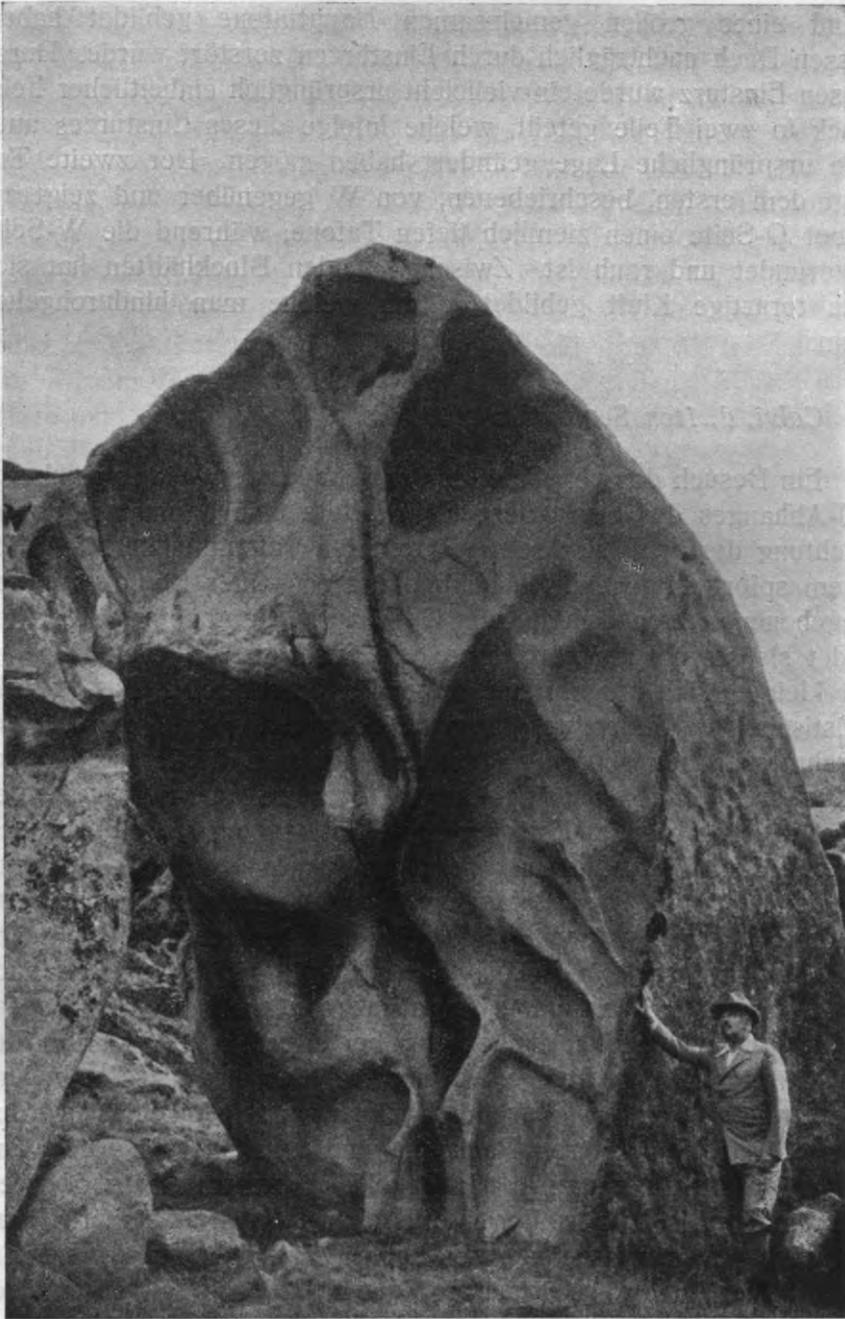


Fig. 25. Ein Tafonistone der Serragruppe. Zu vergleichen mit Fig. 3.
Diesbez. Erkl. am Ende (S. 354).

wand eines großen gemeinsamen Haupttafons gebildet haben, dessen Dach nachträglich durch Einstürzen zerstört wurde. Durch diesen Einsturz wurde ein vielleicht ursprünglich einheitlicher Felsblock in zwei Teile geteilt, welche infolge dieses Einsturzes auch ihre ursprüngliche Lage geändert haben mögen. Der zweite Teil liegt dem ersten, beschriebenen, von W gegenüber und zeigt auf seiner O-Seite einen ziemlich tiefen Tafon, während die W-Seite abgerundet und rauh ist. Zwischen beiden Blockhälften hat sich eine torartige Kluft gebildet, durch welche man hindurchgehen kann.

Calvi, d. 1ten September 1934.

Ein Besuch des von Calvi aus in sehr kurzer Zeit erreichbaren NO-Abhanges des Serra-Berges gestattete eine aufmerksame Betrachtung der auch hier sehr verbreiteten Tafonihöhlen. Sie treten einem sofort entgegen, sobald man die von einer Baumvegetation umgebenen letzten Gehöfte von Calvi, resp. Santone verläßt. Man findet sie sowohl am nördlichen, wie auch am südlichen Gehänge der kleinen, sich auf Santone öffnenden Talschlucht. Das charakteristische henkelförmige Querprofil, das einem größeren Tiefendurchmesser des oberen und einem kleineren Tiefendurchmesser des unteren Teiles entspricht, sowie die untere Ausbauchung, treten meist deutlich hervor. Eine genauere Untersuchung der Form kleinerer Tafoni durch Hereinstecken des Armes bestätigte nicht nur die beim Studium der Calanches-Tafoni gemachten Erfahrungen, sondern zeigte, daß viele kleine Tafoni eine recht beträchtliche Ausdehnung ihrer Längsachse besitzen, die nicht nur eine nach unten und außen hin schiefe Lage hat, sondern bei einigen sogar in die vertikale Stellung übergeht, bei anderen aber nur in der Fortsetzung der Richtung des abwärts geneigten Tafonibodens liegt, welche dann als frühere Hinterwand betrachtet werden könnte. Auf der unteren Dachseite und auch an der Rückwand der Tafoni bemerkt man in der Regel Nebentafoni erster, zweiter, manchmal auch noch späterer Entstehung. Überall bemerkt man am Dach, stellenweise auch am oberen Teil der Hinterwand, die plattige Abschuppung. Sie ist an einigen Stellen sehr tief, und der Prozeß scheint mitunter recht weit in das Gestein eingedrungen zu sein, denn es fallen bei Berührung der Dachunterseite manchmal

2 bis 3 hintereinander liegende Plättchen gleichzeitig ab. Sie müssen mit der größten Vorsicht aufgefangen werden, da sie sonst beim Aufschlagen auf den darunterliegenden Tafoneboden infolge ihrer Dünne sofort zerschellen und der schiefen Neigung des Bodens folgend in den Abgrund stürzen. An der hinteren und den seitlichen Tafonewänden ist die Abschuppung sehr unbedeutend, auf dem Boden ist sie kaum bemerkbar. Die an der Dachseite haftenden Abschuppungsplatten haben, wie ich dies schon in den Calanches beobachtete, eine stärkere Biegung als die Dachwölbung selbst und berühren den Dachboden nur mit ihrer Mitte, während ihre Ränder frei schweben. Die beiliegende schematische Profilskizze möge dies veranschaulichen (Fig. 26). In den äußeren Zwischenräumen hat sich stellenweise etwas Staub angesammelt.

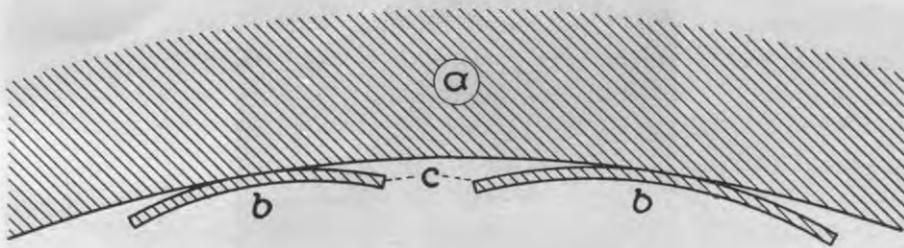


Fig. 26. Lostrennung der Abschuppungsplatten von der Dachunterseite eines Tafone. Der Vorgang ist nach der Natur gezeichnet, jedoch schematisiert; auch ist die Einrollung der Abschuppungsplatten etwas übertrieben, da der Abstand zwischen ihrem Außenrand (*c*) und der darüber liegenden Dachunterseite in Wirklichkeit kleiner ist, als die Zeichnung dies wiedergibt. Die Schraffierung bezeichnet das Gestein, *a* — das Tafonedach, *b* — die Mitte der Abschuppungsplatten, mit welcher sie am Felsen haften, *c* — abgewogene (ingerollte) Randpartien, auf denen sich öfters Staub ansammelt.

Das Vorhandensein einer Flechtenvegetation auf der Außenseite der Felsen und ihr Fehlen auf der Innenseite der Tafoni ist auch hier zu vermerken, ferner stellenweise eine Rotfärbung der Felsenoberfläche durch Eisenoxyde und das Fehlen der Färbung auf der Innenseite der Höhlen.

An einer Stelle konnte eine gewisse Abhängigkeit der Tafonibildung von der Struktur des Gesteines festgestellt werden. Am nordwestlichen Gehänge der Talschlucht über Santone lagert ein grobkörniger Granit über einem feinkörnigeren. Hier sind Tafoni

nur im grobkörnigen Granit ausgebildet, während der überlagerte, feiner gekörnte Granit keine Tafoni besitzt (Fig. 27). Eine ähnliche Erscheinung konnte ich schon in den Calanches verzeichnen.

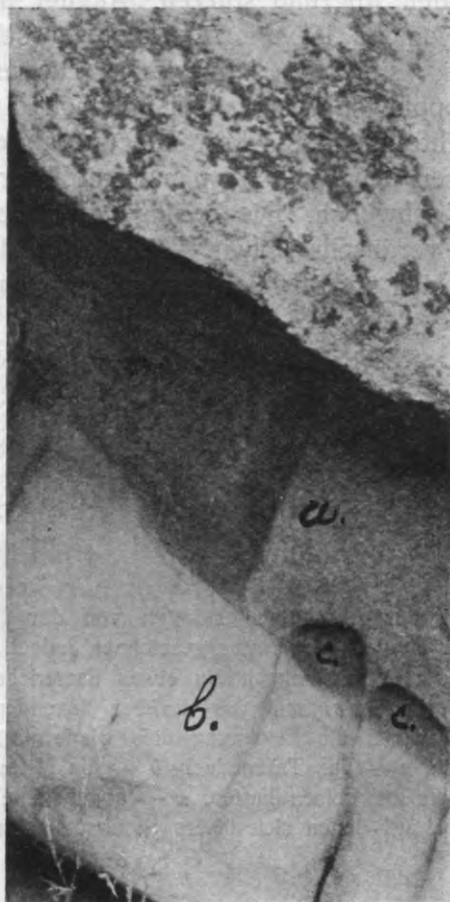


Fig. 27. Teil eines kleineren Tafone, an einer Berührungsstelle von grobkörnigem Granit (*a*) mit feinkörnigem Gestein von mikrogranitischem Charakter (*b*), aus der oberen Talschlucht über Santone bei Calvi. Der wenig tiefe Haupttafoni hat zwar sowohl den grobkörnigen Granit als auch den überlagerten feinkörnigen angegriffen, aber die an der Rückwand entstehenden Nebentafoni scheinen sich nur im grobkörnigen Gestein zu entwickeln. Auch dann, wenn sie an der Berührungsstelle beider Gesteine auftreten, scheinen sie sich nicht in das feinkörnige Gestein erweitern zu wollen, wie die beiden kleinen Nebentafoni *c* es zeigen.

Es wurden Proben des grobkörnigen Granits sowie des feinkörnigen für eine mikroskopische Untersuchung mitgenommen. Ferner von verschiedenen Stellen Stücke des frischen Gesteins, der Innenflächen der Tafoni, der Außenfläche der Felsen, zur Prüfung auf das Vorhandensein einer etwaigen Schutzrinde, sowie Abschuppungsplättchen. An einer Stelle wurde auch der auf der Rückseite



Fig. 28. Tafoni im Felsen unter der Wallfahrtskapelle S-ta Maria della Serra, von W gesehen. Eine Anordnung der Tafoni über der unteren Kante der woll-sackartig abgerundeten Kluffblöcke ist nicht zu verkennen.

einiger abgebogener Platten vorhandene Staub gesammelt. Salzausblühungen waren nirgends zu verzeichnen. Auch beim Anlecken der entsprechenden Stellen war kein Salzgeschmack zu spüren.

Sehr schöne, wenn auch nicht gerade sehr große Tafoni befinden sich im Osten des Serra-Gipfels, in dem Felsen, welchen

die Wallfahrtskapelle S-ta Maria della Serra krönt. (Vergl. die Fig. 28 u. 29.)

Man sieht sie allenthalben unter den Mauern, welche den Wallfahrtsort umgeben. Die Verhältnisse sind dieselben, wie an anderen Stellen der Serra: Haupt- und Nebentafoni, überhängende Dächer, Abschuppungserscheinungen am Hangenden, ausgebauchte Hinterwände und schroffe abwärts geneigte Tafoneböden.

Eine Erscheinung schien mir hier aber neu zu sein. Außer den Vertiefungen, welche durch Herausfallen eines dunklen Gemengteils, wahrscheinlich eines Glimmers, verursacht werden und welche auch hier recht zahlreich vorhanden waren, bemerkte ich ähnliche aber flachere Vertiefungen, die sich durch eine sehr regelmäßige Halbkugelform auszeichnen und deren Wandungen oft von Quarz ausgekleidet sind. Reste eines dunklen Minerals fehlen hier vollkommen. Ich hatte den Eindruck, daß sie durch Ausbröckeln von Quarz an quarzreichen Stellen des Gesteins entstehen. Auch schienen mir Übergänge von diesen kleinen Vertiefungen zu größeren vorhanden zu sein, die schon als kleine Tafoni angesprochen werden könnten. Die Wandungen solcher größerer Vertiefungen waren aber schon mit allen Mineralen, die das Gestein zusammensetzen, ausgepflastert. Das Gestein selbst zeichnet sich an solchen Stellen durch ein feineres Korn und eine etwas ungleiche Größe der Körner aus. Sie dürften Mischungszonen zwischen dem normalen Serragranit, welcher die Hauptmasse dieses Felsens bildet, und einem feinkörnigen Granitgestein entsprechen, welches den Serragranit in Gängen durchsetzt. Es wurden, wie immer, die für das Tafonistudium erforderlichen Gesteinsproben genommen, deren Nummerierung, Eintragung und Verpackung, wie gewöhnlich, an der Untersuchungsstelle ausgeführt wurde.

Sehr mannigfaltige und interessante Tafonibildungen finden sich auch auf dem Gipfel des Serraberges und auf seinem NW-Abhang. Genauer untersucht wurde ein tafonierter Felsblock, der gleich dem Hundskopfstein (und dem auf Fig. 23 abgebildeten Tafoniefelsen in den Calanches) zwei übereinander liegende Etagen von Tafoni zeigt, deren Fenster alle nach SO gerichtet sind. Sie haben überhängende Dächer und schräg abwärts gerichtete Böden. In letztere haben sich zwei unter ihnen liegende Tafoni der unteren Etage mit ihren Dachseiten hineingefressen, so daß rinnenförmige

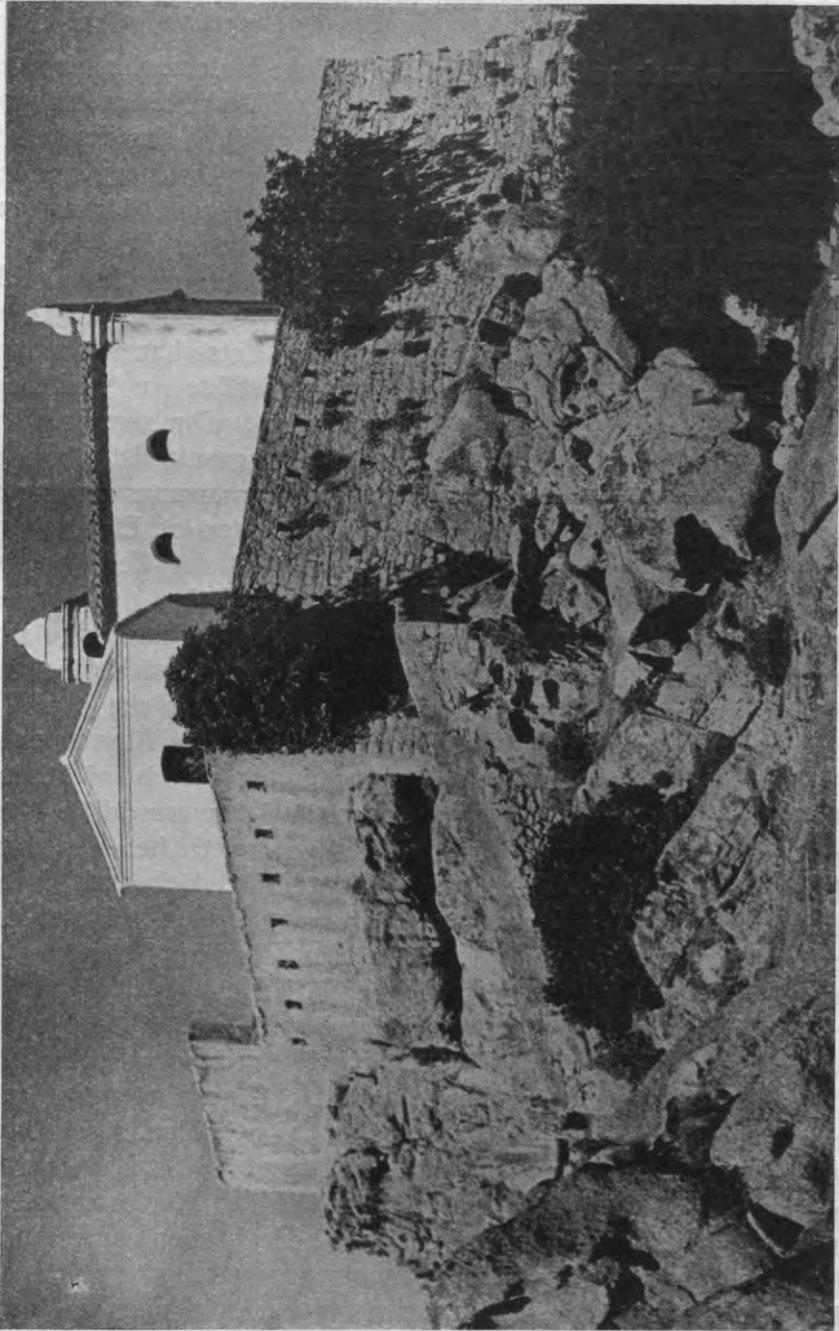


Fig. 29. Tafonifelsen „S-ta Maria della Serra“. O-Seite. Diesbez. Erkl. am Ende (S. 354).

Verbindungstücke zwischen den beiden Stockwerken entstanden sind.

Es wurde auch an diesem Ort das übliche Untersuchungsmaterial einschließlich einer Staubprobe von der Rückseite zweier Abschuppungsplättchen gesammelt, wobei besondere Aufmerksamkeit der auch hier sehr ausgesprochenen konkaven Abschuppung, der Scheidewand zwischen den beiden oberen Tafoni und der Außenfläche zuteil wurde. Die Stelle wurde photographiert (Fig. 30).

Der Gipfel der Serra und deren Abhänge bieten mit ihren zahllosen Tafoni in allen Stadien der Entwicklung und Zerstörung eine ausgezeichnete Gelegenheit, nicht nur die Entstehung, sondern auch den Zerfall dieser auffallenden Naturgebilde zu studieren. Selbstverständlich unterliegen die Tafonewände allen zerstörenden Einflüssen, welchen das Gestein als solches ausgesetzt ist, aber sie sind auch selbst Träger eines besonderen Zerstörungsvorganges, als dessen Folge die Tafonierscheinung aufzufassen ist. Eine nähere Betrachtung der Tafonewände belehrt uns, daß der Zerstörungsvorgang selbst an den dünnsten Dachrinden der Tafoni noch immer fort dauert, da wir auch unter ihnen die leicht entfernbaren und sich unter dem Einfluß der Schwerkraft gleichsam von selbst loslösenden Abschuppungsplatten antreffen, welche die oberen Teile der Tafonewandungen auskleiden. Der Prozeß der inneren Abschuppung ist hier zweifellos etwas aufgehalten worden, aber er ist nicht zum Stillstand gekommen. Sein Fortdauern muß unvermeidlich zum Durchbruch des Daches führen, welches von unten her gewissermaßen angebohrt wird. Solche angebohrte Tafonedächer trifft man sehr oft an. Ein besonders drastisches Beispiel hierfür bietet das Loch, welches die beiden Stockwerke des Hundskopfsteines (Calanches) miteinander verbindet (Vergl. Taf. VI).

Weitere Beispiele zeigen der Nelsonblock (Fig. 18), der zwei-stöckige Felsen, 4,5 km von Piana, der hohle Stein von Porto (Fig. 24) und manche Tafoni der Serra. Am zuletzt genannten Ort, wie auch in den Felsen der Calanches, gibt es Tafonehöhlen, deren Dach von mehreren Löchern durchbohrt ist. Oft sind solche Löcher sehr groß, und man sieht, daß sie durch Abbrechen der Ränder erweitert wurden. In einzelnen Fällen ist das ganze Dach oder ein größerer Teil desselben durch Einstürzen abgetragen worden, so daß die Ruinen der Seitenwände den Eindruck eines zerschlagenen Topfes machen. Von solcher Entstehung ist auch der eigentümliche Fels-

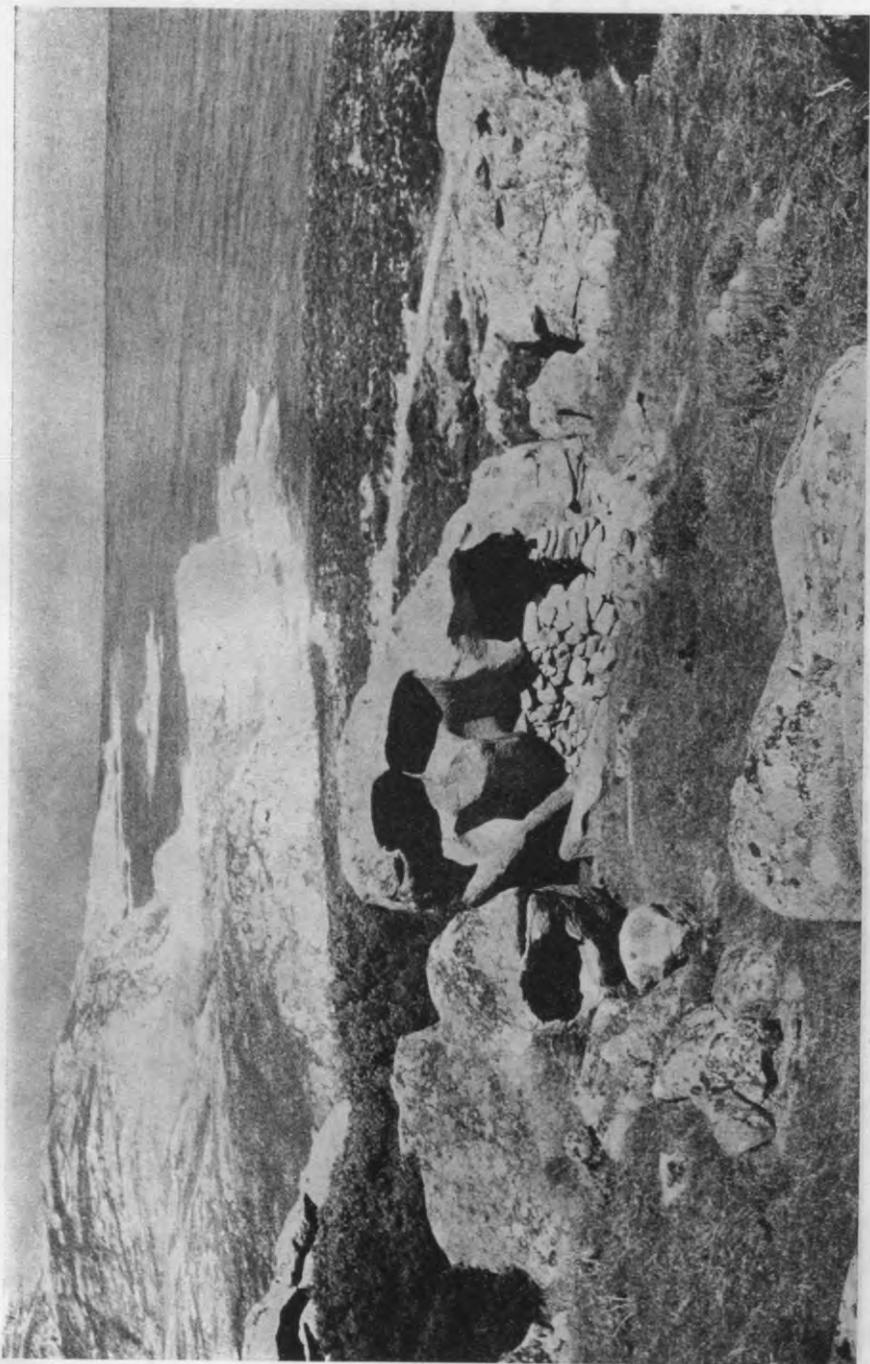
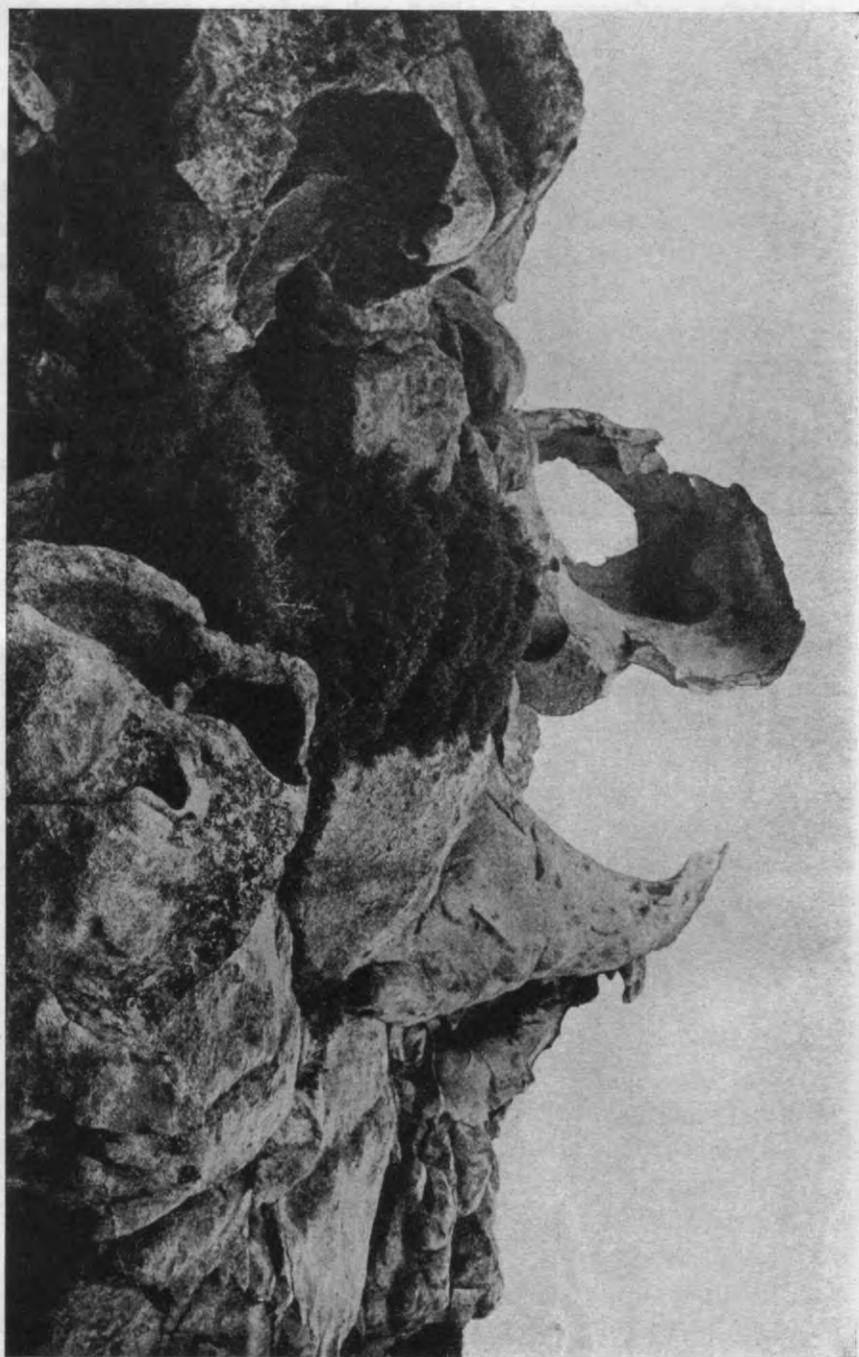


Fig. 30. Zweistöckiger Tafonstein am W-Abhang des Serragipfels, Diesbez. Erkl. am Ende (S. 354).

Fig. 31. Tafonirruine auf dem Gipfel des Serrabergeres bei Calvi. Erklärungen am Ende (S. 354).



aufbau auf der westlichen Anhöhe des Serraberges, der auf meinen Wunsch photographisch abgebildet wurde (Vergl. Fig. 31).

Nach dem Abbrechen solcher ruinenartig aufwärts ragender Tafonewände, die bald sofort in den Abgrund abrutschen und dort zerbröckeln, bald eine Zeitlang als lose Scherben auf der Felsoberfläche liegen bleiben, um erst mit der Zeit der zerstörenden Einwirkung der Atmosphärien zu erliegen, wird der frühere Tafoneboden seinerseits, wenn die Verhältnisse dem entsprechen, durch Erweiterung tiefer gelegener älterer oder neu entstandener Tafoni wieder zu einem Tafonedach ausgebaut werden können.

Piana, d. 22—25ten August 1935.

Oft habe ich mir beim Studium des großartigen Naturphänomens der Tafoni die Frage gestellt: Wie sind die Tafoni entstanden?

Die bekannten Erklärungsversuche, die mir immer in verschwommenen Umrissen vorschwebten, befriedigten mich in keiner Weise, am allerwenigsten die rein chemischen. Überall zeigte das Gestein, an den Höhlenwänden und an der Höhlendecke, nach Entfernung der oberflächlichen Abschuppungsplättchen makroskopisch genau dieselben Eigenschaften, die es auch in der Nähe der Außenfläche der Felsen besitzt. Eine Zersetzung konnte ich an den inneren Höhlenflächen nirgends konstatieren. Auch habe ich bei der Beobachtung im Felde keinerlei Anzeichen des Vorhandenseins einer Schutzrinde wahrnehmen können, obwohl es mir auffiel, daß die Felsen infolge der Tafonibildung sehr oft bis auf das Zurückbleiben einer nur 5 bis 15 cm dicken Rinde ausgehöhlt waren, was zweifellos dazu angetan war, den Gedanken an eine Schutzrinde oder Panzerrinde wachzurufen. Im Bruch zeigten aber diese Tafonerinden, bei Betrachtung mit dem unbewaffneten Auge wenigstens, immer nur das Bild des normalen Gesteins. Auch eine Wüstenlackbildung war nicht zu beobachten. Eine gewisse Rötung oder Graufärbung der Gesteinsaußenflächen konnte ich zwar oft wahrnehmen, doch drangen diese Farbenveränderungen nie tiefer in das Gestein ein, sondern beschränkten sich auf die Außenfläche der Felsen und ihre unmittelbare Unterlage.

Diese Unaufgeklärtheit der Erscheinung veranlaßte mich, aus dem gesammelten Beobachtungsmaterial die Grundzüge des Tafo-

nebaues zu ermitteln und durch Präzisierung derselben den Weg zur Lösung des Problems anzubahnen.

Die Charaktereigenschaften der Tafoni lassen sich in folgenden empirischen Regeln zusammenfassen.

1) Alle Tafoni besitzen einseitlich liegendes Fenster, welches fast ausnahmslos bis an den Boden der Höhlung herabreicht. Tafoni, die nach oben hin geöffnet wären und keine untere Öffnung besäßen, gibt es wohl kaum.

2) Die Tafoniefenster können nach allen Himmelsrichtungen geöffnet sein, doch scheint eine Öffnung in südlicher Richtung, oder vielleicht besser gesagt in der Richtung der maximalen Sonnenbescheinung, vorzuherrschen. Grundfalsch wäre es, die Tafonibildung als Schattenverwitterung anzusprechen.

3) Es kommen fast kugelrunde, seltener unregelmäßig-verzweigte Tafoni vor. Häufiger haben die Tafoni eine in die Länge gezogene Form. Im letzten Fall hat ihre Längsachse meist eine nach außen hin abwärts geneigte Lage. Liegt die Längsachse mehr oder weniger parallel zur Felsoberfläche, so ist ihre Richtung auch gleichzeitig horizontal oder vertikal. Tafoni mit einer nach innen hin abwärts gerichteten Längsachse scheint es nicht zu geben.

4) Die weitaus meisten Tafoni haben ein baldachin- oder hutschirmartig überhängendes Dach und einen schräg abstürzenden Boden, welcher oft eine direkte Fortsetzung der Hinterwand vorstellt und mit der letzteren zusammen häufig bauchartig nach außen gebogen ist. Das Querprofil solcher Tafoni zeigt im Vertikalschnitt senkrecht zur Felsoberfläche einen ohrmuschel- oder henkelartigen Umriß.

5) Die Lage der Tafoni ist in bezug auf die Form der tafonierten Gesteinskörper fast immer exzentrisch.

6) Auf den Innenflächen der Tafonihöhlen, insbesondere auf der unteren Dachseite, finden sich oft Nebentafoni späterer Entstehung, die ihrerseits noch später ent-

standene tertiäre, quartäre und noch spätere Nebentafoni enthalten können. Alle Nebentafoni sind durch rippen- bis polsterartige Zwischenwände voneinander getrennt, welche im allgemeinen nichts mit Verschiedenheiten in der Gesteinszusammensetzung oder Gesteinsstruktur zu tun haben.

7) Fast überall ist an der Innenfläche der Tafoni eine plattige Abschuppung zu beobachten. Am ausgesprochensten ist sie an der unteren Dachseite und an den oberen Teilen der Wände, am unbedeutendsten am Boden der Tafoni, wo sie auch fehlen kann. Dies gilt in gleicher Weise für Haupt- und Nebentafoni.

Die äußersten Schuppen sind mit der Tafonewand meist sehr locker verbunden. Sie stürzen oft schon bei sanfter Berührung ab und gleiten dann am schrägen Tafoneboden nach außen. Deshalb findet man auf den Tafoneböden nur ausnahmsweise unbedeutende Schuttansammlungen.

8) Das Gestein ist unmittelbar hinter den Abschuppungsplatten hart und von festem, kompaktem Gefüge, macht einen frischen Eindruck und ist mit unbewaffnetem Auge von dem Gestein des frischen Bruches kaum zu unterscheiden.

9) Tafoni kommen in den verschiedensten Meereshöhen vor. Man beobachtet sie in unmittelbarer Meeresnähe und in Höhen bis zu über 900 m. Sehr verbreitet sind sie in Meereshöhen zwischen 300 und 500 m.

10) Die inneren Teile der Tafoni, insbesondere deren untere Dachseite, sind selbst nach anhaltendem Regenwetter, wenigstens im Laufe der Monate Mai bis September, meist vollkommen trocken. Ob dies auch im Winter der Fall ist, ist mir unbekannt, da ich Korsika zur Winterzeit nie besucht habe.

11) Ausblühungen irgendwelcher Art sind von mir in den Monaten Mai—September in korsikanischen Tafoni nicht beobachtet worden. Auch konnte ein sehr schwacher Salzgeschmack beim Belegen der Schuppenrückseite nur in zwei Fällen wahrgenommen werden. In dem einen von diesen Fällen hat er von angespritztem oder angewehemtem Meeresstaub herrühren können.

12) Eine Flechtenbewachsung fehlt den inneren Partien der Tafoni vollkommen. Das gilt in den meisten Fällen auch für die makroskopische Algenvegetation.

13) Das klassische Gestein für die Tafonibildung ist der Granit. Man trifft sie aber auch in Grünsteinen, Schiefeln und sogar im Kalkstein, z. B. im jungtertiären Kalkstein von St. Florent auf Korsika.

14) Unterschiede in der Gesteinszusammensetzung oder Struktur sind von nur geringem Einfluß auf die innere Entwicklung und Erweiterung der Tafoni, obwohl sie ihre Erstanlage begünstigen oder erschweren können.

15) Die Tafonierung ist ein sehr langsam fortschreitender Prozeß, da Veränderungen im äußeren Aussehen der Tafonifelsen nur nach Verlauf mehrerer Jahrzehnte bemerkbar werden und da am Fuße der Tafonifelsen keine unbewachsenen Schutthalden anzutreffen sind.

16) Der Zerstörung von Tafonehohlräumen scheint in vielen Fällen die Bildung krustenartiger Hohlrinden voranzugehen, die eine gewisse minimale Dicke längere Zeit beibehalten und den oberen Teil der Hohlräume überdachen. Zuletzt werden auch sie durch Abschupung und Nebentafonibildung durchbrochen.

Aus diesen empirisch erfaßten Regeln lassen sich, meiner Ansicht nach, noch folgende fünf Sätze von teilweise hypothetischer Natur ableiten.

1) Der Vorgang, welcher zur Bildung der Tafoni führt, nimmt seinen Beginn an der Außenfläche der Felsen (Blöcke) und zwar vornehmlich an steilen oder gar überhängenden Stellen derselben, deren Umfang aber kein bedeutender zu sein braucht. Von hier aus pflanzt er sich radial mehr oder weniger nach allen Richtungen in das Gesteinsinnere fort, zeigt aber eine Maximalentfaltung in einer schräg aufwärts in den Felsen führenden Richtung und eine Minimalentfaltung abwärts in der Richtung des Lotes. Vergl. die empirischen Regeln 1, 3, 4 und 5.

II) Die plattige Abschuppung an der Innenfläche der Tafoni muß bei der Bildung derselben eine wesentliche Rolle spielen. Daß diese Abschuppung auf der Dachinnenfläche und am oberen Teil der Hinterwand besonders energisch vor sich geht, entspricht vollkommen dem zweiten Teil des vorhergehenden Satzes I und der empirischen Regel 4. Vergl. auch die Regeln 7, 8, 10, 14 und 15.

III) Unverkennbar ist bei der Tafonebildung eine unmittelbare Mitwirkung der Schwerkraft. Vergl. die Regeln 1, 3, 4 und 7, besonders den 2. Teil der letzteren.

IV) Es finden sich keinerlei Hinweise auf eine Beteiligung des Wassers bei der Tafonebildung; Beobachtungen sprechen eher dagegen. Das gilt in gleicher Weise für das atmosphärische, das rinnende, das Grund- und das Meerwasser. Vergl. die Regeln 9, 10, 11 und 12.

V) Die Gesamtintensität des Ausweitungs Vorganges der Tafonehöhlräume scheint sich mit der Annäherung der inneren Tafonewand an die Außenfläche des Felsens zu vermindern und schließlich auf eine sehr geringe Größe reduziert zu werden. Dadurch dürfte die Entstehung der dünnen Hohlrinden zu erklären sein, vorausgesetzt natürlich, daß ihr Widerstand gegen die Aushöhlungskräfte nicht auf einer anderen Zusammensetzung oder einer sonstigen inneren Verfestigung (Schutzrinde?) beruht. Vergl. Regel 16.

Calvi, d. 30—31ten August 1935.

Versuche ich mir die Entstehung der Tafoni auf Grundlage der Erkenntnisse, die ich in den letzten Sätzen formuliert habe, zu vergegenwärtigen, und bleibe ich dabei nur auf dem Boden des Tatsächlichen, so gelange ich zu etwa folgender Vorstellung:

An einer mehr oder weniger schroffen Felswand oder an einer steilen Seite eines Felsblockes von beliebiger Größe befinde sich eine unbedeutende Vertiefung irgend welcher Art. Ich nehme an, daß die konkave Wandung dieser Vertiefung Volumenschwankungen positiver oder negativer Art oder abwechselnd beiderlei Art unterworfen ist, die sich hauptsächlich in der

äußeren Schicht der Wandung abspielen, oder wenigstens in dieser Oberflächenschicht größeren Umfang erreichen als tiefer im Gestein. Als unmittelbare Folge dieser Volumenschwankungen wird eine Lockerung des Zusammenhanges zwischen dem Inneren des Felskörpers und den Wänden der Vertiefung eintreten müssen, welcher vielleicht auch eine Schwächung des Verbandes der einzelnen Minerale der Wandung entsprechen dürfte. Diese Schwächung des Zusammenhanges zwischen verschiedenen tief gelegenen Teilen der Wandung wird sich sehr wahrscheinlich in der Bildung von Rissen oder Spalten kundgeben, welche eine der Oberfläche der Vertiefung im großen und ganzen parallele Lage und eine entsprechende Krümmung haben werden. Im einzelnen wird die Lage einer Reißfläche wesentlich auch von der Lage und den physikalischen Eigenschaften (Härte, Spaltbarkeit u. dgl.) der einzelnen Mineralkörner des Gesteins beeinflußt werden.

Eine bezeichnende und sehr wesentliche Eigentümlichkeit aller konkaven Oberflächen im Gestein ist nun die, daß sowohl positive als auch negative Volumenänderungen, also Dilatationen und Kontraktionen, zur Entwicklung derselben tangentialen Sprünge beitragen können, während an konvexen Oberflächen Dilatationen nur zur Bildung von Tangentialspalten, also von Schalensprüngen, Kontraktionen dagegen nur zur Bildung von Radialspalten, also von Kernsprüngen, führen können. Bei einigermaßen festem Zusammenhang der Mineralkörner in der oberflächlichen Schicht eines konkaven Hohlraumes werden radiale, den Kernsprüngen entsprechende Risse infolge des kräftigen Widerstandes der fast allseitig umringenden Gesteinsmasse nur äußerst selten entstehen können. Es wird die Kontraktionsspannung in solchem Falle höchstens die Bildung kleiner Kapillarspalten zwischen den Mineralen der oberflächlichen Schicht hervorzurufen vermögen.

Niemals werden Kernsprünge aufreißen können, wenn durch eine vorhergegangene Dilatation die Bildung von Tangentialrissen bereits eingeleitet worden ist. Sie mögen auch noch so kapillarer Natur sein, die Kontraktionsspannung auf einer konkaven Oberfläche auszulösen, werden sie immer imstande sein. In solchem Falle wird jede neue Kontraktion der inneren Oberfläche einer

Höhlung immer bestrebt sein, den Abstand zwischen einer losgerissenen äußeren Schicht und der hinter ihr liegenden Wandung zu vergrößern, d. h. die Spalte zu erweitern. Was nun die Dilatation betrifft, so wird sie auch an der Innenwand eines konkaven Hohlraumes ebenso wie auf einer konvexen Außenfläche die Bildung von Tangentialrissen hervorrufen müssen, da für dieselbe nach außen, in das Gesteinsinnere, kein Spielraum vorhanden ist, und die Volumenvergrößerung nur in der Richtung zum Hohlraum möglich ist. Es wird sich unter solchen Umständen die obere Schicht der konkaven Höhlung von ihrer Unterlage durch Sprungebildung lostrennen müssen, und es wird durch entsprechende Faltung¹, bzw. Gewölbebildung, der Raumforderung Genüge geleistet werden müssen. Der richtende Anstoß zur Falten- resp. Gewölbeerhebung wird vor allem in einer zentripetal gerichteten, normalen Resultante jener Kräfte zu suchen sein, welche bei einem allseitig wirkenden, körperlichen Dilatationsdruck auf einer natürlichen, konkaven Gesteinsoberfläche zutage treten müssen. Für das richtige Verständnis der Erscheinung werden Krümmungsänderungen der Oberfläche, vielleicht sogar lokale Konvexitäten, aber auch die ungleiche Korngröße und die mineralische Zusammensetzung der Gesteinsaußenschicht zu berücksichtigen sein.

Hierzu ist zu bemerken, daß diese bei einem Seitendruck auf konkaver Gesteinsoberfläche, bei unnachgiebiger Unterlage, voraussetzende, immer auf das Krümmungszentrum gerichtete Kraftäußerung, überall dort, wo die Tangentialebenen zur Konkavitäts-oberfläche eine zur Richtung der Schwerkraft mehr oder weniger senkrechte Lage haben werden, und dies wird in den oberen Teilen der Tafoni gerade der Fall sein, in der Schwerkraft einen nicht zu unterschätzenden Verbündeten finden wird, welcher unter Umständen die Hauptrolle spielen dürfte. Ferner ist nicht aus der Acht zu lassen, daß körperliche Dilatationen an konkaver Ober-

¹ Der Ausdruck Faltung entspricht nicht ganz der Erscheinung. Da wir es hier mit einem, in einer Fläche allseitig wirkenden Druck zu tun haben, müssen sich über der Unterlage blasenartig gewölbte Partien mit meist kreisähnlichem Grundriß erheben. Das Wort Wölbung ist daher mehr am Platze.

fläche eine Verschiebung der letzteren zum Konkavitätszentrum, also eine Oberflächenverkleinerung mit sich führen müssen (Prämisse ist hierbei, daß eine Volumenvergrößerung nach außen hin verhindert ist), was wieder eine tangentielle Druckerhöhung zur Folge haben muß. Es kommen also, bei Volumenvergrößerungen an konkaven, körperlichen Oberflächen, deren Tangentialflächen annähernd horizontal liegen und deren Krümmungszentren sich unten befinden, für die rißbildende und rißerweiternde Kraftäußerung außer der vertikal wirkenden Normalresultante des seitlichen

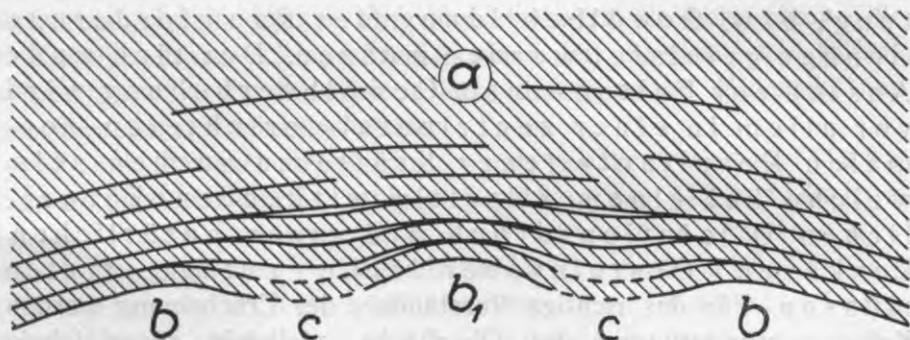


Fig. 32. Schema der Sprung- und Faltenbildung auf einer konkaven Gesteinsoberfläche, infolge von lokalen Dilatationen des Oberflächengebietes. Die Schraffierung bezeichnet das Gestein. Die schwarzen Striche entsprechen Sprüngen im letzteren. Weiß sind die durch Faltung entstandenen Hohlräume, *a* — das Tafonedach, *b* — Falten- bzw. Wölbungsmulden, *c* — Falten- bzw. Wölbungssättel. Die durchbrochenen Linien bei *c* geben die Stellen an, wo die Dilatations- und Kontraktionsbiegungen am intensivsten sein müssen, und wo ein Zerbröckeln der spröden Gesteinsplättchen am ehesten zu erwarten ist, was schließlich zur Bildung von flachen, uhrglasförmigen Gesteinsschuppen führen muß, wie dies bei *b* angedeutet ist.

Druckes noch mindestens zwei weitere Kraftgrößen in Frage, nämlich die Schwerkraftskomponente und die Komponente der Oberflächenverkleinerung, welche beide bei der Dilatation an konvexen Oberflächen, soweit letztere mit ihrer Konvexität nach oben gekehrt sind, eine entgegengesetzte Rolle spielen. Die Schwerkraft wirkt

nämlich im letzten Falle der hier zentrifugalen Resultante des Seitendruckes direkt entgegen, und eine Dilatation entfernt die konvexe Oberfläche von ihrem Krümmungszentrum, d. h. sie vergrößert die Oberfläche. Letzteres vermindert aber den Dilatationsdruck.

Folgt auf die Dilatation eine Kontraktion, so werden vor allem die Sprünge erweitert werden; alsdann werden die von ihrer Unterlage entfernten, schwebenden Falten- resp. Gewölbesättel der sehr spröden Abschuppungsplättchen leicht losbrechen und, der Schwere folgend, abstürzen. Die an die Höhlenwandung gepreßten Falten- resp. Gewölbemulden mit ihren frei schwe-

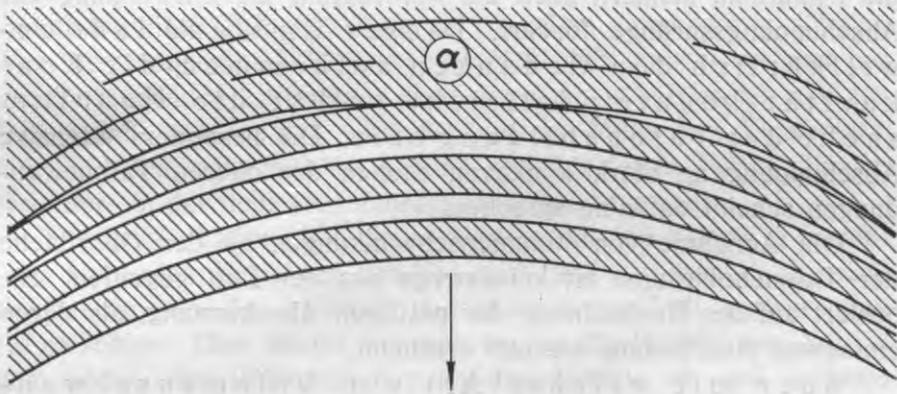


Fig. 33. Schema der Spaltenerweiterung, bzw. Ribbildung auf einer konkaven Gesteinsoberfläche, als Folge einer lokalen, an die Oberflächenschichten gebundenen, körperlichen Kontraktion, im Gebiet der Krümmung. Die Schraffierung gibt das Gestein an. a — das Tafonedach, die schwarzen Striche — die Risse, das Weiße — die klaffenden Spalten. Der Pfeil bezeichnet die Richtung der Schwerkraft und auch gleichzeitig diejenige der normalen spaltenerweiternden Resultante der Kontraktionskräfte für alle Angriffspunkte, die in der Richtung des Pfeiles liegen. Die Entstehung von zwei oder mehreren Spalten in einer Fläche, wie unmittelbar unter a gezeigt ist, wird zumeist dann zu erwarten sein, wenn durch Vernagelung durch ein besonders hartnäckiges Mineral oder auf anderem Wege in der Sprungrichtung ein unüberwindlicher Widerstand auftreten sollte.

benden, nach außen abgebogenen Rändern werden noch eine Zeitlang an der Felswand haften, bis weitere Dilatationen und Kontraktionen sie nicht auch dem Zug der Schwerkraft ausgeliefert haben werden. Einer solchen Annahme entspricht vollkommen das eigenartige Abweichen der Schuppenränder von der hinter ihnen

liegenden Tafonewand. Die besprochenen Verhältnisse sind durch beiliegende Zeichnungen erläutert (Vergl. Fig. 32 u. 33).

Aus dem Wiedergegebenen erhellt, daß konkave Oberflächen, deren Zentrum unten liegt, im Vergleich zu ähnlich gelegenen konvexen Oberflächen, die ihr Zentrum auch unten haben, in bezug auf die Abschuppung entschieden überbegünstigt sind, da sie erstens über zwei Kraftkomponenten verfügen, die bei der konvexen Abschuppung nicht nur wegfallen, sondern vielmehr eine für die letztere schädliche Wirkung ausüben, und da zweitens nicht nur die Dilatation, sondern auch die Kontraktion die Entwicklung der Abschuppungssprünge fördert. Dieser Umstand läßt unwillkürlich den Gedanken aufkommen, die Konkavität könnte vielleicht selbst die Hauptursache der Tafonebildung sein. Die besonders intensive Abschuppung an stark konkaven Stellen der oberen Tafonewandungen scheint dafür zu sprechen.

Die Annahme von Volumenschwankungen an der Oberfläche der Tafonehohlräume ist keineswegs aus der Luft gegriffen. Sie basiert auf der Beobachtung der plattigen Abschuppung, als deren einfachste Begründung sie mir erscheint.

Aber mit welcher Art von Volumenschwankungen können wir es hier zu tun haben? In erster Reihe wäre natürlich an Volumenveränderungen zu denken, welche mit Temperaturveränderungen in Verbindung stehen. An zweiter Stelle kämen Volumenveränderungen rein chemischer Art, als Folge von Umwandlungen in der mineralischen Beschaffenheit der Gesteinskomponenten in Betracht. Schließlich ist auch die Möglichkeit einer Volumenveränderung durch Quellung infolge von Wasseraufnahme und durch Schrumpfung bei Wasserverlust nicht von der Hand zu weisen.

Der erste und der dritte Vorgang würden periodisch wiederkehrenden Umständen entsprechen, der dritte einer dauernden Veränderung zuzuschreiben sein.

Mir scheint die Begründung des inneren Abschuppungsvorganges durch Temperaturschwankungen am wahrscheinlichsten zu sein, und zwar durch Temperaturschwankungen von kurzer und kürzester Periode. Darauf weist schon die geringe Dicke

der Abschuppungsplättchen hin. Jahreszeitliche Einflüsse müßten sich in einer viel bedeutenderen Dicke der Abschuppungsplatten kenntlich machen. Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht sowie zwischen Sonnen- und Schattenstunden im Laufe eines Tages, letzteres besonders während der kühleren Jahreszeiten, dürften hier maßgebend sein. Dabei ist es gewiß nicht die direkte Sonnenbelichtung der angegriffenen Gesteinstellen, welche hierbei in Frage kommt, denn die scheinbar am meisten aktiven Abschuppungsstellen liegen ja, wie jetzt bekannt, selbst immer im Schatten, während der sonnenbeschienene Eingang in die Tafonehöhlen meist keine Abschuppung zeigt; sondern es ist die Insolation der nächsten Umgebung eines Tafone, auf die es vor allem anzukommen scheint. Wer die Sonnenglut Korsikas persönlich nicht kennen gelernt hat und die tanzenden Luftmassen über den sonnenüberfluteten nackten Felsen nicht gesehen hat, wird sich nur mit Mühe eine Vorstellung von der Erwärmung machen können, welcher solche Felsengelände, besonders in der heißesten Jahreszeit, ausgesetzt sind.

Die heißen Luftmassen der untersten, mit den Felsen in Berührung stehenden Schichten erheben sich und strömen in die sich gleichzeitig von der kälteren und schwereren Luft entleerenden Tafonehöhlen. Hier stauen sie sich in den Dachhöhlungen, kühlen sich infolge der Wärmeabgabe an das Gestein ab und strömen wieder abwärts und heraus, um durch neue heißere ersetzt zu werden. Beim Hineinstecken der Hand unter das Dachgewölbe kleinerer Tafoni habe ich oft eine Temperatursteigerung empfunden.

Diese Stauung wärmerer Luftmassen unter den Tafonedächern mache ich für die intensivere Abschuppung auf der Dachunterseite und im oberen Teil der hinteren Wand sowie der Seitenwände ganz besonders verantwortlich¹. Da aber die Abschuppung nicht

¹ Hiervon, und zum Teil von einer für die Betätigung der Schwerkraft besonders günstigen Lage dürfte auch die Entstehung der kappen- bis baldachinartigen Form der überhängenden Dächer vieler in Felswänden ausgehöhlter Tafoni abhängen. Es muß nämlich der erste Anlaß zur Tafonebildung sich besonders oft unter gesimsartigen Felsvorsprüngen gefunden haben, wo lokale Stauungen der im Kontakt mit der besonnten Felsoberfläche stark erhitzten und längs der Wand aufsteigenden Warmluftmassen sich leicht bilden konnten, und wo jedes sich vom Felsen ablösende Mineralkörnchen sofort der Schwerkraft anheimfallen und abstürzen muß. Fig. 34, auf Seite 204, möge das Gesagte erläutern.

so sehr eine Frage der Temperaturerhöhung, als vielmehr des Temperaturunterschiedes zwischen der Oberfläche und den tiefer gelegenen Teilen der betreffenden Stelle einer Tafonewandung ist, so müssen wir die größte Intensität dieses Prozesses dort erwarten, wo das Wärmegefälle am steilsten sein muß. Letzteres wird, bei gleicher Wärmezufuhr, dort zu beobachten sein, wo der größte Wärmeverlust stattfinden wird, also in der Richtung nach dem

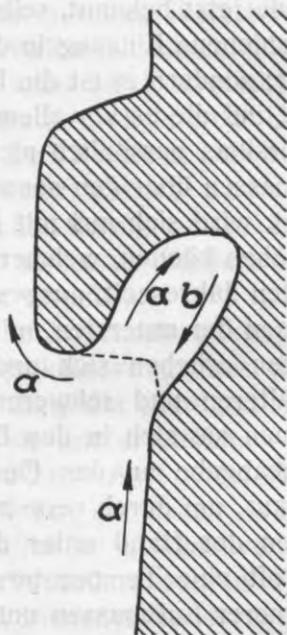


Fig. 34. Gesimsartiger Vorsprung an einer steilen Felswand, unter welchem zeitweilige Stauungen aufsteigender Warmluftmassen stattfinden könnten, die im Kontakt mit der durch Insolation erhitzten Felswand entstehen müssen. Der Felsen ist schraffiert. *a* — aufsteigende Warmluft, *b* — aus dem Tafone ausströmende Kaltluft. Die Punktierlinie gibt annähernd die frühere Außengrenze des Felsens, unter dem Vorsprung, wieder. Das Profil ist einer Felswand in den Calanches entnommen (Vergl. Taf. I).

Felsinneren oder eventuell dem Innern des Blockes, deren Temperatur, im Vergleich zu den oberflächlichen Felspartien, während der wärmeren Jahreszeiten ja stets eine niedrigere sein wird. Ich glaube nicht fehlzugreifen, wenn ich annehme, daß dieser Ort der größten Tages-Temperaturdifferenzen in den Tafoni, an ihrer

Hinterwand, und zwar im oberen, von dem überhängenden Dach vor der Sonne geschützten Teil derselben gesucht werden muß. Bei der nächtlichen Abkühlung und infolge des Einströmens kälterer, nächtlicher Luftmassen in die Tafonehöhlen, wird der Abschuppungsvorgang vielleicht an Intensität verlieren, aber er wird, wie wir weiter oben gesehen haben, trotzdem seinen Fortgang nehmen, wenn auch in etwas modifizierter Art. Doch wird das Maximum der Temperaturdifferenzen sich jetzt nicht mehr an der Hinterwand, sondern irgendwo vorne an der unteren Dachseite befinden, da hier die während des Tages am stärksten durchwärmten Stellen liegen dürften. Da aber diese Dachpartien zu den dünnsten gehören, und da die Abkühlung gleichzeitig von innen und von außen eintreten muß, und zwar von außen besonders energisch (Ausstrahlung und Berührung mit der kälteren Nachtluft) sein wird, müssen die Temperaturdifferenzen sich hier sehr bald ausgleichen und der Abschuppungsprozeß ins Stocken geraten. Ich glaube daher kaum, daß diese Verlegung des frühnächtlichen Maximums der Temperaturdifferenzen von großem Einfluß auf die Lage des mittleren Temperaturdifferenzenmaximums sein wird.

Wir wissen aber andererseits, daß der Vorgang der konkaven Abschuppung in sehr hohem Grade von der Schwerkraft beeinflusst wird, da letzterer vor allem die Abräumungsarbeit an der Abschuppungsfläche zufällt, ohne welche ein Kontakt tiefer gelegener, noch nicht angegriffener Gesteinsteile mit der Heiß- resp. Kaltluft sehr erschwert, ja vielleicht unmöglich gemacht werden würde. Optimale Verhältnisse für eine Äußerung der Schwerkraft treffen wir aber im mittleren Dachgebiet, dort, wo die Schwerkraft senkrecht auf die Flächen der Abschuppungssprünge einwirkt. An der Hinterwand muß die Lage der Abschuppungsplatten eine bedeutend ungünstigere sein. Daher wird sich das allgemeine Abschuppungsmaximum wohl in den meisten Fällen etwas nach vorne, irgendwohin auf die hintere Dachunterseite oder aber an die Grenze zwischen Dach- und Hinterwand verschieben müssen. Hier wird sich, eben infolge der Abschuppungsintensität, sehr bald auch die Krümmung des Höhlengewölbes steigern müssen, und dies muß wieder zur Verschärfung des Abschuppungsvorganges beitragen.

Es muß sich also der Tafone, mit anderen Worten, in einer schräg aufwärts führenden Richtung besonders energisch erweitern, und diese Rich-

tung wird schließlich zur Längsachse des Tafone werden müssen. Diese Richtung wird in den meisten Fällen mit der Vertikalen einen größeren Winkel bilden als die ihr entsprechende Richtung längs der hinteren Wand, weshalb letztere unten eine konvexe Oberfläche und ein bauchartiges Aussehen erhalten muß. Es wird daher am unteren Teil der Hinterwand, statt der konkaven, die für die Außenfläche der Felsen charakteristische; viel weniger aktive konvexe Abschuppung einsetzen müssen, und die Zerstörung dieses Teiles der Tafoni wird noch langsamer vor sich gehen. Auf diese Weise würde sich die Entstehung des merkwürdigen henkelartigen Querprofils der meisten Tafoni erklären lassen.

Eine Abschuppung auf dem Tafoneboden hinter dem unteren Fensterrand ist schon deshalb unwahrscheinlich und findet in Wirklichkeit auch nicht statt, weil hier entstandene Abschuppungsplatten nicht abrutschen könnten und also die Unterlage bedecken und vor weiterer Beeinflussung durch die Außenluft schützen müßten. Auch macht die eben besprochene Rückwärtsverlegung des oberen Teiles der Hinterwand und die Bildung einer konvexen Bodenoberfläche die konkave Abschuppung an dieser Stelle überhaupt unmöglich.

Nur im Falle eines Gesteinszerfalles in einzelne Mineralkörner, die vom Wind herausgefegt werden könnten, wäre eine Ausweitung der Tafonehöhlen nach unten hin denkbar, ja vielleicht sogar wahrscheinlich. Daß eine Erweiterung in dieser Richtung nicht zu konstatieren ist, kann als Beweis für die Richtigkeit der Auffassung gelten, daß die Tafoneaushöhlung hauptsächlich auf dem Wege der plattigen Abschuppung stattfindet.

Das Auftreten der kleinen Nebentafoni am Dache und an den Wänden eines Haupttafone ist, meiner Ansicht nach, ebenfalls eine Folge der oben erwähnten Abhängigkeit der Abschuppungsintensität von der Krümmungsstärke des Hohlraumes. Je kleiner die Höhlung, desto größer ist die Krümmung ihrer Wandungen. Daher wird jeder auf irgendwelche Weise entstehende kleine Hohlraum in der ersten Zeit seiner Entwicklung sich schneller vergrößern, als die ihn tragende viel flachere Wand des Haupttafone. Bilden sich in einem Haupttafone nicht weit von-

einander mehrere Nebentafoni, so werden sie, bei weiterer Vergrößerung, schließlich miteinander zusammenstoßen, und dann werden die Berührungsstellen eine Zeitlang als Nähte oder Rippen hervortreten müssen, um so mehr, als diese verhältnismäßig dünnen Zwischenwände keine günstigen Bedingungen für die Entstehung bedeutender Temperaturdifferenzen zu bieten imstande sein werden. An den Rippenkanten und vor allem dort, wo mehrere Rippen an einem Ort zusammentreffen, werden Verhältnisse geschaffen sein, die einen Übergang zur konvexen Abschuppung einleiten müssen, und auch dies wird zur Verzögerung des Zerstörungsprozesses beitragen können. An solchen Stellen werden sich posterartig hervortretende Verdickungen ausbilden können, wie sie z. B. auf der Dachunterseite des großen, rundlichen Felsblockes auf der Fahrstraße zur Kapelle S-ta Maria della Serra deutlich zu sehen sind (Vergl. Taf. VIII).

Schwieriger ist es, auf dem von mir eingeschlagenen Wege die Entstehung der krustenartigen, meist ziemlich dünnen Rinden zu erklären, welche viele Tafoni, besonders solche, die in Blöcken auftreten, teilweise überdachen. Manche Blöcke sind in ihrem oberen Teil bis auf diese Rinden fast völlig ausgehöhlt. Man bekommt wirklich den Eindruck, als wären die Außenteile solcher Blöcke dem Zerstörungsvorgang gegenüber widerstandsfähiger, und der Gedanke an das Vorhandensein einer Schutzrinde ist nicht ohne weiteres abzuweisen. Und doch konnte ich während meiner Felduntersuchungen keinerlei Hinweise zugunsten einer solchen Annahme finden. Makroskopisch läßt sich im Querbruch solcher Dachrinden keine wesentliche Veränderung des Gesteinscharakters feststellen. Das entscheidende Wort in dieser Frage ist selbstverständlich der mikroskopischen Untersuchung zu überlassen, und ich hoffe, daß das von mir gesammelte Material dazu ausreichen wird.

Folgende Erklärung der Rindenbildung scheint mir übrigens auch vollkommen zulässig zu sein.

Da die Intensität der plattigen Abschuppung vor allem eine Funktion der Temperaturdifferenzen an der Oberfläche der Tafonehöhlungen ist, muß sie mit Erweiterung der letzteren, d. h. mit der

Annäherung der Dachunterseite an die Dachoberfläche allmählich abnehmen, um schließlich bei einer gewissen Dicke der Dachplatte bis auf nahezu 0 herabzusinken. Überall, wo diese Dicke noch nicht erreicht ist, wird der Abschuppungsvorgang noch so lange andauern, bis die maximale Dicke erreicht ist, bei welcher die vorhandenen Temperaturdifferenzen für die Abschuppung nicht mehr ausreichen. Auch die mit der Vergrößerung des Hohlraumes verbundene Abnahme der Krümmung der Höhlenwandungen wird sicherlich dazu beitragen, den Aushöhlungsprozeß allmählich zum Stillstehen zu bringen. Es wird sich auf diesem Wege mit der Zeit eine krustenartige Rinde herausbilden können, die den Tafone von außen umgeben wird.

Daß aber der Aushöhlungsprozeß hiermit doch nicht ganz zum Abschluß kommt, beweisen erstens die auf der Innenseite solcher Rinden fast immer noch anhaftenden Abschuppungsplättchen und zweitens die häufige Durchbohrung der Rinden, welche schließlich den Zerfall der Tafoni zur Folge hat.

Mein Versuch, die Tafonibildung durch konkave Abschuppung zu erklären, basiert auf der Annahme zeitweiliger und periodisch wiederkehrender Temperaturdifferenzen, die Volumenschwankungen mit sich führen. Letztere könnten aber, wie ich weiter oben schon bemerkt habe, eventuell auch durch Quellung oder durch chemische Veränderungen im Gestein hervorgerufen werden. Beide Vorgänge könnten auch gleichzeitig oder in Verbindung mit Temperaturschwankungen stattfinden und sich gegenseitig in ihren Wirkungen unterstützen. Tatsächliche Hinweise auf diese Möglichkeiten zeitigten meine Feldbeobachtungen aber nicht. Die Trockenheit der inneren, vom überhängenden Dach geschützten Tafonewände und das Fehlen einer Vegetationsdecke, selbst an verhältnismäßig gut belichteten Stellen, was ich fast überall konstatieren konnte, sprechen gegen die Annahme einer häufigeren Benetzung der Wände, obwohl mir eine solche während der kalten Jahreszeit durch Kondensation wahrscheinlich scheint. Die Quellung dürfte daher nur eine recht untergeordnete Rolle spielen. Dasselbe gilt wohl auch für diejenigen chemischen Prozesse, deren Zustandekommen die Gegenwart größerer Wassermengen voraussetzt. Da ich nirgends Salzausblühungen feststellen konnte, fehlen mir auch die nötigen Anhaltspunkte, um die Mitwirkung von Salzlö-

sungen zur Erklärung der plattigen Abschuppung heranzuziehen. Eine präzise Beantwortung aller dieser Fragen wird erst die Bearbeitung der gesammelten Proben ermöglichen.

Die von mir gegebene Deutung der Tafonibildung stützt sich auf die Annahme von präexistierenden, kleinen Hohlräumen verschiedenster Entstehung, deren Vorhandensein eine unumgängliche Vorbedingung ist, deren Fehlen das Auftreten dieser Verwitterungserscheinung unmöglich machen würde.

Entsprechen die natürlichen Verhältnisse einer solchen Voraussetzung?

Die Frage muß bejaht werden. Überall im tafonierten Felsgelände Korsikas gelang es mir, auf der Gesteinsoberfläche und auch auf den Innenwänden der Tafoni, die Anwesenheit von kleinen Vertiefungen und Löchern festzustellen, die entweder miarolitischen Hohlräumen entsprechen, welche von der Felsoberfläche durchschnitten werden, oder durch Auswittern gewisser Minerale entstanden sind. Gute Beispiele dafür boten der Hundskopfstein und der Nelsonblock. Obwohl ich nirgends einen direkten Übergang von den kleinen Vertiefungen zu den etwas größeren Tafoni beobachtet habe, so machte das gleichzeitige Vorkommen der kleinen Hohlräume und neben ihnen der kleinen, manchmal nur 2—3 cm großen Tafoni auf mich doch immer den Eindruck einer gewissen Verbundenheit beider Erscheinungen.

Ein Unterschied zwischen diesen beiden Arten von Vertiefungen fiel mir aber immer auf. Denn, während selbst die kleineren Tafoni sich immer durch eine bemerkbare Glätte ihrer Wandflächen auszeichnen, haben die miarolitischen und die durch Auswittern von Mineral-körnchen entstandenen Höhlungen immer eine sehr unebene zackige Innenfläche. Ich bin geneigt, diese Verschiedenheit der Innenwandungen dem Umstand zuzuschreiben, daß im ersten Falle der Abschuppungsvorgang bereits eingesetzt hat, während er im zweiten noch nicht stattfindet. Es

ist ja denkbar, daß die Abschuppung nur dann eintritt, wenn die betreffende Kavität eine gewisse minimale Größe erreicht hat; daß die Abschuppungsplatten, bei allzu kleinen Dimensionen eines Hohlraumes, etwa an der Wandung haften bleiben oder nicht in einzelne Scherben zerfallen. Die direkte Beobachtung zeigt, daß die Erweiterung der kleinen miarolitischen und Verwitterungshohlräume in der Weise vor sich geht, daß der Zusammenhang zwischen den einzelnen Mineralen der Höhlenwand wohl zuerst durch Volumenschwankungen gelockert wird, worauf dann einzelne Mineralkörner aus der äußeren Kornschicht der Wandlung einfach herausgepreßt werden. Schematisch könnte dies etwa durch beiliegende Zeichnung (Fig. 35) wiedergegeben werden.

Der Vorgang dürfte durch die Entfernung derjenigen Mineralkörner eingeleitet werden, welche sich nach innen zu auskeilen, wie dies auf Fig. 35 bei *a* angegeben ist. Darauf müßten, in einem etwas späteren Stadium, die seitlich angrenzenden, auf Fig. 35 mit *b* bezeichneten Körner folgen, deren Fassung im Gestein durch Verlust eines seitlichen Stützpunktes gelockert sein muß. Auf sie folgen weitere, mit ihnen grenzende Minerale und auch solche aus der hinter ihnen nächstfolgenden Gesteinsschicht. So wird sich bald eine kleine Vertiefung gebildet haben, in welcher bereits die für konkave Oberflächen charakteristischen Kräfte zu wirken beginnen. Der Effekt wird um so stärker sein, je weniger Mineralkörner sich in der für die Ausstoßung günstigen Lage befinden, da der Dilatationsdruck, welcher sich durch Summierung der Einzeleffekte an den Mineralen der Oberflächenschicht ergibt, sich nur auf wenige, spärlich verteilte Punkte konzentrieren müssen wird.

Ein weiterer Umstand, der ebenfalls zur Bildung kleiner Hohlräume beitragen dürfte und nicht zu übergehen ist, weil er in gewissen Fällen zur Hauptursache ihrer Entstehung werden könnte, muß in der ungleichen Druckfestigkeit verschiedener Mineralkörner eines Gesteins gesucht werden. Denn Mineralkörner von ge-

ringerer Druckfestigkeit (*c*), die zwischen solchen von größerer Druckfestigkeit (*b*) eingeklemmt sind, müssen bei Volumenvergrößerungen zerdrückt und allmählich herausgepufft werden. Je größer der Unterschied der Druckfestigkeiten, desto bedeutender muß auch die Wirkung sein. Auch in diesem Falle muß letztere von der Menge druckschwacher Mineralkörner in einer

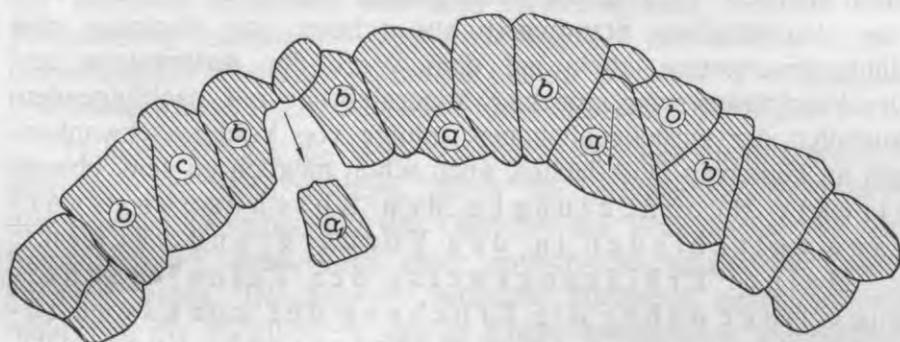


Fig. 35. Einwirkung der Dilatation auf die Mineralkörner einer konkaven Gesteinsoberflächenschicht. *a* — Mineralkörner, die sich nach innen zu etwas auskeilen; der starke Dilatationsdruck, auf einer konkaven Oberfläche, wird bestrebt sein, sie herauszupressen, um so mehr als die, bei darauf folgender Kontraktion, einsetzenden Zugkräfte eine Lockerung des Zusammenhanges der verschiedenen Mineralkörner anstreben werden. Die Pfeile geben die Richtungen an, in welchen die Körner herausgestoßen werden; *a*₁ — ein bereits herausgepufftes Mineralkorn, *b* — Körner, deren Fassung in der Gesteinsschicht, durch Herausfallen der Körner *a* und Verlust eines seitlichen Stützpunktes, gelockert sein muß und die infolgedessen die nächsten Angriffsobjekte für die Dilatationskräfte sein werden. *c* — ein Mineralkorn von geringerer Druckfestigkeit (etwa Glimmer), welches bei einer Dilatation, infolge seiner guten Verankerung in der äußeren Kornschicht, nicht herausgepreßt, sondern von seinen Nachbarn *b* zerdrückt werden wird, und zwar um so schneller und vollkommener, je größer der Raum ist, den seine druckfestere Umgebung einnimmt. Bei einer darauf folgenden Kontraktion wird der entstandene Druckschutt herausfallen oder vom Winde herausgeblasen werden.

Gesteinsschicht abhängen, da die Dilatationskräfte, je nachdem sich an vielen oder an wenigen Angriffsstellen zu konzentrieren haben werden. Die untersuchten korsikanischen Granite mit ihren spärlich im Gestein verteilten Glimmern, die ja zu den druckschwächsten Mineralen gehören, liefern ein prachtvolles Material für eine solche Lochbildung. Auch bei der Mineralzertrüm-

merung durch Dilatationsdruck wird sich nach Entfernung des Druckschuttes durch Schwerkraft und Wind die Höhlenwandung zuerst infolge Herausfallens der ihrer Seitenfassung beraubten Minerale, vielleicht auch durch erneute Druckzertrümmerung erweitern, bis sie eine gewisse Größe erreicht haben wird. Dann wird in einem späteren Stadium der auf diese Weise vergrößerte Hohlraum vielleicht auch für die Abschuppung zugänglich werden. Vom rein theoretischen Standpunkt aus scheint mir übrigens eine Höhlenerweiterung, allein auf dem Wege der Auspressung und Druckzertrümmerung einzelner Mineralkörner mit nachfolgendem Ausfallen der zurückgebliebenen, infolge von Volumenschwankungen an konkaven Oberflächen, auch schon möglich zu sein, obwohl direkte Beobachtungen den Abschuppungsvorgang entschieden in den Vordergrund rücken.

Meiner Erklärungsweise der Tafonierscheinung liegt daher die Erhebung der konkaven inneren Abschuppung zur Hauptursache zugrunde. Ihre Entstehung wird mit Volumenschwankungen in Zusammenhang gebracht, die vor allem auf Temperaturdifferenzen zurückzuführen sein dürften. Als begleitende Nebenfaktoren von ausschlaggebender Bedeutung treten meiner Ansicht nach noch die Wirkungen der Schwerkraft sowie deren topische Beeinflussungen und schließlich Unterschiede in den Temperaturdifferenzen an verschiedenen Stellen der Tafoneoberfläche hinzu.

Abgesehen von den Temperaturdifferenzen, deren Annahme mehr hypothetischer Natur ist, entsprechen die Prämissen meiner Theorie den beobachteten Tatsachen, auf deren Basis die Theorie auch ausgebaut wurde. Betrachtungen rein chemischer Art bin ich fern geblieben, da die Beobachtungen in der freien Natur mich dazu nicht inspirierten. Für ausgeschlossen halte ich aber die Mitwirkung chemischer Faktoren in keiner Weise und hoffe, daß ein eingehendes Studium des von mir gesammelten Materials, insbesondere die petrographische Untersuchung der Gesteinsproben, die eben berührte Frage zu beantworten imstande sein wird.

DER UNTERSUCHUNGSGANG IM LABORATORIUM UND SEINE BEGRÜNDUNG.

Alle chemischen Erklärungsversuche der Tafonebildung, sowohl die existierenden als auch etwaige zukünftige, müssen von der Annahme ausgehen, daß dem Gesteinszerfall entweder eine Veränderung (chemische) oder Auflösung der das Gestein zusammensetzenden Minerale zugrunde liegt, während physikalische Erklärungen eine solche Annahme nicht unbedingt benötigen.

Daher läßt sich die Wahrscheinlichkeit einer chemischen Erklärungsweise ohne weiteres durch ein vergleichendes Studium des frischen Gesteins und des Gesteins der Wandungen von Tafonehöhlen auf dem Wege einer optisch-mineralogischen Untersuchung prüfen. Die feineren optischen Methoden geben nämlich nicht nur die Möglichkeit, die in Frage kommenden chemischen Veränderungen der Minerale festzustellen, sondern gestatten dieselben auch gleichzeitig Schritt für Schritt zu verfolgen. Sollten die Ergebnisse dazu veranlassen, müßte auch die erforderliche chemische Nachprüfung nicht ausbleiben. Das mir zur Verfügung gestellte Gesteinsmaterial war so gesammelt, daß immer frisches Gestein mit dem Gestein der Tafonewände verglichen werden konnte und eine genaue Untersuchung Erfolg zu verheißen schien.

Da es sich durchweg um granitisches Material von ausgesprochen leukokrater Zusammensetzung handelt, waren es vor allem die Feldspate, welche chemische Veränderungen unter dem Einfluß von Atmosphärien und Lösungen zeigen konnten, ferner und schon in zweiter Reihe die sehr spärlich vorhandenen dunklen Minerale und schließlich die etwa anwesenden Eisenerze, auf deren Vorhandensein die rote Farbe mancher Handstücke schon makroskopisch hinweist. Ich wählte daher, um das Studium möglichst genau ausführen zu können, die Fedoroff'sche Universal-methode (33) für die Analyse der Feldspatmineralien, während die übrigen Gesteinsbestandteile sowohl mit Hilfe der Fedoroff'schen als auch der üblichen orthoskopischen und konoskopischen Methoden bestimmt und untersucht wurden.

Das Studium eines jeden Verwitterungsortes wurde durch Untersuchung des frischen Gesteins eingeleitet, worauf das

Gestein der dazugehörigen Tafonewandungen, sowie besonders des Hangenden der Tafonehöhlen mikroskopisch geprüft und mit dem frischen Gestein verglichen wurde. Da von Seiten einiger Forscher (Joh. Walther l. c., E. m. Kayser l. c.) die Ansicht geäußert worden ist, daß der Zerstörungsvorgang im Innern der Felsblöcke und Felsen von einer Verfestigung der ihrer Außenseite naheliegenden Oberschicht begleitet werde, welche unter Umständen sogar als Schutzrinde fungieren könne, wurden geeignete Außenstücke von Tafonedächern, die immer den Sammlungen beigelegt waren, ebenfalls einer diesbezüglichen Untersuchung unterworfen und mit dem frischen Gestein sowie mit dem Gestein der Tafonewände verglichen. Schließlich wurden einige, den Sammlungen beigefügte Staubproben auf das Vorhandensein in Wasser löslicher Salze geprüft.

Es lag im ganzen Untersuchungsmaterial aus 4 verschiedenen Lokalitäten des NW Küstengebietes von Korsika vor, und zwar: 1) aus der Stadt Calvi und deren Umgebungen, einschließlich des Serraberges und des Felsens unter der Wallfahrtskapelle S-ta Maria della Serra; 2) vom rechten Ufer des Portoflusses bei der Ortschaft Porto; 3) vom Capo Grigio, N von Evisa; 4) aus dem Gebiet der Calanches, etwa 3,5 km von Piana, und von einem Felsen, am Westabhange des Capo Ginebarò, 1,8 km von Piana. (Vergl. die Übersichtskarte von Korsika, Fig. 36, nebenan.)

In dieser Reihenfolge soll auch die Beschreibung der die Tafoneverwitterung zeigenden Steine folgen, wobei ich nicht nur die für die genannte Verwitterungserscheinung wesentlichen Beobachtungen, sondern überhaupt alles mitteilen werde, was von petrologischem Interesse sein dürfte, umsomehr, als einige von den in Frage kommenden Gesteinen noch keiner modernen petrographischen Untersuchung unterworfen worden sind.

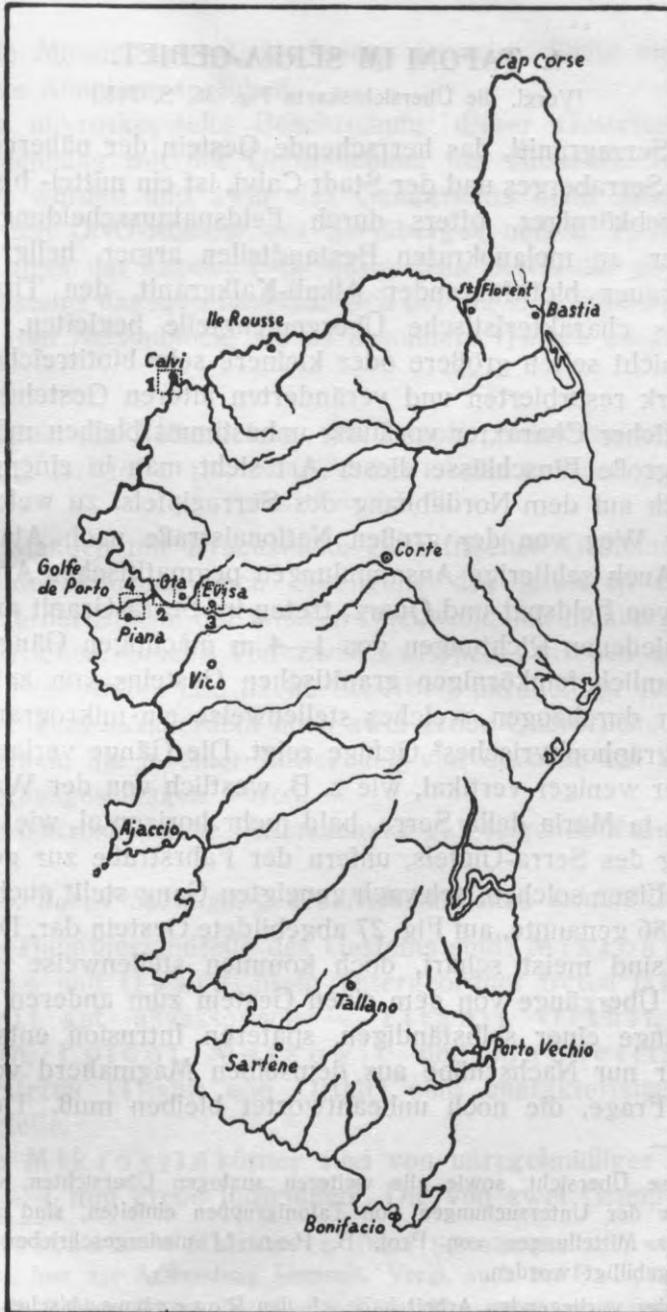


Fig. 36. Übersichtskarte von Korsika. 1 — Tafonigruppe im Serragebiet. 2 — Tafonigruppe an der Portomündung. 3 — Tafoni bei Evisa. 4 — Tafonigruppe im Calanchesgebiet.

1. TAFONI IM SERRA-GEBIET.

(Vergl. die Übersichtskarte Fig. 36, S. 215.)

Der Serragranit¹, das herrschende Gestein der näheren Umgebung des Serraberges und der Stadt Calvi, ist ein mittel- bis stellenweise grobkörniger, öfters durch Feldspatausscheidungen porphyrischer, an melanokraten Bestandteilen armer, hellgrauer bis gelblichgrauer biotitführender Alkali-Kalkgranit, den Titanit und Orthit als charakteristische Übergemengteile begleiten. Er umschließt nicht selten größere oder kleinere sehr biotitreiche Fetzen eines stark resorbierten und veränderten älteren Gesteins, dessen ursprünglicher Charakter vorläufig unbestimmt bleiben möge. Besonders große Einschlüsse dieser Art sieht man in einem kleinen Steinbruch auf dem Nordabhang des Serragipfels, zu welchem ein fahrbarer Weg von der großen Nationalstraße nach Ajaccio abzweigt. Auch schlierige Ansammlungen pegmatitischer Art, hauptsächlich von Feldspat und Quarz, treten im Serra-Granit auf. Er ist in verschiedenen Richtungen von 1—4 m mächtigen Gängen eines meist ziemlich feinkörnigen granitischen Gesteins von aplitischem Charakter durchzogen, welches stellenweise ein mikrogranitisches, seltener graphophyrisches² Gefüge zeigt. Die Gänge verlaufen bald mehr oder weniger vertikal, wie z. B. westlich von der Wallfahrtskapelle S-ta Maria della Serra, bald mehr horizontal, wie z. B. am S-Abhang des Serra-Gipfels, unfern der Fahrstraße zur genannten Kapelle. Einen solchen, schwach geneigten Gang stellt auch das auf S. 185—186 genannte, auf Fig. 27 abgebildete Gestein dar. Die Ganggrenzen sind meist scharf, doch kommen stellenweise auch allmähliche Übergänge von dem einen Gestein zum anderen vor. Ob diese Gänge einer selbständigen, späteren Intrusion entsprechen, oder aber nur Nachschübe aus demselben Magmaherd vorstellen, ist eine Frage, die noch unbeantwortet bleiben muß. Der nahe-

¹ Diese Übersicht, sowie alle weiteren analogen Übersichten, welche die Wiedergabe der Untersuchungen von Tafonigruppen einleiten, sind auf Grund persönlicher Mitteilungen von Prof. B. Popoff niedergeschrieben und von letzterem gebilligt worden.

² In der vorliegenden Arbeit habe ich den Rosenbusch'schen Ausdruck „granophyrisch“ überall durch „graphophyrisch“ ersetzt, indem ich hierin Id-dings folgte, da das Wort „graphophyrisch“ mir mehr sinnentsprechend zu sein scheint.

stehende Mineralbestand der beiden Gesteine dürfte vielleicht für die letzte Annahme sprechen.

Die mikroskopische Beschreibung dieser Gesteine wird im Zusammenhang mit der Untersuchung der einzelnen Tafonifelsen gegeben werden und zwar des Ganggranits beim Studium eines Tafone am ONO-Abhang des Serraberges und z. T. des Tafonifelsens unter der Kapelle S-ta Maria della Serra, des grobkörnigen Hauptgesteins dagegen hauptsächlich bei der Beschreibung des Materials vom Nelsonblock, wo es besonders typisch ausgebildet ist.

Tafonistein am Nelsonfelsen, von Popoff „Nelsonblock“ genannt.

(Vergl. S. 157—163 u. 179—180 der Popoffschen Reisenotizen, sowie die Fig. 18 u. Taf. III.)

Es standen mir Bruchstücke ganz frischen Gesteins, die dem Innern des Blockes nach Sprengung des letzteren entnommen waren, ferner Stücke der unteren Dachwandung, mehrere Abschuppungsplättchen, Stücke von Zwischenrippen zwischen großen und kleinen Nebentafoni und flache Scherben, parallel zur Außenfläche, zur Verfügung. Außerdem noch zwei große Querbrüche durch das ganze Dach, die in einer Entfernung von etwa 20 cm vom Dachrand herausgeschlagen waren.

Die mikroskopische Untersuchung gab folgende Resultate.

Frisches, durch Sprengung des Nelsonblockes erhaltenes Gestein.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Mehr untergeordnet treten Biotit und Chlorit auf, akzessorisch — Titanit, Orthit, Apatit, Zirkon, Epidot, Moskowitz¹ und Magnetit; die beiden ersteren (Titanit und Orthit) sind charakteristische Übergemengteile.

Die Mikroklinkörner sind von unregelmäßiger Form und bilden 3—7 mm große Individuen². Die von zwei Gruppen feinsten

¹ Moskowitz = Muskovit. Diese Schreibweise soll, weil historisch begründet, hier zur Anwendung kommen. Vergl. auch bei Popoff (43).

² Alle Größenangaben beziehen sich auf Messungen unter dem Mikroskop, mit denen makroskopische Dimensionen nicht immer übereinstimmen, da makroskopisch einheitlich aussehende Körner bei mikroskopischer Betrachtung oft in mehrere Individuen zerfallen.

Lamellen gebildete Gitterstruktur des Mikroklin tritt deutlich hervor. Der Auslöschungswinkel der einzelnen Lamellen auf der Fläche (001) zu (010) ist gleich 15° — 16° . In Schnitten parallel (010) ist der Auslöschungswinkel gleich 5° . Im konvergenten Lichte gibt der Mikroklin das Achsenbild eines zweiachsigen negativen Minerals; $2V_{n_z}$ ist fast 90° gleich. Der Mikroklin im Granit des Nelsonfelsens besitzt außer den beiden pinakoidalen Spaltbarkeiten nach (001) und (010) auch eine vorzügliche prismatische Spaltbarkeit nach (110).

Der Mikroklin ist mikroperthitisch von Albit durchwachsen. Das Lichtbrechungsvermögen desselben ist in allen Stellungen größer als das des Mikroklin. Bei der Verwachsung mit Mikroklin bildet der Albit Bänder, die den Mikroklin durchziehen. Diese mikroperthitische Verwachsungsweise bezeichnet B. Popoff als Bandperthit (41).

Die den Mikroklin durchziehenden Albitbänder sind recht unregelmäßig, oft auch verzweigt, aber sie gehen doch mehr oder weniger einander parallel, setzen dabei stellenweise stufenartig ab. Die Richtung der Albitbänder im Mikroklin ist annähernd parallel dem Prisma. Außer den Albitbändern enthält der Mikroklin noch einzelne Einschlüsse von Albit, der oft nach dem Albitgesetz verzwillingt erscheint.

Sehr bezeichnend für den Mikroklin dieses Granites ist eine sehr verbreitete Albitisierung desselben, welche an den Außenrändern der Mikroklinkörner zu beobachten ist, aber nur dort, wo Mikroklinkörner mit Mikroklinkörnern zusammentreffen, nicht an den Berührungsstellen des Mikroklin mit anderen Mineralen. Diese Albitränder sind immer schmal.

Die Plagioklaskörner haben eine mittlere Größe von 3 mm. Charakteristisch für dieselben ist der guterhaltene Zonenbau (Fig. 37). Auffallend ist der Gegensatz der frischen Hülle des Plagioklases zu einem trüben, zersetzten Kern, der Epidotkörnchen und Glimmerschüppchen enthält. Der Glimmer der Plagioklaskerne dürfte wohl Moskowitz sein. Er zeigt eine starke Doppelbrechung, ist zweiachsig-negativ und farblos im gewöhnlichen Lichte.

Die Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der größtenteils verzwillingten Plagioklase ist nach der Fedoroff'schen Universalmethode auf Grund der Nikitin'schen Diagramme ausgeführt worden.

Es hat sich erwiesen, daß die Lage der optischen Konstanten in beiden Zwillingslamellen immer etwas verschieden ist. An der Peripherie der Plagioklaskörner führte eine große Zahl von Diagrammen zu folgender einheitlicher Lage der Indikatrix, auf den Pol der Verwachsungsfläche (010) bezogen:

	Grenzwerte ¹	Mittelwert ²
für n_α	: 87°—90°	88°
„ n_β	: 83°—76°	79°
„ n_γ	: 7°—14°	11°

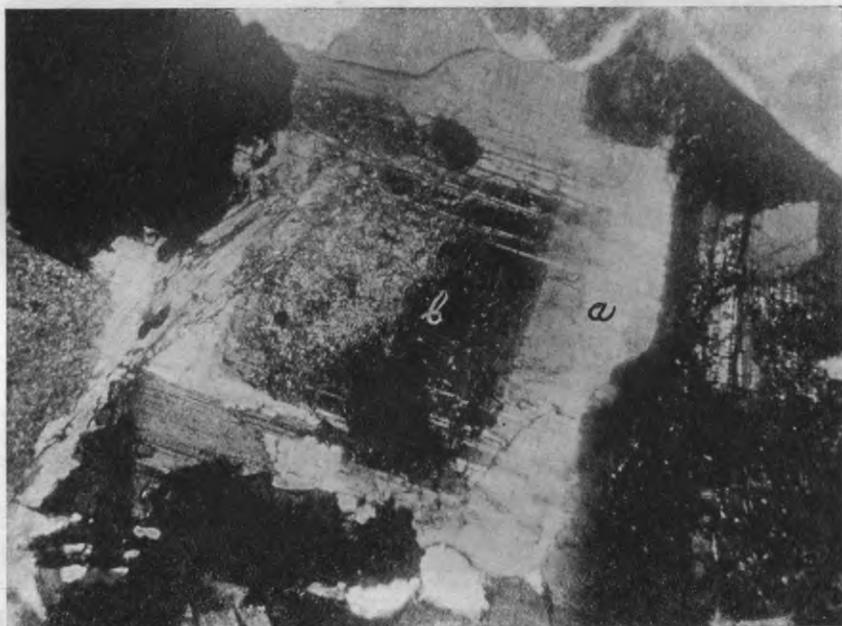


Fig. 37. Zonar gebautes Plagioklaskorn mit frischer Schale *a* und zersetztem Kern *b*. Nik. +. Vergr. 23 \times .

Dieser Lage der optischen Konstanten entspricht ein Feldspat von der chemischen Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$, der daher zu den Albiten³ gehört.

¹ Die übereinander stehenden Werte für n_β und n_γ entsprechen immer einem bestimmten Diagramm.

² Die Mittelwerte sind immer aus allen Bestimmungen und nicht etwa aus den Grenzwerten berechnet; daher weichen sie oft von den Werten ab, welche eine Berechnung aus den Grenzwerten ergeben würde.

³ Die Benennung der verschiedenen Plagioklase erfolgt hier nach N. H. u. A. N. Winchell (54).

Den Bestimmungen der Plagioklase wird in dieser Schrift immer der Mittelwert zu Grunde gelegt, welcher die mittlere Zusammensetzung der Plagioklase im Gestein zum Ausdruck bringt. Die Grenzwerte werden ebenfalls angeführt, da sie nicht etwa Fehlergrenzen bei der Bestimmung, sondern Schwankungen in der Zusammensetzung dieses

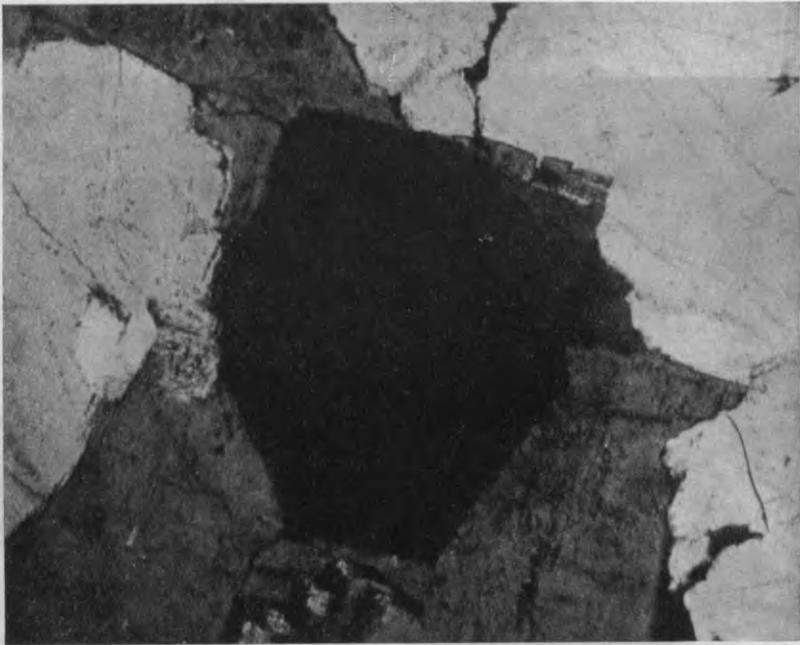


Fig. 38. Im Zentrum ein kristallautomorpher Quarz, fast genau \perp zu (0001) geschnitten, von Feldspat umgeben. Die hellen Partien am Rande — Quarzkörner ohne kristallographische Begrenzung. Nik. +. Vergr. 46 \times .

Minerals entsprechen und über die Veränderungen im Anorthitgehalt der Plagioklase im Gestein Aufschluß geben.

Die Wiederholungszwillinge des Plagioklases sind größtenteils nach dem Albitgesetz gebildet, seltener trifft man Periklinzwillinge.

Die Lage der Indikatrix in den Zwillinglamellen, näher zum Zentrum der Plagioklaskörner, auf den Pol der Verwachsungsfläche (010) bezogen, auch auf Grund von mehreren Diagrammen, ist folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
	für n_α : 87°—90°	88°
	„ n_β : 82°—77°	79°
	„ n_γ : 8°—13°	11°

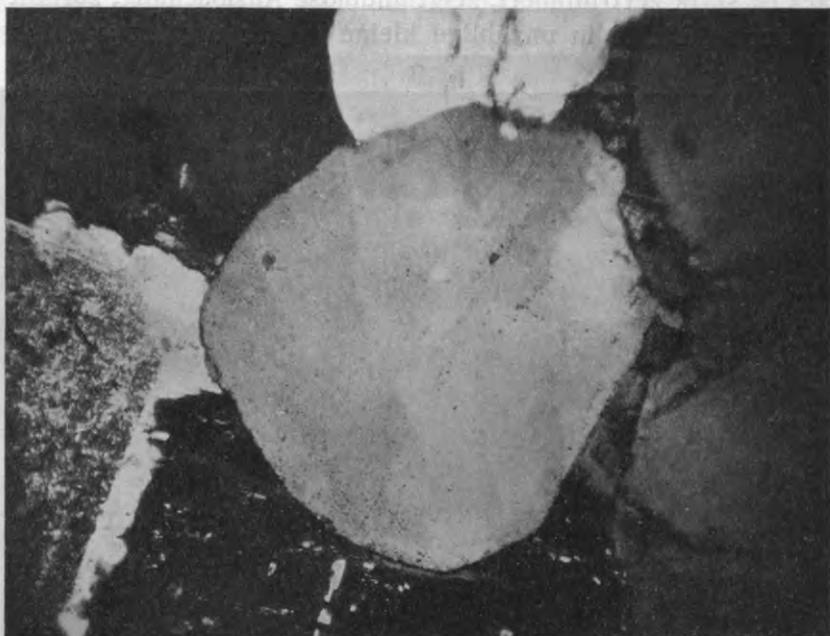


Fig. 39. In der Mitte ein granoautomorphes Quarzkorn (Popoff [42]), von Feldspatkörnern umgeben. Links unten ein zonar gebautes Plagioklaskorn mit frischer Hülle und zersetztem Kern. Nik. +. Vergr. 60X.

Da die Auslöschungsschiefe zur Trace von (010), in Schnitten $\perp n_\alpha$, den 0-Punkt überschreitet und, der allgemeinen Annahme entsprechend, der Plagioklas zum Zentrum hin basischer wird (stärkere Lichtbrechung), darf man mit Gewißheit annehmen, daß die Lage der Indikatrix an der Peripherie — den Albiten, näher zum Zentrum aber — den Andeklasen (Winchell [53]) von einer chemischen Zusammensetzung $Ab_{69}An_{31}$ entspricht.

Der optische Achsenwinkel des Plagioklases schwankt zwischen +84° und +88°; den Achsenwinkel kann man jedoch nicht mit Sicherheit für die Bestimmung des Anorthitgehaltes verwenden, da eine größere Genauigkeit bei der Bestimmung der Achsenwinkel

nach der F e d o r o f f s c h e n Universalmethode, beim Einstellen nur der einen optischen Achse, unerreichbar ist.

Die Q u a r z k ö r n e r sind von sehr verschiedener Größe. Die größten von ihnen weisen einen Durchmesser bis 5 mm auf. Der Quarz ist stark zertrümmert, zeigt undulöse Auslöschung, zerfällt im polarisierten Lichte in unzählige kleine Felder und ist von Rissen

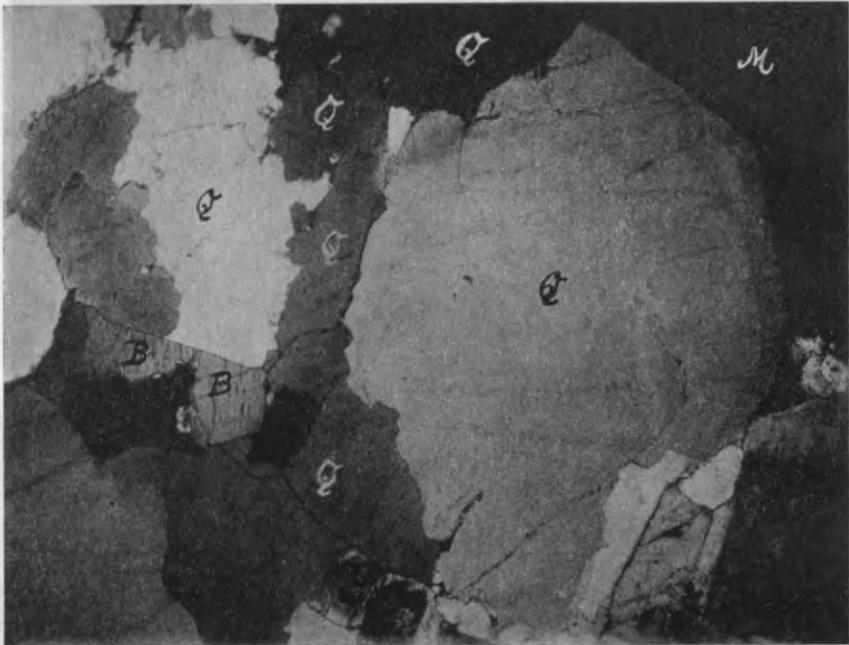


Fig. 40. Ganzrandige Begrenzung des Quarzes Q, dem Mikroklin M und Biotit B gegenüber, und zahnartiges Ineinandergreifen der Quarze, bei gegenseitigem Zusammenstoßen. Nik. +. Vergr. 24X.

durchquert. Er ist den Feldspaten gegenüber bald automorph (Fig. 38), bald xenomorph. Die automorphen Quarzkörner sind selten allseitig von Kristallflächen begrenzt; öfter beobachtet man an denselben nur einzelne kristallographisch entwickelte Flächen. Stellenweise beobachtet man auch Quarzkörner, die abgerundete Formen vorweisen (Fig. 39). Wo Quarz an Plagioklas grenzt, ist die Begrenzung des Quarzes eine ganzrandige, wo aber Quarz an Quarz grenzt, ist die Begrenzung der Körner eine zickzackartige, was die Folge eines zahnartigen Ineinandergreifens der Körner ist

(Fig. 40). Vergl. eine ganz ähnliche Beobachtung Popoff's am Rapakiwi Finnlands (42).

Der Biotit ist frisch und im gewöhnlichen Lichte dunkelbraun mit einem Stich ins Olivengrün, hat ausgeprägten Pleochroismus: $\parallel n_\gamma$ und n_β — dunkelbraun, $\parallel n_\alpha$ — hell-gelblichbraun.

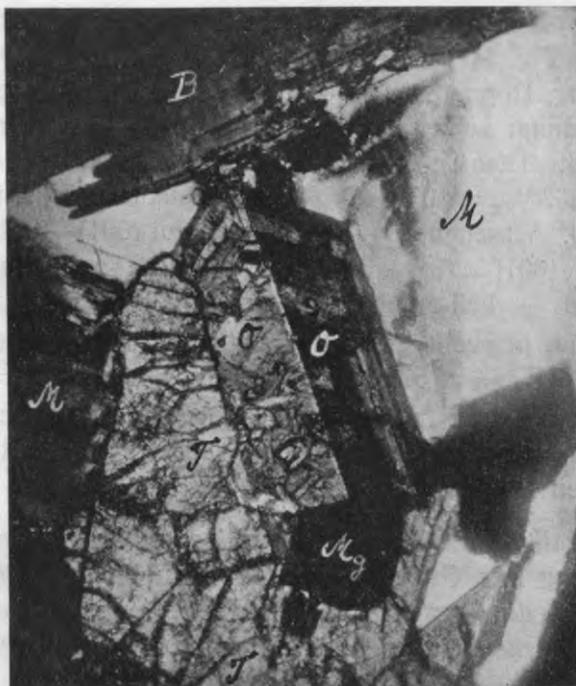


Fig. 41. Zonar gebauter Orthitzwilling *O*, von Titanit *T*, Magnetit *Mg*, Mikroklin *M* und Biotit *B* umgeben. Nik. +. Vergr. $60\times$.

$2V_{n_\alpha} = 0^\circ$. Doppelbrechung: n_γ (n_β) — $n_\alpha = 0,037 - 0,040^1$. Er enthält als Einschlüsse abgerundete Zirkonkörnchen mit pleochroitischen Höfen, Epidot und Magnetit. Manchmal sind die Biotitkörner etwas gebogen.

¹ Babinet-Bestimmung. Babinet-Bestimmungen wurden nur in einzelnen Fällen ausgeführt und werden angeführt werden. Wo es sich nur um den Vergleich der dunklen Minerale an verschiedenen Orten ein und desselben Tafons handelte, wurde immer die sehr handliche Fedoroff'sche Methode des graduierten Quarzkeils angewandt. Für Dickenmessungen diente die Dechaulnes'sche oder die Doppelbrechungsmethode, wobei die Messungen immer an naheliegenden Quarzkörnern vorgenommen wurden. Die bei solchen Bestimmungen erhaltenen Werte sollen im einzelnen nicht erwähnt werden.

Der Biotit ist stellenweise chloritisiert, und man beobachtet verschiedene Übergangsstufen von frischem Biotit zu Chlorit.

Der reine Chlorit¹ hat die Biotitstruktur mit den Spaltungs-fugen desselben und enthält auch dieselben Einschlüsse: Apatit, Zirkon, Epidot und Magnetit. Er dürfte daher aus Biotit entstanden sein.

Der Orthit zeigt Kristallformen und periodischen Schalenbau (Vergl. Fig. 41). Die Kristalle sind nach [010] gestreckt, Lichtbrechung, Doppelbrechung und Achsenwinkel an ein und demselben Individuum sehr schwankend: $n = 1,7 - 1,8$ (Einbettung und Vergleich mit Titanit); $n_\gamma - n_\alpha = 0,013 - 0,028$ (Fedoroffkeil-Bestimmung); $2V_{n_\alpha} = 50^\circ - 70^\circ$ (Messung aus der Hyperbelkrümmung, nach Becke). Achsenebene \perp [010]; \perp zu (001) — schiefer Achsenaustritt. $n_\alpha \wedge [001] = 31^\circ - 34^\circ$. Pleochroismus: $\parallel n_\alpha$ — hell- bis dunkel-
 nußbraun, $\parallel n_\beta$ — hell-graubraun, $\parallel n_\gamma$ — hell-strohgelb.

Titanit, in recht großen Kristallen, tritt in seinen typischen Formen auf. $2E_{n_\gamma Na} = 57^\circ$ (Okularmessung). $n_\gamma - n_\alpha = 0,11$ ca.

Magnetit tritt in rundlichen Körnern auf, seltener zeigt er eine kristallographische Begrenzung. In seinem Auftreten ist er immer an den Biotit gebunden.

Zur Kontrolle der Beständigkeit in der mineralischen Zusammensetzung des Gesteins wurden noch einige Dünnschliffe untersucht, die aus Proben hergestellt wurden, welche aus tiefer gelegenen Stellen des Nelsonblocks herausgebrochen waren.

(Vergl. B. Popoff's Reisenotizen S. 163.)

Die Untersuchung zeigte, wie folgt, die nämlichen Resultate.

Hauptbestandteile²: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet treten Biotit, Chlorit, und akzessorisch Apatit, Zirkon, Epidot, Moskwit, Magnetit, Titanit und Orthit auf.

¹ Da die optischen Konstanten der Chlorite, infolge der verworrenen Chloritstruktur, nirgends einwandfrei bestimmt werden konnten, wird von ihrer Mitteilung Abstand genommen. Alle „isotropen“ grünen Fetzen, die einigermaßen brauchbare Isogyren zeigten, gaben immer: $2V_{n_\alpha} = 0^\circ$; doch war, trotz der scheinbar schwachen Doppelbrechung, mit Sicherheit nie zu entscheiden, ob sie wirklich Chlorit, oder nur einem stark chloritisierten, bzw. grünen Biotit angehörten.

² Der Kürze halber sollen alle Beschreibungen, welche den Charakter ausgesprochener Wiederholungen haben, in Kleinschrift wiedergegeben werden.

Die Mikroklinkörner sind unregelmäßig und eckig. Die mittlere Größe des Durchmessers der Mikroklinkörner ist gleich 3 mm. Der Mikroklin ist von Albit perthitisch durchwachsen und bildet bei dieser Durchwachsung Bandperthit mit unregelmäßigen, oft verzweigten, doch mehr oder weniger einander parallel gehenden Albitbändern. Die Richtung der Albitbänder im Mikroklin ist annähernd parallel den Prismenflächen des Mikroklin. Außer den Albitbändern enthält der Mikroklin einzelne Albiteinschlüsse.

Die Auslöschungsschiefe auf (001) zur Spur von (010) ist $= 16^\circ$. Die Gitterstruktur des Mikroklin tritt deutlich hervor. Außer den Spaltbarkeiten nach (001) und (010) ist auch eine Spaltbarkeit nach (110) vorhanden. Die früher besprochenen Albitränder treten auch hier auf. Der Mikroklin macht einen frischen Eindruck.

Die Plagioklaskörner sind von einer mittleren Größe $= 2$ mm, weisen frische Hüllen und trübe, zersetzte, mit Epidot und Glimmerschüppchen durchsetzte Kernpartien auf. Die Glimmerschüppchen, welche sich in den Kernpartien des Plagioklases gebildet haben, dürften Moskowitz sein. Der für den Plagioklas charakteristische Zonenbau tritt sehr schön zutage.

Die Lage der Indikatrix in den Zwillingslamellen, an der Peripherie des Plagioklaskornes, auf den Pol der Verwachsungsfläche (010) bezogen, ist auf Grund von mehreren Diagrammen folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	$88^\circ - 90^\circ$	89°
„ n_β	$80^\circ - 78^\circ$	79°
„ n_γ	$10^\circ - 12^\circ$	11°

Man kommt, bei dieser Lage der optischen Konstanten, auf einen Feldspat, welcher einer chemischen Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$ entspricht.

Die Lage der Indikatrix in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010) war in den zentralen Teilen der Zwillingslamellen der Plagioklaskörner folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	$88^\circ - 89^\circ$	89°
„ n_β	$82^\circ - 80^\circ$	81°
„ n_γ	$8^\circ - 10^\circ$	9°

Da die Auslöschungsschiefe des Plagioklases in Schnitten $\perp n_\alpha$ den 0-Punkt überschreitet, haben wir es hier mit $Ab_{72}An_{28}$ zu tun. An der Peripherie der Körner gehört der Plagioklas zu den Albiten, in den zentralen Teilen dagegen — zu den Oligoklasen.

Es muß auch hier hinzugefügt werden, daß die chemische Zusammensetzung der beiden Zwillingssteile um einige % des Anorthitgehaltes voneinander abweichen kann.

Der Achsenwinkel des Plagioklases ist großen Schwankungen unterworfen ($2V = + 79^\circ$ bis $+ 88^\circ$).

Der Quarz hat eine sehr verschiedene Korngröße. Die größten Körner desselben weisen einen Durchmesser von 2 mm auf. Er ist stark zertrümmert, löscht undulös aus und ist auch von Rissen durchquert. Den Feldspaten

gegenüber ist er bald kristallautomorph (B. Popoff, 42) und bald xenomorph. Sein Verhalten ist genau dasselbe wie in den Proben aus dem Zentrum des Nelsonblockes. Es finden sich auch granoautomorphe (B. Popoff, 42) abgerundete Formen unter den Quarzen.

Der Biotit ist frisch, im gewöhnlichen Lichte dunkelbraun mit einem Stich ins Olivengrün. Pleochroismus: $\parallel n_\gamma$ und $\parallel n_\beta$ — dunkelbraun, $\parallel n_\alpha$ hellgelblichbraun. Im konvergenten Lichte sieht man das Achsenbild eines einachsigen, negativen Minerals. Einschlüsse: Apatit in sechseckigen Säulchen, abgerundete Zirkonkriställchen und ein opakes Mineral, das ich für Magnetit halte. Nur ein einziges Zirkonkorn im Biotit hatte einen pleochroitischen Hof aufzuweisen.

Außer dem frischen Biotit ist auch hier chloritisierter Biotit mit verschiedenen Übergangsstufen zu reinem Chlorit vorhanden.

Der hier vorhandene reine Chlorit ist sicherlich aus dem Biotit hervorgegangen. Er besitzt die Struktur des Biotits und beherbergt dieselben Einschlüsse. Der reine Chlorit hat schwache Doppelbrechung und anomale violette Interferenzfarben.

Orthit oder ein anderes ihm sehr nahestehendes Epidot-Mineral: im gewöhnlichen Lichte dunkelbraun mit ausgeprägtem Pleochroismus in braunen und hellgelben Tönen; Doppelbrechung in Farben der I Ordnung, Zonenstruktur und Zwillingsbildung; zweiachsig, negativ.

Titanit tritt in seinen typischen Formen auf.

Schlierenartige Partie im Nelsonblock.

Die Untersuchung von Bruchstücken einer sehr frischen schlierenartigen Partie, die bei der Sprengung des Nelsonblockes erhalten wurde (vergl. S. 180), ergab folgende Resultate:

Die Bestandteile der Schliere sind: grobkörniger Mikroklin und Quarz. Als Neubildung findet sich Albit.

Die Mikroklinkörner der Schliere erreichen eine Durchmessergröße von 1,5 cm. Der deutlich gegitterte Mikroklin ist perthitisch mit Albit verwachsen. Letzterer bildet Albitbänder. Außer den Albitbändern enthält der Mikroklin-Mikroperthit noch Albiteinschlüsse. Die Auslöschung der einzelnen Lamellen auf der Fläche (001) zu der Spur von (010) ist die für den Mikroklin charakteristische. Man beobachtet auch hier eine Albitisierung des Mikroklin, die sich in einer Ablagerung von Albitneubildungen auf den Rissen im Mikroklin und in einer Hineinwucherung des Plagioklases in den Mikroklin äußert (Taf. X, Fig. 1 u. 2).

Der Quarz ist stark zertrümmert und löscht undulös aus. Einzelne Körner erreichen eine Größe von 5 mm.

Mikroklin und Quarz treten in einer Durchwachsung auf, die der pegmatitischen nahestehen dürfte.

In einem Eck eines Dünnschliffes befindet sich ein feinkörniger Mikroklin - Mikroperthit, teilweise zersetzter Plagioklas mit frischen Hüllen und trüben Kernpartien, undulös auslöschender, zertrümmerter Quarz, frischer sowie auch chloritisierter Biotit, mit Apatit- und Zirkoneinschlüssen, und Titanit in seinen typischen Formen. Es ist ein Übergang von der Schliere zum normalen Gestein des Nelsonblockes.

Schnitt parallel zur unteren Dachseite des großen Tafone auf der SW-Seite des Nelsonblockes.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Mehr untergeordnet sind Biotit und Chlorit, akzessorisch — Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot, Moskowit und Magnetit.

Der Mikroklin bildet mikroperthitische Verwachsungen mit Albit. Albitbänder durchziehen den Mikroklin in der Richtung der Prismenflächen, sind dabei unregelmäßig und oft verzweigt. Man beobachtet im Mikroklin Spaltbarkeiten nach (001), (010) und (110). Der Mikroklin bildet Zwillinge nach dem Manebacher Zwillingengesetz. Die Lage des optischen Ellipsoids in einem solchen Mikroklinzwilling war auf den Pol der Fläche (001) bezogen folgende: für n_α —81°, für n_β —14°, für n_γ —82°.

Außer den Albitbändern enthält der Mikroklin noch einzelne Albiteinschlüsse und stellenweise die weiter oben beschriebenen Albitränder. Der Mikroklin macht einen sehr frischen Eindruck.

Der Plagioklas, dessen Korngröße im Durchschnitt = 2 mm ist, hat trübe Kernpartien und frische Hüllen mit Zonenbau. In den zersetzten trüben Kernpartien sind Epidotkörner und Moskowitschüppchen zu finden.

Die Lage der Indikatrix in den Zwillinglamellen, an der Peripherie der Plagioklaskörner, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), ist folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	: 88°—90°	89°
„ n_β	: 82°—76°	79°
„ n_γ	: 8°—14°	11°

Die Lage der Indikatrix, im Zentrum der Plagioklaskörner, auf den Pol der Verwachsungsfläche (010) bezogen, entspricht den Konstanten:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	: 88° — 90°	89°
„ n_{β}	: 82° — 80°	81°
„ n_{γ}	: 8° — 10°	9°

Die angeführten Ergebnisse sind auf Grund von mehreren Diagrammen erzielt worden.

Nach der Lage der optischen Konstanten erhält man an der Peripherie der Plagioklase einen Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$ und im Zentrum einen Oligoklas $Ab_{72}An_{28}$, wobei als entscheidend für die Zusammensetzung, in beiden Fällen wieder die Auslöschungsschiefe gilt.

Der optische Achsenwinkel ist, wie immer, großen Schwankungen unterworfen. Man erhält Achsenwinkel von -79° bis $+88^{\circ}$.

Der Quarz ist stark zertrümmert, löscht undulös aus und ist von Rissen durchquert. Die Quarzkörner, deren Größe sehr verschieden ist, sind den Feldspaten gegenüber bald kristallautomorph, bald xenomorph. Eine ganzrandige Begrenzung mit den Feldspaten und ein zahnartiges Ineinandergreifen, wo Quarz an Quarz grenzt, tritt auch hier deutlich hervor.

Der dunkelbraune Biotit (mit einem Stich ins Olivengrün) hat einen unmeßbar kleinen Achsenwinkel, ist stark pleochroitisch und scheint ganz frisch zu sein. Als Einschlüsse enthält er: Apatit, Zirkon und Magnetit. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert und bildet verschiedene Übergangsstufen zu reinem Chlorit, bis er schließlich vollständig in Chlorit übergeht. Quantitativ verhält sich der Chlorit zum Biotit genauso, wie in den Proben aus dem Innern des Nelsonblockes.

Titanit: in den typischen Formen.

Magnetit: in rundlichen Körnern und selten mit kristallographischer Begrenzung.

Abschuppungsplättchen von der Dachunterseite kleinerer Nebentafeln auf der NO-Seite des Nelsonblockes.

Die Dünnschliffe wurden aus Abschuppungsplättchen hergestellt, die ganz lose an der Dachunterseite hafteten und bei sanfter Berührung mit der Handfläche abfielen. Die Abschuppungsfläche wurde zur Schlißfläche.

Als Hauptbestandteile des Gesteins erwiesen sich: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Mehr untergeordnet treten Biotit und Chlorit auf, akzessorisch — Apatit, Epidot, Moskwit, Magnetit und Titanit.

Der gegitterte Mikroklin-Mikroperthit besitzt Albitbänder, die im Mikroklin eine Richtung nach dem Prisma haben. Der Mikroklin-Mikroperthit enthält außer den Albitbändern noch Albiteinschlüsse, die oft nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. Albitränder sieht man hier auch. Der Mikroklin macht einen durchaus frischen Eindruck.

Der Plagioklas zeigt trübe zersetzte Kernpartien mit Epidot- und Moskwitbildung und sehr frische Hüllen. Der Zonenbau desselben tritt deutlich zutage.

Die Lage der Indikatrix, an der Peripherie der Plagioklaskörner, ist in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010) folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	: 88°—89°	88°
„ n_β	: 82°—78°	80°
„ n_γ	: 8°—12°	10°

Die Lage derselben in den Zwillingslamellen im Zentrum der Plagioklase, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche, entspricht:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	: 88°—89°	88,5°
„ n_β	: 83°—82°	82,5°
„ n_γ	: 7°— 8°	75°

Die Auslöschungsschiefe und den Zonenbau in Betracht genommen, gibt die erste Lage — Albiklas von der Zusammensetzung $Ab_{89}An_{11}$, die zweite — Oligoklas ($Ab_{73}An_{27}$). Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist an der Peripherie der Körner in allen Stellungen kleiner als das des Quarzes¹.

¹ Das gilt hier und überall weiter sowohl für die Parallel- als auch für die Kreuzstellung (F. Becke).

Die Wiederholungszwillinge der Plagioklase sind nach dem Albitzwillingsgesetz gebildet. Höchst selten sieht man Zwillinge, die nach zwei Gesetzen gebildet sind — nach dem Albitgesetz und nach dem Periklingesetz.

Der Achsenwinkel schwankt von $+80^\circ$ bis $+88^\circ$.

Der Quarz ist den Feldspaten gegenüber bald kristallauto-morph (vergl. B. Popoff, 42) und bald auch xenomorph, wobei der Kristallautomorphismus bei den kleinen Individuen stärker ausgeprägt ist. Der Quarz ist stark zertrümmert, mit undulöser Auslöschung und von Rissen durchquert.

Der Biotit ist frisch, aber stellenweise auch chloritisiert, mit den üblichen Einschlüssen. $2V_{n\alpha}$ annähernd $= 0^\circ$. $n_\gamma - n_\alpha = 0,039 - 0,041$.

Chlorit, der aus Biotit entstanden sein dürfte, findet sich im gewöhnlichen Mengenverhältnis zum letzteren.

Titanit und Magnetit — wie sonst.

Schutt vom Boden eines fast geschlossenen Nebentafels auf der NO-Seite des Nelsonblockes.

Die Hauptbestandteile des Schuttes sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Mehr untergeordnet treten Biotit und Chlorit auf, akzessorisch: Apatit, Zirkon, Epidot, Moskowit, Orthit, Titanit und Magnetit.

Der Mikroklin, perthitisch mit Albit durchwachsen, bildet Albitbänder, die annähernd parallel den Prismenflächen des Mikroklin gehen, und enthält noch außerdem oft nach dem Albitgesetz verzwilligte Albiteinschlüsse. Wo Mikroklinkörner aneinander grenzen, bemerkt man Albitränder. Der Mikroklin-Mikroperthit macht einen frischen Eindruck.

Der Plagioklas besitzt alle charakteristischen, für den Granit des Nelsonfelsens bezeichnenden Eigenschaften. Er weist Körner mit frischen Hüllen und trüben zersetzten Kernpartien mit Epidot- und Moskowitbildung auf, deren Zonenbau prachtvoll erhalten ist.

Die Lage der Indikatrix, an der Peripherie der Plagioklaskörner, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), entspricht:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	: 87°—90°	89°
„ n_β	: 83°—77°	80°
„ n_γ	: 7°—13°	10°

Die Lage der genannten Bezugsfläche in zentral gelegenen Zwillingslamellen der Plagioklase ist, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	: 88°—89°	88°
„ n_β	: 82°—80°	81°
„ n_γ	: 8°—10°	9°

Das gibt für die äußeren Hüllen der Plagioklase die Zusammensetzung $Ab_{89}An_{11}$ und für die zentralen Kernpartien die Zusammensetzung $Ab_{72}An_{28}$.

Die Entscheidung für diese zwei Fälle basiert auf der Auslöschungsschiefe. Der Achsenwinkel kann, wegen seiner großen Schwankungen (von 80°—88°), nicht in Betracht kommen.

Das Gesetz der Verzwillingung der Plagioklase ist das Albitgesetz.

Der Quarz ist den Feldspaten gegenüber bald kristallauto-morph, bald auch xenomorph. Man sieht auch das zahnartige In-einandergreifen der Quarzkörner. Er ist stark zertrümmert, undulös und von Rissen durchquert (Fig. 42).

Der Biotit ist von dunkelbrauner Farbe mit einem Stich ins Olivengrün, stark pleochroitisch in dunkelbraunen und hell-gelblichbraunen Tönen. Er hat einen unmeßbar kleinen Achsenwinkel und beherbergt als Einschlüsse Apatit, Zirkon, Epidot und Magnit. Er ist auch stellenweise chloritisiert und bildet verschiedene Übergangsstufen von Biotit zu Chlorit.

Der reine Chlorit hat auch hier die Biotitstruktur und führt dieselben Einschlüsse wie der frische und auch der chloritisierte Biotit.

Titanit — in den typischen Schnitten.

Orthit — im gewöhnlichen Lichte von dunkelbrauner Farbe, mit ausgeprägtem Pleochroismus, Zonenbau und Zwillingsbildung.

Die Bruchstücke aus dem Verwitterungsschutt vom Boden dieses Tafone machen einen auffallend frischen Eindruck und unterscheiden sich in nichts von Bruchstücken des frischen Gesteins.

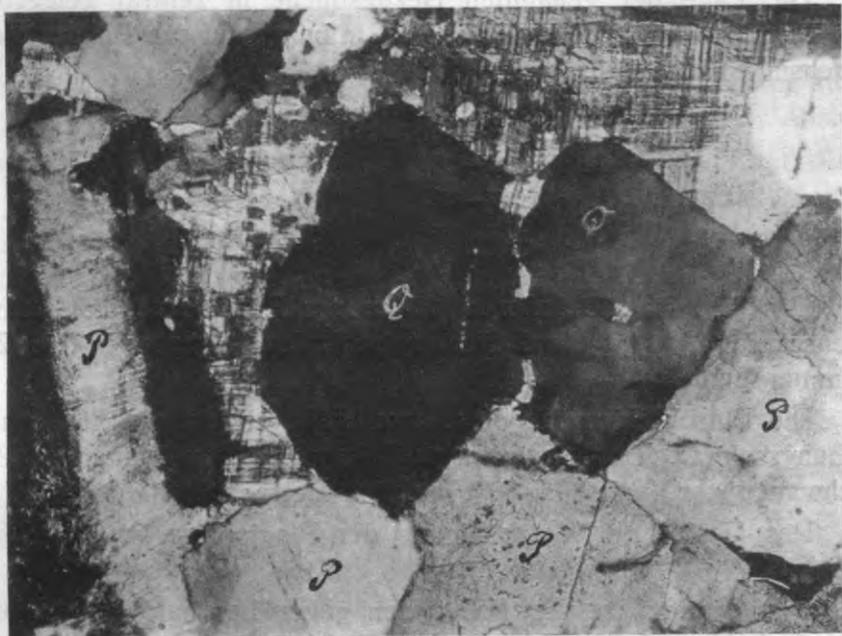


Fig. 42. Undulös auslöschende Quarzkörner Q, von Mikroklin und Plagioklas P umgeben. Nik. +. Vergr. 24X.

Hervortretende Rippe zwischen zwei größeren Nebentafoni, unter dem Dache des großen Tafone auf der NO-Seite des Nelsonblockes.

Hauptbestandteile sind: Mikroklin, Plagioklas, Quarz. Mehr untergeordnet treten Biotit und Chlorit auf, akzessorisch — Apatit, Zirkon, Epidot, Moskowit, Titanit und Orthit.

Die unregelmäßigen Mikroklinkörner erreichen einen Durchmesser bis 3 mm. Der Mikroklin ist ein Mikroklin-Mikroperthit mit Albitbändern und einzelnen Albiteinschlüssen.

Die Albitbänder gehen einander annähernd parallel und haben im Mikroklin die Richtung nach dem Prisma. Die Auslöschungs-

schiefe auf der Fläche (001) zu der Spur von (010) ist gleich 16° . Der Mikroklin hat eine deutliche Gitterstruktur. In den Albitbändern des Mikroklin ist Moskowitz vorhanden, aber niemals im Mikroklin selbst. Einige Mikroklinkörner sind etwas gebogen, aber sonst macht der Mikroklin einen frischen Eindruck. Zwischen Mikroklinkörnern treten Albitränder auf.

Die mittlere Korngröße des Plagioklases ist 2 mm. Die Plagioklaskörner haben den für den Nelsonfelsen charakteristischen Zonenbau, frische Hüllen und trübe, zersetzte Kernpartien.

Die Fedoroff'schen Koordinatenwerte, an der Peripherie eines Plagioklaskornes, auf den Pol der Verwachsungsfläche (010) bezogen sind:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	$88^\circ - 90^\circ$	89°
„ n_β	$80^\circ - 77^\circ$	79°
„ n_γ	$10^\circ - 13^\circ$	11°

Die Koordinatenwerte in den Zwillingslamellen der zentralen Plagioklaspartien, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), sind folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	$89^\circ - 90^\circ$	89°
„ n_β	$86^\circ - 82^\circ$	84°
„ n_γ	$4^\circ - 8^\circ$	6°

Die Ergebnisse entsprechen einer großen Zahl von Diagrammen. Man muß auch hier hinzufügen, daß die Zusammensetzung der beiden Zwillingslamellen um ein Geringes abweicht.

Die zweideutige Beantwortung, welche, bei der angeführten Lage des optischen Ellipsoids, die Nikitinschen Diagramme geben, wird durch den Zonenbau und die Auslöschungsschiefe entschieden.

Da auch hier die Auslöschungsschiefe in den Schnitten $\perp n_\alpha$ den 0-Punkt überschreitet und der Plagioklas allgemein zum Zentrum basischer wird, entspricht die erste Lage einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$ und die zweite — einem Oligoklas = $Ab_{75}An_{25}$. Auch das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases an der Peripherie eines Kornes ist stets kleiner als das des Quarzes.

Der Achsenwinkel des Albits schwankt zwischen $+80^\circ$ und $+88^\circ$; der Achsenwinkel kann aber, wie schon gesagt, bei der Bestimmung des Anorthitgehaltes im Plagioklas nicht als entschei-

dend in Betracht gezogen werden, da man es immer nur mit einer Achse zu tun hat.

Die Quarzkörner sind von sehr verschiedener Größe. Die größten erreichen einen Durchmesser von 2—3 mm. Der Quarz ist auch hier den Feldspaten gegenüber bald kristallautomorph, bald xenomorph. Er ist zertrümmert, von Rissen durchquert und löscht undulös aus.

Der Biotit ist von dunkelbrauner Farbe mit einem Stich ins Olivengrün und besitzt einen ausgesprochenen Pleochroismus: $\parallel n_\gamma$ und n_β — dunkelbraun, $\parallel n_\alpha$ — hell-gelblichbraun; $2V_{n_\alpha} = 0^\circ$; $n_\gamma - n_\alpha = 0,035 - 0,037$. Einschlüsse: Apatit, abgerundeter Zirkon, Epidot und Magnetit. Um den Zirkon öfter pleochroitische Höfe. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert. Außer dem frischen und dem chloritisierten Biotit ist auch reiner Chlorit mit anomalen violetten Interferenzfarben vorhanden. Der reine Chlorit besitzt eine Biotitstruktur und beherbergt auch dieselben Einschlüsse wie der Biotit, dürfte daher aus Biotit hervorgegangen sein.

Der Titanit ist in seinen typischen Formen vorhanden.

Der Magnetit tritt größtenteils mit Biotit vergesellschaftet auf und zeigt höchst selten eine kristallographische Begrenzung.

Der Orthit ist im gewöhnlichen Lichte von dunkelbrauner Farbe und stark pleochroitisch; er ist zonar gebaut und bildet auch Zwillinge.

Eine weitere hervortretende Rippe zwischen kleinen Nebentafeln auf der NO-Seite des Nelsonblockes.

Hauptbestandteile des Gesteins sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz, untergeordnet Biotit und Chlorit, akzessorisch — Apatit, Zirkon, Epidot, Moskowitz, Magnetit, Titanit und Orthit.

Der Mikroklin-Mikroperthit ist von Albitbändern nach dem Prisma durchzogen und enthält noch außerdem Albit-einschlüsse. Der Mikroklin-Mikroperthit zeigt eine deutliche Gitterstruktur und ist ganz frisch. Er zeigt stellenweise Albitumrandung.

Der Plagioklas hat frische Zonenhüllen und trübe, zersetzte Kernpartien. In den Kernpartien des Plagioklases finden sich Epidot und Moskowitzschüppchen.

Die Fedoroff'schen Koordinatenwerte für die peripherischen Plagioklaslamellen nach dem Albitgesetz, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), sind wie folgt:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α} : 88° — 90°	89°
„ n_{β} : 82° — 76°	78°
„ n_{γ} : 8° — 14°	12°

Die Koordinaten in den Zwillingslamellen derselben Plagioklas-körner, mehr zum Zentrum hin, sind:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α} : 88° — 90°	89°
„ n_{β} : 82° — 81°	$81,5^{\circ}$
„ n_{γ} : 8° — 9°	$8,5^{\circ}$

Der Plagioklas gehört somit an der Peripherie des Kornes zu den Albiten, von einer chemischen Zusammensetzung $Ab_{92}An_8$, und im Zentrum zu den Oligoklasen, von einer Zusammensetzung $Ab_{72}An_{28}$.

Es entscheidet hier wieder der Zonenbau und die Auslöschungsschiefe. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases, an der Peripherie des Kornes, ist immer kleiner als das des Quarzes.

Der Quarz ist den Feldspaten gegenüber bald kristallautomorph, bald auch xenomorph. Er ist stark zertrümmert, undulös und von Rissen durchquert. Man beobachtet auch das zahnartige Ineinandergreifen der Quarzkörner.

Der Biotit ist im gewöhnlichen Lichte von dunkelbrauner Farbe mit einem Stich ins Olivengrün, zeigt einen ausgeprägten Pleochroismus in braunen und hell-gelblichbraunen Tönen. Achsenwinkel = 0° . Einschlüsse: abgerundete Zirkonkörner, Apatit in Form von sechseckigen und kurzen Säulchen, Epidot und Magnetit.

Der Biotit ist stellenweise chloritisiert und bildet verschiedene Übergangsstufen zu reinem Chlorit.

Der reine Chlorit mit schwacher Doppelbrechung hat anomale violette Interferenzfarben und eine Biotitstruktur. Einschlüsse wie im Biotit.

Der Titanit tritt in seinen typischen Formen auf.

Orthit — wie im vorhergehenden Falle.

Außenfläche des Nelsonblockes.

Der entsprechende Dünnschliff ist genau parallel zur Außenfläche hergestellt und vertieft sich in das Gestein auf etwa 1 mm.

Hauptbestandteile: Mikroklin, Plagioklas und Quarz, untergeordnet Biotit und Chlorit, akzessorisch — Apatit, Epidot, Moskowit, Zirkon, Magnetit, Titanit und Orthit.

Der perthitisch von Albit durchwachsene Mikroklin bildet eckige, unregelmäßige Körner von einer mittleren Größe von 2 mm. Einige Mikroklinkörner erreichen ausnahmsweise die Größe von 4 mm. Die Albitbänder des Mikroklin-Mikroperthits sind unregelmäßig, oft verzweigt, gehen einander annähernd parallel und haben im Mikroklin die Richtung der Prismenflächen. Wo Mikroklinkörner zusammenstoßen, treten oft Albitränder auf. Der Achsenwinkel des Mikroklin ist annähernd $= 90^\circ$. Der deutlich gegitterte Mikroklin macht einen frischen Eindruck.

Die Plagioklaskörner, deren Mittelgröße $= 2$ mm ist, haben frische Hüllen mit schönem Zonenbau und trübe, zersetzte Kernpartien, in welchen eine Epidot- und Moskowitbildung stattgefunden hat.

Die Lage der Indikatrix in den peripherischen Zwillingslamellen des Plagioklases, auf den Pol der Verwachsungsfläche (010) bezogen, ist:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α :	$88^\circ - 89^\circ$	88°
„ n_β :	$82^\circ - 90^\circ$	81°
„ n_γ :	$8^\circ - 10^\circ$	9°

Dies entspricht einem Albiklas von der Zusammensetzung $Ab_{88}An_{12}$.

Die Lage der Indikatrix mehr zur Mitte der Körner hin ist:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α :	$87^\circ - 89^\circ$	88°
„ n_β :	$83^\circ - 81^\circ$	82°
„ n_γ :	$7^\circ - 9^\circ$	8°

Die Bezugslinie ist der Pol der Verwachsungsfläche (010). Da die Auslöschungsschiefe in diesen Schnitten den 0-Punkt überschreitet, so entspricht die zweite Lage einem Oligoklas von der Zusammensetzung $Ab_{73}An_{27}$.

Der Quarz tritt in Körnern von sehr verschiedener Größe auf. Die größten Quarzkörner erreichen eine Größe von 3 mm; den Feldspaten gegenüber sind sie bald kristallautomorph, bald xenomorph, sind stark zertrümmert, löschen undulös aus und sind von Rissen durchquert.

Der Biotit ist im gewöhnlichen Lichte von dunkelbrauner Farbe, stark pleochroitisch, und der Achsenwinkel desselben ist unmeßbar klein. Der Biotit ist stellenweise chloritisiert; man beobachtet dabei verschiedene Übergangsstufen von Biotit zu reinem Chlorit. Der frische sowie auch der chloritisierte Biotit und der reine Chlorit enthalten Einschlüsse von Apatit, Zirkon, Magnetit.

Den Titanit und den Orthit beobachtet man im Dünnschliff in ihren typischen Formen und den Magnetit in runden Körnern. Höchst selten besitzt der Magnetit eine kristallographische Begrenzung.

Vergleich der ersten Untersuchungsergebnisse.

Vergleichen wir die eben gegebenen Beschreibungen der verschiedenen Stellen des Nelsonblockes miteinander, so fällt uns sofort nicht nur die absolute Gleichheit des Mineralbestandes derselben, sondern auch die Gleichheit der Ausbildung und des Gefüges ihrer Minerale auf, die sich auf die kleinsten Einzelheiten erstreckt, so daß die verschiedenen Dünnschliffe mikroskopisch voneinander überhaupt nicht zu unterscheiden sind. Die kleinen Schwankungen in der Zusammensetzung der Plagioklase sind eine Folge des Zufalls bei der Auswahl der für die Theodolitbehandlung geeigneten Körner oder Kornstellen und entsprechen den normalen Schwankungen in der Zusammensetzung der Plagioklase im Gestein.

Auch die Abschuppungsplättchen und sogar die Körner des abgestürzten Schuttes zeigen uns dieselben Minerale im ursprünglichen Zustande, ohne jegliche weitere Veränderung. Dies gilt auch für die Feldspate und den Biotit, die bekanntlich den Atmosphärien gegenüber am wenigsten widerstandsfähig sind. Dieselbe Beständigkeit in der Zusammensetzung offenbart auch die äußerste Schicht der Oberfläche des Blockes, sowie die etwas tiefer unter ihr gelegene Gesteinszone, so daß hier keine Rede von einer etwaigen Schutzrinde sein kann. Besonders schön tritt die Gleich-

heit der mineralischen Zusammensetzung und der Struktur bei Betrachtung von großen Dünnschliffen hervor, die Querschnitte durch das ganze Dach vorstellen. Ein solcher Dünnschliff, aus einer dünnen Dachpartie von 7 cm Durchmesser, stand mir zur Verfügung. Bei Verschiebung desselben unter dem Mikroskop von der Dachseite zur Außenfläche, konnte nirgends eine Veränderung im Gestein festgestellt werden. Das Gefüge war überall gleichmäßig fest und lückenlos. Auch Neubildungen fehlten. Das Gestein unterschied sich in nichts vom Gestein des Blockinnern, welches durch Sprengung erhalten war.

Zu beachten ist ferner, daß das Material der die Nebentafoni voneinander trennenden Zwischenrippen sich durch nichts von dem Gestein der Nebentafoniwandungen und überhaupt von dem normalen Gestein des Nelsonblockes unterscheidet und daß diese Rippen also keine widerstandsfähigeren Partien vorstellen können — ein Schluß, zu dem auch Popoff auf Grund seiner Felduntersuchungen gekommen ist.

Was die grobkörnigen, schlierigen Partien im Nelsonblock anbetrifft, so zeichnen sie sich, abgesehen von den größeren Korn-dimensionen, durch einen besonderen Feldspatreichtum und das Zurücktreten der dunklen Gemengteile aus, was aber nach Popoff keinen Einfluß auf die Ausbildung der Tafoni haben soll.

Ich habe die Beschreibungen der verschiedenen Stellen des Nelsonblockes ohne wesentliche Kürzungen aufeinander folgen lassen, so wie ich sie beim mikroskopischen Studium niedergeschrieben habe. Ich wollte hiermit dem Leser die Möglichkeit geben, den Vergleich selbst auszuführen und sich von der Identität der in Frage kommenden Gesteinspartien selbst zu überzeugen. Eine tabellarische Zusammenfassung der Ergebnisse wäre zu summarisch und würde besonders die strukturellen Eigentümlichkeiten zu wenig zum Ausdruck bringen. Ich werde auch im folgenden in ähnlicher Weise verfahren, obwohl ich, je weiter je mehr, abkürzen werde.

Ich muß mich daher schon im voraus vor dem Leser für die zweifellos ermüdenden, einförmigen, aber immerhin unumgänglichen Wiederholungen entschuldigen. Sie sollen teilweise in Kleinschrift wiedergegeben werden.

Tafonifelsen auf der Südseite der alten Zitadelle von Calvi.

(Vergl. die Reisenotizen von B. Popoff, S. 164—165, sowie Taf. IV.)

Frisches Gestein, einer tiefer gelegenen Stelle des Felsens entnommen.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet treten Biotit und Chlorit auf. Akzessorisch — Epidot, Serizit, Apatit, Zirkon, Titanit, Leukoxen, Orthit und ein opakes Eisenerz¹.

Die Mittelgröße der großen, unregelmäßigen Mikroklin-körner beträgt meist über 4 mm. Der Mikroklin zeigt eine etwas undeutliche Gitterstruktur und ist perthitisch mit Albit verwachsen. Die unterbrochenen, unregelmäßigen Albitbänder gehen annähernd parallel den Prismenflächen des Mikroklin. Man beobachtet im Mikroklin trübe Flecke, in denen sich Epidotbildung feststellen läßt. Der Mikroklin ist auch hier einer Albitisierung unterworfen. Letzterer wuchert flammenartig in den Mikroklin hinein, und auch auf den Rissen im Mikroklin haben sich Neubildungen von Albit abgelagert.

Die mittlere Größe der Plagioklaskörner beträgt 2—4 mm, aber mitunter erreichen einige Plagioklaskörner die Größe von 2 cm und darüber. Die meisten Plagioklaskörner sind trübe und zersetzt. Es gibt Plagioklaskörner, die völlig zersetzt sind, und auch Plagioklaskörner, die frische Hüllen und trübe Kernpartien aufweisen. Die Zersetzung der Plagioklase hat eine Bildung von Epidot und Serizit hervorgerufen.

Außer den zersetzten Plagioklaskörnern finden sich auch Plagioklaskörner, die einen frischen Eindruck machen; nur einzelne trübe Flecke weisen auf eine Zersetzung hin.

Die Lage der Indikatrix, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), in den Zwillingslamellen der frisch erscheinenden Plagioklase, auf Grund von mehreren Diagrammen, ist:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	88°—90°	89°
„ n_{β}	82°—80°	81°
„ n_{γ}	8°—10°	9°

¹ Unter „Eisenerz“ ist eines von den drei Mineralen: Magnetit, Ilmenit oder Hämatit zu verstehen. Die Bezeichnung gibt an, daß eine einwandfreie, genauere Bestimmung aus irgend einem Grunde nicht möglich war.

Man erhält einen Plagioklas von der Zusammensetzung $Ab_{88}An_{12}$ mit einer Verzwillingung nach dem Albitgesetz.

Was die zersetzten Plagioklase betrifft, so gibt das Fedoroff'sche Verfahren auf Grund der Nikitin'schen Diagramme an der Peripherie des Kornes dieselbe Zusammensetzung $Ab_{88}An_{12}$, die man bei den frischen Plagioklasen findet. Infolge der starken Zersetzung war es nicht möglich, den Anorthitgehalt in den Zentren der Körner zu bestimmen.

Der Plagioklas bildet vorwiegend Wiederholungszwillinge nach dem Albitgesetz. Die bis zu 2 cm großen Plagioklase bilden ausnahmsweise Wiederholungszwillinge nach zwei Gesetzen, nach dem Albitgesetz und nach dem Periklingesetz. Die Zwillinggruppen sind zueinander nicht genau parallel orientiert und man beobachtet eine starke Verbiegung und Verschiebung derselben. Die großen Plagioklase enthalten Chlorit.

Die Quarzkörner sind auch von verschiedener Größe. Die größten Quarzkörner weisen eine Durchmessergröße von 4 mm auf. Der Quarz ist den Feldspaten gegenüber bald xenomorph, bald kristallautomorph. Die Begrenzung des Quarzes bei der Berührung mit den Feldspaten ist immer eine geradlinig-ganzrandige, doch wo Quarz an Quarz grenzt, entsteht ein verzahntes Ineinandergreifen der Körner. Der Quarz ist stark zertrümmert, löscht stark undulös aus und ist von einem Netz von Rissen durchzogen.

Der im gewöhnlichen Lichte braune Biotit hat einen Stich ins Olivengrün und folgenden Pleochroismus: $\parallel n_{\gamma}$ und $\parallel n_{\beta}$ — dunkelbraun, $\parallel n_{\alpha}$ — hell-gelblichbraun, $n_{\gamma}(n_{\beta}) - n_{\alpha} = 0,036 - 0,038$. Der Achsenwinkel des Biotites ist $= 0^{\circ}$. Der Biotit enthält als Einschlüsse: Apatit in Form von sechseckigen oder abgerundeten Säulchen, Zirkonkristalle und ein opakes Eisenerz-Mineral.

Biotitkörner, die einen frischen Eindruck machen, sind im Dünnschliff nur in geringer Anzahl vorhanden. Der größte Teil des Biotites ist chloritisiert und weist verschiedene Übergangstufen von frischem Biotit bis zu reinem Chlorit mit schwacher Doppelbrechung und anomalen gelben, bläulichen und violetten Interferenzfarben auf.

Der reine Chlorit, welcher eine Biotitstruktur besitzt, enthält folgende Einschlüsse: Epidot, Leukoxen, Zirkon, Apatit und ein opakes Eisenerz. Die farblosen Epidotkörnchen sind im Biotit reichlich vorhanden und haben sich längs den

Spaltungsfugen desselben abgelagert. Man beobachtet im Dünnschliff bedeutende Epidotansammlungen, mit zwischenliegenden Chloritfetzen. Auch Spalten im Gestein werden von Epidot ausgefüllt. Die zahlreichen Titanitkristalle treten in ihrer typischen Kristallform auf.

Der Orthit ist von dunkelbrauner Farbe, zeigt einen ausgeprägten Pleochroismus in dunkelbraunen und hellbraunen Tönen.

Das beschriebene Gestein unterscheidet sich von dem des Nelsonblockes, vor allem durch größere Korndimensionen, etwas mehr porphyrischen Charakter, eine stärkere Zersetzung und deutlichere Druckspuren.

Durchaus identische Resultate gab auch die mikroskopische Prüfung einer Probe von der hinteren Innenwand desselben Tafone, sowie eines Präparates parallel zur Außenfläche des Felsens. Ihre Beschreibungen mögen daher wegfallen.

Des besonderen Interesses wegen, welches die Abschuppungsplatten für die Lösung des Tafoniproblems bieten, sollen aber die Beschreibung und das mikroskopische Bild (Taf. XVI, Fig. 3) eines Präparates wiedergegeben werden, das aus einer besonders großen und dabei sehr dünnen Abschuppungsplatte hergestellt wurde, welche von der Dachunterseite dieses großen Tafone durch Berührung mit einem langen Stocke losgelöst und mit einem Regenschirm aufgefangen wurde.

Abschuppungsstück vom Hangenden des großen Tafone auf der S-Seite der alten Zitadelle von Calvi.

Die Hauptbestandteile sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet kommen Biotit und Chlorit vor, akzessorisch sind Epidot, Serizit, Apatit, Zirkon, Titanit, ein opakes Eisenerz, Orthit.

Der hier ziemlich deutlich gegitterte Mikroklin ist perthitisch mit Albit verwachsen und bildet unregelmäßige Körner von sehr verschiedener Größe. Die größten Mikroklinkörner haben hier eine Größe von 5 mm. Die Albitbänder des Mikroklin-Mikroperthits sind unregelmäßig und verzweigt, aber laufen einander gruppenweise doch annähernd parallel und haben im Mikroklin eine dem Prisma entsprechende Richtung.

Außer den Albitbändern enthalten die Mikroklinkörner Albit-einschlüsse, die oft eine Verzwilligung nach dem Albitgesetz aufweisen, ferner Epidotansammlungen. Eine Albitisierung des Mikroklin ist stellenweise auch hier zu konstatieren. Es haben sich im Mikroklin Risse gebildet (Fig. 43).

Die Plagioklaskörner haben eine Durchschnittsgröße von 2—4 mm, sind trübe und zersetzt. Die Zersetzung des Plagioklases hat Epidot- und Serizitbildung in denselben hervorgerufen.

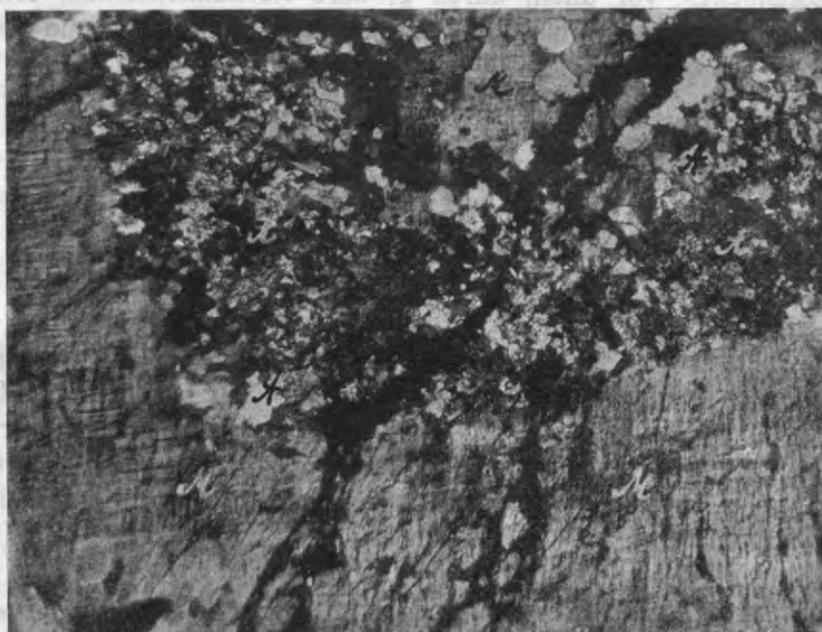


Fig. 43. Albitisierung des Mikroklin. A — Albit, M — Mikroklin. Nik. +.
Vergr. 36X.

Es sind Plagioklaskörner vorhanden, die völlig zersetzt sind, und auch solche mit frischen Hüllen und trüben zersetzten Kernpartien.

Die Anwendung der Fedoroff'schen Universalmethode ergab, daß die Plagioklase an der Peripherie der Körner zu den Albiten von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$ gehören und Wiederholungszwillinge nach dem Albitgesetz bilden. Die starke Zersetzung der Plagioklase in den Zentren vereitelte dort eine Bestimmung ihrer chemischen Zusammensetzung.

Der Quarz bildet 3—5 mm große Körner, die aber gern gruppenweise auftreten. Solche Quarzgruppen erreichen mitunter Zentimetergröße und machen dann makroskopisch den Eindruck von großen Quarzkörnern. Sie mögen es auch früher gewesen sein. Der Gebirgsdruck, dessen Spuren hier überall zu sehen sind (undulöse Auslöschung, Zertrümmerung), hat sie zerquetschen können.

Der olivengrüne bis braune Biotit ist meist stark chloritisiert. Frische Körner haben $2V_{n\alpha} = 0^\circ$ und $n_\gamma (n_\beta) - n_\alpha = 0,036 - 0,037$.

Der Chlorit hat Biotitstruktur, zeigt violett-blaue Interferenzfarben und schließt oft in größerer Menge Epidothaufen, ferner Leukoxen, Zirkon, Apatit, sowie Körner eines opaken Eisenerzes ein.

Titanit (reichlich) und Orthit erscheinen in der üblichen Art.

Es ist charakteristisch, daß die einzelnen Bestandteile dieses sowie anderer Abschuppungsplättchen lückenlos aneinander grenzen und so fest zusammenhalten, daß trotz der Dünne derselben (2—3 mm), Dünnschliffe von über 20 mm² daraus hergestellt werden können.

Ein Vergleich dieser Beschreibung mit der Beschreibung des frischen Gesteins überzeugt uns sofort von dem Fehlen irgendwelcher Veränderungen in der Zusammensetzung und Struktur der Abschuppungsplatten dieses Tafonefelsens.

Tafone am felsigen ONO-Abhang des Serraberges.

(Vergl. B. Popoff's Reisenotizen, S. 183—187 und die Fig. 27.)

Frisches Gestein aus dem Innern des Tafonefelsens.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet treten Biotit und Chlorit auf, akzessorisch sind Apatit, Zirkon, Titanit, Epidot, Serizit und ein opakes Eisenerz.

Die deutlich gitterten Mikroklinkörner erreichen eine Durchmessergröße von 7 mm. Der Mikroklin enthält Albitbänder mit einer annähernden Richtung nach dem Prisma und einzelne Einschlüsse von Albit, sowie Quarzkörnchen mit kristallographischer Begrenzung und peripherischer Anordnung. Zwischen den einzelnen Mikroklinkörnern beobachtet man nicht selten Albitneu-

bildungen und im Mikroklin selbst — zersetzte Plagioklaseinschlüsse.

Die Korngröße des Plagioklases ist eine sehr verschiedene. Die größten Körner erreichen eine Durchmessergröße von 5 mm. Die kleinsten dagegen weisen nur eine Durchmessergröße von 0,2 mm auf. Der Plagioklas ist zonar gebaut, weist frische Hüllen und trübe, zersetzte Kernpartien auf. Der Gegensatz der stark zersetzten Kerne den frischen Hüllen gegenüber ist auffallend. In den zersetzten Kernen findet man Epidot und Serizit-schüppchen. Es finden sich in größerer Zahl auch völlig zersetzte, nicht mehr bestimmbare Plagioklaskörner, aber nur ausnahmsweise — ganz frische, die keine Spur von Zersetzung zeigen.

Die Fedoroff'schen Koordinaten an der Peripherie der Zwillingslamellen des Plagioklases, bezogen auf den Pol von (010), sind:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	88°—90°	89°
„ n_β	80°—78°	79°
„ n_γ	10°—12°	11°

Diese Werte ergeben einen Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes.

An einem frisch gebliebenen Plagioklaskern konnten folgende Koordinatenwerte bestimmt werden:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	88°—90°	89°
„ n_β	84°—80°	82°
„ n_γ	6°—10°	8°

Das entspricht einem Oligoklas $Ab_{73}An_{27}$.

Das Gesetz, nach welchem die Verzwillingung des Plagioklases stattfindet, ist das Albitgesetz. Höchst selten stößt man auf einen nach zwei Gesetzen verzwillingten Plagioklas — nach dem Albitgesetz und nach dem Periklingesetz.

Man beobachtet Quarzkörner von einer Größe bis zu 6 mm und auch Körner, die nur eine Größe von 0,3 mm aufweisen. Der Quarz ist auffallend stark zertrümmert, löscht undulös aus und ist von Rissen durchquert. Die Begrenzung des Quarzes ist den Feldspaten gegenüber eine ganzrandige, doch wo Quarz an Quarz grenzt ist sie eine zackige.

Der Biotit ist im gewöhnlichen Lichte von brauner Farbe mit einem Stich ins Olivengrün. Der Pleochroismus desselben ist: $\parallel n_\gamma$ und $\parallel n_\beta$ dunkelbraun, $\parallel n_\alpha$ — hell-gelblichbraun. Der Achsenwinkel des Biotits ist $= 0^\circ$. n_γ (n_β) — $n_\alpha = 0,034$ — $0,041$. Im Biotit stecken: Apatit in sechseckigen und abgerundeten Säulchen, abgerundete Zirkonkörnchen mit pleochroitischen Höfen und längs den Spaltungsfugen — fast farbloser Epidot. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert. Es finden sich auch reine Chloritkörnchen mit Biotitstruktur.

Der Titanit tritt in schönen Briefkuvertformen vergesellschaftet mit Biotit auf.

Ein opakes Eisenerz (Magnetit?) scheint an den Titanit und an den Biotit gebunden zu sein.

Schnitt \parallel der unteren Dachseite desselben Tafels.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet treten Biotit und Chlorit auf. Akzessorisch: Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot, Serizit und ein opakes Eisenerz.

Die Mikroklinkörner erreichen eine Größe bis zu 8 mm. Der Mikroklin ist ein Mikroklin-Mikroperthit mit Albitbändern und Einschlüssen von einzelnen Albitkörnchen, sowie auch von Quarzkörnchen mit kristallographischer Begrenzung (Taf. X, Fig. 1). Albitneubildungen zwischen den Mikroklinkörnern fehlen auch hier nicht.

Der Plagioklas (Korngröße bis 7 mm Durchmesser) besitzt den charakteristischen Zonenbau. Der größte Teil der Körner hat frische Hüllen und trübe, zersetzte Kernpartien mit Epidot- und Serizitbildung. Die Grenze zwischen beiden ist meist scharf. Außerdem finden sich völlig zersetzte Plagioklaskörner und ausnahmsweise auch ganz frische.

Die Lage der Indikatrix-Konstanten in den Zwillingslamellen der peripherischen Teile des Plagioklases, bezogen auf den Pol der Fläche (010), ist:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	88° — 90°	89°
„ n_β	82° — 76°	81°
„ n_γ	8° — 14°	9°

Diesen Werten entspricht ein Plagioklas von der Zusammensetzung $Ab_{88}An_{12}$. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes. Der Achsenwinkel des Plagioklases schwankt um $+88^\circ$.

Die zentralen Teile des Plagioklases waren infolge der Zersetzung nicht bestimmbar.

Der Biotit ist von brauner Farbe mit einem Stich ins Olivengrün, mit starkem Pleochroismus in braunen Tönen. Stellenweise ist er chloritisiert. Eingeschlossen in demselben sind sechseckige und abgerundete Apatitsäulchen, Zirkonkörnchen und längs den Spaltungsfugen Epidot.

Der Titanit tritt in seinen typischen Formen auf.

Ein opakes Eisenerz ist fast immer an den Biotit und Titanit gebunden.

Abschuppungsstück von der Dachunterseite desselben Tafone.

Hauptbestandteile des Gesteins: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Mehr untergeordnet — Biotit und Chlorit, akzessorisch — Apatit, Epidot, Serizit, Titanit und ein opakes Eisenerz.

Der deutlich gegitterte Mikroklin ist perthitisch mit Albit verwachsen. Die Albitbänder desselben gehen annähernd \parallel dem Prisma. Die größten Körner erreichen eine Durchmessergröße bis zu 5 mm. Albitneubildungen am Rande aneinander stoßender Mikroklinkörner sind auch hier vorhanden.

Die Körner des zonar gebauten Plagioklases besitzen eine frische Hülle mit blasser Zwillingstreifung und trübe, zersetzte Kernpartien mit Epidot- und Serizitbildung. Die Begrenzung der Hülle und des Kernes ist scharf. Es finden sich auch völlig zersetzte, nicht mehr meßbare, und einzelne ganz frische Plagioklase mit deutlicher Zwillingstreifung. Die Orientierung der Indikatrix an der Peripherie der Körner, bezogen auf den Pol der Fläche (010), ist:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	$88^{\circ}-90^{\circ}$	89°
„ n_{β}	$80^{\circ}-78^{\circ}$	79°
„ n_{γ}	$10^{\circ}-12^{\circ}$	11°

Diese Konstanten entsprechen einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$, der Zwillinge nach dem Albitgesetz bildet. In den zentralen Teilen der Plagioklase waren, infolge der Zersetzung, Messungen nicht ausführbar.

Der Quarz ist stark zertrümmert, löscht undulös aus und ist von Rissen durchquert.

Der Biotit, von brauner Farbe mit einem Stich ins Olivengrün, zeigt einen ausgesprochenen Pleochroismus in braunen Tönen. $2V_{n_{\alpha}}$ des Biotits $= 0^{\circ}$. $n_{\gamma}(n_{\beta}) - n_{\alpha} = 0,038$. Als Einschlüsse im Biotit findet man sechseckige und abgerundete Apatitsäulchen. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert und enthält außer dem Apatit noch Epidot.

Titanit in seinen typischen Formen und ein opakes Eisenerz, das an den Biotit gebunden zu sein scheint, sind auch vorhanden.

Schnitt \parallel der Außenfläche desselben Tafone.

Hauptbestandteile des Gesteins: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet treten Biotit mit Chlorit auf und akzessorisch: Apatit, Epidot, Serizit, Titanit und ein opakes Eisenerz.

Der deutlich gegitterte Mikroklin (Korngröße bis zu 7 mm) ist perthitisch von Albit durchwachsen, enthält Albitbänder, Albitneubildungen und einzelne eingeschlossene Körner von abgerundetem Quarz. Der Mikroklin bildet Zwillinge nach dem Karlsbader Zwillingsgesetz. Die Konstanten, bezogen auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), betragen in einem Falle:

$$\text{für } n_{\alpha} = 72^{\circ}; \text{ für } n_{\beta} = 80^{\circ}; \text{ für } n_{\gamma} = 18^{\circ}.$$

Der Plagioklas bildet zonar gebaute Körner von einer Mittelgröße = 2 mm. Auffallend ist die Frische der Hüllen und deren blasse Zwillingsstreifung im Vergleich mit der Trübung der zersetzten Kernpartien, die Epidot- und Serizitbildung zeigen. Die Begrenzung beider Parteien ist scharf. Es finden sich auch völlig zersetzte, nicht bestimmbar Plagioklaskörner und ausnahmsweise einzelne ganz frische. Die Orientierung der Koordinaten an der Peripherie der Körner, bezogen auf den Pol der Fläche (010), ist folgende:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α} : 88° — 90°	89°
„ n_{β} : 82° — 78°	80°
„ n_{γ} : 8° — 12°	10°

Das entspricht einem Albitklas von der Zusammensetzung $Ab_{89}An_{11}$, der Zwillinge nach dem Albitgesetz bildet. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes. Der optische Achsenwinkel schwankt um $+88^{\circ}$.

Der Quarz zeigt eine undulöse Auslöschung, ist stark zertrümmert und von Rissen durchsetzt. Man beobachtet ein verzahntes gegenseitiges Ineinandergreifen der Quarzkörner und eine ganzrandige Begrenzung des Quarzes den Feldspaten gegenüber.

Der braune Biotit, mit einem Stich ins Olivengrün, zeigt ausgesprochenen Pleochroismus in braunen Tönen. Eingeschlossen im Biotit sind sechseckige und abgerundete Apatitsäulchen und ein opakes Eisenerz. Außer dem frischen Biotit beobachtet man auch chloritisierten, mit Apatit- und Epidoteinschlüssen.

Der Dünnschliff enthält noch Titanit, in den typischen Formen, und ein opakes Eisenerz.

Querschnitt durch einen 6—7 cm dicken, stark vorgeschobenen und überhängenden Dachrand dieses Tafone, welcher als Schutzrinde aufgefaßt werden könnte.

Die Hauptbestandteile dieser im Querschnitt durchaus gleichzeitig zusammengesetzten und struierten Gesteinspartie sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Mehr untergeordnet kommen Biotit und Chlorit, akzessorisch — Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot, Serizit, Orthit und ein opakes Eisenerz vor.

Der Mikroklin ist perthitisch in Bandform mit Albit verwachsen und enthält eingeschlossene Quarzkörnchen mit peripherischer Anordnung. Albitneubildungen zwischen Mikroklinkörnern kommen reichlich vor.

Der Plagioklas ist zonar gebaut. Der größte Teil der Körner zeigt frische Hüllen und trübe, zersetzte Kernpartien mit Epidot- und Serizitbildung. Die Grenzen zwischen Hülle und Kern sind scharf. Es finden sich auch völlig zersetzte, sowie ganz frische Körner ohne jegliche Spur von Zersetzung. Der Plagioklas bildet Zwillinge nach dem Albitgesetz. Eine Fedorowierung war infolge der Schliffgröße (6 cm) unmöglich.

Der Quarz löscht undulös aus, ist zertrümmert und von Rissen überquert. Man beobachtet eine zackige Begrenzung, wo Quarz an Quarz grenzt, und eine ganzrandige — den Feldspaten gegenüber.

Der Biotit ist braun mit einem Stich ins Olivengrün und einem starken Pleochroismus in braunen Tönen. Stellenweise ist er chloritisiert. Er enthält Apatit- sowie Zirkoneinschlüsse und längs den Spaltungsfugen Epidot.

Es finden sich auch einzelne Körner von reinem Chlorit mit Biotitstruktur.

Der Titanit hat seine typischen Formen. Ein opakes Mineral dürfte ein Eisenerz sein.

Im großen Dünnschliff tritt stellenweise eine Neigung zur Ausbildung porphyrischer Struktur deutlich hervor.

Bei Verschiebung des Präparates von der Dachunterseite zur Dachaußenseite ist unter dem Mikroskop keine Veränderung zu beobachten. Dies entspricht auch der mineralischen und strukturellen Gleichheit der verschiedenen einzeln beschriebenen Stellen dieses Tafonifelsens, wovon der Leser sich selbst überzeugen konnte.

Das feinkörnige Gestein, welches den grobkörnigen Granit dieses Tafone unterlagert und nach Popoff weniger zur Tafonebildung geneigt zu sein scheint, hat denselben Mineralbestand wie der grobkörnige Serragranit, zeichnet sich aber durch ein Vorherrschen kleiner Körner von

Mikroclin, Plagioklas und Quarz aus, für welche ein Durchmesser von 1 mm charakteristisch ist. Einzelne Mikroclin-körner von 3 bis zu 4 mm, sowie einzelne Quarzkörner von sogar 5—7 mm sind sporadisch in die fast gleichkörnige Zwischenmasse eingesprengt und treten porphyrisch hervor. Die Struktur könnte porphyrisch-mikrogranitisch genannt werden. Bezeichnend ist, daß nur die größeren Mikroclinkörner pertithisch von Albit durchwachsen sind, während die kleineren frei von Albit sind. Der Mikroperthit ist ein Bandperthit. Die Mikroclinkörner schließen peripherisch z. T. kristallographisch begrenzte Quarzkörner ein.

Der Plagioklas ist mit 11% An-Gehalt und zeigt nur Albitzwillinge. Das Koordinatenbild in bezug auf (010) ist:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	88°—90°	89°
„ n_{β}	78°—82°	80°
„ n_{γ}	8°—12°	10°

Das gilt nur für die Außenzone der Körner. Die Kernpartien sind zu sehr zersetzt, um theodolitisch behandelt zu werden. Das Lichtbrechungsvermögen ist immer kleiner als beim Quarz. Der optische Achsenwinkel schwankt um +87°.

Der Quarz ist zertrümmert, rissig und zeigt undulöse Auslöschung.

Der braune bis grünlich-braune Biotit ist stark pleochroitisch und führt Apatit- und Zirkoneinschlüsse, sowie Epidot-ausscheidungen. Pleochroitische Höfe umgeben die Zirkonkörner. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert. Auch reiner Chlorit mit Biotitstruktur kommt vor.

Der Titanit hat seine typischen Formen.

Orthit findet sich in kleinen, spärlich verteilten Körnern. Graphophyrische Implikationen von Quarz und Mikroclin sind reichlich vorhanden. Die Zugehörigkeit dieses Gesteines zum Serrangranit. Magma dürfte außer Zweifel sein.

Großer rundlicher Tafone-Felsblock auf dem SW-Abhang des Serraberges, an der Fahrstraße zur Wallfahrtskapelle S-ta Maria della Serra.

(Vergl. B. Popoff's Reisenotizen, S. 180—182 sowie Taf. VII u. VIII.)

Frische, dem Blockinneren entnommene Gesteinsprobe.

Die Hauptbestandteile sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Mehr untergeordnet treten Biotit und Chlorit auf, akzessorisch sind Apatit, Epidot, Serizit, Zirkon, Titanit, Orthit und ein opakes Eisenerz.

Der Mikroklin ist ein deutlich gegitterter Mikroklin-Mikroperthit, dessen Körner eine Größe bis zu 7 mm erreichen. Auf den Grenzen zwischen den Mikroklinkörnern haben sich Neubildungen von Albit abgelagert.

Der Plagioklas, von einer mittleren Korngröße von 2 mm, ist zonar gebaut. Die Plagioklaskörner besitzen frische Hüllen und trübe, zersetzte Kernpartien mit Epidot-, Chlorit- und Serizitbildung. Man findet auch einige ganz frische Plagioklaskörner.

Die Orientierung der Indikatrix-Koordinaten in den peripherischen Zwillingslamellen der Plagioklaskörner ist:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	: 88°—90°	89°
„ n_{β}	: 80°—78°	79°
„ n_{γ}	: 10°—12°	11°

In den zentralen Teilen der Plagioklaskörner ist sie dagegen folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	: 88°—90°	89°
„ n_{β}	: 82°—80°	81°
„ n_{γ}	: 8°—10°	9°

Diese Zahlen entsprechen an der Peripherie der Körner einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$ und im Zentrum — einem Oligoklas von der Zusammensetzung $Ab_{72}An_{28}$. Der optische Achsenwinkel des Plagioklases schwankt an der Peripherie des Kornes um +88° und im Zentrum desselben um +84°. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes, die Verzwillingung erfolgt nach dem Albitgesetz.

Der Quarz zeigt eine stark undulöse Auslöschung, ist stark zertrümmert und von Rissen durchquert. Man beobachtet ein zahnartiges Ineinandergreifen benachbarter Quarzkörner und eine ganzrandige Begrenzung mit den Feldspaten.

Der Biotit ist stark pleochroitisch, von brauner Farbe mit einem Stich ins Olivengrün ($2V_{n_\alpha} = \text{ca. } 0^\circ$; $n_\gamma (n_\beta) - n_\alpha = 0,042$), enthält Einschlüsse von Epidot, Apatit und Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert. Man beobachtet auch einzelne reine Chloritkörnchen mit Biotitstruktur.

Der Titanit tritt in seinen typischen Formen auf.

Der Orthit ist von brauner Farbe und zeigt starke Doppelbrechung. Das opake Eisenerz begleitet fast immer den Biotit.

Abschuppungsstück von der unteren Dachseite desselben Tafone.

Hauptbestandteile sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Mehr untergeordnet treten Biotit und Chlorit auf, akzessorisch: Apatit, Epidot, Serizit, Titanit, Zirkon und ein opakes Eisenerz.

Der Mikroklin ist ein Mikroklin-Mikroperthit und bildet Körner, die eine Durchmessergröße von 6 mm erreichen. Auf den Grenzen zwischen den Mikroklinkörnern haben sich Albitneubildungen abgelagert. Im Mikroklin, der sonst ganz frisch erscheint, haben sich Risse gebildet.

Der Plagioklas, dessen Körner eine mittlere Größe von 2 mm haben, ist zonar gebaut. Der größte Teil der Plagioklaskörner besitzt frische Hüllen und trübe, zersetzte Kernpartien mit Epidot und Serizitschüppchen. Es finden sich auch einzelne ganz frische Plagioklaskörner. Man beobachtet eine Hineinwucherung des Plagioklases in den Mikroklin.

Die Orientierung der Koordinaten ist in den Zwillingslamellen des Plagioklases an der Peripherie der Körner, bezogen auf den Pol der Fläche (010), folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	: $88^\circ - 90^\circ$	89°
„ n_β	: $80^\circ - 76^\circ$	78°
„ n_γ	: $10^\circ - 14^\circ$	12°

Denselben optischen Konstanten der Zwillingslamellen des Plagioklases in den zentralen Kornpartien entsprechen:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	: $88^\circ - 90^\circ$	89°
„ n_β	: $82^\circ - 80^\circ$	81°
„ n_γ	: $8^\circ - 10^\circ$	9°

Aus diesen Werten folgt, daß der nach dem Albitgesetz verzwillingte Plagioklas an der Peripherie der Körner zum Albit von der Zusammensetzung $Ab_{91}An_9$ und in den zentralen Teilen zum Oligoklas von der Zusammensetzung $Ab_{72}An_{28}$ gehört, und der Plagioklas zum Zentrum hin basischer wird. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes.

Der Quarz ist den Feldspaten gegenüber bald xenomorph, bald kristallautomorph, ist stark zertrümmert, löscht undulös aus und ist von Rissen durchzogen. Zahnartiges Ineinandergreifen der Quarzkörner und eine ganzrandige Begrenzung mit Feldspaten sind auch hier zu beobachten.

Der Biotit ist von brauner Farbe mit einem Stich ins Olivengrün und stark pleochroitisch in braunen Tönen. $2V_{n\alpha} = 0^\circ$; $n_\gamma (n_\beta) - n_\alpha = 0,039$. Der Biotit enthält Einschlüsse von Apatit und Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert. Es finden sich auch einzelne Chloritkörnchen mit Biotitstruktur.

Der Titanit tritt in seinen typischen Formen auf.

Das opake Eisenerz ist fast immer mit Biotit und Titanit vergesellschaftet.

Genau dieselben Resultate gab auch die mikroskopische Untersuchung eines Dünnschliffes von einem Bruchstückchen der Tafonerückwand.

Außenfläche dieses Tafone.

Die Außenfläche wurde sanft angeschliffen und mit dem Anschliff auf das Objektglas geklebt, worauf das Präparat durch Abschleifen auf die normale Schliffdicke gebracht wurde.

Hauptbestandteile: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Mehr untergeordnet tritt Biotit auf, akzessorisch sind: Apatit, Epidot, Serizit, Zirkon, Titanit und ein opakes Eisenerz.

Der Mikroklin-Mikroperthit bildet unregelmäßige Körner, die eine Durchmessergröße bis zu 5 mm erreichen. Auf den Grenzen zwischen den einzelnen Körnern haben sich Neubildungen von Albit abgesetzt. Die Körner des Mikroklin sind stellenweise rissig.

Der größte Teil der Körner des zonar gebauten Plagioklases besitzt frische Hüllen und trübe, zersetzte Kernpartien mit Epidot- und Serizitbildung. Es finden sich auch einzelne ganz frische Plagioklaskörner. Man beobachtet eine Hineinwucherung des Plagioklases in den Mikroklin.

Die Orientierung der Koordinaten in den Zwillinglamellen an der Peripherie der Körner, bezogen auf den Pol der Fläche (010), ist:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : $88^\circ - 90^\circ$	89°
„ n_β : $80^\circ - 78^\circ$	79°
„ n_γ : $10^\circ - 12^\circ$	11°

Die analogen optischen Werte in den zentralen Teilen der Plagioklaskörner sind:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	: 88°—90°	89°
„ n_{β}	: 80°—78°	79°
„ n_{γ}	: 10°—12°	11°

An der Peripherie der Körner hat man es also mit einem Albit, von der Zusammensetzung $Ab_{30}An_{10}$, in den zentralen Teilen — mit einem Andeklas $Ab_{69}An_{31}$ zu tun. Der optische Achsenwinkel schwankt um +88° an der Peripherie der Körner und um +84° im Zentrum.

Der Quarz löscht undulös aus, ist zertrümmert und stark rissig. Man beobachtet ein verzahntes Ineinandergreifen benachbarter Quarzkörner und eine ganzrandige Begrenzung mit den Feldspäten.

Der Biotit ist von brauner Farbe mit einem Stich ins Olivengrün und weist einen ausgeprägten Pleochroismus auf. Der Biotit enthält sechseckige und abgerundete Apatitsäulchen, sowie rundliche Zirkonkriställchen mit pleochroitischen Höfen. Stellenweise ist der Biotit etwas chloritisiert.

Der Titanit tritt in seinen typischen Formen auf, und das Eisenerz begleitet immer den Biotit.

Aufgerichteter Tafonestein am SW-Abhang des Serraberges, etwas westwärts vom Vorhergehenden.

(Vergl. B. Popoff's Resenotizen, S. 182—184 u. Fig. 24, sowie die diesbezüglichen Zeilen von H. Reusch auf S. 133 u. Fig. 3.)

Frisches Gestein.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Mehr untergeordnet treten Biotit und Chlorit auf, akzessorisch — Apatit, Zirkon Titanit, Orthit, Epidot, Serizit und ein opakes Eisenerz.

Der deutlich gegitterte Mikroklin, der eine Korngröße bis zu 6 mm im Durchmesser erreicht, ist perthitisch mit Albit durchwachsen. Man beobachtet Albitränder um einzelne Einschlüsse von nach dem Albitgesetz verzwilligtem Albit sowie Einschlüsse von kristallographisch begrenztem Quarz. Auf den Grenzen der Mikroklinkörner haben sich Albitneubildungen angesetzt.

Der Plagioklas bildet Körner von einer mittleren Größe von 2 mm und ist zonar aufgebaut. Man beobachtet Plagioklaskörner mit frischen Hüllen und trüben, zersetzten Kernpartien mit Epidot- und Serizitansammlungen. Die Grenze zwischen der

äußeren Hülle und dem inneren Kern ist sehr scharf. Außer dem zersetzten Plagioklas, der vorwiegend ist, beobachtet man noch ganz frischen, zonar gebauten Plagioklas.

Die Orientierung der Indikatrix in den Zwillinglamellen an der Peripherie der zersetzten Plagioklaskörner, in bezug auf (010), ist:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	: 88°—90°	89°
„ n_{β}	: 80°—78°	79°
„ n_{γ}	: 10°—12°	11°

Diese Werte entsprechen einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$. Das Lichtbrechungsvermögen desselben ist kleiner als das des Quarzes.

Die Koordinatenlage in den Zwillinglamellen an der Peripherie der frischen Körner, zu (010), ist:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	: 88°—90°	89°
„ n_{β}	: 80°—76°	88°
„ n_{γ}	: 10°—14°	12°

In den zentralen Teilen der frischen Plagioklasse erhielt ich die entsprechenden Werte:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	: 88°—90°	89°
„ n_{β}	: 82°—78°	80°
„ n_{γ}	: 8°—12°	10°

Diese Werte geben an der Peripherie der frischen Plagioklaskörner Albit, von der Zusammensetzung $Ab_{91}An_9$, und in den zentralen Teilen — Oligoklas, von der Zusammensetzung $Ab_{70}An_{30}$, da der Plagioklas zum Zentrum hin basischer wird. Der Achsenwinkel an der Peripherie der Plagioklaskörner schwankt um +88° und zum Zentrum hin um +84°. Zwillinggesetz ist das Albitgesetz.

Der Quarz ist den Feldspaten gegenüber bald xenomorph, bald kristallautomorph. Bei den im Mikroklin eingeschlossenen Individuen ist der Kristallautomorphismus besonders schön ausgeprägt. Der Quarz löscht undulös aus, ist stark zertrümmert und rissig. Das zahnartige Ineinandergreifen benachbarter Quarzkörner

und die ganzrandige Begrenzung derselben bei der Berührung mit den Feldspaten ist auch hier zu beobachten.

Der Biotit ist braun mit einem Stich ins Olivengrün, stark pleochroitisch und stellenweise chloritisiert. Er enthält Apatit- und Zirkoneinschlüsse.

Titanit und Orthit sind sehr spärlich vertreten; das opake Eisenerz ist fast immer an Biotit und Titanit gebunden.

Hervortretende Rippe zwischen zwei größeren Tafeln am demselben Tafelstein.

Hauptbestandteile: Mikroklin, Plagioklas und Quarz, mehr untergeordnet — Biotit und Chlorit, akzessorisch — Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit, Epidot, Serizit und ein opakes Eisenerz.

Der deutlich gegitterte Mikroklin ist perthitisch von Albit durchwachsen und enthält einzelne Albiteinschlüsse. Der Mikroklin bildet Körner, die eine Durchmessergröße bis zu 6 mm erreichen. Auf den Grenzen zwischen den Mikroklinkörnern haben sich Albitneubildungen abgelagert.

Der zonar gebaute Plagioklas bildet Körner von einer mittleren Größe von 2 mm. Vorwiegend besitzen die Körner frische Hüllen und trübe Kernpartien mit Epidot- und Serizitansammlungen. Es finden sich auch Körner, die ganz frisch sind. An der Peripherie der Körner haben wir, als Fedoroffsche Konstanten, zu (010):

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	88°—90°	89°
„ n_{β}	82°—78°	80°
„ n_{γ}	8°—12°	10°

In den zentralen Teilen der Plagioklaskörner dagegen entsprechend:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	88°—90°	89°
„ n_{β}	82°—80°	81°
„ n_{γ}	8°—10°	9°

Diesen Werten entspricht eine Zusammensetzung des Plagioklases: an der Peripherie des Kornes — $Ab_{89}An_{11}$, in den zentralen Teilen — $Ab_{72}An_{28}$. Verzwillingung — nach dem Albitgesetz.

$2V_{\alpha}$ des Plagioklases schwankt um $+88^{\circ}$ an der Peripherie des Kornes und um $+84^{\circ}$ in den zentralen Partien.

Der Quarz löscht undulös aus, ist stark zertrümmert und rissig. Er zeigt eine ganzrandige Begrenzung mit den Feldspaten und eine zackige, wo Quarz an Quarz grenzt.

Der Biotit ist braun mit einem Stich ins Olivengrün und stark pleochroitisch. $2V_{n\alpha} = 0^{\circ}$. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert und geht in reinen Chlorit über. Eingeschlossen sind im Biotit: Apatit in sechseckigen und in abgerundeten Säulchen und Zirkon mit pleochroitischen Höfen.

Titanit und Orthit sind sehr spärlich vertreten. Ein opakes Eisenerz begleitet fast immer den Biotit und den Titanit.

Schnitte parallel der Außenfläche desselben Tafone.

Hauptbestandteile: Mikroklin, Plagioklas, Quarz. Mehr untergeordnet: Biotit. Akzessorisch: Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit, Epidot, Serizit, Hämatit und ein opakes Eisenerz.

Die Mikroklinkörner erreichen eine Durchmessergröße von 7 mm. Der Mikroklin zeigt eine deutliche Gitterstruktur und ist ein Mikroklin-Mikroperthit. An den Grenzen zwischen den Mikroklinkörnern beobachtet man Albitneubildungen.

Von dem zonar gebauten Plagioklas finden sich Körner mit frischen Hüllen und zersetzten Kernpartien, sowie auch ganz frische Körner. In den zersetzten Kernpartien haben sich Epidotkörnchen und Serizitschüppchen gebildet.

Die Koordinatenlage in den peripherischen Zwillingslamellen, auf den Pol von (010) bezogen, ist folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	$88^{\circ}-90^{\circ}$	89°
„ n_{β}	$80^{\circ}-78^{\circ}$	79°
„ n_{γ}	$10^{\circ}-12^{\circ}$	11°

In den zentralen Teilen der Plagioklaskörner dagegen:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	$88^{\circ}-90^{\circ}$	89°
„ n_{β}	$80^{\circ}-76^{\circ}$	78°
„ n_{γ}	$10^{\circ}-14^{\circ}$	12°

Folglich ist die Zusammensetzung des Plagioklases an der Peripherie der Körner — $Ab_{90}An_{10}$ und im Zentrum derselben — $Ab_{68}An_{32}$. Der Plagioklas bildet Zwillinge nach dem Albitgesetz. Der Achsenwinkel des Plagioklases schwankt an der Peripherie der Körner um $+88^{\circ}$ und im Zentrum derselben um $+84^{\circ}$.

Der Quarz zeigt undulöse Auslöschung, ist stark zertrümmert und rissig. Man beobachtet ganzrandige Quarz-Feldspatgrenzen und eine zackige Begrenzung, wo Quarz an Quarz grenzt.

Der Biotit ist braun mit einem Stich ins Olivengrün, stark pleochroitisch und enthält Apatit- und Zirkoneinschlüsse. Stellenweise ist der Biotit leicht mit Hämatit imprägniert.

Titanit und Orthit sind im Dünnschliff sehr spärlich vorhanden. Das opake Eisenerz ist an den Biotit gebunden.

Proben der inneren Tafonewandungen, sowie Abschuppungsplättchen standen mir von diesem Tafone nicht zur Verfügung.

Ein Vergleich der mikroskopischen Beschreibungen der beiden letzten, petrographisch fast identischen Tafonesteine zeigt uns die außerordentliche Ähnlichkeit der Gesteinszusammensetzung und des Gesteinscharakters der besonders in Betracht kommenden Stellen derselben und überzeugt uns von dem Fehlen jeglicher wesentlicher Veränderungen an ihnen. Das bezieht sich auch auf die bei dem letzten Tafone untersuchte Zwischenrippe, deren mineralische und strukturelle Eigenschaften von denen des herrschenden Hauptgesteins nicht abweichen.

Tafone am Serragipfel.

Dieser mittelgroße, von Popoff wohl untersuchte, aber nicht näher beschriebene und auch photographisch nicht aufgenommene Tafone befindet sich nicht weit vom Serragipfel, nordöstlich von der auf Fig. 39 abgebildeten Tafoniruin. Auf diesen Tafone beziehen sich einzelne Zeilen auf S. 188—190 der Reisenotizen. Er dringt recht tief in den Felsen ein und hat ein besonders gut ausgebildetes und dünnes, schutzzindenartig aussehendes, überhängendes Dach. Sein Gestein unterscheidet sich strukturell nicht unwesentlich von dem normalen Serragranit und nähert sich dem Gestein einiger Tafoni auf der W-Seite des S-ta Maria-Felsens (siehe weiter unten).

Da von diesem Tafone ausgezeichnetes Untersuchungsmaterial vorlag, habe ich mich zu seinen Gunsten entschieden und von der Wiedergabe meiner Untersuchungen des Materials vom zweistöckigen, auf Fig. 38 abgebildeten Tafone Abstand genommen, womit ich dem Leser auch die Durchsicht monotoner Wiederholungen erspart habe.

Frisches Gestein von einer tiefer gelegenen Stelle des Felsens.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet tritt Biotit auf, akzessorisch sind Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit, Epidot, etwas Hämatit, und ein opakes Eisenerz.

Der Mikroklin bildet unregelmäßige Körner, die eine mittlere Größe von 1 mm haben. Eine perthitische Durchwachsung von Albit beobachtet man hier nicht. Die Gitterstruktur des Mikroklin ist sehr deutlich.

Der Plagioklas tritt in Körnern von einer mittleren Größe von 1—2 mm auf und ist zersetzt. Man beobachtet Plagioklas-körner, die völlig zersetzt und nur von einem schmalen Albitsaum umrandet sind, und Körner, die frische Hüllen und zersetzte Kernpartien besitzen (Taf. X, Fig. 2). Die Zersetzungsprodukte sind sehr klein, doch lassen sich unter denselben Epidotkörnchen feststellen.

Die Koordinatenwerte in den Zwillingslamellen der Plagioklase, zum Pol der Fläche (010), sind am Rande der Körner:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	: 87°—89°	88°
„ n_{β}	: 80°—78°	79°
„ n_{γ}	: 10°—12°	11°

Der Plagioklas gehört somit zum Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$. Die Verzwillingung erfolgt hauptsächlich nach dem Albitgesetz. Neben dem Albitgesetz kommt auch das Periklingesetz vor.

Die Quarzkörner sind von einer mittleren Größe von 1—2 mm, stark zertrümmert und löschen undulös aus. Auch Risse werden in denselben beobachtet. Den Feldspaten gegenüber ist der Quarz bald xenomorph, bald kristallautomorph.

Der ziemlich spärliche Biotit besitzt eine trübe, grünlich-braune Farbe. Der Pleochroismus ist wenig ausgeprägt. $2V_{n\alpha} = 0^\circ$.

Der Biotit enthält sehr kleine Apatit- und Zirkoneinschlüsse und außerdem noch Einschlüsse eines opaken Eisenerzes, das in formlosen Punkten in demselben verteilt ist. Dieses opake Eisenerz wird auch außerhalb des Biotites beobachtet.

Orthit und Titanit findet man stellenweise in kleinsten Körnern. Die Fugen zwischen den Mineralkörnern und Zwillingslamellen der Plagioklase sind kaum merkbar mit Hämatit infiltriert.

Schnitt || der unteren Dachseite desselben Tafone.

Die Hauptbestandteile sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet ist Biotit, akzessorisch sind Apatit, Orthit, Titanit, Epidot, Hämatit und ein opakes Eisenerz.

Die Mikroklinkörner werden 1—2 mm groß und haben unregelmäßige Umrisse. Die Gitterstruktur derselben tritt deutlich zutage. Eine perthitische Durchwachsung von Albit fehlt.

Die mittlere Korngröße der Plagioklase beträgt 1—2 mm. Der Plagioklas ist zersetzt und trübe. Die Zersetzungsprodukte sind sehr klein, doch lassen sich Epidotkörnchen in denselben feststellen. Es finden sich auch Körner mit recht frischen Hüllen und trüben, zersetzten Kernpartien, wobei die Grenzen zwischen den beiden nicht deutlich markiert sind. Die Hülle ist meist auch etwas trübe und zersetzt. Die Verzwillingung erfolgt hauptsächlich nach dem Albitgesetz. In geringem Maße beobachtet man auch Plagioklase, deren Verzwillingung nach zwei Gesetzen erfolgt: nach dem Albit- und nach dem Periklingesetz.

Ein Individuum gab folgende, auf den Zwillingspol bezogene Koordinatenwerte:

Albitgesetz	Periklingesetz
für n_α : 88°	für n_α : 89°
„ n_β : 82°	„ n_β : 5°
„ n_γ : 8°	„ n_γ : 85°

Das entspricht einem Plagioklas mit 14% An-Gehalt.

Die Quarzkörner sind von der Größe der Feldspatkörner. Der Quarz ist letzteren gegenüber bald xenomorph, bald kristallautomorph, löscht undulös aus und ist von Rissen durchzogen.

Der Biotit ist in geringer Menge vorhanden. Man beobachtet nur kleine, trübe, grünlich-braune Biotitschüppchen mit schwachem Pleochroismus und $2V_{n\alpha} = 0^\circ$. Apatiteinschlüsse.

Orthit und Titanit trifft man in kleinen Körnchen und in spärlicher Verteilung.

Das opake Eisenerz kommt selbständig vor und wird auch im Biotit in kleinen, unregelmäßigen Pünktchen beobachtet.

Hämatit ist stellenweise an Mineralgrenzen zu sehen.

Schnitt || der Außenfläche desselben Tafone.

Die Schnittfläche liegt etwa 1,5 mm unter der Felsoberfläche.

Hauptbestandteile: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet — Biotit, akzessorisch: Apatit, Orthit, Titanit, Epidot, Hämatit und ein opakes Eisenerz.

Der deutlich gegitterte Mikroklin bildet Körner von einer mittleren Größe von 1 mm. Eine perthitische Durchwachsung von Albit wird nicht beobachtet.

Die Plagioklaskörner sind etwas größer. Sie erreichen eine Größe von 1—2 mm, sind trübe und zersetzt. Unter den Zersetzungsprodukten unterscheidet man Epidot. Obwohl es bei einigen Plagioklaskörnern möglich ist, frischere Hüllen und trübe, zersetzte Kernpartien zu unterscheiden, so ist doch die Grenze zwischen den beiden undeutlich. Die Hülle ist stets auch etwas zersetzt. Das herrschende Zwillingsgesetz der Plagioklase ist das Albitgesetz. Ausnahmsweise erfolgt die Verzwillingung nach zwei Gesetzen — nach dem Albitgesetz und nach dem Periklingesetz. Der Anorthitgehalt ist nach den Ergebnissen der Fedoroff'schen Universaluntersuchung etwa derselbe, wie in den beiden vorher beschriebenen Fällen aus dem Gestein dieses Tafone. Der Plagioklas enthält 14% An.

Es wurden folgende, auf den Zwillingspol bezogene Koordinaten festgestellt:

Albitgesetz	Periklingesetz
für n_{α} : 89°	für n_{α} : 90°
„ n_{β} : 83°	„ n_{β} : 5°
„ n_{γ} : 7°	„ n_{γ} : 85°

Die mit den Feldspaten gleich großen Quarzkörner sind den ersteren gegenüber bald xenomorph, bald kristallautomorph, löschen undulös aus und sind von Rissen durchquert.

Der trübe, grünlich-braune Biotit enthält Apatiteinschlüsse von sehr kleinen Dimensionen und auch das opake Eisenerz ist in demselben in Form von unbestimmt begrenzten Pünktchen zu beobachten.

Orthit, Titanit und Hämatit — wie in den beiden vorhergehenden Fällen.

Die mikroskopische Untersuchung eines Abschuppungsplättchens von der Dachunterseite dieses Tafone führte zu Ergebnissen, die mit den zuletzt mitgeteilten vollkommen übereinstimmen. Sie sollen daher übergangen werden. Die strukturelle und mineralische

Gleichheit der verschiedenen Orte des eben besprochenen Tafone ergibt sich ohne Weiteres aus dem Vergleich der Beschreibungen.

Das Gestein selbst, dessen Zugehörigkeit zum Nelsongranit aus dem Mineralbestand erhellt, unterscheidet sich von letzterem durch seine Kleinkörnigkeit, annähernd gleiche Korngröße (der grobkörnige Nelsongranit hat fast überall eine Neigung zur granitporphyrischen Ungleichkörnigkeit), die vollkommene Trennung von Kali- und Kalknatronfeldspat (Fehlen perthitischer Verwachsungen) und das starke Zurücktreten von Titanit und Orthit. Es dürfte eine randliche Fazies des Serragranites vorstellen oder einem späteren Nachschub desselben Magmas entsprechen. (Vergl. weiter unten S. 267.)

Mittelgroßer Tafone auf der W-Seite des Felsens unter der Wallfahrtskapelle Santa Maria della Serra.

(Vergl. B. P o p o f f's Reisenotizen, S. 187—188 u. Fig. 28.)

Schon makroskopisch unterscheidet sich das Gestein dieses Tafone durch eine im allgemeinen kleinere Korngröße und durch das Hervortreten zahlreicher größerer Körner von Quarz und Feldspat, die in einer viel feinkörnigeren Zwischenmasse eingebettet sind. Auch unter dem Mikroskop tritt der Gegensatz zwischen den großen Körnern und der kleinkörnigen Zwischenmasse deutlich hervor. Die großen, porphyrartig aussehenden Körner gehören dem Quarz, Mikroklin, einem Plagioklas und z. T. dem Biotit an. Von gewöhnlichen porphyrischen Einsprenglingen unterscheiden sie sich aber durch eine eigentümliche Verbundenheit mit der Zwischenmasse, welche besonders beim Mikroklin auffällt und darin besteht, daß die großen Mikroklinausscheidungen unmittelbar in den Mikroklin der Zwischenmasse übergehen, ohne irgendwo kristallographische Begrenzung zu zeigen. Ein ähnliches Bild bieten aber auch der Plagioklas und der Quarz. Letzterer ist auffallend stark zertrümmert.

Die Zwischenmasse besteht aus denselben Mineralen, die aber in viel kleineren Körnern ausgebildet sind. Die Struktur ist nicht so sehr porphyrisch, als vielmehr ungleichkörnig, was übrigens für viele granitporphyrische Strukturen bezeichnend ist. Die melano-kraten Bestandteile treten stark zurück. Titanit und Orthit trifft man nur in vereinzelt und kleinen Körnern.

Frisches Gestein von einer tieferen Stelle im Felsen.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Ganz untergeordnet findet man Biotit und akzessorisch — Apatit, Zirkon, Titanit, Serizit, Hämatit, etwas Orthit und ein opakes Eisenerz.

Der Mikroklin bildet vorwiegend Körner von einer mittleren Durchmessergröße von 0,5 mm. Außer diesen kleinen Mikroklinkörnern sind Körner zu finden, die eine mittlere Durchmessergröße von 6 mm haben, und eine Maximalgröße von 1,5 cm erreichen. Der Mikroklin ist ein Mikroklin-Mikroperthit mit deutlicher Gitterstruktur. Im Mikroklin-Mikroperthit beobachtet man nach dem Albitgesetz verzwilligte Albiteinschlüsse, sowie Einschlüsse von kristallographisch begrenztem oder abgerundetem Quarz, oft mit peripherischer Anordnung. Auf den Grenzen zwischen den einzelnen Mikroklinkörnern, manchmal auch auf deren Sprüngen, haben sich Neubildungen von Albit abgelagert. Manchmal wuchert der Albit von außen in den Mikroklin hinein, wobei nebenliegende Albitkörner den Anstoß dazu zu geben scheinen.

Der Plagioklas bildet ebenfalls vorwiegend Körner von einer mittleren Durchmessergröße gleich 0,5 mm. Außer diesen Plagioklaskörnern von kleinen Dimensionen sind Körner vorhanden, die eine mittlere Durchmessergröße von 5 und sogar 8 mm erreichen. Die trüben zonar gebauten Plagioklase sind von einem schmalen Albitsaum ohne Zwillingsstreifung umrandet und nicht genauer bestimmbar. Doch kommen auch Plagioklaskörner mit frischen Hüllen und trüben, zersetzten Kernpartien vor, und auch solche, die ganz frisch zu sein scheinen oder nur kleine wolkige Trübungen zeigen. Die Zersetzungsprodukte sind Epidot und Serizit.

Die Koordinatenwerte in den Zwillingslamellen des frischen Plagioklases, an der Peripherie der Körner, bezogen auf den Pol der Fläche (010), sind:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	: 88°—90°	89°
„ n_{β}	: 81°—78°	79°
„ n_{γ}	: 9°—12°	11°

Die entsprechenden Werte in den zentralen Teilen derselben Körner sind folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	: 88°—90°	89°
„ n_β	: 82°—80°	81°
„ n_γ	: 8°—10°	9°

Diese Zahlen entsprechen, an der Peripherie der Körner, einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$, in den zentralen Teilen derselben — einem Oligoklas von der Zusammensetzung $Ab_{72}An_{28}$. Zwillingsgesetz — stets das Albitgesetz. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes. Am Rande der Plagioklaskörner findet man kristallographisch begrenzten Quarz in poikilitartiger Durchwachsung.

Die Orientierung der Indikatrix in den Zwillingslamellen an der Peripherie eines zersetzten Plagioklaskornes, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), war:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	: 87°—89°	88°
„ n_β	: 84°—80°	82°
„ n_γ	: 6°—10°	8°

Die Zusammensetzung des Plagioklases ist demnach $Ab_{87}An_{13}$. Der optische Achsenwinkel schwankt um +82°. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als dasjenige des Quarzes.

In den zentralen Teilen der Plagioklaskörner war das Bestimmen des Anorthitgehaltes infolge der starken Zersetzung unmöglich.

Die Koordinatenbestimmung (zum Pol von (010)) an mehreren kleinen Plagioklaskörnern der Zwischenmasse ergab:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	: 88°—90°	89°
„ n_β	: 82°—76°	79°
„ n_γ	: 8°—14°	11°

Verzwilligung nach dem Albitgesetz. Lichtbrechung kleiner als beim Quarz. Das entspricht einem Albit mit 10% An-Gehalt.

Die Zwischenmassenplagioklase dürften also etwas saurer sein, was seinerseits für eine Deutung der größeren Plagioklaskörner als porphyrische Ausscheidungen sprechen würde.

Der Quarz weist gleichfalls zwei verschiedene Korngrößen auf. Es herrschen Quarzkörner vor, welche eine Mittelgröße von 5 mm besitzen. Mitunter erreichen sie eine Größe von 1—1,5 cm. Der Quarz ist den Feldspaten gegenüber bald xenomorph, bald kristallautomorph. Bei den kleinen im Feldspat eingeschlossenen Individuen ist der Kristallautomorphismus besonders gut ausgeprägt. Man sieht hier allseitig von Kristallflächen begrenzte Quarzkörner, aber auch abgerundete Formen fehlen nicht. Die kleinen kristallautomorphen Quarzkörner zeigen nur eine schwache undulöse Auslöschung und sind nicht rissig. Die großen, fast immer abgerundeten Quarzkörner besitzen dagegen eine sehr starke undulöse Auslöschung, sind auffallend stark zertrümmert, manchmal geradezu in einen Trümmerhaufen verwandelt.

In Verbindung hiermit sei auf eine Bemerkung Popoff's (vergl. seine Reisenotizen S. 188) aufmerksam gemacht, wo er herausbröckelnden Quarzen eine besondere Bedeutung bei der ersten Anlage eines Tafone zuschreibt. Solche zertrümmerte Quarze könnten besonders leicht herausbröckeln.

Der im Gestein spärlich vertretene Biotit ist von brauner Farbe mit einem Stich ins Olivengrün und stark pleochroitisch in braunen Tönen. $2V_{n\alpha} = 0^\circ$. Eingeschlossen im Biotit sind: sechseckige und abgerundete Apatitsäulchen, abgerundete Zirkonkörnchen und ein opakes Eisenerz. Stellenweise ist der Biotit mit Hämatit imprägniert. Hämatitansammlungen findet man auch an der Grenze der verschiedenen Minerale und als feinste Spaltenausfüllungen innerhalb derselben. Stellenweise drängen sie sich zwischen die Zwillinglamellen der Plagioklase hinein. Dem Hämatit ist auch die stellenweise bemerkbare Rotfärbung des Gesteins zuzuschreiben. Auch das opake Eisenerz dürfte z. T. Hämatit sein. Titanit und Orthit treten nur vereinzelt in kleinen, meist rundlichen Körnern auf. Das mikroskopische Bild macht einen granitporphyrischen Eindruck, bei mikrogranitischem Charakter. Die poikilitischen Umrandungen der Feldspate gehen in graphophrische Implikationen über, die an vielen Stellen der Zwischenmasse zu beobachten sind.

Schnitt parallel zur Dachunterseite desselben Tafone.

Hauptbestandteile: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet: Biotit; akzessorisch: Apatit, Titanit, Orthit, Epidot, Hämatit(?), Serizit und ein Eisenerz.

Der deutlich gegitterte Mikroklin kommt in Körnern von 0,5 mm bis 1,5 cm vor. Er ist mit Albitbändern perthitisch verwachsen und enthält einzelne Albiteinschlüsse. Man beobachtet eine Albitisierung des Mikroklin, welche sich in einer Ablagerung von Albitleistchen auf den Rissen, wie auch auf den Berührungsflächen einzelner Körner und in einem Hineinwuchern des nebenliegenden Plagioklases äußert. Außerdem ist der Mikroklin von Quarz poikilitisch durchdrungen.

Der Plagioklas weist eine Korngröße von 0,5 bis 5 mm auf. Einige Plagioklaskörner sind vollständig zersetzt und von Serizitschüppchen erfüllt. Der größte Teil der Plagioklase zeigt einen zonaren Bau, besitzt trübe, zersetzte Kernpartien und frische Hüllen. Die Koordinatenzahlen des Plagioklases, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), sind:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α} : 88° — 90°	89°
„ n_{β} : 81° — 79°	80°
„ n_{γ} : 9° — 11°	10°

Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes. Man hat es mit einem Albitklas von der Zusammensetzung $Ab_{99}An_{11}$ zu tun. Das Zwillingengesetz ist das Albitgesetz. Der Mittelwert des Achsenwinkels des Plagioklases beträgt $+87^{\circ}$.

Die Quarzkörner, welche die Größe von 0,3 bis 1,5 cm erreichen, sind, wenn groß, auffallend stark zertrümmert, löschen undulös aus und sind rissig. Der Quarz ist bald kristallautomorph, bald xenomorph. Der Kristallautomorphismus ist besonders schön bei den kleinen, im Mikroklin eingeschlossenen Körnern ausgeprägt. Diese kristallautomorphen Quarzkörner besitzen nur schwache undulöse Auslöschung.

Der spärliche Biotit ist braun (mit einem Stich ins Olivengrün), weist einen starken Pleochroismus in braunen und hell-gelblichbraunen Tönen auf und führt folgende Einschlüsse: Apatit, in Form von kleinen sechseckigen Säulen, Epidotkörnchen längs den Spaltungsfugen und ein opakes Eisenerz. Titanit und Orthit treten vereinzelt in kleinen, rundlichen Körnern auf. Das Eisenerz ist vielleicht Hämatit.

Die ungleichkörnige Struktur mit einer Neigung zur granitporphyrischen tritt auch hier deutlich zutage. Die Durchwachsung des Mikroklin von Quarz führt zu graphopphyrischen Ansätzen, die sich an mehreren Stellen des Dünnschliffes wiederholen.

Schnitt parallel zur Außenseite des Tafonedaches.

(Die Schnittfläche liegt etwa 1 mm unter der Felsoberfläche.)

Hauptbestandteile sind: Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Wenig Biotit und akzessorisch — Apatit, Zirkon, Epidot, Serizit, Hämatit, Titanit, etwas Orthit und ein opakes Eisenerz.

Der Mikroklin bildet große Körner, welche eine Größe bis zu 1,5 cm erreichen, und auch kleinere von einer Mittelgröße von 0,5 mm. Deutliche Gitterstruktur und Auslöschungsschiefe von 16° auf der Fläche (001) dokumentiert ihn als solchen. Der Mikroklin ist von Albitbändern perthitisch durchwachsen, und enthält Albiteinschlüsse.

Außer der perthitischen Verwachsung des Mikroklin mit Albit kommt eine poikilitische Durchdringung von Quarz vor.

Der Plagioklas bildet Körner von einer Mittelgröße von 0,5 mm und auch solche, welche eine Größe bis zu 1 cm erreichen. Der zonar gebaute Plagioklas ist trübe und zersetzt, enthält auch Epidot und Serizit. Man beobachtet Plagioklaskörner, die völlig zersetzt sind, Plagioklaskörner mit frischen Hüllen und trüben Kernpartien und auch recht frische Plagioklaskörner mit unbedeutenden trüben Flecken. Die Koordinatenwerte in den Zwillinglamellen der peripherischen Teile des Plagioklases, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), sind:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : 88° — 90°	89°
„ n_β : 81° — 79°	80°
„ n_γ : 9° — 11°	10°

In den zentralen Zwillinglamellen der Plagioklase hat man:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : 88° — 90°	88°
„ n_β : 79° — 76°	77°
„ n_γ : 11° — 14°	12°

Der Mittelwert des Achsenwinkels der Plagioklase ist $+84^\circ$. Die Auslöschungsschiefe des Plagioklases auf der Fläche $\perp n_\alpha$ überschreitet den 0-Punkt, und das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes, daher entsprechen die oberen Werte einem Albiklas von der Zusammensetzung $Ab_{89}An_{11}$, die unteren — einem Andeklas von der Zusammensetzung $Ab_{68}An_{32}$. Die Wiederholungszwillinge des Plagioklases sind nach dem Albitgesetz gebildet.

Auffallend ist ein flammenartiges Hineinwuchern des Plagioklases in den Mikroklin, welches einer Albitisierung des Mikroklin entspricht.

Der Quarz, dessen Körner eine Mittelgröße von 0,5 mm besitzen, und der auch Körner von 7 mm bildet, ist den Feldspat gegenüber bald kristallautomorph, bald xenomorph. Bei den im Feldspat eingeschlossenen, kleinen Individuen ist auch hier der Kristallautomorphismus besonders schön ausgeprägt. Die kleinen kristallautomorphen Quarzkörner weisen eine schwache undulöse Auslöschung auf. Die großen Quarzkörner sind auffallend stark zertrümmert, löschen stark undulös aus und sind von Rissen durchquert.

Der Biotit ist braun mit einem Stich ins Olivengrün, stark pleochroitisch und scheinbar einachsigt. Er führt als Einschlüsse: sechseckige und abgerundete Apatitsäulchen, abgerundete Zirkonkriställchen, fast farblosen Epidot und ein Eisenerz. Stellenweise ist der Biotit hämatitisiert.

Titanit und Orthit sind selten. Ein opakes Mineral (vielleicht Hämatit) in verschiedenen großen Körnern ist auch hier zu beobachten.

Die Berührungsfächen der Mineralkörner und die Risse in denselben sind mit Hämatit infiltriert.

Das Gefüge des Gesteins zeigt die besprochene Neigung zu granitporphyrischer Struktur, bei mikrogranitischem Charakter der Zwischenmasse.

Mikroclin und Plagioklas enthalten Quarzeinschlüsse mit peripherischer Anordnung. Auch Andeutungen an die graphophyrische Struktur sind vorhanden.

Ein gegenseitiger Vergleich der mitgeteilten Beschreibungen der verschiedenen Stellen des Tafone unter der Kapelle Sta Maria della Serra überzeugt uns wieder von dem Fehlen irgendwelcher Verschiedenheiten oder Veränderungen, welche mit der Tafonibildung in ursächliche Beziehungen gebracht werden könnten oder auf die Bildung einer Schutzrinde hinweisen würden. Ein schöner 7×3 cm großer Dünnschliff, quer durch das Dach dieses Tafone, gab mir die Möglichkeit, sowohl die Dachplatte als solche zu prüfen, als auch den Übergang von der unteren Dachseite zur Außenfläche des Daches zu verfolgen. Dabei konnte ich feststellen, daß erstens die Zusammensetzung und das Gefüge überall, dem frischen Gestein des Tafone gegenüber, keine Verschiedenheiten aufweisen, und daß zweitens, beim Verschieben des Präparates unter dem Mikroskop von der Dachunterseite zur Außenfläche, das mikroskopische Bild keinerlei Veränderung erleidet.

Was das Verhältnis des eben beschriebenen Tafonigesteins zum herrschenden Serragranit betrifft, so könnte dasselbe, wie das weiter oben besprochene Gestein des Serragipfels, als eine Randfazies des Hauptgesteins mit porphyrischer Ausbildung, aufgefaßt werden. Da aber in unmittelbarer Nähe dieses Tafone auf der W-Seite des S-ta Maria-Felsens der Serragranit von einem 1—2 m mächtigen Gang eines gleichkörnig-mikrogranitischen Mikroclin-Plagioklas-Quarz-Gesteins durchbrochen wird, der den Serragranit stellenweise umgeschmolzen zu haben scheint (Übergangszonen), wird es vielleicht richtiger sein, das Gestein des Tafone als Mischungszone anzusprechen und die an porphyrische Einsprenglinge erinnernden großen Mikrocline, Plagioklase und Quarze als Resorptionsreste von älterem Granitmaterial aufzufassen.

2. TAFONI IM AMPHIBOLFÜHRENDEN GRANIT DER PORTOMÜNDUNG.

(Vergl. die Übersichtskarte Fig. 36, S. 215.)

Im Mündungsgebiet des Portoflusses, und zwar nicht weit von dessen rechtem Ufer, treten an mehreren Stellen Aufschlüsse eines in ganz frischem Zustande grau gefärbten, stellenweise aber stark eisenschüssigen und rostfarbenen, ziemlich alkalireichen Alkalikalkgranites zutage, der außer Biotit manchmal in fast gleicher Menge einen dunkelgefärbten Amphibol als wesentlichen Bestandteil führt. Dieser Granit enthält fast überall größere und kleinere Einschlüsse eines fremden Gesteins von gabbroidem Charakter, die vom Granit stark beeinflußt, mitunter fast völlig resorbiert zu sein scheinen. Es haben sich in ihm mehrere schöne Tafoni gebildet, von denen passendes Untersuchungsmaterial zur Verfügung stand. Ich beginne mit der Wiedergabe der Untersuchungsergebnisse, welche das mikroskopische Studium des größeren, von Popoff auf S. 177—179 seiner Reisenotizen beschriebenen und auf Fig. 24 abgebildeten Tafone geliefert hat.

Tafone unfern der Straßenteilung bei Porto.

(Vergl. B. Popoff's Reisenotizen, S. 177—179 u. Fig. 24.)

Frisches Gestein von einer tiefer gelegenen Stelle des Tafoneblockes.

Die Hauptbestandteile des Gesteines sind: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet treten Biotit, etwas Chlorit und gemeine Hornblende auf. Akzessorisch sind Epidot, Apatit, Zirkon, Hämatit, Orthit und ein opakes Eisenerz.

Der Orthoklas bildet Körner von einer mittleren Größe von 1—2 mm. Die Koordinatenwerte der Indikatrix, auf den Pol der Spaltfläche (001) bezogen, sind:

$$\text{für } n_{\alpha} - 84^{\circ}, \text{ für } n_{\beta} - 6^{\circ}, \text{ für } n_{\gamma} - 88^{\circ}.$$

Diese Werte weisen auf einen Kaliorthoklas hin. Der optische Achsenwinkel schwankt um $+68^{\circ}$ herum. Zwischen den Orthoklaskörnern haben sich Albitneubildungen angesetzt.

Die Plagioklaskörner sind von einer mittleren Größe = 2 mm. Die Plagioklase sind trübe und zersetzt. Unter den außerordentlich kleinen Zersetzungsprodukten lassen sich Epidotkörnchen feststellen. Die Koordinatenzahlen in den Zwillingslamellen an der Peripherie der Plagioklaskörner, in bezug auf den Pol von (010), sind:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : 88°—90°	89°
„ n_β : 79°—77°	78°
„ n_γ : 11°—13°	12°

Diese Werte entsprechen einem nach dem Albitgesetz verzwilligten Albit von der Zusammensetzung $Ab_{91}An_9$. Der optische Achsenwinkel schwankt um + 87°. Infolge der starken Zersetzung war der Anorthitgehalt in den zentralen Teilen nicht zu ermitteln.

Die Quarzkörner sind von der Größe der Plagioklaskörner. Sie sind verzahnt, löschen undulös aus und sind von Rissen durchquert. Den Feldspaten gegenüber ist der Quarz bald xenomorph, bald kristallautomorph.

Der oft kristallographisch begränzte Biotit ist von rostbrauner Farbe mit ausgeprägtem Pleochroismus: $\parallel n_\gamma$ und n_β — grün, $\parallel n_\alpha$ — gelblichbraun. $2V_{n_\alpha} = 0^\circ$; $n_\gamma (n_\beta) - n_\alpha = 0,053$. Die rostbraune Farbe des Biotits dürfte von Hämatit herrühren, der den Biotit imprägniert. Im Biotit finden sich stellenweise reichlich farbloser Epidot, ein opakes Eisenerz (wohl Magnetit) und in sehr geringer Menge — Apatit und Zirkon. Der Biotit ist manchmal chloritisiert. Auch selbständige Chloritaggregate¹ kommen vor.

Die graugrün gefärbte Gemeine Hornblende zeigt einen Pleochroismus in grünen und gelblichen Tönen. $2V_{n_\alpha} = 60^\circ$; in Schnitten $\perp n_\beta$, ist $n_\gamma \wedge [001] = 20^\circ$. $n_\gamma - n_\alpha = 0,201$.

Ein kupferbrauner Orthit mit hellgelber Außenzone und schöner Kristallbegränzung tritt sporadisch auf.

Das Eisenerz kommt auch außerhalb des Biotites vor.

Die feinsten Fugen sind mit Hämatit infiltriert.

¹ Sieh S. 224, Fußnote 1.

Abschuppungsstück von der Dachunterseite desselben Tafone.

Hauptbestandteile sind: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet findet man Biotit, Gemeine Hornblende und Chlorit. Akzessorisch sind Apatit, Zirkon, Epidot, Hämatit, ein Eisenerz und Orthit.

Die trüben Orthoklaskörner sind von einer mittleren Größe von 2 mm. An den Grenzen zwischen den einzelnen Körnern haben sich Albitneubildungen abgelagert. Die Lage der Indikatrix, auf den Pol der Fläche (010) bezogen, ist:

$$\text{für } n_{\alpha} - 86^{\circ}, \text{ für } n_{\beta} - 4^{\circ}, \text{ für } n_{\gamma} - 88^{\circ}.$$

Diese Werte entsprechen einem Kaliorthoklas. Der optische Achsenwinkel desselben schwankt um $+60^{\circ}$.

Der Plagioklas bildet Körner von einer mittleren Größe = 2 mm. Ausnahmsweise kommen auch Körner vor, die eine Durchmessergröße von 5 mm haben. Der Plagioklas ist trübe und zersetzt. Es lassen sich in demselben Epidotkörnchen feststellen. Die Koordinatenwerte in peripherischen Zwillingslamellen der Körner, auf den Pol von (010) bezogen, sind:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α} : $88^{\circ}-90^{\circ}$	89°
„ n_{β} : $79^{\circ}-77^{\circ}$	78°
„ n_{γ} : $11^{\circ}-13^{\circ}$	12°

An der Peripherie der Körner hat man es also mit einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{91}An_9$ zu tun. Der optische Achsenwinkel desselben schwankt um $+87^{\circ}$. Infolge der starken Zersetzung konnte der Anorthitgehalt in den zentralen Partien der Plagioklase auch hier nicht bestimmt werden.

Der Quarz, von Feldspatgröße, ist letzterem gegenüber bald xenomorph, bald kristallautomorph. Er löscht undulös aus und ist von Rissen durchzogen.

Der Biotit ist von grünlicher Farbe mit einem Pleochroismus: $\parallel n_{\gamma}$ — grün und $\parallel n_{\alpha}$ gelblichbraun. $2V_{n_{\alpha}} = 0^{\circ}$; $n_{\gamma}(n_{\beta}) - n_{\alpha} = 0,054$. Im Biotit stecken: ein Eisenerz sowie vereinzelte Zirkon- und Epidotkörnchen. Der Biotit ist stellenweise chloritisiert. Es findet sich auch reiner, grüner Chlorit mit sphärolitischem Bau.

Die Gemeine Hornblende besitzt die auf S. 269 genannten Eigenschaften.

Kupferbrauner Orthit kommt auch vor.

Die feinen Fugen im Gestein sind mit Hämatit infiltriert.

Man beobachtet eine Verwachsung des Quarzes mit dem Orthoklas, welche der graphophyrischen nahe kommt. Auch typische graphophyrische Ansätze beobachtet man an mehreren Stellen.

Schnitt || der Außenfläche desselben Tafone.

Hauptbestandteile: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet: Biotit, Chlorit und Hornblende. Akzessorisch: Zirkon, Epidot, Hämatit, ein opakes Eisenerz und Orthit.

Die mittlere Korngröße des Orthoklases ist 2 mm. Auf den Grenzen zwischen den einzelnen Körnern beobachtet man Albitneubildungen. Wie aus der Lage der Indikatrix, in bezug auf den Pol der Spaltfläche (001), zu ersehen ist (für $n_\alpha = 84^\circ$, für $n_\beta = 6^\circ$, $n_\gamma = 88^\circ$), gehört der Orthoklas zu den Kaliorthoklasen. Der optische Achsenwinkel schwankt um $+68^\circ$.

Der Plagioklas bildet Körner von einer mittleren Korngröße = 2 mm. Ausnahmsweise erreicht der Plagioklas eine Korngröße von 4 mm. Der Plagioklas ist trübe und zersetzt.

Die Koordinatenwerte in peripherischen Zwillingslamellen der Körner, auf den Pol von (010) bezogen, sind:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : $88^\circ - 90^\circ$	89°
„ n_β : $79^\circ - 77^\circ$	78°
„ n_γ : $11^\circ - 13^\circ$	12°

Diesen Werten entspricht ein Albit von der Zusammensetzung $Ab_{91}An_9$. Das Gesetz, nach welchem die Verzwillingung stattfindet, ist das Albitgesetz. Infolge der Zersetzung war es nicht möglich den Anorthitgehalt in den zentralen Teilen der Plagioklase zu bestimmen.

Der Quarz hat dieselbe Größe und dieselben Eigenschaften wie in den beiden vorher besprochenen Fällen.

Der grünlich-bräunliche Biotit (Pleochroismus: || n_γ — grün, || n_α — gelblichbraun) ist stellenweise mit Hämatit imprägniert und stellenweise chloritisiert. Auch selbständiger Chlorit kommt vor. Der Biotit umschließt einzelne Zirkon- und Epidotkörner und ein Eisenerz.

Die grüne, pleochroitische Hornblende, mit ihrem charakteristischen Spaltungswinkel von 56° , hat in Schnitten $\perp n_\beta$: $n_\gamma \wedge [001] = 20^\circ$, $2V_{n_\alpha} = 60^\circ$ ca.

Der kupferbraune Orthit tritt in Kristallform auf. Um einen Orthitkristall beobachtet man eine helle Außenzone.

Querschnitt durch eine dünne Dachstelle, bei einem Durchbruchloch in demselben Tafone.

Die optische Untersuchung des Präparates zeigte dasselbe Bild wie die soeben beschriebenen Schnitte. Überall derselbe Mineralbestand und dieselbe Struktur. Auch konnte kein Unterschied zwischen Außenfläche und Dachunterseite festgestellt werden.

Kleinerer Tafone auf dem rechten Ufer des Flusses, etwa 100 m nordwärts von der Portobrücke.

(Vergl. B. Popoff's Reisenotizen, S. 179.)

Frisches Gestein von einer tieferen Stelle im Tafonefelsen.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, in nicht allzu großen Mengen Biotit, Hornblende, Chlorit und Titanit. Akzessorisch kommen Zirkon, Epidot, Zoisit, Serizit, Hämatit, Apatit und ein Eisenerz vor.

Der Orthoklas, von einer mittleren Korngröße = 3 mm, ist perthitisch mit Albit verwachsen und weist Zwillingsbildungen anscheinend nach dem Karlsbader Zwillingsgesetz vor. Stellenweise ist der Orthoklas zersetzt. Die Koordinatenwerte zum Pol der Spaltfläche (001) sind:

$$\text{für } n_{\alpha} - 84^{\circ}, \text{ für } n_{\beta} - 6^{\circ}, n_{\gamma} - 88^{\circ}.$$

Es ist ein Kaliorthoklas. Der mittlere Wert des optischen Achsenwinkels schwankt um $+65^{\circ}$. Infolge der starken Verwachsung mit Albit war eine große Genauigkeit bei der Messung nicht zu erzielen.

Der Plagioklas ist reichlich vorhanden und bildet nicht weniger als die Hälfte von den Feldspaten. Der größte Teil von den zonar gebauten Plagioklaskörnern, mit einer mittleren Durchmessergröße von 3 mm, weist frische Hüllen und trübe Kernpartien auf. In den zersetzten Kernpartien ist reichlich Serizit zu finden.

Die Orientierung des optischen Ellipsoids in den Zwillingslamellen an der Peripherie der Plagioklaskörner, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), ist folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	$87^{\circ}-89^{\circ}$	88°
„ n_{β}	$79^{\circ}-78^{\circ}$	78°
„ n_{γ}	$11^{\circ}-12^{\circ}$	12°

Man hat es in der Außenzone der Körner mit einem nach dem Albitgesetz verzwillingten Albit von der Zusammensetzung $Ab_{91}An_9$ zu tun. Der Mittelwert des Achsenwinkels schwankt um $+82^{\circ}$.

Ein Teil der vollständig serizitisierten Plagioklase hat die Zwillingstreifung völlig verloren, so daß es nicht mehr möglich war, eine theodolitische Bestimmung ihrer chemischen Zusammensetzung auszuführen.

Man beobachtet an den Plagioklasen eine eigenartige Erscheinung. Im gewöhnlichen Lichte erscheinen einige Plagioklaskörner fleckig: man sieht rundliche, ganz klare Flecke, umgeben von einer trüben Masse. Diese fleckigen Plagioklase dürften

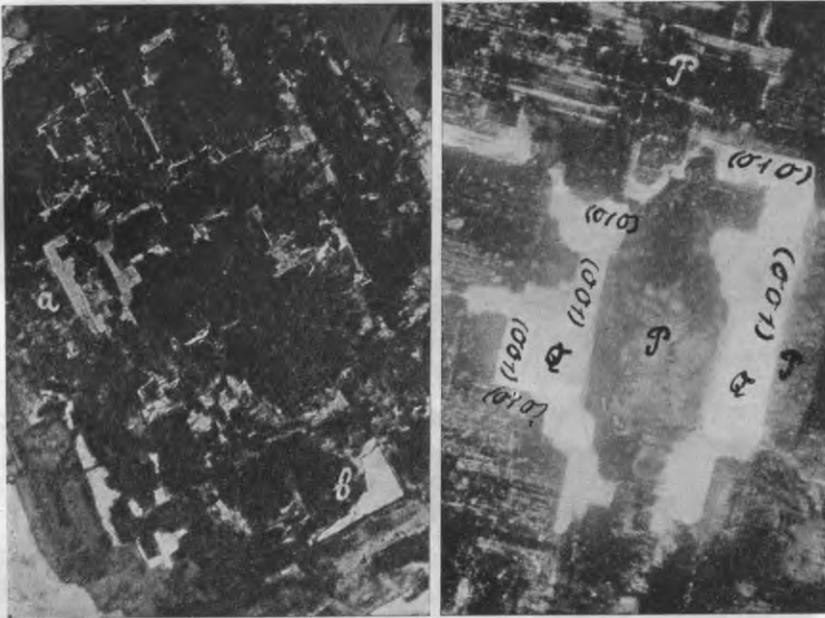


Fig. 44. Links — allgemeines Bild einer Quarz-Plagioklasdurchwachsung bei 28-facher Vergr. Quarz — hell, Plagioklas — dunkel. Quarz und Plagioklas sind einheitlich orientiert. Die äußere Begrenzung der Plagioklaskörner ist durch Kristallflächen des Plagioklases bedingt. Besonders deutliche Stellen bei *a* und *b*. Rechts — die Stelle *a* bei 85-facher Vergr. und verkehrter Lage des Dünnschliffes: *Q* — Quarz, *P* — Plagioklas. Nik. +.

sich im Stadium der Veränderung befinden, die durch die Albitisierung eines anorthitreicheren Plagioklases hervorgerufen wird. Die klaren Flecke, in denen man auch Zwillingstreifung sieht, dürften einem neuangeschiedenen Albit angehören und die trüben Stellen — Reste des sich zersetzenden, anorthitreicheren Plagioklases sein.

Die Plagioklase bilden eine mikropegmatitartige Verwachsung mit dem Quarz (Fig. 44). Bei dieser Verwachsung des Plagioklases mit dem Quarz entwickelt der Plagioklas, dem Quarz gegenüber, gut ausgebildete Flächen (001) und (010); die Auslöschung dieses Quarzes ist eine gleichzeitige. Im Plagioklas findet sich Epidot.

Der Quarz tritt auch selbständig in unregelmäßig begrenzten Körnern auf, ist dem Feldspat gegenüber immer xenomorph, stark rissig und zeigt undulöse Auslöschung.



Fig. 45. Andeutung an die ophitische Struktur in einem Einschluß. *P* — Plagioklas, *T* — Titanit. Nik. +. Vergr. 85X.

Der Biotit ist von dunkelbrauner Farbe mit einem schwachen Stich ins Olivengrün, stark pleochroitisch in dunkelbraunen und hell-gelblichbraunen Tönen. Der Achsenwinkel des Biotits ist annähernd $= 0^\circ$. $n_\gamma (n_\beta) - n_\alpha = 0,053$. Stellenweise ist der Biotit von äußerst feinen Hämatitschüppchen überfüllt, stellenweise wieder — chloritisiert. Der aus dem Biotit entstandene Chlorit ist sphärolitisch gebaut. Der Biotit enthält Einschlüsse von Zirkon, sehr wenige von Apatit und auch Einschlüsse von einem opaken Eisenerz, das gerne sechseckige Durchschnittsformen liefert.

Die Gemeine Hornblende mit ihrem typischen Spaltungswinkel von 56° , einem Pleochroismus in grünen und gelblichgrünen Tönen, und zwar $\parallel n_\gamma$ — grün, $\parallel n_\alpha$ und $\parallel n_\beta$ — gelblichgrün, $2V_{n\alpha} = 68^\circ$ ¹ und $n_\gamma - n_\alpha = 0,019$, bildet oft Verwachsungen mit Biotit.

Der Titanit kommt in großen Kristallen vor.

Der Zoisit mit bläulichgrauen und gelben Interferenzfarben ist größtenteils an den Plagioklas gebunden.

Dieser Granit enthält kleine, halbresorbierte Einschlüsse eines fremden diabasartigen Gesteines mit deutlich ophitischer Struktur (Fig. 45). Die Einschlüsse bestehen hauptsächlich aus Plagioklasleisten, die serizitisiert sind. Den Zwischenraum zwischen den Plagioklasleisten füllt Titanit aus. Dieser Titanit hat die Augitformen des ophitischen Gefüges und dürfte daher als aus dem Augit entstanden angesehen werden. Außerdem enthalten die Einschlüsse noch braunen Biotit und Gemeine Hornblende, die oft vergesellschaftet auftreten.

Die Verteilung der Mineralien im Gestein ist keine gleichmäßige; sie sind größtenteils fleckenweise konzentriert. Man trifft auf gewissen Strecken nur Plagioklase, dann wieder Orthoklase und weiter Quarz. Das Gestein ist rissig.

Schnitt parallel der Dachunterseite desselben Tafone.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Orthoklas, Plagioklas und Quarz, ferner Biotit und Gemeine Hornblende. Akzessorisch kommen Titanit, Epidot, Zirkon, Apatit, Hämatit und ein opakes Eisenerz vor.

Der Orthoklas ist auch hier ein Kaliorthoklas-Mikroperthit mit einer besonders deutlich hervortretenden Murchisonitspaltbarkeit nach $(\bar{1}5. 0. 2)$. Mit der basischen Spaltbarkeit nach (001) bildet sie einen Winkel von 72° .

Der Plagioklas hat frische Hüllen und trübe Kernpartien in denen Epidot festgestellt werden konnte. Die Hülle zeigt einen zonaren Aufbau. Auch völlig zersetzte Plagioklaskörner sind hier vorhanden. Die chemische Zusammensetzung der hier bestimmten Plagioklase war $Ab_{92}An_8$; sie bilden Wiederholungszwillinge nach dem Albitgesetz.

Der Quarz löscht undulös aus und ist von Rissen durchquert. Auf den Spalten des Quarzes findet sich Hämatit.

Der Biotit tritt oft in sechsseitigen Täfelchen auf ($2V_{n\alpha} = 0^\circ$; $n_\gamma (n_\beta) - n_\alpha = 0,050$). Die Hornblende ist dieselbe wie im frischen Gestein ($2V_{n\alpha} = 65^\circ$; $n_\gamma - n_\alpha = 0,018$) und ein opakes Eisenerz ist auch vorhanden.

¹ Bestimmung nach Becke's Zeichenmethode.

Der spärlich vorhandene Titanit zeigt seine Kristallformen und ist etwas rissig. Zirkon und Apatit sind meist an den Biotit gebunden.

Schnitt || zur Außenfläche desselben Felsens.

Schlifffläche — etwa 1,5 mm unter der Felsoberfläche.

Hauptbestandteile: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, in nicht allzugroßen Mengen Biotit und Hornblende. Akzessorisch: Titanit, Zirkon und Apatit, Zoisit, Hämatit und Serizit.

Der Orthoklas mit einer mittleren Korndurchmessergröße von 3 mm, der in perthitischer Verwachsung mit Albit auftritt, ist ein Kaliorthoklas, wie es die Werte der Koordinaten, bezogen auf den Pol der Spaltfläche (001), zeigen:

$$\text{für } n_{\alpha} - 84^{\circ}, \text{ für } n_{\beta} - 6^{\circ}, \text{ für } n_{\gamma} - 88^{\circ}.$$

Der annähernde mittlere Wert des optischen Achsenwinkels schwankt bei ihm um 61° .

Der Orthoklas ist etwas zersetzt. Serizitschüppchen wie auch Quarzausscheidungen sind in demselben zu finden.

Die Plagioklaskörner, die einen zonaren Aufbau zeigen, besitzen frische Hüllen und trübe serizitisierte Kernpartien. Die mittlere Durchmessergröße derselben beträgt 3 mm. Außer den eben genannten Plagioklasen finden sich im Dünnschliff auch völlig serizitisierte Plagioklase mit verschwundener Zwillingsstreifung, deren chemische Zusammensetzung, infolge der starken Zersetzung, nicht mehr festzustellen war.

Die Koordinatenwerte an der Peripherie der Körner, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), betragen:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α} : $88^{\circ}-90^{\circ}$	88°
„ n_{β} : $80^{\circ}-77^{\circ}$	78°
„ n_{γ} : $10^{\circ}-13^{\circ}$	12°

Das entspricht einem nach dem Albitgesetz verzwilligten Albit von der Zusammensetzung $Ab_{91}An_9$. Der Mittelwert des Achsenwinkels ist etwa $+ 82^{\circ}$. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes.

Der Quarz ist den Feldspaten gegenüber xenomorph, löscht undulös aus und ist von Rissen durchquert.

Der Biotit ist von dunkelbrauner Farbe, stark pleochroitisch in dunkelbraunen und hell-gelblichbraunen Tönen. Achsenwinkel $2V_{n_{\alpha}} = 0^{\circ}$. Stellenweise ist er mit äußerst feinen Hämatitschüppchen imprägniert und enthält auch Einschlüsse von Zirkon und etwas Apatit.

Die Gemeine Hornblende zeigt ausgeprägten Pleochroismus (|| n_{γ} — grün, || n_{α} und n_{β} — gelblichgrün) und eine Begrenzung mit schön entwickelten kristallographischen Flächen (010) und (110). Die Hornblende bildet auch Zwillinge, deren Verwachsungsfläche (100) ist.

Die Hornblende kommt oft in Verwachsung mit braunem Biotit vor.

Zoisit findet sich im Plagioklas und auch außerhalb desselben.

Das Gestein ist durch Risse etwas gelockert.

Querschnitt durch einen ganzen Dachrand desselben Tafone.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind immer dieselben: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Biotit, etwas Chlorit und Hornblende. Akzessorisch kommen Zirkon, Epidot, Zoisit, Titanit, Orthit, Hämatit, Serizit und Apatit vor.

Der Orthoklas ist ein Kaliorthoklas. Er ist perthitisch mit Albit verwachsen und nicht mehr ganz klar. Die mittlere Durchmessergröße der Körner desselben beträgt 3 mm.

Der Plagioklas bildet Körner, die frische Hüllen mit Zonenbau und trübe zersetzte Kernpartien besitzen. Man findet in den zersetzten Kernpartien Serizit und Epidot. Stellenweise ist die Zwillingsstreifung infolge der Zersetzung verschwunden. Eine Theodolitbestimmung gab in der Außenzone zum Pol von (010):

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	88°—89°	88°
„ n_{β}	80°—78°	79°
„ n_{γ}	10°—12°	11°

Das entspricht einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$, der Wiederholungszwillinge nach dem Albitgesetz bildet. Der annähernde Mittelwert des Achsenwinkels beträgt + 82°. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes.

Die völlig zersetzten Plagioklase sind von einem Albitsaum, der eine Neubildung sein dürfte, umrandet. Auch fleckige Plagioklase sind da.

Der Plagioklas bildet auch hier Verwachsungen mit Quarz, bei welchen der Plagioklas dem Quarz gegenüber die Flächen (010) und (001) scharf entwickelt. Die Auslöschung des Quarzes in der Verwachsung ist eine gleichzeitige.

Der Quarz zeigt undulöse Auslöschung, den Feldspaten gegenüber ist er xenomorph und ist von Rissen bedeckt.

Der Biotit und die Hornblende unterscheiden sich nicht von den eben beschriebenen. Im Biotit findet man Zirkon, Titanit, Epidot und in sehr geringer Menge Apatit. Stellenweise ist der Biotit mit Hämatit imprägniert.

Außer den genannten Mineralen ist hier noch Orthit getroffen worden.

In diesem großen Dünnschliffe befinden sich zwei Einschlüsse eines Gesteins mit gabbroider Gesteinsstruktur, die besonders im polarisierten Lichte auffällt. Der eine von diesen Einschlüssen besteht größtenteils aus serizitisierten Plagioklasleisten. Die Zwischenräume der Plagioklasleisten werden mit Biotit ausgefüllt, der stellenweise chloritisiert ist. Im Biotit stecken: Leukoxen, Zirkon und Apatit. Der aus dem Biotit entstandene Chlorit zeigt eine sphärolitische Struktur.

Der zweite Einschluß besteht auch aus serizitisierten Plagioklasleisten, aber die Zwischenräume füllt Titanit mit ophitischem Augitcharakter (vgl. Fig. 45) aus. Die ophitische Struktur tritt dabei deutlich hervor. Außer den Plagioklasleisten und dem Titanit sind im Einschluß noch Biotit und grüne Gemeine Hornblende vorhanden, die fast immer aneinander gebunden sind.

Vergleich der Untersuchungsergebnisse an den Tafoni im hornblendehaltigen Porto-Granit.

Das optische Gesteinsstudium an beiden Tafoni im hornblendeführenden Granit der Portomündung legte die petrographische Identität aller verschiedenen, zu einem Tafone gehörigen Stellen an den Tag. Überall — dasselbe Bild ohne jede Veränderung, die auf einen chemischen Zerstörungsvorgang, bzw. eine Lockerung des Gefüges auf der Dachunterseite oder auf das Vorhandensein einer Schutzrinde an der Außenfläche der Felsen hinweisen würde.

3. TAFONI IN DEN GRANITEN DES OBEREN, LINKEN GEHÄNGES DES AÏTONE-STEILWANDTALES BEI EVisA.

(Vergl. die Übersichtskarte Fig. 36, S. 215.)

Auf dem Capo Grigio, einem nördlichen, der Aïtoneschlucht zugewandten Ausläufer des Evisa überragenden Capo Mezalo, stößt ein älterer meist grünlichgrau bis gelbgrau gefärbter, ziemlich kalkarmer Alkalikalkgranit (sein Plagioklas enthält nur 4—5% An), der bei Evisa in größeren Massen auftritt, mit einem jüngeren hellgrauen, stellenweise bis zu wechselnder Tiefe etwas geröteten Alkaligranit zusammen, welcher zu den Derivaten des auf dem rechten Ufer des Aïtonebaches herrschenden Gesteines gehört.

Der ältere Alkalikalkgranit des Capo Mezalo führt als dunklen Bestandteil meist nur Biotit, doch tritt an Stelle des letzteren am Ostgipfel desselben, der sogenannten Serra Piana, ein bläulich-grün gefärbter Amphibol auf [\parallel (010): $n_{\gamma} \wedge [001] = 15^{\circ}$]. Dieser Granit ist ziemlich grobkörnig und in hohem Grade zertrümmert. Die Zertrümmerung ist aber nur z. T. gebirgsbildenden Vorgängen zuzuschreiben. Obwohl auch letztere dafür verantwortlich zu machen sind, wird doch die Hauptursache der Kataklase in der eruptiven Kraftäußerung, bei der Ortstellung des jüngeren, benachbarten Alkaligranitmassives, zu suchen sein. Dafür spricht die starke Zunahme der Zertrümmerungsspuren mit der Annäherung an letzteres.

Der jüngere Alkaligranit enthält als melanokrate Bestandteile, soweit die nähere Umgebung des Capo Grigio in Frage kommt, Riebeckit und Aegirin in ziemlich wechselndem Verhältnis. Stellenweise tritt der Aegirin vollkommen zurück, manchmal dagegen herrscht er vor.

Tafone auf dem Capo Grigio, nördlich von Evisa.

(Vergl. B. Popoff's Reisenotizen, S. 155—157, sowie Fig. 17.)

Das mir zur Verfügung stehende Material stammt von einem kleineren Tafone, der sich an der Kontaktgrenze beider Gesteine ausgebildet hat, so daß die eine, südliche Hälfte der Höhlung sich im älteren Alkalikalkgranit, die andere, nördliche dagegen im jüngeren Riebeckitgranit befindet. Ich werde mit der Untersuchung der südlichen Tafonehälfte beginnen. Die Beschreibung der nördlichen Tafonehälfte soll darauf folgen.

Verhältnismäßig frisches Gestein von einer tiefer gelegenen Stelle im Alkalikalkgranit des Tafonefelsens (südliche Hälfte).

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Orthoklas, Plagioklas, Biotit und Chlorit. Akzessorisch kommen Apatit, Hämatit, Fluorit, Zirkon und Titanitreste (?) vor.

Der Orthoklas bildet Körner, die eine mittlere Durchmessergröße von 8 mm haben. Er ist mikroperthitisch von Albit durchwachsen und enthält außerdem noch Albiteinschlüsse. In Schnitten $\perp n_{\gamma}$ sind in demselben Spaltbarkeiten nach (001) und (15.0.2) wahrzunehmen. Die Auslöschungsschiefe des Orthoklases

ist auf (010) zu (001) = 7° , die Auslöschungsschiefe des Albites in gleichen Schnitten zu (001) = 20° . (Ein solcher Albit enthält 5% Anorthit.)

Die mittlere Orientierung der Indikatrixachsen ist im Orthoklas, auf den Pol der Spaltfläche (001) bezogen, folgende:

$$\text{für } n_\alpha - 84^\circ, n_\beta - 6^\circ, n_\gamma - 88^\circ.$$

Diesen Werten zufolge ist der Orthoklas ein Kaliorthoklas.

Man beobachtet eine deutliche Albitisierung des Kaliorthoklases, die sich in einer Ablagerung von Albitneubildungen auf den Rissen desselben äußert. Die Albitneubildungen, oft mit Albitlamellierung, finden sich nicht nur auf den Rissen des Kaliorthoklases, sondern man beobachtet sie auch auf den Grenzen zwischen den einzelnen Körnern.

Der Plagioklas, dessen Körner die Durchmessergröße von 5 mm haben, ist trübe und sehr stark zersetzt. Infolge der Zersetzung ist das ganze Plagioklaskorn von Serizitschüppchen erfüllt, nur ein schmaler Saum von Albit, der aber eine Neubildung sein dürfte, umrandet dasselbe. Der Zwillingsbau des Plagioklases tritt nur sehr undeutlich und blaß zutage. An einzelnen Körnern ist die Zwillingsstrefung gänzlich verschwunden. Die Koordinaten in den Zwillingslamellen des Plagioklases [in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010)] betragen am Rande der Körner:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_α	: $88^\circ - 90^\circ$	89°
„ n_β	: $79^\circ - 77^\circ$	78°
„ n_γ	: $11^\circ - 13^\circ$	12°

Die erhaltenen Werte entsprechen einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{91}An_9$. Mit dem danebenliegenden Quarz verglichen, ist das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases kleiner als das des Quarzes. Der optische Achsenwinkel des Plagioklases schwankt von $+84^\circ$ bis $+88^\circ$. Die Werte des Achsenwinkels können nicht für die Bestimmung der Zusammensetzung verwertet werden, da sie einer größeren Genauigkeit entbehren.

Die starke Zersetzung der Plagioklase erschwerte das Feststellen der optischen Konstanten. An dem größten Teil der Plagioklase war es überhaupt nicht möglich, eine Messung auszuführen, so daß die angeführten Werte sich nur auf einzelne Körner beziehen.

Die Quarzkörner haben eine Durchmessergröße von 5 mm. Der Quarz löscht undulös aus und ist von zahlreichen Rissen durchsetzt. Er ist dem Feldspat gegenüber xenomorph, nur einzelne Körner weisen ausnahmsweise eine Begrenzung mit kristallographischen Flächen auf.

Der Biotit bildet kleine, stark pleochroitische, schuppenartige Körner von grüner Farbe, die einer kristallographischen Begrenzung entbehren. Der Achsenwinkel des Biotits $2V_{n_z}$ ist unmeßbar klein.

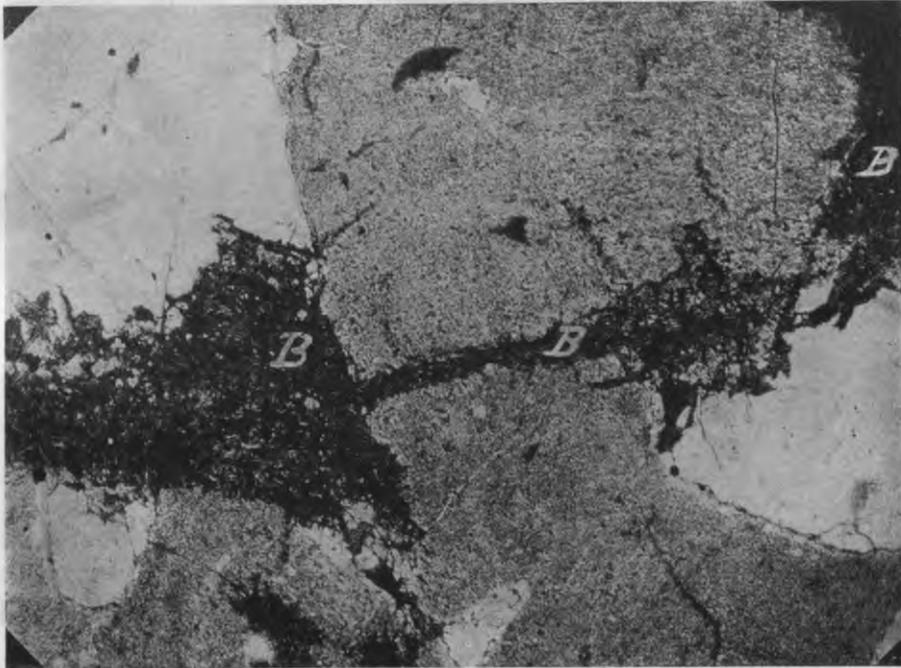


Fig. 46. Biotitansammlungen *B*, auf einer Spalte und in Zwischenräumen im Gestein. Der Polarisator allein. Vergr. $27\times$.

Die Körner des Biotits bilden fleckige Ansammlungen, die nach allen Seiten Ausläufer aussenden (Fig. 46). Die Ausläufer der Biotitansammlungen dringen in die feinsten Spalten der Minerale ein und durchziehen in dieser Weise das ganze Gestein (Fig. 47). Auch auf den Berührungsflächen der einzelnen Minerale hat sich Biotit angehäuft.

In den Biotitanhäufungen stecken: Apatit in Form von sechseckigen und abgerundeten Säulchen, Zirkonkriställchen,

stellenweise Ansammlungen von Fluorit und außerdem sehr häufig Ansammlungen eines sehr stark zersetzten, nicht mit absoluter Sicherheit zu bestimmenden Minerals. Den Durchschnitten nach zu urteilen, sind es Titanitreste.

Der Biotit ist stellenweise von äußerst feinen Hämatit-schüppchen durchwebt, die ihm eine rotbraune Farbe verleihen, die auch bei gekreuzten Nikols unverändert bleibt.



Fig. 47. Der Biotit *B* durchdringt das Gestein in feinsten Striemen. Der Polarisator allein. Vergr. 18 \times .

Die allerfeinsten Spalten im Gestein sind nur mit Hämatit infiltriert, doch wo die Spalten größer werden, erscheint sofort der Biotit.

Der Biotit dürfte z. T. eine infolge des Kontaktes mit Riebeckitgranit entstandene Neubildung sein. Zum Teil dürfte er auch die Folge einer Umwandlung sein, die hier ein älteres Mineral, vielleicht Hornblende, erfahren hat. Das ältere Mineral

hat aber auch ein Biotit sein können, worauf die in den Anhäufungen steckenden Apatit- und Zirkonkriställchen, wie auch die Titanitreste hinweisen.

Einige Spalten im Gestein sind von feinkörnigem Fluorit ausgefüllt (Fig. 48). Die spaltenausfüllenden Fluoritkörnchen bilden eine Fortsetzung der in den Biotitanhäufungen steckenden Fluoritansammlungen.

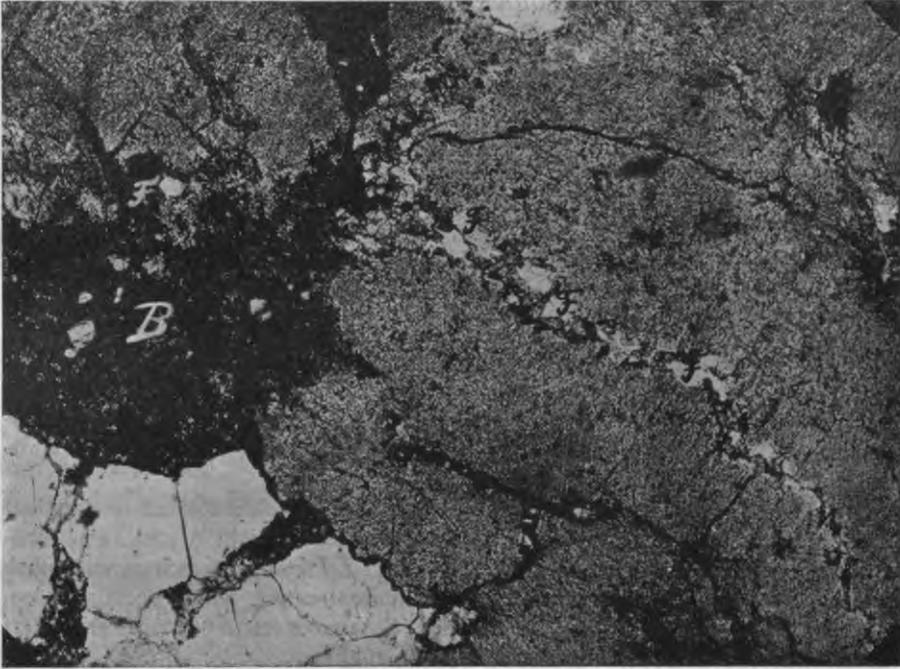


Fig. 48. Ausfüllung eines Gesteinsrisses von Fluorit *F*. Der Fluorit geht von einer Biotitansammlung *B* aus, in welcher er ebenfalls anzutreffen ist. Der Polarisator allein. Vergr. 27 \times .

Schnitt parallel der Dachunterseite derselben Tafonehälfte.

Mineralbestand und Struktur, wie im Innengestein. Die Biotitanhäufungen zeigten hier in zwei Fällen Umrise, die an Amphibolformen erinnerten und die Flächen (110) sowie (010) vortäuschten. Da im sehr ähnlichen Granit der Serra Piana die Hornblende mit dieser Begrenzung auftritt und da dort die Bildung eines sehr ähnlichen Biotits aus der Hornblende direkt zu beobachten ist, und der Biotit hierbei die Hornblende in Form von kleinen Schüppchen und

Körnchen in allen Richtungen durchspickt, ist der Gedanke nicht von der Hand zu weisen, daß wir es hier mit einer Pseudomorphose von Biotit nach Hornblende zu tun haben. Es ist nicht ausgeschlossen, daß der Übergang der Hornblende in Biotit im Gestein der Serra Piana auch der Kontakteinwirkung des großen, naheliegenden Alkaligranitmassives zuzuschreiben ist.

Schnitt parallel der Außenfläche derselben Tafelhälfte auf dem Capo Grigio.

(Tiefe des Anschliffes etwa 1 mm.)

Hauptbestandteile des Gesteins: Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Biotit. Akzessorisch: Apatit, Zirkon, Hämatit, ein Eisenerz und ein zersetztes trübes Mineral (vielleicht Titanitreste).

Die Orthoklaskörner, die eine Durchmessergröße von 7 mm haben, enthalten reichlich Albiteinschlüsse. Der Orthoklas ist, wie die Theodolitmethode auf Grund der Nikitinschen Diagramme ergab, ein Kaliorthoklas. Die Lage des Indexellipsoids im Kaliorthoklas, auf den Pol der Spaltrisse nach (010) bezogen, ist:

$$\text{für } n_{\alpha} - 84^{\circ}, n_{\beta} - 6^{\circ}, n_{\gamma} - 88^{\circ}.$$

Der von der Zersetzung angegriffene Kaliorthoklas ist im Dünnschliff reichlich vertreten. Es sind in demselben Quarzausscheidungen und Albitkörnchen zu finden.

Von Plagioklas sind im Dünnschliff nur einzelne Körner vorhanden; die Durchmessergröße des größten Plagioklaskornes erreicht 5 mm. Die Zwillingsstreifung der Plagioklase ist auch hier durch Zersetzung derselben undeutlich geworden. An einigen Körnern ist die Zwillingsstreifung völlig verschwunden, wodurch die Bestimmung der chemischen Zusammensetzung stark erschwert wurde.

Die Orientierung der Indikatrix in der Peripherie der Zwillingslamellen des Plagioklases, in bezug auf den Pol der Verwachsungsfläche (010), ist folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	88°—90°	89°
„ n_{β}	80°—78°	79°
„ n_{γ}	10°—12°	11°

Diese Werte entsprechen wieder einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$, der Zwillinge nach dem Albitgesetz bildet. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes.

Der spärlich vorhandene Quarz zeigt keine Tendenz zur Bildung von kristallographischen Flächen und löscht undulös aus.

Der grüne Biotit bildet Biotitansammlungen, in welchen Apatit, Zirkon und ein zersetztes trübes Mineral, das aus Titanit entstanden sein dürfte,

stecken. Von den Biotitansammlungen gehen Ausläufer aus, die in die Spalten des Gesteins eindringen, sich miteinander kreuzen, so daß sie ein Netz bilden, welches das ganze Gestein durchdringt.

Die ganz feinen Spalten im Gestein sind nur mit Hämatit infiltriert. In diesen ganz feinen Spalten ist der Biotit nicht zu finden.

Stellenweise ist der Biotit hämatitisiert, was demselben eine rotbraune Farbe verleiht. In den Biotitanhäufungen beobachtet man auch chloritisierte Stellen, die ein ausgeschiedenes opakes Mineral, das ein Eisenerz sein dürfte, enthalten.

Obwohl das Gestein hier gelockert und zersetzt aussieht, unterscheidet es sich nicht von den anderen, oben beschriebenen Gesteinsproben vom Capo Grigio. Nicht die kleinste Andeutung, die auf eine Bildung von Wüstenlack oder einer Hartrinde hinweisen könnte, ist hier zu finden.

Querschnitt durch eine dünne Stelle des Dachrandes derselben Tafonehälfte.

Die mikroskopische Betrachtung eines großen Dünnschliffes, der uns das Bild eines vollkommenen Querschnittes durch eine ca. 4 cm dicke und etwa 10 cm vom Rande entfernte Partie des Daches bietet, überzeugt uns sofort von der absoluten Identität dieser Tafonestelle in mineralischer und struktureller Beziehung mit dem verhältnismäßig frischen Felsinnern und zeigt, daß alle Stellen des Querschnittes von der Dachunterseite bis zur Außenfläche von denselben Mineralen aufgebaut sind und daß letztere dieselbe Ausbildung besitzen und sich im gleichen Veränderungszustand befinden. Ein Unterschied zwischen Dachunterseite und Außenfläche ist nicht wahrzunehmen, und nichts berechtigt uns das Dach in seiner ganzen Dicke als Schutzrinde aufzufassen.

Frisches Gestein von einer tiefer gelegenen Stelle im Alkaligranit desselben Tafonetelsens (nördliche Hälfte).

Die Bestandteile des Alkaligranites sind hier: Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Riebeckit.

Der Orthoklas bildet große unregelmäßige Körner, deren Durchmesser eine Größe bis zu 5 mm erreicht. Die Lage der Indikatritz im Orthoklas, auf den Pol der Spaltfläche (001) bezogen, gibt

zweierlei mittlere Konstanten, die auf Grund von vielen Diagrammen erhalten wurden:

für n_α — 84° , für n_β — 6° , für n_γ — 88° .

für n_α — 79° , für n_β — 11° , für n_γ — 88° .

Man muß annehmen, daß hier Orthoklase von zweierlei Zusammensetzung anwesend sind — ein Kaliorthoklas und ein Natronorthoklas.

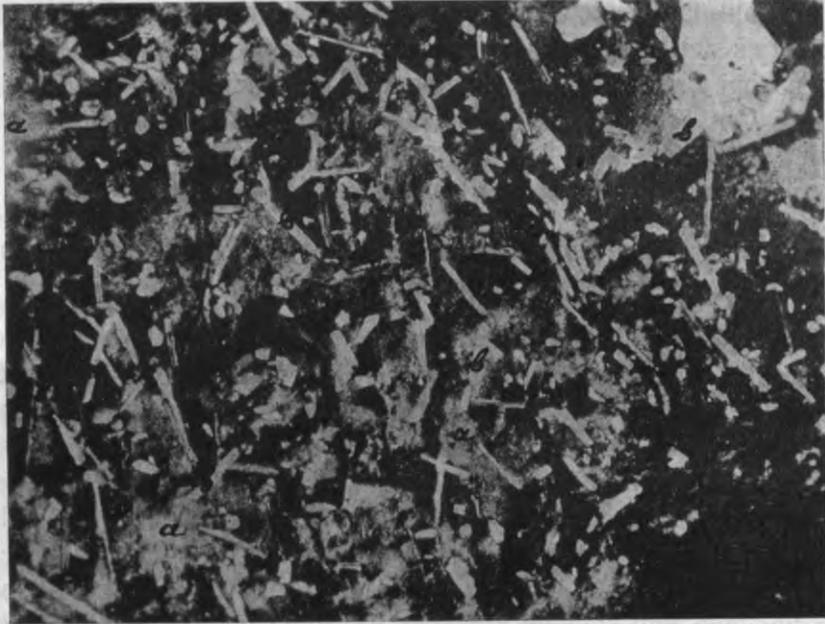


Fig. 49. Von Albitleisten durchspickte Stelle eines größeren Orthoklases. Der dunkle Hintergrund — Orthoklas, in Dunkelstellung; *b* — Albitleisten, *a* — fleckige Albitpartien (von anderer Entstehung) im Orthoklas. Nik. +. Vergr. $53\times$.

Der Orthoklas bildet regelmäßige, parallel zur Spaltbarkeit nach dem zweiten Pinakoid orientierte perthitische Verwachsungen mit einem nach dem Albitgesetz verzwilligten Albit. Außerdem ist der Orthoklas noch von Albitleisten, die nicht orientiert zu sein scheinen oder vielleicht eine sehr komplizierte Orientierung aufweisen, gleichsam durchspickt (Fig. 49).

Bei Anwendung des Fedoroff'schen Verfahrens ergab sich, daß diese scheinbar nicht orientierten Albitleisten ebenfalls Zwillinge nach dem Albitgesetz bilden und eine chemische Zusammen-

setzung $Ab_{100}An_0$ besitzen, folglich aus reinem Albit bestehen. (Fig. 50.)

Die Albite, welche den Orthoklas durchdringen, scheinen somit zu verschiedenen Generationen zu gehören.

Nach den Ergebnissen der Fedoroff-Untersuchung haben aber auch die mit dem Orthoklas orientiert verwachsenen Albitleisten die Zusammensetzung $Ab_{100}An_0$.



Fig. 50. Orthoklas mit scharfbegrenzten Albitleisten von unbestimmter Orientierung. Der Orthoklas bildet den hellen Hintergrund und ist so eingestellt, daß die fleckigen Albitpartien nicht hervortreten. Nik. +. Vergr. 48 X.

Die Quarzkörner haben einen Durchmesser von 0,5 bis 5 mm. Der Quarz löscht undulös aus und ist von feinen Rissen durchzogen. Eine Tendenz zur Bildung von kristallographischen Flächen zeigt er nicht. In einem Quarzkorn fand sich ein Plagioklas mit schön entwickelter kristallographischer Begrenzung.

Zwischen den großen Quarz- und Orthoklaskörnern findet sich ein feinkörnigeres Gemenge von Plagioklas, Quarz und Riebeckit, wobei der Plagioklas vorherrscht.

Unter den Plagioklasen des feinkörnigen Gemenges sind reichlich Plagioklasleisten zu finden, die nach der äußeren Form und der chemischen Zusammensetzung den im Orthoklas eingeschlossenen Albitleisten analog sind (Taf. XI Fig. 1).

Die Koordinatenwerte in den verzwilligten Albitleisten des feinkörnigen Gemenges zwischen den großen Orthoklas- und Quarzkörnern sind, auf den Pol der Verwachsungsfläche (010) bezogen, folgende:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	88°—89°	88°
„ n_{β}	74°—70°	72°
„ n_{γ}	16°—20°	18°

Diese Werte entsprechen wieder dem reinen Albit — $Ab_{100}An_0$. Der optische Achsenwinkel schwankt um $+84^{\circ}$. Das Lichtbrechungsvermögen ist selbstverständlich immer kleiner als das des danebenliegenden Quarzes.

Im feinkörnigen Gemenge zwischen den großen Mineralkörnern finden sich außer den Albitleisten noch feiner verzwilligte Plagioklaskörner mit einer mittleren Durchmessergröße von 1 mm, die eine den Albitleisten nahestehende chemische Zusammensetzung aufweisen.

Die Lage der Indikatrix in den Zwillingslamellen dieser Plagioklaskörner, auf den Pol der Verwachsungsfläche (010) bezogen, drückt sich durch folgende Konstanten aus:

	Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α}	88°—89°	88°
„ n_{β}	76°—72°	74°
„ n_{γ}	14°—18°	16°

Diese Werte entsprechen einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{98}An_2$. Die Zwillingsbildung erfolgt nach dem Albitzwillingsgesetz.

Infolge der sehr feinen Lamellierung des Plagioklases war die Bestimmung des optischen Achsenwinkels stark erschwert, daher waren die erzielten Daten einer starken Schwankung unterworfen, so daß man unterlassen mußte, sie zur Bestimmung zu verwenden. Maßgebend dürfte hier wieder das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases sein, das kleiner ist, als das des Quarzes.

Der Riebeckit tritt in kleinen Körnern mit einer mittleren

Durchmessergröße von 0,5 mm auf. Ausnahmsweise erreichen einige Riebeckitkörner die Größe von 1 cm. Dieselben weisen keine gute kristallographische Begrenzung auf. Der Riebeckit, mit stark ausgeprägtem Pleochroismus, ist $\parallel n_\gamma$ — gelblichgrün, $\parallel n_\alpha$ — dunkelindigoblau, fast schwarz, und $\parallel n_\beta$ — blauschwarz. Der Spaltungswinkel des Riebeckits ist gleich 56° , und im konvergenten Lichte zeigen Schnitte desselben, die eine Interferenzfigur geben müßten, statt dessen dunkle und helle Flecke. Doppelbrechung — schwach, negativ; $n_\alpha \wedge [001] = 3^\circ \text{ca}$; n_β — parallel der $[010]$ -Achse. Die Bestimmung der optischen Orientierung war infolge der starken Absorption und intensiven Färbung nur mit Hilfe der Popoff'schen Quarzkeilmethode (43) und bei Anwendung dickerer Dünnschliffe mit Sicherheit auszuführen.

Frisches Gestein von einer westlicher gelegenen Stelle derselben, nördlichen Hälfte des Tafonfelsens.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind hier: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet sind Riebeckit und Aegerin vorhanden. Akzessorisch — Zirkon.

Der Orthoklas, von einer mittleren Korngröße von 2 mm, ist perthitisch von Albit durchwachsen. Die Lage der Indikatrixachsen ist im Orthoklas, in bezug auf den Pol der Spaltfläche (15.0.2), folgende:

$$\text{für } n_\alpha - 12^\circ, \text{ für } n_\beta - 81^\circ, \text{ für } n_\gamma - 89^\circ.$$

Diesen Werten entspricht ein Kaliorthoklas.

Der nach dem Albitgesetz verzwillingte Plagioklas bildet Körner von einer mittleren Größe von 1 mm. Bei den größeren Individuen beobachtet man die Zwillingsstreifung nur an der Peripherie der Körner. Die zentralen Partien derselben löschen fleckig aus und erinnern an Orthoklas, doch war ein Unterschied in der Lichtbrechung nirgends zu bemerken. Nach der Lage der Indikatrix in den Zwillingslamellen der großen und kleinen Plagioklase, in bezug auf den Pol der Fläche (010):

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : $88^\circ - 90^\circ$	89°
„ n_β : $74^\circ - 70^\circ$	72°
„ n_γ : $16^\circ - 20^\circ$	18°

ist der Plagioklas ein Albit von der Zusammensetzung $\text{Ab}_{100}\text{An}_0$.

Der Quarz, von einer mittleren Korngröße = 2 mm, löscht leicht undulös aus und ist rissig. Eine kristallographische Begrenzung beobachtet man an ihm nicht.

Der Riebeckit, mit dem charakteristischen Spaltungswinkel der Amphibole = 56° , ist stark pleochroitisch: $\parallel n_\gamma$ — gelblichgrün, $\parallel n_\beta$ — dunkelblau, $\parallel n_\alpha$ — tintenblau. Statt der Interferenzfiguren erhält man dunkle und helle Flecke. Die Lage der Achsenebene ist symmetrisch. $n_\alpha \wedge [001] = 2^\circ - 4^\circ$.

Der durch seine starke Doppelbrechung leicht kenntliche Aegerin ist auffallend blaß gefärbt. Entsprechend ist auch der Pleochroismus desselben nur schwach: $\parallel n_\alpha$ — hell-gelblichgrün, $\parallel n_\beta$ — hell-gelblichgrün und $\parallel n_\gamma$ — hell-gelblichrosa. $n_\alpha \wedge [001] = 2^\circ - 4^\circ$. Doppelbrechung — negativ, aber infolge der starken Bisektrizendispersion konoskopisch nur im monochromatischen Licht, nach der Quarzkeilmethode, mit Sicherheit zu bestimmen. Der Aegerin tritt größtenteils mit Riebeckit vergesellschaftet auf.

Von Zirkon waren im Dünnschliff nur einzelne abgerundete Körnchen vorhanden.

Die Untersuchung von Dünnschliffen, die parallel zur unteren Dachseite, sowie von solchen, die durch Anschleifen der Außenfläche der nördlichen, aus Alkaligranit bestehenden Tafelhälfte hergestellt waren, gab Beschreibungen, die sich von der eben wiedergegebenen durch nichts unterscheiden. Auch hier fanden sich nur riebeckitführende, sowie gleichzeitig riebeckit- und aegerinführende Partien. Die Bestimmungen der Plagioklaskörner führten zur Feststellung desselben Anorthitgehaltes, und es konnten bald nur echte Kaliorthoklase, bald sowohl Kali- als auch Natronorthoklase konstatiert werden. Auch die Struktur hatte überall denselben Charakter. Auf die nähere Wiedergabe dieser Beschreibungen sei daher verzichtet. Dafür soll aber die Beschreibung eines sehr großen Dünnschliffes gegeben werden, der senkrecht zur Kontaktgrenze der beiden Granite hergestellt wurde und beide Gesteine umfaßt.

Schnitt \perp zur Kontaktgrenze zwischen riebeckitführendem Alkaligranit und Alkalikalkgranit.

Der Dünnschliff enthält beide Granite. Die Grenze zwischen ihnen tritt scharf hervor.

Die Bestandteile des riebeckitführenden Alkaligranits sind: Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Riebeckit.

Die unregelmäßigen Körner des Orthoklases erreichen Querdimensionen bis zu 6 mm. Die Orientierung der Indikatrix, auf den Pol der Spaltrisse nach (001) bezogen, gibt zweierlei Werte:

$$\text{für } n_{\alpha} - 84^{\circ}, \text{ für } n_{\beta} - 6^{\circ}, \text{ für } n_{\gamma} - 88^{\circ}.$$

$$\text{für } n_{\alpha} - 79^{\circ}, \text{ für } n_{\beta} - 11^{\circ}, \text{ für } n_{\gamma} - 88^{\circ}.$$

Auf Grund dieser Werte darf man annehmen, daß ein Kaliorthoklas und außerdem noch ein Natronorthoklas vorhanden sind.

Der Orthoklas ist mit perthitisch orientiertem und nach dem Albitgesetz verzwilligtem Albit durchwachsen. Außer dem orientierten Albit enthält der Orthoklas auch hier eine Menge nicht orientierten, aber auch nach dem Albitgesetz verzwilligten Albites, der in Form von Leisten denselben durchdringt (Fig. 51). Die chemische Zusammensetzung des orientierten, sowie auch des nicht-orientierten Albites ist den Ergebnissen der Fedoroff'schen Universalmethode zufolge — $\text{Ab}_{99}\text{An}_1$.

Die Quarzkörner erreichen eine Durchmessergröße bis zu 5 mm. Sie löschen undulös aus und sind von Rissen durchquert. Die Quarzkörner sind frei von Albitleisten, und wenn sie in denselben ausnahmsweise vorkommen, so sind sie nur am Rande des Kornes anzutreffen.

Der Riebeckit, der keine gute kristallographische Begrenzung aufweist, bildet Körner mit einer mittleren Durchmessergröße von 0,5 mm. Ausnahmsweise sind auch Körner anzutreffen, welche einen Durchmesser bis zu 1 cm erreichen. Der Riebeckit ist stark pleochroitisch: $\parallel n_{\alpha}$ — gelblichgrün, $\parallel n_{\beta}$ — indigoblau-schwarz, $\parallel n_{\gamma}$ — blauschwarz. In Schnitten $\perp n_{\beta}$ ist $n_{\alpha} \wedge [001] = 4^{\circ}$; $n_{\beta} - \perp (010)$, die Lage der Achsenebene also symmetrisch. Im konvergenten Lichte geben die isotropen Schnitte keine Interferenzfigur: man sieht nur verschwommene, helle und dunkle Flecke.

Zwischen den großen Quarz- und Orthoklaskörnern findet sich ein feinkörniges Gemenge von Plagioklas, Quarz und Riebeckit. Unter den Plagioklasen sind Albitleisten mit $Ab_{100}An_0$ vorherrschend, die den Albitleisten im Orthoklas entsprechen.

Außer den Albitleisten mit der Zusammensetzung $Ab_{100}An_0$ finden sich im feinkörnigen Gemenge nach dem Albitgesetz verzwilligte Plagioklaskörner von größeren Dimensionen und einem größeren Anorthitgehalt: $Ab_{98}An_2$ — $Ab_{94}An_6$.

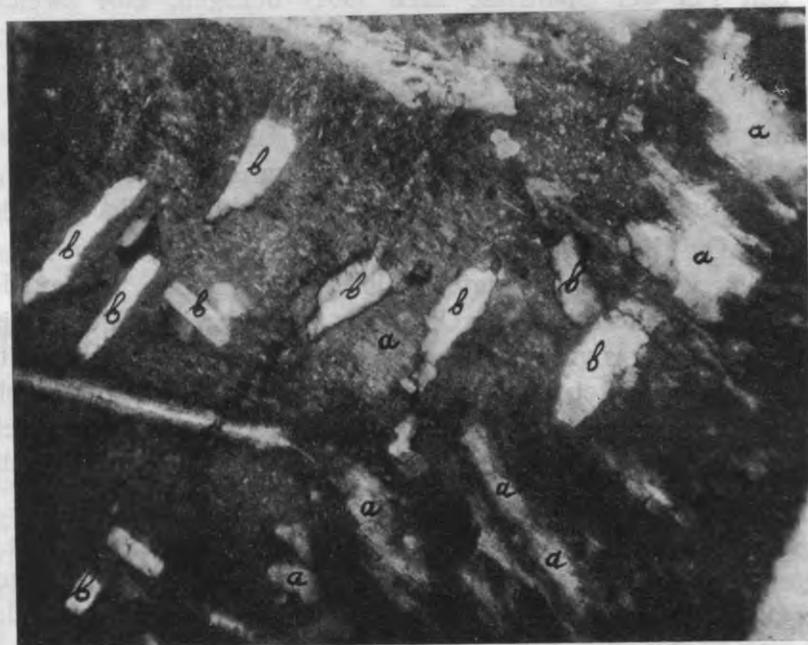


Fig. 51. Stelle eines Orthoklaskornes, bei 85-facher Vergr., die nach dem Perthitgesetz orientierten, unbestimmt begrenzten Albitflecke (a) und die scharf begrenzten Plagioklasleisten (b) gleichzeitig zeigend. Nik. +.

Die Hauptbestandteile des Alkalikalkgranits sind: Orthoklas, Plagioklas, Quarz und Biotit. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Hämatit und Serizit auf.

Die unregelmäßigen Orthoklaskörner erreichen eine Durchmessergröße bis zu 9 mm. Der Orthoklas, der auch Albit einschließt, ist perthitisch mit Albit verwachsen und außerdem einer Albitisierung unterworfen. Auf den Rissen, sowie auch

an den Grenzen der einzelnen Körner, haben sich Neubildungen von Albit abgelagert. Man beobachtet auch ein flammenartiges Hineinwuchern des Plagioklases in den Orthoklas.

In Schnitten $\perp n_\gamma$ ist die Auslöschungsschiefe des Orthoklases zu Spaltrissen nach (001) gleich 7° . Die Auslöschungsschiefe des Plagioklases in denselben Schnitten, zu Spaltrissen nach (001), ist $= 20^\circ$.

Die Plagioklaskörner erreichen eine Durchmessergröße bis zu 7 mm und sind stark zersetzt; es hat sich in denselben reichlich Serizit gebildet. Die Zwillingsstreifung des Plagioklases ist meist völlig verschwunden, nur einige Körner zeigen blasse Spuren derselben.

Die Koordinatencharakteristik in den Zwillingslamellen des Plagioklases, in bezug auf die Verwachsungsfläche (010), kommt in folgenden Werten zum Ausdruck:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : 88° — 90°	89°
„ n_β : 79° — 77°	78°
„ n_γ : 11° — 13°	12°

Diesen Werten entspricht ein nach dem Albitgesetz verzwillingter Albit von der Zusammensetzung $Ab_{91}An_9$.

Von Quarz sind nur einzelne Körner mit undulöser Auslöschung vorhanden.

Der im gewöhnlichen Licht grüne Biotit hat einen unmeßbar kleinen $2V_{n_\alpha}$ und bildet feine schuppenartige Körnchen ohne kristallographische Begrenzung, die in fleckigen Ansammlungen angehäuft sind. In diesen Ansammlungen stecken außerdem Apatit, Zirkon und Reste eines zersetzten Minerals, das Titanit gewesen sein dürfte.

Die Biotitansammlungen senden nach allen Seiten Ausläufer aus, welche in die Spalten der übrigen Minerale eindringen. Auch auf den Berührungsflächen der einzelnen Mineralkörner hat sich Biotit angesetzt. Der Biotit ist stellenweise mit Hämatit imprägniert, was ihm eine rote Farbe verleiht. Die allerfeinsten Spalten sind immer nur mit Hämatit infiltriert, sobald aber die Spalten größer werden, sammelt sich in denselben Biotit an.

Die äußerste Grenze der beiden Granite ist von Quarz und feinen Riebeckitkörnchen markiert, die alle zum Riebeckitgranit gehören. Dabei liegen manche Riebeckitsäulchen mit der [001]-Achse senkrecht zur Grenzfläche.

Diese Beschreibung zeigt, daß die unmittelbare Kontaktgrenze keine nennenswerten Verschiedenheiten aufweist und daß der ältere Alkaligranit selbst an seiner direkten Berührungsstelle mit dem Riebeckitgranit von dessen Natrongehalt nicht beeinflußt worden ist, was um so mehr auffällig ist, als in diesem Gebiet sogar schmale Gänge des letzteren auf den Mineralbestand des umgebenden Gesteins einzuwirken pflegen, wie die Beobachtungen Orcei's (38) dies z. B. für den nur 15 cm mächtigen Gang, 1500 m östlich von Ota, gezeigt haben. Dort trifft man den Riebeckit in einer einige cm messenden Zone im angrenzenden Biotitgranit.

4. TAFONI IM TYPISCHEN GRANIT DER CALANCHES-FELSEN, NORDWÄRTS VON PIANA.

(Vergl. die Übersichtskarte, Fig. 36, S. 215.)

Der typische Granit des Calanches-Gebietes ist ein meist grob- oder mittel-, selten fast feinkörniger, lachs- bis hellfleischfarbiger, natronreicher und kalkarmer Alkalikalkgranit, dessen Orthoklas meist ein gewöhnlicher Kaliorthoklas, seltener ein Natronorthoklas ist und der außerdem reichlich einen sehr sauren Plagioklas mit meist nicht über 5—6% Anorthitgehalt beherbergt. In einzelnen Fällen ist es reiner Albit. Als dunkler Gemengteil fungiert entweder ein unter dem Mikroskop im durchfallenden Licht oft auffallend tiefgrün, manchmal fast lauchgrün gefärbter, seltener ein dunkler gelb- oder graubrauner Biotit. Seine Farbe verdankt der grüne Glimmer zweifelsohne einer Umwandlung in einen ebenso gefärbten, stellenweise ungewöhnlich stark doppelbrechenden Chlorit, welcher auch selbständig im Gestein vorkommt und mitunter den Biotit, aus welchem er hervorgegangen ist, verdrängt. Die hohe Doppelbrechung des Chlorits ist eine Folge seiner innigen Durchdringung von Hämatit, welcher letzterer entschieden bei der Umwandlung des ursprünglich sehr eisenreichen Biotits (Lepidomelans?) gleichzeitig mit dem Chlorit entstanden ist und dessen Striemen im Gestein immer vom Biotit ausgehen. Ansammlungen dieser grün gefärbten

¹ Vielleicht auch Monrepits? (W. Wahl [51]).

Minerale, die übrigens in der Regel im Gestein nur spärlich verteilt sind, treten schon im frischen Bruch desselben als grünliche Flecke deutlich hervor. Die Hauptmasse des Gesteins ist ziemlich grobkörnig und hat eine von der normalen granitisch-körnigen nur wenig abweichende Struktur. Doch stößt man im Calanches-Gebiet an mehreren Stellen auch auf feinkörnigere Gesteinspartien, die bei mikroskopischer Betrachtung sehr oft ein ausgesprochen mikrogranitisches bis graphophyrisches Gepräge tragen. Der Mineralbestand solcher Partien ist derselbe wie im Hauptgestein, nur zeichnen sie sich durch einen oft sehr bedeutenden Fluoritgehalt aus, wobei das letztgenannte Mineral immer an die Ansammlungen des grünen Glimmers gebunden erscheint, welchem auch in den feinkörnigen Vorkommnissen meist dieselbe saftig grüne Färbung zukommt. Die feinkörnigen Varietäten des Calanches-Granits dürften in den meisten Fällen keine Gangbildungen sein, da sie ohne scharfe Abgrenzung in das Hauptgestein überzugehen scheinen, wie dies, unter anderem, z. B. an der Straßenwand beim 24ten Hektometerstein von Piana, auf der Nationalstraße nach Porto, deutlich zu sehen ist. Die Entstehung dieser feinkörnigen Ausbildungsformen ist am ehesten späteren Nachschüben in das noch nicht vollkommen erstarrte, oder noch wenig abgekühlte Hauptgestein zuzuschreiben. Dafür scheint auch der höhere Fluorgehalt zu sprechen. Eigentümlicher Weise bewirkt derselbe hier keine Kornvergrößerung.

Tafoni beobachtet man sowohl im grobkörnigen Hauptgestein wie auch in den feinkörnigen Gesteinspartien, doch scheint die Aushöhlung derselben in den letzteren auf größere Schwierigkeiten zu stoßen als im Hauptgestein, worauf P o p o f f in seinen Reisenotizen hingewiesen hat. Ein Beispiel eines Tafone in einer mikrogranitisch-graphophyrischen Varietät ist durch die im folgenden noch zu besprechende, auf S. 165—166 der Reisenotizen erwähnte Höhle, am W-Abhang des Capo Ginebarò, gegeben (Vergl. Fig. 19).

Le Verrier (28) und Nentien (32) haben auf die Verwandtschaft des Calanches-Granits mit den Alkaligraniten von Evisa hingewiesen, wobei ersterer ein riebeckithaltiges Ganggestein aus den Calanches-Felsen beschrieb, letzterer den grünen, stark doppelbrechenden Chlorit des Calanches-Granites als Umwandlungsprodukt eines früheren Riebeckits ansprach. Diese Ansichten von Le Verrier und Nentien sind später von Deprat (10) be-

stritten und wesentlich modifiziert worden. In dem mir vorgelegten Untersuchungsmaterial aus den Calanches habe ich weder Riebeckit als solchen, noch irgendwelche Umwandlungsprodukte, welche ihm zugeschrieben werden könnten, angetroffen. Das grüne, für den typischen Calanches-Granit sehr bezeichnende Glimmermineral kann, meines Erachtens, sehr wohl primärer oder primärautomorpher Natur, bzw. ein Produkt postvulkanischer Einflüsse auf einen magmatischen Biotit sein. Auch Prof. Popoff hat, in den typischen Calanches-Graniten selbst, nirgends Riebeckit resp. Riebeckitreste angetroffen. Die einzige Stelle, wo eine graphophyrisch struierte Gesteinspartie (vielleicht ein Gang) innerhalb der Calanches-Felsen von ihm mit Bestimmtheit in den Verdacht eines früheren Riebeckitgehaltes gezogen wird, befindet sich an der Nationalstraße nach Porto, in einer Entfernung von etwa 4,25 km von Piana. Es ist ein ganz kleiner, zu Straßenbauzwecken angelegter, zeitweiliger, im korsikanischen Maquis-Dickicht versteckter Steinbruch, aus welchem einzelne Stücke zu Chausséerandsteinen zugehauen wurden, die unfern auf der Nationalstraße Aufstellung gefunden haben. An der Wand des Bruches befindet sich eine feinkörnige Stelle, die zahlreiche schwarze, riebeckitähnliche Nadelchen einschließt. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß die dunkeln nadelartig aussehenden Stellen Ansammlungen von Biotit, Magnetit und manchmal von etwas Chlorit und Hämatit vorstellen, deren Umrisse der Kristalltracht des korsikanischen Riebeckits entsprechen, wobei die Flächen (110) und (010) deutlich hervortreten. Prof. Popoff hält sie für Pseudomorphosen nach Riebeckit. Eine Notiz über dieses Vorkommen soll bald erscheinen. Prof. Popoff's mündlichen Mitteilungen zufolge, ist der Biotit dieses Gesteins stark pleochroitisch in braungelben und bräunlichgrauen Tönen, ohne Stich ins Grün, also von dem grünen Biotit des Calanches-Granits völlig verschieden. Auch der Chlorit ist hier mehr blaugrün und zeigt keine abnorm starke Doppelbrechung. Die Struktur des Gesteins ähnelt sehr der Struktur mancher Varietäten des Riebeckitgranits von Evisa.

Wir beginnen mit der Untersuchung der besten Tafonebeispiele aus den zentralen Calanches, die nach dem für diese Schrift angenommenen Plan ausgeführt werden soll, wobei auch hier den Forderungen an Genauigkeit und der Bedeutung der zu besprechenden

Fälle entsprechend von unvermeidlichen Wiederholungen nicht Abstand genommen werden soll. An letzter Stelle wird noch ein Tafonebeispiel in der mikrogranitisch-graphophyrischen Varietät des Calanches-Granits behandelt werden.

Die Tafonifelsen-Gruppe des „Hundskopfsteines“.

Es lag Untersuchungsmaterial von zwei Tafoni des Hundskopfsteines selbst, sowie von zwei weiteren Tafoniefelsen aus seiner näheren Umgebung vor, die in Popoff's Reisenotizen nähere Erwähnung gefunden haben.

Da ganz frisches Material von tiefergelegenen Stellen mit Hammer und Meißel nicht zu erhalten war, wurden, zur Kontrolle des Erhaltungszustandes der als „verhältnismäßig frisches Gestein“ bezeichneten Proben, einige Dünnschliffe aus ganz frischem Calanches-Granit hergestellt, welcher einem kleinen Steinbruch unfern des Wirtshauses „Les Roches Bleues“, etwa 400 m ostwärts vom Hundskopfstein, entnommen war und makroskopisch mit dem Hundskopfstein-Granit identisch zu sein schien. Seine Beschreibung geht voran.

Frisches, durch Sprengung erhaltenes Stück des Calanches-Granits, von der Straßenkehre beim Wirtshaus „Les Roches Bleues“.

Die Bestandteile des Gesteins sind: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Biotit (in sehr geringer Menge) ein Eisen-erz und etwas Chlorit.

Der Orthoklas hat eine mittlere Korn-Durchmessergröße von 2 mm; die größten Körner erreichen dabei einen Durchmesser bis zu 4 mm. Der Orthoklas ist perthitisch mit Albit verwachsen. Auf den Grenzen zwischen den Orthoklaskörnern finden sich Albitneubildungen. Die Orientierung der Indikatrix ist im Orthoklas, in bezug auf den Pol der Spaltrisse nach (001): $n_x = 84^\circ$; $n_\beta = 6^\circ$; $n_\gamma = 88^\circ$. Das entspricht einem Kaliorthoklas. Infolge der starken Verwachsung mit Albit war der optische Achsenwinkel des Orthoklases nicht zu bestimmen.

Der Plagioklas ist leicht angewittert und etwas serizitiert, aber macht doch im ganzen einen recht frischen Eindruck. Die

Indikatrixlage in den Zwillingslamellen der Plagioklase ist, in bezug auf die Pole der Flächen (010) und (001):

(010)	(001)
für n_α : $88^\circ-90^\circ$	für n_α : $80^\circ-90^\circ$
„ n_β : $80^\circ-72^\circ$	„ n_β : $17^\circ-8^\circ$
„ n_γ : $10^\circ-18^\circ$	„ n_γ : $73^\circ-82^\circ$

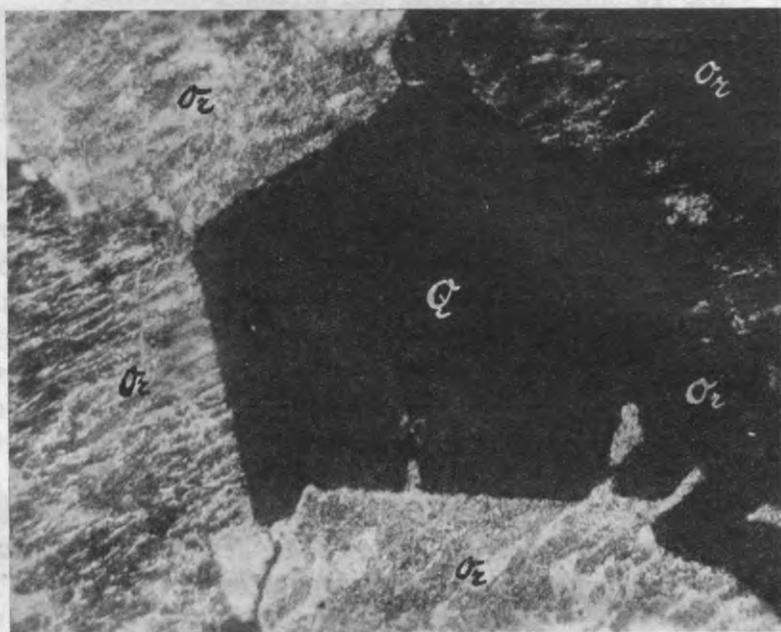


Fig. 52. In der Mitte ein kristallautomorphes Quarzkorn Q , etwas schief zur kristallographischen Vertikalachse geschnitten, und von Orthoklasmikroperthit Or umgeben. Nik. \dagger . Vergr. $48\times$.

Den entsprechenden Mittelwerten entspricht Albit von der Zusammensetzung $Ab_{94}An_6$. Die Albite bilden Zwillinge nach zwei Gesetzen: nach dem Albitgesetz und nach dem Periklingesetz. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist immer kleiner als das des Quarzes. Am Rande der Plagioklase hat sich ein Ansatz von ganz reinem Albit gebildet.

Die Quarzkörner haben eine mittlere Durchmessergröße von 2 mm und treten bald kristallautomorph¹, bald granoautomorph¹, oder den Feldspaten gegenüber xenomorph auf. Der Kristallautomorphismus des Quarzes ist sehr ausgesprochen (Fig. 52). Der Quarz

¹ Siehe Popoff (42).

löscht undulös aus und ist von Rissen durchquert. Im Quarz finden sich Feldspateinschlüsse.

Es haben sich im Quarz auch buchtenartige Vertiefungen gebildet, welche von Feldspat eingenommen sind. Diese Vertiefungen verzweigen sich oft. Sie teilen sich nicht nur in zwei, sondern recht oft in mehrere Teile. Die Durchdringung des Quarzes von Feldspat führt zu einer Struktur, welche an eine grobe graphophyrische Struktur erinnert.

Diese, durch die gegenseitige Durchdringung des Quarzes und des Feldspates hervorgerufene Struktur dürfte ein Analogon der Eutektstruktur bei solchen großkörnigen Gesteinen sein.

Der spärlich vorhandene Biotit ist im gewöhnlichen Lichte von brauner Farbe, stark pleochroitisch und hat einen Achsenwinkel von etwa 0° . Er ist stellenweise chloritisiert und enthält Einschlüsse eines Eisenerzes.

Der reine, ebenfalls nur sporadisch auftretende Chlorit¹ ist lebhaft grün gefärbt.

Der „Hundskopfstein“.

(Vergl. B. Popoff's Reisenotizen, S. 166—173, die Fig. 20 u. die Taf. V u. VI.)

Es standen für die Untersuchung Stücke verhältnismäßig frischen Gesteins, Abschuppungsplättchen von der Dachunterseite des größten Tafone auf der Südseite, sowie solche von der Dachunterseite des Tafone auf der Nordseite, Stücke hervortretender Scheiderippen zwischen Nebentafoni, ferner mehrere fast ganz ebene Bruchstücke der Außenfläche des Hundskopfsteines, sowie ein Bruchstück des ganzen Dachrandes, zur Verfügung.

Verhältnismäßig frische Gesteinsprobe vom Hundskopfstein.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet kommt Biotit vor, akzessorisch sind Hämatit, Chlorit, Moskowitz (?), Zirkon und wenig Apatit.

Der vorherrschende Orthoklas bildet im Gestein unregelmäßige Körner von einer mittleren Durchmessergröße von 8 mm und ist perthitisch mit Albit verwachsen. Bei der perthitischen Verwachsung nimmt der Albit eine lamellenartige Form an. Die Lage der Indikatrix, in bezug auf den Pol der Spaltfläche (001), ist:

für $n_\alpha - 84^\circ$, für $n_\beta - 4^\circ$, für $n_\gamma - 90^\circ$.

¹ Sieh S. 224, Fußnote 1.

Eine andere Bestimmung der Indikatrixlage, in bezug auf den Pol der Spaltfläche (15.0.2), gab:

$$\text{für } n_{\alpha} - 14^{\circ}, \text{ für } n_{\beta} - 76^{\circ}, \text{ für } n_{\gamma} - 90^{\circ}.$$

Beide Bestimmungen zeigen, daß wir es mit einem normalen Kaliorthoklas zu tun haben. Infolge der starken perthitischen Verwachsung mit Albit mußte die Bestimmung des optischen Achsenwinkels unterlassen werden.

Der Orthoklas besitzt zwei deutliche Spaltbarkeiten: die Spaltbarkeit nach (001) und die Murchisonitspaltbarkeit nach (15.0.2), die miteinander einen Winkel von 70° bilden.

Es ist ein Übergang des Orthoklases in Albit zu beobachten. Die Menge des feinverwilligten Albites im Orthoklas ist so groß, daß es kein Entmischungsalbit sein kann. Eine ursprüngliche Verwachsung kann es auch nicht sein, sondern wir müssen annehmen, daß es sich hier um eine Verdrängung des Orthoklases durch Albit handelt, die in einer gewissen Periode des Gesteinslebens stattgefunden hat; darauf deutet auch die Frische der klaren Albitpartien hin, die von trübem Orthoklas umgeben sind. Es dürfte wahrscheinlich sein, daß die Albitisierung des Orthoklases in einem frühen Stadium der postmagmatischen Periode, unter Einwirkung von natronreichen Dämpfen, resp. Lösungen, stattgefunden hat. Auch die Grenzen zwischen den Orthoklaskörnern sind von Albitneubildungen markiert.

Der Plagioklas, mit einer mittleren Korndurchmessergröße von 2 mm, ist weniger reichlich als der Orthoklas im Gestein vertreten. Er macht einen recht frischen Eindruck und ist nur leicht angewittert. Frischere Hüllen und trübere Kernpartien fallen auf. Es läßt sich im Plagioklas weißer Glimmer, der Moskowitz sein dürfte, feststellen.

Die Fedoroff'schen Koordinaten, auf den Pol der Verwachsungsfläche (010) bezogen, haben folgende Werte:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α} : 86° — 88°	87°
„ n_{β} : 81° — 73°	77°
„ n_{γ} : 9° — 17°	13°

Das entspricht Albit von der Zusammensetzung $\text{Ab}_{93}\text{An}_7$. Der Achsenwinkel dieser Plagioklase schwankt um $+82^{\circ}$ hierum. Man muß auch hier zugeben, daß die Genauigkeit seiner Bestimmung

nur gering ist, wie das beim Einstellen nur einer optischen Achse immer der Fall sein muß. Der Plagioklas bildet Wiederholungszwillinge nach zwei Gesetzen: nach dem Albitgesetz und nach dem Periklingesetz. Die Albitzwillinge sind vorherrschend.

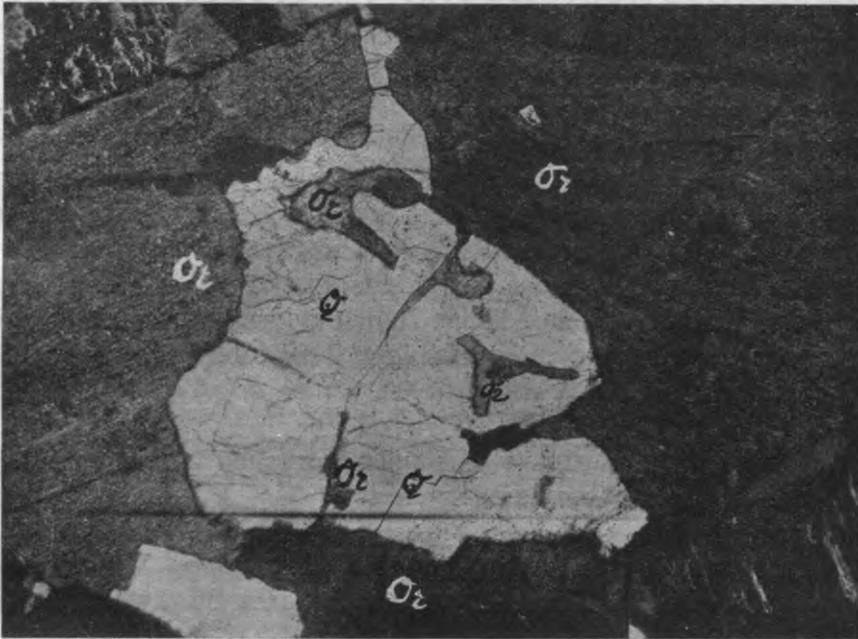


Fig. 53. Einschlußartige Partien von Orthoklas Or im Quarz Q.
Nik. +. Vergr. 36X.

Koordinatenwerte, die von den eben mitgeteilten etwas abweichen, erhielt ich bei Plagioklasbestimmungen an Dünnschliffen, die aus verhältnismäßig frischen Gesteinsproben von der N-Seite des Hundskopfsternes hergestellt waren:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α} : 88°—90°	89°
„ n_{β} : 74°—70°	72°
„ n_{γ} : 16°—20°	18°

Hier haben wir es mit einem nach dem Albitgesetz verzwillingten Albit von der Zusammensetzung $Ab_{100}An_0$ zu tun. Der Achsenwinkel schwankt um + 88°.

Der Quarz löscht undulös aus und ist den Feldspaten gegenüber bald kristallautomorph, bald xenomorph. Im Quarz finden

sich Orthoklaseinschlüsse und man gewahrt in demselben auch Buchten, die mit Orthoklas ausgefüllt sind (Fig. 53). Stellenweise ist der Quarz mit dem Orthoklas verschlungen, und diese Verschlingung der beiden genannten Minerale dürfte als Implikationsstruktur im großen Maßstabe angesprochen werden und ein grobkörniges Analogon der graphophyrischen Struktur sein.

Der sehr spärlich vorhandene grüne Biotit (Pleochroismus: $\parallel n_\gamma (n_\beta) - \text{dunkelgrün}, \parallel n_\alpha - \text{gelblichgrün}$) mit einem unmeßbar kleinen $2V_{n_\alpha}$ und starker Doppelbrechung ($n_\gamma (n_\beta) - n_\alpha = 0,054 - -0,057$) ist stellenweise chloritisiert, stellenweise auch hämatithaltig. Grüner Chlorit kommt auch selbständig vor. Der Hämatit, der ein Zersetzungsprodukt des Biotits ist, färbt den Biotit etwas gelblich. Vom Biotit gehen kleine Hämatitadern aus, die sich in die Risse des Gesteins fortsetzen und dank ihrer Interferenzfarbe nicht zu verkennen sind. Der Hämatit ist immer an den Glimmer gebunden.

Zirkon und Apatit in kleinen Körnchen treten gleichfalls im Bereich der Biotitansammlungen auf.

Abschuppungsplättchen vom Hangenden des großen Tafoneloche auf der S-Seite des Hundskopfsteines (unteres Stockwerk, links).

Hauptbestandteile: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet — Biotit, akzessorisch — Chlorit, Hämatit, Epidot und Zirkon.

Der Orthoklas, dessen Körner eine mittlere Durchmessergröße von 3 mm erreichen, ist stark perthitisch mit Albit verwachsen. Bei dieser Verwachsung bildet der Albit lamellenartige Formen, welche den Orthoklas durchziehen. Indikatrixlage zum Pol der Spaltfläche (001):

$$\text{für } n_\alpha - 85^\circ, \text{ für } n_\beta - 5^\circ, \text{ für } n_\gamma - 90^\circ.$$

Das sind die Werte eines Kaliorthoklases.

Der Kaliorthoklas bildet häufig Zwillinge nach dem Manebacher Zwillingsgesetz mit folgenden, auf den Pol der Verwachsungsfläche (001) bezogenen Koordinatenwerten:

$$\text{für } n_\alpha - 85^\circ, \text{ für } n_\beta - 7^\circ, \text{ für } n_\gamma - 90^\circ.$$

Bei der intensiven Durchsetzung des Kaliorthoklases von Albitlamellen ist es fast unmöglich den Achsenwinkel des Orthoklases mit Gewißheit zu bestimmen.

Die Grenzen zwischen den Kalifeldspäten sind deutlich durch Albitneubildungen mit Albitlamellierung markiert. Der Kaliorthoklas ist auch selbst

einer Albitisierung unterworfen, die sich in einer Verdrängung des Orthoklases durch feinverzwillingten Albit kennzeichnet. Die feinverzwillingten Albite haben sich nicht im gleichen Maße in allen Orthoklaskörnern angesetzt. Man beobachtet Körner, in denen die verzwillingten Albite nur spärlich vorkommen, und dann wieder Körner, die ganz von feinverzwillingten Albiten erfüllt sind. Der Orthoklas ist auch hier reich vertreten, er herrscht vor.

Der Plagioklas, mit einer mittleren Durchmessergröße der Körner von 2 mm, macht einen recht frischen Eindruck, obwohl er leicht serizitisiert ist.

Die Indikatrixlage in den Zwillingslamellen des Plagioklases, auf die Pole von (010) und (001) bezogen, ist:

(010)	(001)
für n_{α} : 87° — 90°	für n_{α} : 80° — 90°
„ n_{β} : 77° — 72°	„ n_{β} : 17° — 12°
„ n_{γ} : 13° — 18°	„ n_{γ} : 73° — 78°

Das gibt Albite von der Zusammensetzung $Ab_{96}An_4$. Die Albite bilden Wiederholungszwillinge nach zwei Gesetzen, dem Albitgesetz und dem Periklingesetz. Der optische Achsenwinkel schwankt um $+82^{\circ}$. Das Lichtbrechungsvermögen des Albites ist stets kleiner als das des Quarzes.

An mehreren Stellen konnte eine eigenartige Verwachsung des Plagioklases mit dem Orthoklas beobachtet werden, die an eine Umrandung des Plagioklases von Orthoklas erinnerte.

Der Quarz löscht undulös aus, ist den Feldspaten gegenüber bald kristallautomorph, bald xenomorph. Stellenweise dringt der Quarz in den Feldspat ein, wobei Figuren entstehen, die an Verschlingungen erinnern. Diese Verschlingungsstruktur ist bereits bei der Beschreibung des frischen Gesteins erwähnt worden.

Der grüne Biotit, der eine starke Doppelbrechung aufweist ($n_{\gamma}(n_{\beta}) - n_{\alpha} = 0,055$), ist stellenweise chloritisiert und manchmal etwas hämatithaltig.

Chlorit tritt stellenweise auch selbständig auf.

Der gut erkennbare Hämatit pflanzt sich in den Rissen des Gesteins fort und dürfte durch den Zerfall des Biotits entstanden sein, da er stets an denselben gebunden ist.

An einer Stelle konnte ein Epidotzwilling konstatiert werden. Durch das Anschleifen war er so stark zertrümmert, daß das Zwillingsgesetz nicht mehr zu bestimmen war.

Es ist auch etwas Zirkon im Dünnschliff vorhanden.

Das Material des Abschuppungsstückes ist dem des frischen Gesteines vollständig gleich und ist in keiner Weise stärker verändert. Das Verhältnis des Chlorites zum Biotit ist auch dasselbe, wie im frischen Gestein.

Abschuppungsplättchen von der Dachunterseite des nach N geöffneten Tafone auf der N-Seite des Hundskopfsteines.

Hauptbestandteile: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet tritt Biotit auf. Akzessorisch sind Zirkon, Moskwit, Hämatit und ein opakes Eisenerz.

Der perthitisch mit feinverwilligtem Albit verwachsene Orthoklas hat eine mittlere Korngröße von 2 mm. Auf den Grenzflächen zwischen den einzelnen Körnern haben sich Albitneubildungen abgelagert. Wie die Orientierung der Indikatrix des Orthoklases zu den Polen der Spaltflächen (001) und ($\bar{15}.0.2$) zeigt:

(001)	($\bar{15}.0.2$)
für n_α : 88°	für n_α : 14°
„ n_β : 2°	„ n_β : 76°
„ n_γ : 88°	„ n_γ : 90°

ist der Orthoklas ein Kaliorthoklas. Die Risse der Murchisonitspaltbarkeit ($\bar{15}.0.2$) schneiden sich mit den Spaltrissen nach (001) auf (010) unter einem Winkel von 72° .

Der Plagioklas (mittlere Korngröße 2 mm) ist trübe und etwas zersetzt. Die Zersetzungsprodukte — Moskwitschüppchen — füllen gleichmäßig das ganze Plagioklaskorn aus.

Die Fedoroff'schen Koordinatenwerte in den Plagioklaslamellen, auf den Pol der Fläche (010) bezogen, sind:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : $88^\circ-90^\circ$	89°
„ n_β : $81^\circ-74^\circ$	$77,5^\circ$
„ n_γ : $9^\circ-16^\circ$	$12,5^\circ$

Das gibt Albit von der Zusammensetzung $Ab_{92}An_8$. Die Zwillingsbildung geschieht hier vorzugsweise nach dem Albitgesetz, doch trifft man ab und zu auch Verwilligungen, die nach zwei Gesetzen gebildet sind, dem Albit- und dem Periklingesetz. Der optische Achsenwinkel ist abnorm = -72° .

Die Quarzkörner, von der Korngröße des Orthoklases, sind den Feldspaten gegenüber bald kristallautomorph, bald xenomorph. Im schwach undulös auslöschenden Quarz finden sich Orthoklaseinschlüsse. Man beobachtet öfter ein Eindringen des Orthoklases in den Quarz, wodurch Verschlingungen hervorgehoben werden.

Der braune, einen Stich ins Olivengrün zeigende, Biotit ist in braunen und hell-gelblichbraunen Tönen pleochroitisch. Sein Achsenwinkel $2V_{n_\alpha}$ ist = 0° . Als Einschlüsse findet man in ihm ein opakes Eisenerz und Zirkonkörnchen.

Die feinsten Fugen des Gesteins sind leicht mit Hämatit infiltriert.

Rippenartiger Vorsprung an der Dachunterseite des großen Tafeloches auf der Südseite des Hundskopfsteins

(unteres Stockwerk, links).

Hauptbestandteile: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet — Biotit, akzessorisch — Apatit, Zirkon, Serizit, Chlorit und Hämatit.

Der reichlich vorhandene Orthoklas bildet unregelmäßige Körner von einer mittleren Durchmessergröße von 3 mm und ist perthitisch mit Albit verwachsen.

Für $n_\alpha = 84^\circ$, für $n_\beta = 4^\circ$, für $n_\gamma = 90^\circ$.

Das entspricht einem Kaliorthoklas.

Der Kaliorthoklas besitzt drei Spaltbarkeiten; die basische Spaltbarkeit nach (001), die nach (010) und die Murchisonitspaltbarkeit nach (15.0.2).

Auf den Grenzen zwischen den Orthoklaskörnern haben sich Albitneubildungen mit Albitlamellierung angesetzt, und auch im Orthoklas selbst vollzieht sich die bereits besprochene Albitisierung, die sich in einer Verdrängung des Orthoklases durch feinverwilligten Albit äußert. Es fällt auch hier auf, daß von diesem Prozeß nicht alle Körner gleichmäßig, sondern nur wenige Körner angegriffen sind, und zwar vorzüglich die kleineren. Wie ich schon betonte, scheint es mir wahrscheinlich, daß dieser Albitisierungsvorgang gleichzeitig mit der Ausscheidung der letzten Dämpfe, resp. Lösungen, stattfand, nach Abschluß der magmatischen Periode.

Der Plagioklas, von einer mittleren Korndurchmessergröße = 2 mm, macht einen recht frischen Eindruck und ist nur ganz leicht serizitisiert.

Indikatrixlage in den Zwillingslamellen des Plagioklases zu den Polen der Verwachsungsflächen (010) und (001):

(010)	(001)
für $n_\alpha : 88^\circ - 98^\circ$	für $n_\alpha : 80^\circ - 90^\circ$
„ $n_\beta : 72^\circ - 79^\circ$	„ $n_\beta : 17^\circ - 9^\circ$
„ $n_\gamma : 18^\circ - 11^\circ$	„ $n_\gamma : 73^\circ - 81^\circ$

Diese Orientierung entspricht Albit von der Zusammensetzung $Ab_{95}An_5$. Die Verwilligung findet nach dem Albitgesetz und nach dem Periklingesetz statt. Der optische Achsenwinkel schwankt um $+82^\circ$. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist immer kleiner als das des Quarzes.

Die eigenartige Verwachsung des Plagioklases mit dem Orthoklas, die einer Umrandung des Plagioklases von Orthoklas sehr ähnlich ist, kann man auch hier häufig antreffen. Sie ist wohl eine für das ganze Gestein charakteristische Erscheinung.

Der Quarz löscht undulös aus, ist den Feldspaten gegenüber bald kristallautomorph, bald xenomorph. Man beobachtet Quarz-Orthoklas-Verschlingungen.

Der grüne Biotit ist stellenweise chloritisiert und öfters hämatithaltig. $2V_{n_\alpha} = \text{ca. } 0^\circ$; $n_\gamma (n_\beta) - n_\alpha = 0,051$. Auch Chloritansammlungen kommen vor. Vom Biotit gehen Hämatitadern aus, die sich in die Risse des Gesteins fortsetzen. Apatit und Zirkon bilden Einschlüsse.

*Schnitt parallel zur südlichen Dachaußenfläche des
Hundskopfsteines.*

(Vertiefung des Anschliffes etwa 1,5 mm unter die Außenfläche.)

Hauptbestandteile sind: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet ist Biotit. Akzessorisch treten Chlorit, Zirkon, Apatit, Hämatit, Serizit und ein opakes Eisenerz hinzu.

Der Orthoklas bildet Körner von einer mittleren Durchmessergröße = 5 mm. Die Orientierung seiner Indikatrix zum Pol der Spaltfläche (001) ist:

$$\text{für } n_{\alpha} - 84^{\circ}, \text{ für } n_{\beta} - 6^{\circ}, \text{ für } n_{\gamma} - 88^{\circ}.$$

Das sind Werte eines normalen Kaliorthoklases. Derselbe ist perthitisch mit Albit verwachsen und bildet z. T. Zwillinge nach dem Manebacher Gesetz. Eine starke Albitisierung ist überall zu konstatieren.

Die mittlere Durchmessergröße der Körner des Plagioklases beträgt 2 mm. Der ziemlich frische Plagioklas bildet gruppenweise Ansammlungen von glomeroporphyrischem Aussehen. Charakteristisch für denselben sind frische Hüllen und trübe Kernpartien, in welchen eine Serizitbildung zu konstatieren ist.

Die Orientierung der Fedoroffischen Koordinaten in den Zwillingsslamellen der Plagioklase, in bezug auf die Pole der Verwachsungsflächen (010) und (001), ist folgende:

(010)	(001)
für n_{α} : $88^{\circ}-90^{\circ}$	für n_{α} : $80^{\circ}-90^{\circ}$
„ n_{β} : $79^{\circ}-72^{\circ}$	„ n_{β} : $18^{\circ}-11^{\circ}$
„ n_{γ} : $11^{\circ}-18^{\circ}$	„ n_{γ} : $72^{\circ}-79^{\circ}$

Diese Werten entsprechen Albit von der Zusammensetzung $Ab_{95}An_5$. Die Verzwilligung entspricht zwei Zwillingsgesetzen — dem Albitgesetz und dem Periklingesetz. Vorwiegend finden sich Zwillinge nur nach dem Albitgesetz. Das Lichtbrechungsvermögen ist stets kleiner als das des Quarzes.

Der Quarz (mittlere Korngröße: 2—3 mm) löscht undulös aus und ist rissig. Den Feldspaten gegenüber ist er bald kristallautomorph, bald xenomorph. Er enthält Orthoklaseinschlüsse und zeichnet sich durch eine buchtige Umrandung aus. Auch Quarz-Orthoklas-Verschlingungen kommen vor.

Der spärlich vorhandene Biotit zeigt einen Pleochroismus: $\parallel n_{\gamma} (n_{\beta})$ — dunkelgrün, $\parallel n_{\alpha}$ — gelblichgrün; $2V_{n_{\alpha}} = 0^{\circ}$; $n_{\gamma} (n_{\beta}) - n_{\alpha} = 0,049$. Er enthält als Einschlüsse Zirkon, Apatit und ein opakes Eisenerz.

Der grüne Chlorit, mit Einschlüssen von Apatit-, Zirkon- und opaken Eisenerzkörnchen, dürfte aus dem Biotit hervorgegangen sein, da er die Biotitstruktur zeigt.

Die feinsten Fugen im Gestein sind mit Hämatit infiltrierte, der sich besonders um den Biotit ansammelt.

Tafone in einem Felsblock, wenige Meter SSO-wärts vom Hundskopfstein.

(Vergl. B. Popoff's Reisenotizen, S. 173—175 u. Taf. VI.)

Es standen mir für die Untersuchung Stücke verhältnismäßig frischen Gesteins, Abschuppungsplatten von der Dachunterseite, Proben der Außenfläche, sowie ein ganzes Bruchstück des nur etwa 10 cm dicken Dachrandes zur Verfügung.

Frisches Gestein von einer tiefer gelegenen Stelle des Felsens.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet ist Biotit vorhanden, Zirkon, Serizit, spärlicher Chlorit und Hämatit sind Übergemengteile.

Der Orthoklas bildet Körner von einer mittleren Größe von 3 mm (ausnahmsweise kommen auch fast 1 cm große Körner vor) und ist perthitisch mit Albit verwachsen, wobei der Albit oft in einer sehr fein verzwilligten Form auftritt. Die Grenzen zwischen den einzelnen Orthoklaskörnern sind mit Albitneubildungen besetzt.

Die Orientierung der Indikatrix zum Pol der Spaltfläche (001) — für n_α — 74° , für n_β — 14° , für n_γ — 86° — zeigt, daß der Orthoklas hier ein Natronorthoklas ist. $2V_{n_\alpha}$ desselben konnte, wegen der starken perthitischen Verwachsung mit Albit, nicht bestimmt werden.

Der Plagioklas (mittlere Korngröße: 2 mm) ist leicht zersetzt. Die Zersetzungsprodukte desselben — winzige Serizit-schüppchen — füllen die Körner gleichmäßig aus.

Die Orientierung der Indikatrix in den Plagioklaslamellen, auf den Pol der Fläche (010) bezogen, ist:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : 86° — 88°	87°
„ n_β : 74° — 72°	73°
„ n_γ : 16° — 18°	17°

Wir haben es also hier mit einem reinen Albit von der Zusammensetzung $Ab_{99}An_1$ zu tun, der vorwiegend Zwillinge nach dem Albitgesetz bildet. Seltener sind Zwillinge, die gleichzeitig nach

dem Albit- und dem Periklingesetz gebildet sind. $2V_{n\gamma}$ schwankt um 90° .

Die Quarzkörner sind fast von derselben Größe, wie die Feldspatkörner. Den Feldspaten gegenüber ist der Quarz bald kristallautomorph, bald xenomorph. Er löscht schwach undulös aus und ist von feinsten Rissen durchzogen. Man beobachtet ein Eindringen des Orthoklases in den Quarz. Fast in jedem Quarzkorn sind Orthoklaseinschlüsse zu finden. Auch eine Tendenz zur Bildung von Quarz-Feldspat-Implikationen ist überall zu bemerken.

Der spärlich vorhandene bräunlich-olivengrüne Biotit zeigt einen Pleochroismus: $\parallel n_\gamma$ — grün und $\parallel n_\alpha$ — gelblichbraun. $2V_{n\alpha} = 0^\circ$. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert, stellenweise — hämatitisiert. In demselben stecken Zirkon- und opake Erz körnchen.

Die feinsten Fugen im Gestein sind mit Hämatit infiltriert.

Abschuppungsplättchen von der Dachunterseite desselben Tafone.

Hauptbestandteile des Gesteins: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet — Biotit. Akzessorisch: Zirkon, Serizit, etwas Chlorit, Hämatit und ein opakes Eisenerz.

Die Orthoklaskörner, die perthitisch mit Albit verwachsen sind, erreichen eine mittlere Korngröße von 3 mm, können aber bis zu 8 mm groß werden. Der perthitisch mit dem Orthoklas verwachsene Albit zeigt oft eine sehr feine Lamellierung. Die Koordinatencharakteristik, auf den Pol der Spaltfläche (001) bezogen, ist:

$$\text{für } n_\alpha - 79^\circ, \text{ für } n_\beta - 12^\circ, \text{ für } n_\gamma - 86^\circ.$$

Somit erweist sich der Orthoklas als ein Natronorthoklas. Infolge der starken perthitischen Verwachsung, war die Bestimmung des optischen Achsenwinkels nicht möglich. Auf den Grenzflächen zwischen den Orthoklaskörnern finden sich Albitneubildungen.

Die Plagioklaskörner (mittlere Korngröße: 2 mm) sind trübe und leicht zersetzt, mit Neubildung von Serizit.

Die Koordinatenwerte für die Zwillingslamellen des Plagioklases, in bezug auf den Pol der Fläche (010), sind:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : $87^\circ - 90^\circ$	88,5°
„ n_β : $82^\circ - 68^\circ$	75°
„ n_γ : $8^\circ - 22^\circ$	15°

Die Mittelwerte entsprechen einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{95}An_5$ mit Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz. Es kommen auch Zwillingsverwachsungen gleichzeitig nach dem Albit- und dem Periklingesetz vor. $2Va$ schwankt um $+86^\circ$.

Der Quarz ist von derselben Korngröße. Er löscht schwach undulös aus und ist den Feldspaten gegenüber bald kristallautomorph, bald xenomorph. Im Quarz finden sich Albiteinschlüsse.

Der Orthoklas bildet, in den Quarz eindringend, mit demselben Implikationen, die im Querschnitt eigentümliche Zeichnungen ergeben.

Der grüne Biotit zeigt einen ausgeprägten Pleochroismus: $\parallel n_\gamma (n_\beta)$ — grün und $\parallel n_\alpha$ — gelblichbraun. $2V_{n_\alpha} = 0^\circ$. Stellenweise ist der Biotit chloritisiert, stellenweise mit Hämatit imprägniert. Im Biotit stecken Zirkon- und opake Eisenerzkörnchen.

Schnitt \parallel der Außenfläche desselben Tafons, auf dessen Dachmitte.

Hauptbestandteile: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet: Biotit. Akzessorisch: Zirkon, Epidot, Hämatit, etwas Chlorit und ein opakes Eisenerz.

Der mit oft feinverzwillingtem Albit perthitisch verwachsene Orthoklas bildet Körner, die ausnahmsweise eine Größe von 1 cm erreichen, sonst aber meist einen Durchmesser von ca. 2—3 mm haben. Albitneubildungen haben sich auf den Grenzen zwischen den einzelnen Körnern abgelagert. Dieser Orthoklas erweist sich als ein Natronorthoklas, wie das aus der Orientierung der Indikatrix zum Pol der Spaltfläche ($\bar{15}.0.2$) zu ersehen ist:

$$\text{für } n_\alpha - 8^\circ, \text{ für } n_\beta - 82^\circ, \text{ für } n_\gamma - 90^\circ.$$

Die Koordinatenwerte der Zwillingslamellen des Plagioklases, in bezug auf den Pol der Fläche (010), sind:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : $86^\circ - 88^\circ$	87°
„ n_β : $80^\circ - 72^\circ$	76°
„ n_γ : $10^\circ - 16^\circ$	13°

Das entspricht einem Albit von der Zusammensetzung $Ab_{93}An_7$. Die Zwillingsbildung geschieht vorwiegend nach dem Albitgesetz, seltener gleichzeitig nach dem Albit- und dem Periklingesetz. $2Va$ schwankt um $+86^\circ$.

Der schwach undulös auslöschende Quarz ist den Feldspaten gegenüber bald kristallautomorph, bald xenomorph. Mitunter beobachtet man auch abgerundete, granoautomorphe Quarzformen. Im Quarz finden sich Orthoklaseinschlüsse. Eine gegenseitige Durchdringung von Orthoklas und Quarz ist, wie überall in diesem Gestein, auch hier zu beobachten.

Der spärlich vorhandene, grüne Biotit, mit einem Pleochroismus: $\parallel n_\gamma$ — grün und $\parallel n_\alpha$ — gelblichbraun, ist stellenweise chloritisiert, stellenweise mit Hämatit leicht imprägniert. Der Biotit umschließt Zirkon- und opake Erz körnchen.

Die feinsten Fugen im Gestein sind auch hier mit Hämatit infiltriert.

Ein farbloser Epidot ist nur als einziges Körnchen im Dünnschliffe angetroffen worden.

Tafoneblock, etwa 12 m westwärts vom Hundskopfstein, in den Calanches.

(Vergl. B. Popoff's Reisenotizen, S. 175—177 u. Fig. 22.)

Auch von diesem Ort lagen planmäßig gesammelte Proben möglichst frischen Gesteines, Abschuppungsplatten, Stücke der Außenfläche, sowie ein großes, etwa 7 cm dickes Bruchstück des Daches vor.

Frisches, aus dem Felsen herausgeschlagenes Gestein.

Die Hauptbestandteile des Gesteins sind: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet sind Biotit und Chlorit, akzessorisch — Zirkon, Hämatit, Serizit und ein opakes Eisenerz.

Der Orthoklas bildet perthitische Verwachsungen mit Albit, der oft eine feine Verzwilligung zeigt. Die Orthoklaskörner haben eine mittlere Größe von 2—3 mm und sind von Albitneubildungen umrandet. Die Orientierung der Indikatrix des Orthoklases, auf den Pol der Fläche (001) bezogen, ist:

$$\text{für } n_\alpha - 86^\circ, \text{ für } n_\beta - 4^\circ, \text{ für } n_\gamma - 90^\circ.$$

Diese Werte entsprechen einem Kaliorthoklas.

Der Plagioklas ist etwas serizitisiert und besitzt eine mittlere Korngröße von 2—3 mm. Die Koordinatencharakteristik in den Zwillingslamellen des Plagioklases, in bezug auf den Pol der Fläche (010), ist:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : $88^\circ - 90^\circ$	89°
„ n_β : $81^\circ - 76^\circ$	79°
„ n_γ : $9^\circ - 13^\circ$	11°

Den angeführten Werten zufolge, ist der Plagioklas ein Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$ und bildet Zwillinge nach dem Albitgesetz. Ausnahmsweise beobachtet man auch Plagioklaskörner, die gleichzeitig Zwillingbildungen nach dem Albit- und dem Periklingesetz aufweisen. Das Lichtbrechungsvermögen des Plagioklases ist kleiner als das des Quarzes.

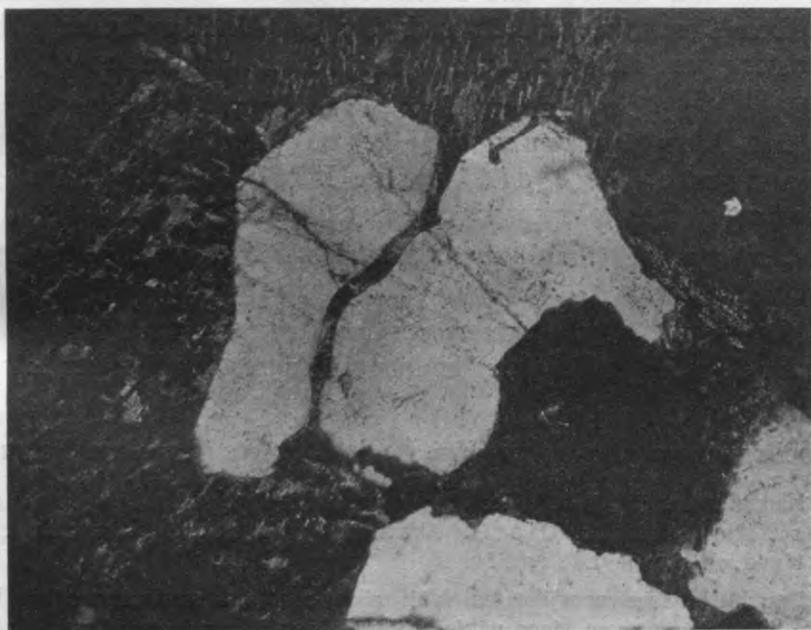


Fig. 54. Geborstenes Quarzkorn, in dessen Bruchspalte der umgebende Orthoklas-Mikroperthit eindringt. Nik. +. Vergr. $36\times$.

Der Quarz hat eine mittlere Korngröße von 1 mm und ist öfter granoautomorph (Popoff, 42), doch kommen auch kristallautomorphe (Popoff, 42) Quarze vor. Die Anordnung des Quarzes im Gestein ist eine gruppenweise: es finden sich aneinander passende Quarzkörner, die an geborstene, vielleicht während der Abkühlung des noch nicht völlig verfestigten Gesteins, zersprungene Kristallkörner erinnern (Fig. 54).

Vielleicht konnten die ursprünglichen Quarzkristalle aber auch beim Übergang vom α -in den β -Zustand bersten, vielleicht wäre hierin

der Grund für die so verbreiteten protoklastischen Deformationen des Quarzes zu suchen, besonders dann, wenn die endgültige Verfestigung der letzten Magmareste unter 575° stattgefunden haben mag.

Der Biotit ist im gewöhnlichen Lichte grün, pleochroitisch und mit einem unmeßbar kleinen $2V_{n\alpha}$. Er tritt gern in 6-seitigen Täfelchen auf. Zirkon- und Eisenerzkörnchen bilden Einschlüsse. Dieselben Einschlüsse enthält auch der sporadisch auftretende, hämatitisierte und ziemlich stark doppelbrechende Chlorit.

Der im Quarz völlig eingeschlossene Biotit ist von brauner Farbe, vielleicht ein Hinweis darauf, daß die grüne Färbung eine Folge späterer Einwirkungen ist.

Zirkon tritt auch außerhalb des Biotits in abgerundeten Kriställchen auf.

Hämatit, in unverkennbarer Art, tritt als Ausfüllungsmaterial der feinsten Spalten auf und imprägniert teilweise den Biotit.

Abschuppungsplättchen von der Dachunterseite desselben Tafone.

Hauptbestandteile des Gesteins: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet: Biotit. Akzessorisch: Zirkon, Hämatit, Serizit und ein opakes Eisenerz.

Der mit oft fein verzwilligtem Albit mikroperthitisch verwachsene Orthoklas bildet Körner von einer mittleren Größe von 2 mm. Ausnahmsweise erreichen einige Orthoklaskörner eine Durchmessergröße von 6 mm. Die Orthoklase sind von einem schmalen Saum von Albitneubildungen umgeben.

Die Orientierung der Indikatrix zum Pol der Spaltflächen (001) (für n_{α} — 84° , für n_{β} — 6° , für n_{γ} — 90°) zeigt, daß der Orthoklas ein Kaliorthoklas ist. Infolge der intensiven perthitischen Verwachsung mit Albit war auch hier $2V_{\alpha}$ desselben nicht zu bestimmen.

Der Plagioklas besitzt eine mittlere Korngröße von 2—3 mm, ist trübe und schwach serizitisiert. Die Orientierung der Indikatrix in den Plagioklaslamellen, in bezug auf den Pol der Fläche (010), ist:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α} : 90°	90°
„ n_{β} : 80° — 78°	79°
„ n_{γ} : 10° — 12°	11°

Diese Werte entsprechen Albit von der Zusammensetzung $Ab_{90}An_{10}$, der Wiederholungszwillinge nach dem Albitgesetz bildet. $2Va$ schwankt um $+88^{\circ}$.

Der Quarz (mittlere Korngröße = 2 mm) löscht schwach undulös aus und ist von feinen Rissen durchquert. Man beobachtet an ihm skelettartige Bildungen, die Orthoklaseinschlüsse beherbergen.

Der spärlich vorhandene Biotit ist mit Hämatit imprägniert und enthält als Einschlüsse Zirkon und ein opakes Eisenerz.

Hämatit infiltriert auch hier die feinsten Fugen im Gestein.

Schnitt || der Außenfläche desselben Tafone.

Hauptbestandteile: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet: Biotit. Akzessorisch: Zirkon, Hämatit, Serizit und ein opakes Eisenerz.

Der Orthoklas, mit einer mittleren Korngröße von 2 mm, ist mikroperthitisch mit Albit, der oft eine feine Albitlamellierung zeigt, verwachsen. Ein schmaler Albitneubildungsraum umrandet die einzelnen Körner des Orthoklases. Seine Koordinatencharakteristik, auf den Pol der Spaltflächen (001) bezogen, ist:

$$\text{für } n_{\alpha} - 88^{\circ}, \text{ für } n_{\beta} - 2^{\circ}, \text{ für } n_{\gamma} - 90^{\circ}.$$

Diese Werte ergeben einen normalen Kaliorthoklas.

Der Plagioklas (mittlere Korngröße: 2–3 mm) ist leicht serizitisiert. Die Orientierung der Indikatritz in den Zwillingslamellen des Plagioklases, auf den Pol der Fläche (010) bezogen, ist:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_{α} : $88^{\circ}-90^{\circ}$	89 $^{\circ}$
„ n_{β} : $80^{\circ}-76^{\circ}$	78 $^{\circ}$
„ n_{γ} : $10^{\circ}-14^{\circ}$	12 $^{\circ}$

Den angeführten Werten entspricht ein nach dem Albitgesetz verzwilligter Albit von der Zusammensetzung $Ab_{91}An_9$.

Der schwach undulös auslöschende Quarz (mittlere Korngröße = 2 mm) ist den Feldspaten gegenüber bald kristallautomorph, bald xenomorph. Er enthält Orthoklaseinschlüsse und zeigt oft Formen, die an geborstene Kristalle erinnern. Die Quarzkörner sind immer etwas rissig.

Biotit ist spärlich vorhanden. Pleochroismus: || n_{γ} (n_{β}) = schwarzgrün, || n_{α} = gelblichgrün. Er enthält Einschlüsse von Zirkon und eines opaken Eisenerzes. Stellenweise ist der Biotit hämatitisiert.

Die feinsten Fugen im Gestein sind meist mit Hämatit infiltriert.

Vergleich der verschiedenen Stellen auf den Tafonefelsen der Hundskopfgruppe.

Schon ein kurzer Vergleich der verschiedenen Stellen der drei näher untersuchten Tafonefelsen überzeugt uns von dem Fehlen irgendwelcher topischer Unterschiede an denselben, sowohl in

mineralischer als auch in struktureller Beziehung. Die Ähnlichkeit der verschiedenen Tafoneteile geht bis in die kleinsten Einzelheiten. Überall derselbe Mineralbestand, derselbe Albitisierungsgrad des Orthoklases, derselbe Grad der Chloritisierung des Glimmers, dieselbe Korngröße ein und desselben Minerals, dasselbe morphologische Verhältnis zwischen Feldspat und Quarz, derselbe Zerstörungszustand der einzelnen Minerale usw. Überhaupt ist das frische Gestein von dem Gestein der Dachunterseite, bzw. der Abschuppungsplättchen, ebensowenig zu unterscheiden, wie das Gestein der Felsoberfläche von den beiden ebengenannten. Diese Beständigkeit in der mineralischen Zusammensetzung und Struktur wird besonders in Querschnitten durch den ganzen Dachrand augenfällig. Solche Querschnitte wurden für alle drei besprochenen Tafoni als Dünnschliffe von 4–6 cm Durchmesser hergestellt. Die mikroskopische Betrachtung derselben zeigte, daß erstens der Mineralbestand, die Struktur und der Erhaltungszustand der Minerale in solchen dünnen Dachpartien, dem frischen Gestein gegenüber, keine nennenswerten Verschiedenheiten aufweisen und daß zweitens, beim Übergang von der Dachunterseite zur Dachaußen-seite, keinerlei Veränderung zu bemerken ist, worauf ich schon bei der Besprechung der früher beschriebenen Tafonigruppen habe hinweisen müssen.

Tafone am W-Abhang des Capo Ginebarò, etwa 100 m über der Nationalstraße (in ca. 500 m Meereshöhe), 1,8 km von Piana, am Eingang in das Gebiet der Calanches-Felsen.

(Vergl. B. Popoff's Reisenotizen, S. 165–166 u. Fig. 19.)

Frisches Gestein von einer tiefer gelegenen Stelle im Tafonelfelsen.

Die Hauptbestandteile dieses Gesteins sind: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet ist Biotit, akzessorisch sind Fluorit, Hämatit, Zirkon, Apatit, etwas Serizit und ein opakes Eisenerz.

Der Orthoklas, dessen mittlere Korndurchmesser etwa 2 mm haben, ist perthitisch mit Albit verwachsen. Oft ist er xenomorph, manchmal aber auch kristallautomorph. Seine Koordinatencharakteristik zum Pol der Spaltfläche (001) ist:

für n_{α} — 84° , für n_{β} — 6° , für n_{γ} — 88° .

Diese Werte gehören einem Kaliorthoklas an, dessen $2V_{n\alpha}$ annähernd um 60° schwankt. Auf den Grenzflächen zwischen den einzelnen Orthoklaskörnern haben sich Albitneubildungen mit Albitlamellierung angesetzt. Es hat also auch hier eine Albitisierung des Orthoklases stattgefunden.

Der Plagioklas ist etwas weniger reichlich vertreten als der Kalifeldspat. Die Dimensionen der Plagioklaskörner sind oft etwas kleiner als die der Orthoklase. Die Plagioklase sind schwach serizitisiert, doch machen sie im Ganzen einen recht frischen Eindruck.

Die Lage der Indikatrix in den Zwillingslamellen des Plagioklases, auf den Pol von (001) bezogen, entspricht den Werten:

Grenzwerte	Mittelwert
für n_α : 88° — 90°	89°
„ n_β : 75° — 71°	73°
„ n_γ : 15° — 19°	17°

Daraus ist zu folgern, daß der Plagioklas ein fast reiner Albit von der Zusammensetzung etwa $Ab_{98}An_2$ ist, der nach dem Albitgesetz verzwillingt ist. $2Va$ schwankt um ca. $+87^\circ$.

Der Quarz zeichnet sich durch eine mittlere Korndurchmessergröße von annähernd 2 mm aus, tritt den Feldspaten gegenüber bald kristallautomorph, bald abgerundet granoautomorph, aber auch xenomorph auf und steht in einzelnen Dünnschliffen quantitativ den Kaliorthoklasen nur wenig nach.

Eine besondere Beachtung scheinen mir in diesem Gestein, wie übrigens auch sonst an vielen anderen Stellen des Calanches-Granits, die gegenseitigen Grenzverhältnisse zwischen Quarz und Feldspat, insbesondere zwischen Quarz und Orthoklas, zu verdienen. Wie weiter oben schon mehrmals hingewiesen wurde, zeigt der Quarz auch hier vielfach buchtenartige, oft an Korrosionsgruben erinnernde Vertiefungen, in welche den Quarz umgebende Orthoklaskörner hineingreifen. Randliche Querschnitte durch solche Quarze geben oft das Bild von Orthoklaseinschlüssen in Quarz. Aber auch echte zweifellose Orthoklaseinschlüsse kommen in größeren Quarzkörnern vor. In einem ausnahmsweise dicken Dünnschliff sah ich ein kleines Orthoklaskörnchen, das von allen Seiten, also auch von oben und unten, von Quarz umgeben war. In

anderen Fällen kehrt sich das Verhältnis um, und wir sehen wie der Quarz in Vertiefungen des Orthoklases eindringt, die sich manchmal sogar verzweigen. So kommen im Querschnitt Figuren zustande, die an die außenkonkaven Formen erinnern, auf welche Popoff (42) im Rapakiwi aufmerksam gemacht hat. Diese gegenseitige Durchdringung der beiden Minerale führt zu Gebilden, die ich mit dem Namen Verschlingungen bezeichnet habe und die eine besondere Art von

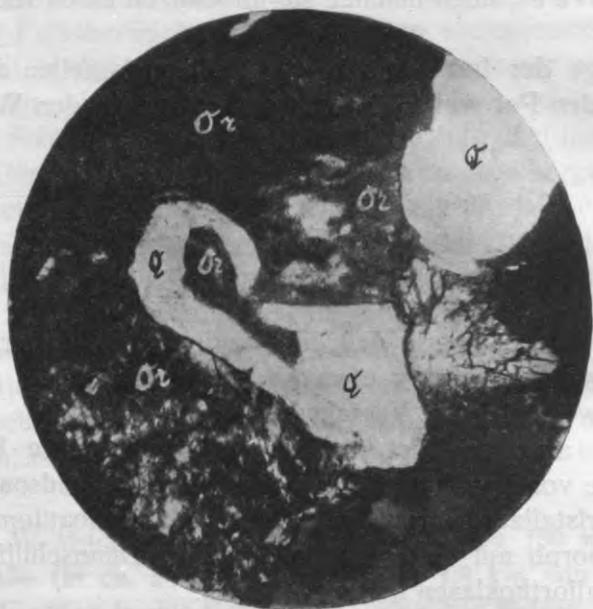


Fig. 55. Ösenartiges Implicationsbild von Quarz Q und Orthoklas Or. Nik. +.
Vergr. 30X.

Quarz-Feldspat-Implikationen vorstellen. Sehr typisch für die Verschlingungsstruktur ist die Entstehung von eigentümlichen, ösenähnlichen Durchschnittsformen, bei welchen der Quarz in der Regel die Ösenchlinge bildet, der Orthoklas dagegen das Ösenloch ausfüllt, wie Fig. 55 das zeigt. Meist steht der Orthoklas des Ösenloches in direkter Verbindung mit einem außerhalb liegenden Korn des nämlichen Minerals, so daß man den Eindruck erhält, als sei eine Orthoklaswulst von einer Quarzrinde umgeben. Der Quarz solcher Rinden ist immer einheitlich orientiert. In Verbindung mit

diesen Wachstumserscheinungen, dürfte die in denselben Dünnschliffen beobachtete Ausbildung skelettartiger Formen beim Quarz stehen [vergl. G. Laemmlein (27)]. Kristallautomorphe, z. T. auch granoautomorphe Quarze zeigen nämlich an einem oder an zwei, einander meist gegenüberliegenden Enden, allseitig kristallographisch begrenzte Ansätze, an denen die Rhomboederflächen und zwar nicht nur die oberen, sondern teilweise auch die unteren deutlich zu

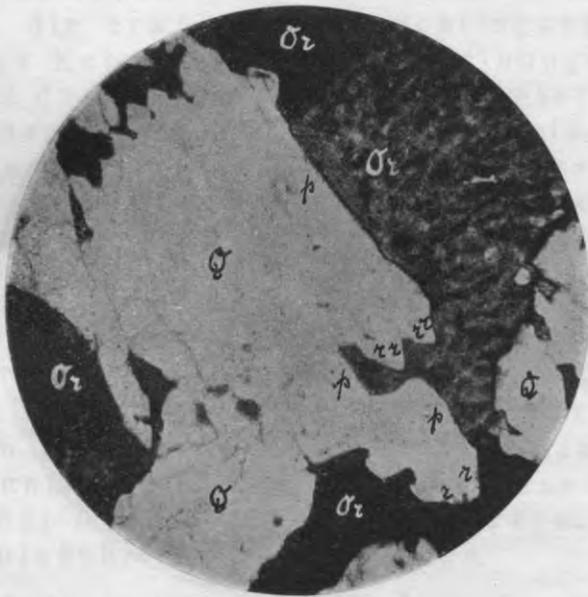


Fig. 56. Skelettartiges Weiterwachsen eines zum Teil kristallautomorphen Quarzkornes. *Q* — Quarz, *Or* — Orthoklas, *r* — $(10\bar{1}1)$ bzw. $(10\bar{1}\bar{1})$, *p* — $(10\bar{1}0)$. Nik. +. Vergr. $30\times$.

unterscheiden sind. Sie haben nicht den Charakter von Subindividuen — dazu sind sie auch im Verhältnis zum Hauptindividuum zu groß — sondern erinnern mehr an die Einzelindividuen der Magnetskelette in manchen basaltischen Gläsern. Manche von ihnen könnten eventuell auch als Kristallstücke von magmatischer Entstehung gedeutet werden. Ein Beispiel eines solchen Quarzkornes mit skelettartigen Fortsetzungen ist auf der nebenstehenden Fig. 56 (Vergr. $30\times$) abgebildet. Oben links und unten rechts sieht man zahnartig aussehende Ansätze an das Hauptkorn, welche strikt die

Orientierung des Hauptkornes haben. Letzteres ist von der Dünnschliffebene, wie das konoskopische Bild beweist, fast genau parallel zur optischen Achse getroffen. Fig. 57 gibt die zwei obersten Ansätze bei 155-facher Vergrößerung zwischen gekreuzten Nikols wieder. Das Korn befindet sich in Diagonalstellung, n_{γ} und folglich auch die kristallographische Hauptachse bilden 45° mit den beiden Kreuzfäden des Okulars. Es kann kaum bezweifelt werden, daß die mit r bezeichneten Begrenzungslinien Schnittgerade von

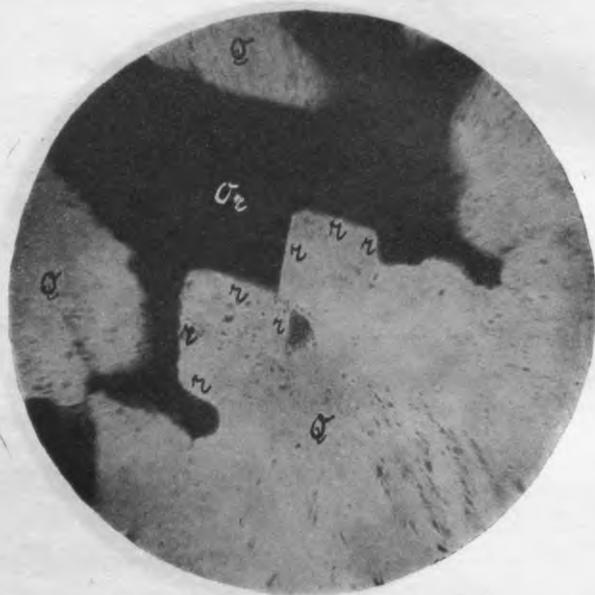


Fig. 57. Die beiden kleinen, oberen Quarzzacken der Fig. 56, bei 155facher Vergrößerung. Q — Quarz, Or — Orthoklas, r — $(10\bar{1}1)$, bzw. — (1011) . Nik. \pm .

$(10\bar{1}1)$ bzw. $(101\bar{1})$ mit der Schliffebene sind. Dasselbe gilt auch für die analogen Begrenzungslinien der unteren Ansätze, die auf Fig. 56 mit demselben Buchstaben vermerkt sind. Die Grenzlinien p entsprechen den Quarzflächen $(10\bar{1}0)$. Sowohl die oberen als auch die unteren Zacken greifen in den Orthoklas hinein, von welchem sie allseitig umringt sind. Die Entstehung einer solchen Umwachsung ist nur durch die Annahme eines bedeutend langsameren Wachstums des Quarzes, dem Orthoklas gegenüber, oder eines zeitweiligen Stillstandes in der Kristallisation des ersteren zu erklären.

Die erste von diesen zwei Annahmen würde übrigens dem Kristallisationsverhältnis des Quarz-Orthoklas-Eutektikums entsprechen. Die zweite Annahme dürfte nur unter Hinzuziehung komplizierter Überschreitungserscheinungen gerechtfertigt werden können. Jedenfalls scheint ein eingehenderes Studium der Quarz-Feldspatbegrenzungen in diesem und in ähnlichen Gesteinen ein interessantes Licht auf den Mechanismus der eutektischen Kristallisation des Quarz-Feldspat-Paares werfen zu können. Das wird es hier mit eutektischen Konglomeraten zu tun haben und daß die erwähnten Verschlingungen auch zu dieser Kategorie von Erscheinungen gehören, wird durch das Vorkommen echter graphophyrischer Verwachsungen von Feldspat mit Quarz bewiesen, welche in diesem Gestein, wie in allen analogen Gesteinen der Calanches sehr verbreitet sind. Ein hierher bezügliches Beispiel einer graphophyrischen Verwachsung dieser Art demonstriert Fig. 2 der Taf. XI. Wie gewöhnlich nehmen die Verwachsungselemente von innen nach außen an Größe zu, um dann in die mikrogranitisch-körnige und schließlich in die echte granitische Struktur überzugehen. An das Übergangsbereich von der graphophyrisch-mikrogranitischen zur granitischen Ausbildungsweise sind die eben besprochenen und früher mehrfach erwähnten Verschlingungen hauptsächlich auch gebunden.

Der Biotit ist im gewöhnlichen Lichte von dunkelbrauner Farbe, hat ausgeprägten, aber schwankenden Pleochroismus: $\parallel n_\gamma$ — bald braun, bald grün, $\parallel n_\alpha$ — hell-gelblichbraun und einen Achsenwinkel $2V_{n_\alpha} = 0^\circ$. Er ist mit Hämatit imprägniert.

Der Fluorit ist im Gestein reichlich vorhanden und immer an die Glimmerpartien gebunden.

Hämatit — in feinsten Verteilung im Biotit und um Biotit. Der Hämatit dürfte bei der Zersetzung des Biotits entstanden sein, denn die Menge desselben nimmt mit der Entfernung von dem Biotit ab. Die rote Färbung des Gesteins rührt vom Hämatit her.

Zirkon und Apatit und das opake Eisenerz sind an den Biotit gebunden.

Schnitt || der Dachunterseite desselben Tafone.

Aus einem mit Hammer und Meißel von der Dachunterseite abgelösten Stück hergestellt.

Hauptbestandteile: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet: Biotit. Akzessorisch: Fluorit, Hämatit, Zirkon, Apatit, Serizit und ein opakes Eisenerz.

Der Orthoklas, von einer mittleren Korngröße von etwa 2 mm, ist perthitisch mit Albit verwachsen. Nach der Orientierung der Indikatrix im Orthoklas in bezug auf den Pol der Spaltflächen (001):

$$\text{für } n_{\alpha} - 86^{\circ}, \text{ für } n_{\beta} - 4^{\circ}, \text{ für } n_{\gamma} - 88,$$

ist der Orthoklas ein Kaliorthoklas.

Der Plagioklas ist schwach serizitisiert und die Körner desselben sind von der Größe der Orthoklaskörner. Die Lage der Indikatrix in den Zwillingslamellen des Plagioklases, auf den Pol der Fläche (010) bezogen, ist

(Grenzwerte)	Mittelwert
für n_{α} : $88^{\circ}-90^{\circ}$	89°
„ n_{β} : $76^{\circ}-72^{\circ}$	74°
„ n_{γ} : $14^{\circ}-18^{\circ}$	16°

Diese Werte geben einen Albit von der Zusammensetzung $Ab_{97}An_3$, der Zwillinge nach dem Albitgesetz bildet. $2Va$ schwankt um $+86^{\circ}$.

Der Quarz unterscheidet sich in der Korngröße weder vom Orthoklas noch vom Plagioklas. Er zeigt stellenweise kristallographische Begrenzung und löscht schwach undulös aus. Im Quarz finden sich die schon besprochenen Orthoklaseinschlüsse. Auch hier bildet der Quarz Verschlingungen mit Orthoklas, was an einzelnen Stellen mit einer ausgesprochen graphophyrischen Struktur in Verbindung steht.

Der Biotit zeigt einen Pleochroismus: || n_{γ} — grünlichbraun und || n_{α} — hell-gelblichbraun. Im Biotit stecken Zirkon- und Apatitkörnchen, ferner das opake Eisenerz.

Der Hämatit steht auch hier in enger Beziehung zum Biotit. Von ihm gehen Hämatitläufer aus, die das Gestein durchziehen.

Die farblosen, sehr kleinen, leicht zu übersehenden Fluoritkörnchen halten sich in der Nähe des Biotits.

Schnitt || zur Außenfläche desselben Tafone.

Tiefe des Anschliffes etwa 2 mm.

Hauptbestandteile sind: Orthoklas, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet tritt Biotit auf, akzessorisch sind Fluorit, Hämatit, Apatit, Serizit und ein opakes Eisenerz.

Der perthitisch mit Albit verwachsene Orthoklas bildet Körner von einer mittleren Größe = 2 mm. Die Lage des Indexellipsoids, auf den Pol der

Spalttrisse nach (001) bezogen, ist: für $n_\alpha - 87^\circ$, für $n_\beta - 4^\circ$, für $n_\gamma - 88^\circ$. Dem entspricht ein Kaliorthoklas.

Der Plagioklas ist leicht serizitisiert und bildet Körner von derselben Größe. Die Koordinatencharakteristik in den Zwillingslamellen des Plagioklases zum Pol von (010) ist:

Grenzwerte	Mittelwert
für $n_\alpha : 88^\circ - 90^\circ$	89°
„ $n_\beta : 76^\circ - 70^\circ$	73°
„ $n_\gamma : 14^\circ - 20^\circ$	17°

Man hat es wieder mit Albit von der Zusammensetzung $Ab_{98}An_2$ zu tun, der Wiederholungszwillinge nach dem Albitgesetz bildet. Das Lichtbrechungsvermögen ist immer kleiner als das des nebenliegenden Quarzes. $2Va$ schwankt um $+88^\circ$.

Der Quarz (mittlere Korngröße: 2 mm) ist den Feldspaten gegenüber bald xenomorph, bald kristallautomorph. Er löscht etwas undulös aus, enthält Orthoklaseinschlüsse und bildet Verschlingungen mit dem Orthoklas, die einen grob-graphophrischen Charakter haben.

Der braune Biotit hat einen Stich ins Olivengrün und zeigt einen Pleochroismus: $\parallel n_\alpha$ — hell-gelblichbraun, $\parallel n_\gamma$ — braun. Der Biotit enthält Apatit und ein opakes Mineral, das ein Eisenerz sein dürfte. Ferner sind Fluorit und Hämatit mit dem Biotit assoziiert. Feinste Hämatitstriemen durchziehen das Gestein.

Probe eines rippenartigen Vorsprunges an der Rückwand desselben Tafone, sowie einer dünneren Stelle seines Daches.

Es wurden aus dem vorhandenen Material noch ein Dünnschliff aus einem rippenartig hervortretenden Vorsprung zwischen zwei kleinen Nebentafoni und ein 4×7 cm großes Präparat quer durch die ganze Dachdicke hergestellt.

Die in der üblichen Weise ausgeführte mikroskopische Untersuchung offenbarte in beiden Fällen die Gegenwart derselben Minerale, nämlich des Kaliorthoklases, eines etwa 2% An enthaltenden Albites, des Quarzes, Biotit's, Fluorit's, Apatit's, Zirkon's und eines opaken Eisenerzes. Auch die Ausbildung und das Mengenverhältnis der Minerale waren dieselben, so daß der Leser von der detaillierten Beschreibung dieser Ergebnisse verschont sein möge.

Ein Vergleich der verschiedenen Teile dieses Tafone überzeugt uns wieder von der mineralischen und strukturellen Gleichheit derselben, welche sich nicht nur auf das innere des Tafonefelsens, seine Dachunterseite und Außenfläche, sondern auch auf die rippen-

artig hervortretenden Zwischenwände zwischen kleinen Nebentafoni an der Rückwand des Haupttafone erstreckt. Ebenso hat die Dachrinde keine andere Zusammensetzung oder Struktur als das normale Gesteinsinnere.

Abschluß des mikroskopischen Teiles der Gesteinsuntersuchung.

Mit dem eben behandelten Tafone vom W-Abhang des Capo Ginebarò schließe ich den mikropetrographischen Teil des vorliegenden Aufsatzes ab.

Trotzdem mein Aufsatz in den Rahmen einer Massenuntersuchung gefaßt ist, bei welcher das statistische Element eine nicht unwesentliche Rolle spielt, will ich aus Umfangsrücksichten auf die Wiedergabe noch weiterer Mikrostudien verzichten. So sollen, unter anderem, die mikroskopischen Beschreibungen der auf den Fig. 13 u. 23 abgebildeten Tafoni aus dem Calanches-Gebiet sowie mehrerer Tafoni der Serra-Gruppe bei Calvi (Vergl. die Fig. 29—31) ausfallen, da das bereits mitgeteilte Untersuchungsmaterial für die Schlußziehung vollkommen ausreicht.

Vielleicht hätte auch sonst vieles gekürzt, manches sogar weggelassen werden können, ohne daß die Schrift an Beweiskraft viel eingebüßt hätte, doch schien es mir schade zu sein um das reichhaltige und kostbare, so planmäßig, mit viel Mühe, zusammengebrachte Material, aus einem abgelegenen und noch wenig erschlossenen Gebiet.

UNTERSUCHUNG DER STAUBPROBEN.

(Bzw. Prüfung derselben auf den Gehalt an in Wasser löslichen Substanzen.)

Mein Untersuchungsmaterial umfaßte auch einige Staubproben, die aus Tafoni des Serra- sowie des Calanches-Gebietes aus schmalen, klaffenden Spalten, zwischen Abschuppungsplättchen und Dachunterseite, nach Entfernung der ersteren, gesammelt waren. Sie haben auch in P o p o f f's Reisenotizen Erwähnung gefunden.

Alle Staubproben sind Prof. B. P o p o f f's persönlichen Mitteilungen zufolge immer in der Weise gesammelt worden, daß die betreffenden Abschuppungsplättchen über Glanzpapier abgeklopft und mit einem Haarpinsel abgestäubt wurden, worauf der herabge-

fallene Staub sofort in kleine, eigens zu diesem Zweck bereitgehaltene Glasbehälter geschüttet und von weiterer Berührung mit der Außenluft abgeschlossen wurde. Auch der unter den Abschuppungsplatten auf der Dachunterseite etwa vorhandene Staub wurde in gleicher Weise abgepinselt und der Staubprobe beigemischt. Da Staub oft nur in geringen Mengen da war, waren es mitunter nur kleine Quantitäten, welche auf diesem Wege zusammengebracht werden konnten.

Jede Staubuntersuchung wurde durch eine Prüfung mehrerer Staubproben unter dem Mikroskop eingeleitet, wobei kleine Portionen des Staubes in Nelkenöl eingebettet wurden, was die störende Einwirkung der Totalreflexion verminderte und sogar sehr kleine Staubpartikelchen für die konoskopische Behandlung zugänglich machte. Darauf wurde eine bestimmte Staubmenge, deren Größe von dem jedesmaligen Vorrat abhing, in einen, durch Erwärmen bei 100°C auf ein konstantes Gewicht gebrachten und im Exsikkator bis auf Zimmertemperatur abgekühlten Filtriertiegel geschüttet und in der gleichen Weise bei 100°C bis zum unveränderlichen Gewicht (in der vierten Dezimale) getrocknet und im Exsikkator abgekühlt. Die Gewichts-differenz zeigte die genommene Staubmenge.

Jetzt wurde das Staubpulver im Filtriertiegel mit destilliertem Wasser von zuerst 20°C , darauf von 50°C , bis zur Herstellung einer neuen Gewichtskonstanz gewaschen und das gesamte Waschwasser (meist $500\text{--}600\text{ cm}^3$) auf etwa $\frac{1}{50}$ seines Volumens abgedampft.

Der durch Wägungen, unter identischen Bedingungen, vor und nach der Waschung festgestellte und durch letztere hervorgerufene Gewichtsverlust entsprach der Menge wasserlöslicher Substanzen und wurde in Prozentwerte umgerechnet.

Ferner wurde das in allen Fällen klare, durch Abdampfen konzentrierte Filtrat, nach Ermittlung seiner Reaktion durch Reagenzpapier, mit AgNO_3 auf die Anwesenheit von Chloriden, mit BaCl_2 auf eine solche von Sulfaten, sowie mit $\text{FeSO}_4(+\text{CH}_3\text{COOH})$ und Difenolamin $(+\text{H}_2\text{SO}_4)$ auf das Vorhandensein von Nitraten resp. Nitriten geprüft.

Schließlich wurden durch Aufeinandertropfen von 2—5 Tropfen kleine Mengen der konzentrierten Filtrate auf Objektgläser oder

flache Uhrgläser gebracht und an staubfreiem Ort langsam eingetrocknet, worauf der eventuelle Rückstand mikroskopisch und wenn nötig und möglich mikrochemisch untersucht wurde.

Von den vorhandenen sechs Staubproben kamen vier auf das Serragebiet bei Calvi, während zwei verschiedenen Tafoni der Hundskopfsteingruppe in den Calanches entnommen waren. Die Prüfung derselben ergab das Folgende.

1. Staubprobe von der Rückseite zweier größerer Abschuppungsplättchen an der Dachunterseite des großen Tafone auf der SW-Seite des „Nelsonblockes“.

(Vergl. die P o p o f f'schen Reisenotizen, S. 160 u. 163.)

Mikroskopisch konnten in der ziemlich ungleichkörnigen, aus winzigen Splitterchen bestehenden Staubprobe schon bei mäßiger Vergrößerung ohne Schwierigkeit Quarz, Plagioklas, Mikroklin und Biotit erkannt werden. Der Erhaltungszustand der Minerale unterschied sich kaum von demjenigen im Gestein. Besonders schön trat die Gitterstruktur des Mikroklin zum Vorschein, aber auch die Zwillingslamellierung des Plagioklases war deutlich zu sehen. Auch kleine Körnchen von Orthit, Apatit und Zirkon waren zugegen. In letzterem war, bei Benutzung einer 0,5 mm kalibrigen Lochblende unter der B e r t r a n dlinse, die positive, einachsige Isogyre in Nelkenöl deutlich zu sehen. Weniger schön waren die Isogyren in den sehr dünnen Biotitplättchen, aber auch hier konnte das negative optische Zeichen, bei Benutzung der sehr empfindlichen, flach keilförmigen P o p o f f'schen Gipsplatte (Orangerot-Indigoblau), immer bestimmt werden. Außer dieser gut bestimmbar, wenn auch sehr kleinen Mineralsplitterchen enthielt der Staub eine gewisse Menge äußerst feiner Partikelchen, die auch bei Anwendung von Immersionssystemen für die optische Analyse unzugänglich waren. Sie zeigten bald sehr schwache oder gar keine, bald recht bedeutende Doppelbrechung; ersteres vielleicht infolge ihrer geringen Dicke, möglicher Weise auch der randlichen Totalreflexion oder der Kompensation infolge von Überlagerung. Es mögen in vielen Fällen kleinste Bruchstücke der erwähnten Minerale des Serra-Granits, teilweise aber auch Tonpartikelchen gewesen sein.

Ferner konnte im Staube die Anwesenheit von Fragmenten pflanzlicher und tierischer Gewebe festgestellt werden. Pappusfasern waren sogar recht zahlreich.

Die Wägungen der bei 100° C getrockneten Proben vor und nach der Auswaschung mit destilliertem Wasser im Filtriertiegel zeigten einen Gewichtsverlust von 0,0676%, was dem maximalen Gehalt an in Wasser von 20°—50° C löslichen Substanzen entsprechen dürfte.

Das Filtrat zeigte eine neutrale Reaktion.

Nach Abdampfen aller Waschwasser bis auf etwa 10 cm³, d. h. $\frac{1}{50}$ des ursprünglichen Volumens, bewirkte eine Hinzufügung von AgNO₃ eine äußerst schwache milchige Trübung, welche die Anwesenheit von Spuren eines Chlorids anzeigte. Eine Prüfung mit BaCl₂ führte zu einer deutlicheren Trübung mit nachfolgender, aber sehr unbedeutender Satzbildung, nach einigem Stehen. Ein Sulfat muß also in geringer Menge auch vorhanden sein. Mit FeSO₄, in Gegenwart von CH₃COOH, und auch mit Difenolamin, in Gegenwart von H₂SO₄, war die Reaktion absolut negativ. Nitrate und Nitrite fehlten also hier.

Nach Eintrocknen aus 3—5 Tropfen bestehender Konzentrationen auf Objektgläsern blieb ein unbedeutender Rückstand zurück, der sich hauptsächlich am Tropfenrand ansammelte. Mikroskopisch ließ er sich bei den stärksten Vergrößerungen in kleinste unbestimmbare Körnchen auflösen, die den auf Fig. 60, S. 327, abgebildeten durchaus ähnlich waren. Durch Bedecken des Tropfenflecks mit neuen Konzentrationen und darauffolgende langsame Kristallisation unter einer Glasglocke in einer wasserdampfhaltigen Atmosphäre gelang es Durchwachsungszwillinge einer monogyrischen¹ Substanz groß zu ziehen [Zwillingssebene — (100), Verwachsungsebene — (010)], die ich für Gips halte². Fig. 58 gibt eine Vorstellung von diesen Körpern bei etwa 200facher Vergrößerung. Fig. 59 zeigt die beiden Zwillinge zwischen gekreuzten Nikols. Die komplizierten Zwillingnähte zwischen beiden Individuen treten deutlich hervor. Auch vereinzelt Chlor-natriumwürfel² konnten erkannt werden. Sie ähnelten den auf Fig. 1 der Taf. XII abgebildeten.

¹ = monoklinen.

² Die Gegenwart geringer Mengen von Ca und Na konnte mikrochemisch nachgewiesen werden.

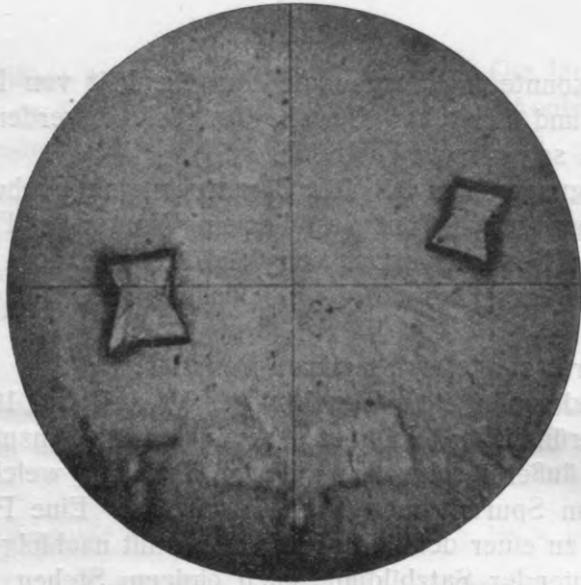


Fig. 58. Durchwachsungszwillinge von Gips(?) mit teilweise ausgefüllten einspringenden Winkeln zwischen den (111)-Flächen, durch wiederholte Umkristallisation des Waschwasserkonzentrats erhalten. Staubprobe 1. Nur mit Polarisator. Vergr. etwa 200 \times .

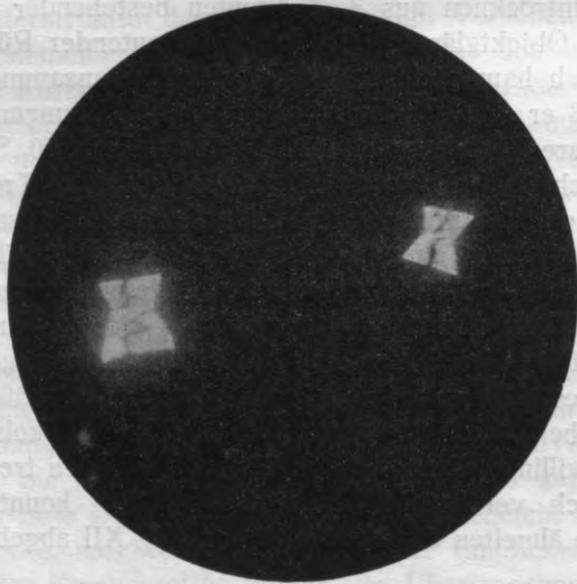


Fig. 59. Die auf Fig. 58 abgebildeten Durchwachsungszwillinge zwischen gekreuzten Nikols. Die Zwillingnaht und die Durchkreuzung der beiden Individuen sind am linken Zwilling besonders deutlich zu sehen. Vergr. etwa 180 \times .

2. Staubprobe von der Rückseite mehrerer kleinerer Abschupplungsplättchen von der Dachunterseite eines mittelgroßen Tafone am NO-Abhang des Serraberges bei Calvi.

(Vergl. die Popoff'schen Reisenotizen, S. 185 u. 187.)

Die mikroskopische Untersuchung offenbarte auch in dieser Staubprobe das Vorherrschen winziger Bruchstücke der für den Serragranit charakteristischen Minerale: Quarz, Mikroklin, Plagioklas und Biotit. Einzelne Körnchen von Orthit, Magnetit, Apatit und Zirkon waren hier auch vorhanden; desgleichen der an seiner

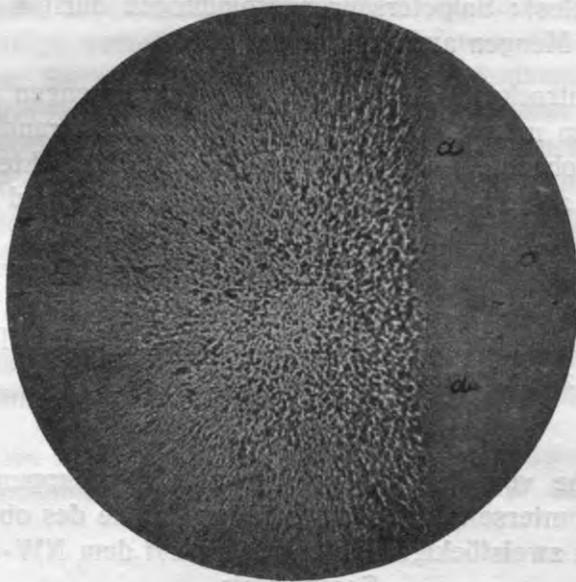


Fig. 60. Randliche Körneranhäufung in einem durch Eintrocknen eines Waschwasserkonzentrats der Staubprobe 2 hervorgerufenen Tropfenfleck. *a* — Tropfenrand; links — der Tropfen. Vergr. 360 \times .

grünen Farbe kenntliche Chlorit. Im Erhaltungszustand war keine merkliche Änderung wahrzunehmen. Eine recht unbedeutende Menge feinsten, mikroskopisch unbestimmbaren, verschieden stark doppelbrechender tonartiger Partickelchen war ebenfalls zugegen. Auch Pflanzenreste fehlten nicht ganz.

Wägungen vor und nach der Waschung zeigten in der Staubbmasse einen sehr geringen Gewichtsverlust, der 0,0505% der benutzten Staubbmenge entspricht.

Die Reaktion des Filtrats war neutral. Nach Konzentration des letzteren durch Eindampfen bis auf etwa $\frac{1}{50}$ des ursprünglichen Volumens zeigte sich aber, bei Zufügung von AgNO_3 eine ganz schwache Trübung, bei Zufügung von BaCl_2 eine ähnliche, vielleicht etwas stärkere, was auf Spuren von Chloriden und Sulfaten hinweist, die aber hier in verschwindenden Mengen vorhanden sind. Die Prüfung mit FeSO_4 , in Gegenwart von Essigsäure, gab keine Reaktion auf Stickstoffsäurederivate, eine Zufügung von Difenolamin ($+\text{H}_2\text{SO}_4$) gab aber dem konzentrierten Filtrat eine deutlich bemerkbare Blaufärbung (das nichtkonzentrierte Filtrat blieb dagegen farblos): Salpetersäureverbindungen dürften also in unbedeutenden Mengen auch vorhanden sein.

Nach Eintrocknen 3—5tropfiger Konzentratmengen auf Objektgläsern waren mikroskopisch unbedeutende, meist randliche Rückstände zu beobachten, von denen einige Kristallcharakter und Doppelbrechung zeigten, andere Körnerform besaßen und oft isotrop zu sein schienen. Eine Bestimmung derselben gelang nicht. Fig. 60 gibt eine solche randliche Körneranhäufung bei etwa 360facher Vergrößerung wieder. Selbst Verstärkungen der Konzentration durch Auftropfen neuer Konzentratmengen auf den Tropfenfleck führten hier zu keinem Resultat.

3. Staubprobe von der Rückseite zweier Abschuppungsplättchen auf der Dachunterseite des südwestlichen Tafone des oberen Stockwerkes eines zweistöckigen Tafonifelsens auf dem NW-Abhang des Serragipfels.

(Vergl. B. Popoff's Reisenotizen, S. 190 u. die Fig. 30.)

Unter dem Mikroskop waren auch hier alle Minerale des Serra-Granits, d. h. Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Biotit, aber auch Titanit, Orthit, Magnetit, Apatit, Zirkon und Chlorit zu konstatieren. Der Erhaltungszustand war der gewöhnliche. Ein gewisser Unterschied von den vorher beschriebenen Staubproben aus dem Serragebiet lag in der auffallenden Größenverschiedenheit der einzelnen Mineralsplitter, die auch scharfkantiger zu sein schienen als in den früher erwähnten Fällen. Fragmente pflanzlicher und tierischer Körperteile fehlten vollkommen. Der auf Grund des Ge-

wichtsverlustes durch Wasserauslaugung berechnete Prozentsatz an in Wasser löslichen Verbindungen ist gleich 0,0678%.

Das bis auf $\frac{1}{50}$ des Ausgangsvolumens abgedampfte Waschwasser gab mit AgNO_3 eine kaum merkbare, mit BaCl_2 eine etwas stärkere Trübung (mit geringer Niederschlagsbildung nach längerem Stehen), was auf Spuren, bzw. geringe Mengen von Chloriden resp. Sulfaten hinweist. FeSO_4 ($+\text{CH}_3\text{COOH}$) sowie Defenolamin ($+\text{H}_2\text{SO}_4$) zeigten eine negative Reaktion.

Drei- bis fünftropfige Konzentratmengen, auf Objektgläsern eingetrocknet, zeigten unter dem Mikroskop, bei starken Vergrößerungen, ganz unbedeutende, meist randliche Rückstände in Form feinsten, spärlich verteilter Körnchen, von denen einige doppelbrechend waren. Sie waren unbestimmbar. Doch konnten bei Verstärkung der Konzentration durch Auftropfen auch hier die bei der Beschreibung der Staubprobe 1 erwähnten, auf den Fig. 58 u. 59 abgebildeten Gipszwillinge gleichzeitig mit Chlornatriumwürfeln erhalten werden.

Es liegt nahe anzunehmen, daß die unbestimmbaren Körnchen der Staubprobe 2 ebenfalls Chlornatrium- und Gipsausscheidungen vorstellen, umsomehr als chemische Prüfungen auf das Vorhandensein geringer Mengen von Chloriden und Sulfaten hingewiesen haben.

4. Staubprobe von der Rückseite zweier Abschuppungsplättchen, an der Dachunterseite eines kleineren Tafone in der Bucht von Revellata.

(Vergl. die Popoffschen Reisenotizen, S. 180.)

Unter dem Mikroskop konnten auch hier Mikroklin-, Plagioklas-, Quarzsplitterchen sowie Biotitschüppchen als herrschende Bestandteile nachgewiesen werden. Auch Orthit, Magnetit, Apatit, Zirkon und Chlorit waren zugegen. Die Menge der tonartigen Körperchen war etwas größer. Pflanzenreste fehlten.

Der auf Grund von Wägungen, vor und nach der Auswaschung des Staubes mit destilliertem Wasser, berechnete Gehalt an wasserlöslichen Substanzen war verhältnismäßig groß und betrug ganze 2,6806%.

Das konzentrierte Filtrat reagierte neutral. Ein Zusatz von AgNO_3 rief in demselben eine merkliche Trübung hervor, welche zur Bildung eines unbedeutenden, aber doch bemerkbaren Nieder-

schlags von AgCl_2 führte. Eine stärkere Trübung und eine bedeutendere Niederschlagsbildung hatte die Hinzufügung von BaCl_2 zur Folge. FeSO_4 gab in Gegenwart von Essigsäure im selben Konzentrat keine Reaktion auf Salpetersäurenderivate, doch färbte sich dasselbe mit Difenolamin ganz blaß blau. Sulfate und Chloride waren also in dieser Probe zweifellos vorhanden, auch die Anwesenheit äußerst geringer Mengen von Nitraten bzw. Nitriten ist nicht ganz ausgeschlossen.

Der Rückstand auf dem Objektglas war größer, und es konnten am Rande und in der Mitte aus 5 Tropfen bestehender Flüssigkeitsmengen, nach Eintrocknen derselben, deutliche, schon bei 30-facher Vergrößerung gut sichtbare Kriställchen von hauptsächlich zweierlei Art wahrgenommen werden.

Die einen waren von ausgesprochen monogyrisch-planaxialem (monoklin-prismatischem) Charakter mit vorherrschendem (010), einem Prisma dritter Art und einem solchen der vierten Art [sehr wahrscheinlich (111)]. An größeren Individuen konnten noch ein zweites Prisma der dritten und ein zweites der vierten Art wahrgenommen werden. Oft gruppierten sich diese Kristalle am Tropfenrand zu zentrischen oder unregelmäßigen Aggregaten, wie dies auf Fig. 1 der Taf. XII zu sehen ist. Dabei verloren sie manchmal ihre einfache regelmäßige Form, spitzten sich zu und verlängerten sich in der Richtung der kristallographischen [001]-Achse. Durch mehrmaliges Umkristallisieren konnten ganze Haufen gleichartig ausgebildeter, aber sehr kleiner Kriställchen dieser Substanz erhalten werden, wie auf Fig. 2 der Taf. XII zu sehen ist. Sie lagen alle auf einer Fläche (010), was eine Winkelmessung zwischen der Kante der (111)-Flächen und derjenigen der Flächen (110) ermöglichte. Für den spitzen Winkel erhielt ich Werte, die zwischen 49° und 55° schwanken. Diese Schwankungen sind eine Folge der nicht immer ganz flachen Lage der Kriställchen und einer oft sehr deutlichen Abrundung der Kristallflächen und Kristallkanten. Außer den einzelnen Individuen konnten auch Zwillinge beobachtet werden. Die Zwillingsebene war immer (100), als Verwachsungsebene fungierte (010). Meist berührten sich die Individuen mit (010), in einzelnen Fällen wurden aber auch Durchwachsungszwillinge nach Art der Karlsbader Zwillinge des Orthoklases beobachtet. Die einspringenden Winkel zwischen den Flächen (111) waren dann in der Regel teilweise ausgefüllt.

Optisch konnte festgestellt werden, daß die Kristalle eine mittelstarke Doppelbrechung ($n_\gamma - n_\alpha$ zwischen 0,013 und 0,008) und schiefe Auslöschung ($n_\alpha \wedge [001] = \text{ca } 36^\circ$) besaßen und daß im konvergenten Licht, bei Anwendung von Ölimmersion, auf (010) die optische Normale zentral austrat. Alles dies gibt mir das Recht die Kriställchen als Gipskriställchen anzusprechen, dies umsomehr, als die Prüfung mit Seignettesalz, in Gegenwart von Essigsäure, zur Bildung typischer Kalziumtartratkristalle führte.

Außer den eben beschriebenen Gipskristallen enthielten die Tropfenrückstände noch ziemlich ansehnliche Mengen einer kristallinen Substanz, die sich durch vollkommene optische Isotropie, kleine Dimensionen der Individuen und eine Tendenz zur Ausbildung in Körnerform auszeichnete. Stellenweise zeigten die Körnchen gerade Begrenzungslinien, die unter rechten Winkeln zusammenstießen. Durch Auftropfen bewirkte Umkristallisation führte zur Entstehung würfelförmiger isotroper Kristalle, deren Umrisse, wie auch die Umrise der Körnchen, bei Bedeckung mit Nelkenöl unsichtbar wurden; der Brechungsexponent dieser Körper nähert sich also 1,54. Es ist kaum zu bezweifeln, daß wir es hier mit Steinsalz zu tun haben¹. Auf Fig. 1 der Taf. XII sieht man Gips- und Steinsalzkriställchen bzw.-körnchen nebeneinander am Rande eines eingetrockneten Tropfens. Fig. 1 der Taf. XIII zeigt Chlornatriumkristalle und Chlornatriumkörnchen aus der Mitte eines Tropfens.

Schließlich finden sich in eingetrockneten Tropfen in geringer Menge noch zentrische Anordnungen dendritischer Art, die einer isotropen oder sehr schwach doppelbrechenden Substanz angehören. Sie könnten einer spärlich vorhandenen Stickstoffsäurenverbindung entsprechen, oder dendritische Steinsalzbildungen vorstellen. Man sieht sie auf Fig. 1 der Taf. XII bei *d*.

5. Staubprobe von der Rückseite dreier größerer Abschuppungsplättchen an der Dachunterseite eines Tafone der N-Seite des Hundskopfsteines.

(Vergl. die Popoffschen Reisenotizen, S. 170 u. 173.)

Das Staubpulver zeigte unter dem Mikroskop eine Rostfärbung von welcher alle Minerale so beeinflußt waren, daß nur der Quarz mit Sicherheit zu erkennen war. Nach Entfärbung derselben durch

¹) Mikroprüfungen mit Ammoniumfluorsilikat führten zur Bildung von hexagonalen Natriumfluorsilikatkriställchen.

Wachsen mit etwas verdünnter Salzsäure waren alle größeren Bestandteile des Staubes bestimmbar. Sie erwiesen sich als Orthoklas, saurer Plagioklas, Quarz, Biotit von brauner und von grüner Farbe, Chlorit und ein Eisenerz. In Nelkenöl versenkt gaben sie die für sie charakteristischen Isogyren. Die Feldspate und der Biotit waren etwas hämatitisiert.

Reste von pflanzlichen und von tierischen Organismen fanden sich vereinzelt im Staube vor.

Der auf Grund der Gewichts Differenz vor und nach der Wasserbehandlung bestimmte Gehalt an wasserlöslichen Bestandteilen entsprach 0,344% des Gesamtgewichtes der bei 100° C getrockneten Probe. Prüfungen mit AgNO_3 und BaCl_2 gaben schwache Trübungen und unbedeutende Niederschläge nach einigem Stehenlassen. Sulfate und Chloride dürften hier obwohl in wägbaren, so doch recht unbedeutenden Mengen zugegen sein. Ein Zusatz von FeSO_4 in Gegenwart von Essigsäure zeigte keine Reaktion auf Stickstoffsäurenverbindungen, wohl aber ein solcher von Difenolamin ($+\text{H}_2\text{SO}_4$). Die Blaufärbung war sogar recht deutlich. Stickstoffsäurenderivate dürften daher in geringen Mengen im Staube gleichfalls enthalten sein.

Das Eintrocknen von 3—5tropfigen Waschwasserkonzentraten führte zur Bildung von schwachen, hauptsächlich randlichen Rückständen, in denen zwei bis drei verschiedene Substanzen zu unterscheiden waren.

Erstens Gipskristalle von zwei- bis dreierlei Ausbildung. Die einen ähnelten als Einzelindividuen den auf Fig. 2 der Taf. XII abgebildeten, traten aber meist als Zwillinge nach (100) mit teilweise ausgefüllten einspringenden Winkeln auf, wie bei *a* auf Fig. 2 der Taf. XIII. Andere Gipskristalle bildeten zentrische Kristallgruppen, wie z. B. bei *b* auf derselben Figur, oder es trat der Gips in sphärolitartig aussehenden Verwachsungen auf, als deren Beispiel die auf Fig. 2 der Taf. XIII in ihrem Zentrum mit *c* bezeichnete Kristallgruppe dienen kann.

Die zweite Substanz trat meist in eisblumenähnlichen Dendriten auf, die optisch isotrop waren und einen Brechungsexponent besaßen, der sich wenig von demjenigen des Nelkenöls unterschied. Durch Umkristallisieren gelang es an Stelle der eisblumenartigen Gebilde echte sehr zierliche Kristallskelette zu erhalten, die eine Anordnung kleinster, etwas abgerundeter Würfel in drei zueinan-

der senkrechten Richtungen zeigten, welche den kristallographischen Hauptachsen der Würfel entsprachen. Fig. 1 der Taf. XIV gibt bei *a* eine gute Vorstellung davon. Die Kristallskelette besaßen dieselben optischen Eigenschaften wie die eisblumenartigen Körper. Es war zweifellos Chlornatrium.

Eine vielleicht auch selbständige, dritte Substanz, die auf Fig. 1 der Taf. XIV mit *b* bezeichnet ist, hat schwache Doppelbrechung und zeichnet sich durch eigentümliche, löffelbisquitähnliche Formen aus. In Wirklichkeit sind es verzweigte Kristalle, auf welche Lehmann, Iddings und Bernauer aufmerksam gemacht haben. Ob sie einer Sticksäurenverbindung angehören oder vielleicht dem Gips zuzuschreiben sind, möchte ich unbeantwortet lassen.

6. Staubprobe von der Rückseite einer größeren Abschuppungsplatte an der Dachunterseite des auf Fig. 22 abgebildeten Tafone der Hundskopfsteingruppe.

(Vergl. auch die Popoff'schen Reisenotizen, S. 177.)

Diese Staubprobe war der vorhergehenden äußerlich vollkommen ähnlich, auch konnten die sie zusammensetzenden Minerale erst nach Waschen mit verdünnter Salzsäure erkannt werden, da sie in hohem Grade eisenschüssig waren. Es wurden mikroskopisch Orthoklas, ein saurer Plagioklas, Quarz, brauner und grünlicher Biotit, grüner, verworrenblättriger Chlorit und ein Eisenerz festgestellt. Die Feldspate waren teilweise mit Hämatit, der an seiner auch im polarisierten Licht unveränderlichen Farbe leicht zu erkennen war, infiltriert.

Pflanzliche und auch tierische Fragmente waren reichlich zugegen. Unter den Pflanzenresten herrschten wieder Pappusfaserstücke vor.

Wägungen vor und nach der Waschung des Staubes gaben einen Gewichtsunterschied, welcher auf 3,803% in Wasser löslicher Bestandteile hinweist.

Das konzentrierte Filtrat zeigte eine neutrale Reaktion. Prüfungen mit AgNO_3 und BaCl_2 führten zu merklichen Trübungen und nach Stehenlassen zu Niederschlägen von AgCl_2 resp. BaSO_4 . Die Prüfung mit FeSO_4 (in Gegenwart von Essigsäure) auf Stickstoffsäurenderivate fiel negativ aus, auch Hinzufügungen von Difenolamin riefen selbst in sehr stark abgedampften Konzentraten nur

ganz schwache Blaufärbungen hervor, so daß nur Spuren von Stickstoffsäurederivaten in diesem Staub anwesend sein dürften. Chloride und Sulfate dagegen in wägbaren Quantitäten.

Nach Eintrocknen drei- bis fünftropfiger Konzentratmengen blieben trübe Flecken auf den Objektgläsern zurück. Unter dem Mikroskop konnte man schon bei mittelstarken Vergrößerungen zentrische Anordnungen von keulenförmigen Kristallen wahrnehmen, die bei einer bestimmten Lage eine deutliche Spaltbarkeit zeigten. In solchen Fällen war die Auslöschung immer gerade und die spitze Mittellinie n_γ immer parallel der Längsrichtung. Wo keine Spaltbarkeit zu bemerken war, war die Auslöschung manchmal etwas schief, der Auslöschungswinkel aber sehr schwankend. $n_\gamma - n_\alpha > 0,03$. Ich würde diese Kristalle für Anhydritkristalle halten, wenn nur die optische Orientierung dem nicht etwas widersprechen würde. Ein Sulfat muß es jedenfalls sein. Fig. 2 auf Taf. XIV zeigt diese Kristalle bei 220-facher Vergrößerung.

Eine zweite Substanz, die sich durch ihre optische Isotropie und einen Brechungsindex = etwa 1,54 sofort als Chlornatrium verriet, trat immer in Form von skelettartig unvollkommen ausgebildeten Kristallen auf, bei welchen die Würfelhauptachsen als Hauptwachstumsrichtungen fungierten. Die kleinen Gebilde zerflossen unter Abrundung ihrer Ecken und Kanten schon beim Anhauchen und in wasserdampfhaltiger Atmosphäre zu kleinen Flüssigkeitstropfen. Fig. 61 gibt ein solches Kristallskelett wieder.

Die Untersuchung der sechs verschiedenen Staubproben aus dem Serra- und dem Calanchesgebiet beweist die Anwesenheit von wasserlöslichen Substanzen in denselben, deren Menge aber großen Schwankungen unterworfen ist, indem verschiedene Staubproben bald nur verschwindende Quantitäten von 5—7 Hundertstellen Prozent, bald mehrere (bis zu höchstens 4%) Prozente derselben enthalten.

Da es mir für die endgültige Beurteilung von Bedeutung zu sein schien, ob die wasserlöslichen Substanzen nur im aufliegenden Staub oder auch im verwitternden Gestein selbst anzutreffen seien, habe ich eine Abschuppungsplatte von der Dachunterseite des großen Tafone auf der SW Seite des „Nelsonblockes“, sowie ein

Stück der Dachunterseite des großen Tafone der Nordseite des Hundskopfsteines in einem Stahlmörser zu feinstem Pulver zerstoßen, letztere in der üblichen Weise mit destilliertem Wasser ausgewaschen und die Waschwasser durch Abdampfen auf $\frac{1}{50}$ des Ausgangsvolumens reduziert. In beiden Fällen gaben Prüfungen mit AgNO_3 , BaCl_2 , FeSO_4 (+ CH_3COOH) und Difenolamin (+ H_2SO_4) absolut negative Resultate. Die in Wasser löslichen Verbindungen sind also nur im Staub, nicht aber im Gestein, nicht einmal in den Abschuppungsplättchen vorhanden.



Fig. 61. Skelettartig ausgebildeter Steinsalzkrystall. Die flachen Abstumpfungen entsprechen den Würfelflächen. Nur Polarisator. Vergr. 75 \times .

Die chemische und die mikroskopische Prüfung der auf den Spaltenfugen hinter den Abschuppungsplättchen angesammelten Staubmassen hat das Vorhandensein wasserlöslicher Substanzen vor allem von Chloriden und Sulfaten vielleicht auch einer geringen Menge von Nitraten bzw. Nitriten an den Tag gelegt.

Man könnte sich daher fragen, ob diesen Substanzen nicht doch eine gewisse Rolle bei der Aushöhlung der Tafoni zuzuschreiben sei?

Darauf muß vor allem erwidert werden, daß die erwähnten wasserlöslichen Verbindungen nicht im Gestein enthalten sind und anscheinlich nicht einmal in dessen Oberflächenschicht einzudringen

imstande sind, sondern ausschließlich an den die Gesteinsoberfläche bedeckenden, oft nur sehr spärlich vorhandenen Staub gebunden sind. Dem entsprechen auch die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung sowohl der Tafoni-Innenwände als auch der Felsaußenflächen. Nirgends waren in den Rissen bzw. Hohlräumen Gips- oder Steinsalzansammlungen festzustellen, auch konnten an den Mineralen keine Veränderungen erkannt werden, welche der Einwirkung der genannten Verbindungen zugeschrieben werden könnten.

Auch ganz abgesehen davon, kann die geringe, mitunter verschwindend kleine Menge der nur im Staube enthaltenen Chloride, Sulfate bzw. Stickstoffsäurenverbindungen für den enormen Zerstörungsvorgang, bei der Tafonibildung, kaum ernstlich verantwortlich gemacht werden.

Eingeräumt könnte vielleicht werden, daß die erwähnten Salze, dank ihrer Kristallisationskraft, eine gewisse Mitarbeit bei der Erweiterung der Risse hinter den Abschuppungsplättchen zu leisten imstande sind; aber auch hier könnte es sich nur um eine sekundäre Mithilfe bei der Spaltenerweiterung, nicht um eine spaltenaufreißende Tätigkeit handeln, da die Salze in der Gesteinsmasse selbst ja nicht enthalten sind und die erste Anlage der Risse unabhängig von ihnen stattfinden muß.

Eine Frage für sich ist die Frage nach der Herkunft der Salze in den Staubansammlungen.

Daß sie nicht aus dem Gestein stammen in dem sie nicht vorhanden sind, also keine Ausblühungen vorstellen, ist ohne weiteres klar. Sie können nur vom Winde angeweht worden sein. Darauf weist auch die Anwesenheit pflanzlicher und tierischer Fragmente in den Stauben hin.

Schwieriger ist zu entscheiden, ob die Salze terrestrischer oder mariner Natur sind, d. h. ob sie vom Winde aufgewirbeltem Erdboden- und Verwitterungsstaub angehören, oder ob sie vielleicht, was auch durchaus nicht unmöglich wäre, ihre Entstehung dem Brandungs- und Wellenkammwasserstaub verdanken, welcher zur Sturmzeit vom Winde selbst in höhere Regionen gehoben und an die Felsen gepeitscht werden dürfte. Letzteres scheint mir sogar wahrscheinlicher zu sein.

ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE.

Versuche ich die Ergebnisse der einzelnen Untersuchungen zusammenzufassen und miteinander zu vergleichen, so gelange ich zu folgendem Gesamtergebnis.

Das mikroskopische Studium der Tafonisteine, bzw. Tafonifelsen Korsikas zeigt mit der größten Bestimmtheit, daß die mineralogische Zusammensetzung der tafonierten Felsen und Felsblöcke von der Tafonibildung in keiner Weise beeinflußt wird und daß überhaupt kein beständiger, nennenswerter Unterschied zwischen den verschiedenen Stellen eines Tafoniefelsens irgendwo zu konstatieren ist. Das gilt in gleichem Maße für das frische Gestein des Felsinneren, in beliebiger Entfernung von den Tafonewänden, für die inneren Tafonewände (die Abschuppungsplatten mitgerechnet) und für die der Außenfläche der Felsen naheliegende Oberflächenschicht. Da bei meiner Untersuchung nur die zuverlässigsten und genauesten Untersuchungsmethoden zur Anwendung kamen, und da es sich in allen Fällen nur um wenige, gut bekannte und durchweg sicher unterscheidbare Minerale handelte, von denen einige, wie z. B. die Feldspate und der Biotit, zu den chemisch leicht veränderlichen gehören, so kann aus dem Mitgeteilten auch der nächste, sich aus dem Sachverhalt ergebende Schluß gezogen werden, daß nämlich auch die chemische Zusammensetzung an den verschiedenen, hauptsächlich in Frage kommenden Orten nicht nennenswert verschieden sein kann und daß folglich auch die Tafonibildung keiner chemischen Veränderung des Gesteins zugeschrieben werden kann. Letzteres betrifft selbstverständlich auch etwaige Lösungserscheinungen, da die mikroskopische Untersuchung in gleicher Weise auch das Fehlen irgendwelcher struktureller Verschiedenheiten im Gestein, welche auf Lösungsvorgänge hinweisen könnten, mit Entschiedenheit an den Tag gelegt hat. Es sei denn, daß die chemischen Agenzien rein oberflächlich eingewirkt und sich so allmählich in das Gesteinsinnere eingefressen hätten, eine Vorstellung, die mir zum mindesten unwahrscheinlich scheint. Kennen wir doch unter den Atmosphärien (denn um

solche müßte es sich hierbei handeln) keine, die eine solche Wirkung ausüben könnten. Auch müßten die in sehr verschiedenem Grade für die Verwitterung zugänglichen Minerale Quarz, Feldspat und Biotit ganz verschieden reagieren und zur Ausbildung einer zerfressenen, höchst unebenen Oberfläche beitragen, was ja nicht der Fall ist. Es zeichnen sich vielmehr die Tafonewandungen, nach Popoff, durch eine größere Glätte aus, als die Gesteinsoberflächen (s. auch z. B. die Fig. 17 u. 25).

Mit der Feststellung dieser Tatsachen fallen aber auch alle rein chemischen Erklärungsversuche der Tafonierscheinung und auch diejenigen, welche chemischen Vorgängen eine Hauptrolle zuschreiben.

Dies bezieht sich vor allem auf die Erklärungsweise von Joh. Walther und die der letzteren nahe stehenden Ansichten von Emmanuel Kayser und K. Krejci-Graf. Aber auch die Erklärungen von A. Penck, G. Günther, Erich Kaiser, Bertil Högbom, E. Blank und P. Keßler, welche alle die chemischen Faktoren energisch zu Hilfe ziehen, dürften in unserem Falle kaum stichhaltig sein. Nirgends konnte ich, wie aus allem Vorhergehenden zu ersehen ist, im Gestein aus dem Innern tafonierter und von Hohlrinden überdeckter Felsblöcke oder Steine eine Lockerung oder Zermürbung feststellen, wie dies besonders von Joh. Walther und E. M. Kayser vorausgesetzt wird und auch wirklich zu erwarten wäre. Eine Rindenbildung auf Kosten einer inneren Gesteinszerstörung, sei es durch chemische Veränderung oder durch Lösung, müßte doch entschieden Spuren irgend welcher Art, bei einer Substanzänderung — in der mineralischen Beschaffenheit oder Struktur, bei einer Lösung — jedenfalls in einer Bildung von Hohlräumen, hinterlassen, was alles durch eine genaue mikroskopische Analyse klargelegt werden müßte. Das Innere der Tafonesteine müßte der Walther'schen Vorstellung zufolge immer ein poröses, schwammiges Gefüge zeigen, was aber von dem mikroskopischen Studium völlig widerlegt wird.

Negativ sind meine Ergebnisse ebenfalls in bezug auf das Vorhandensein einer Schutzrinde. Nirgends konnte ich in den Hohlrinden oder sonst in der oberen Gesteinsschicht tafonierter Felsblöcke irgend welche spezifische, unterscheidende Merkmale feststellen, geschweige denn Veränderungen, welche auf eine größere Widerstandsfähigkeit solcher

Stellen anderen gegenüber hinweisen würden. Gewiß zeigen die Hohlrinden des Hundskopfsteins (Fig. 20 u. Taf. V) und der beiden nahe gelegenen Tafonefelsen (Vergl. Fig. 28 u. Taf. VI) sowie der Tafoni unter den Mauern der Wallfahrtskapelle S-ta Maria della Serra im Querschnitt eine stellenweise bis auf 2 bis 3 cm tief ins Gestein reichende lichte Rostfärbung, welcher unter dem Mikroskop eine kaum merkbare Anreicherung der Eisenoxyde (meist des Hämatits) entspricht, welche sich hauptsächlich in den mitunter zahlreichen Rissen und an der Grenze verschiedener Mineralkörner anhäufen und meist von zersetzten Biotitkörnern oder Erzpartikeln ausgehen, doch hat diese Erscheinung mit der Bildung einer Schutzrinde ebenso wenig zu tun, wie auch die anderorts in granitischen Gesteinen so oft zu beobachtende leichte Rostfärbung der oberflächlichen Schicht. Sonst machen die erwähnten Hohlrinden, wenigstens im Handstück (es standen mir beim Studium ganze Dachstücke im Querbruch zur Verfügung), einen entschieden morscheren Eindruck, als Stücke frischen Gesteins aus dem Innern derselben Tafonefelsen. Eine ähnliche Rostfärbung war übrigens manchmal auch auf der unteren Dachseite ziemlich dicker Dächer, so z. B. unter der Serra-Kapelle, zu beobachten. Dafür fehlte die Rostfärbung aber den Außenflächen fast aller Tafonesteine des südlichen, westlichen und nördlichen Serragebietes, einschließlich Calvi.

Es möge übrigens auch an dieser Stelle mit besonderem Nachdruck darauf hingewiesen sein, daß alle bis jetzt bekannt gewordenen Erklärungsversuche der Tafonebildung, die auf chemischer Grundlage basieren oder chemischen Faktoren eine wesentliche Rolle zuschreiben, die vermeintlichen chemischen Vorgänge in keiner Weise genauer präzisieren, sondern, wie Popoff dies in seinen Reisenotizen treffend zum Ausdruck bringt (vergl. S. 193), „in verschwommenen Umrissen“ nur höchst ungenau skizzieren, was eine kritische Behandlung derselben, vom chemisch-mineralogischen Standpunkt aus, nicht nur erschwert, sondern geradezu fast unmöglich macht.

Zu den chemischen Hypothesen gehört vielleicht teilweise auch die Erklärung, welche Reusch seiner Zeit vorgeschlagen hat

(S. 4). Er sah in den Tafoni eine Folge der zerstörenden Tätigkeit des Wassers. Ob er hierbei die chemische oder die mechanische Tätigkeit des flüssigen Elements im Auge hatte, ist aus seinen Angaben nicht direkt zu ersehen. Da er aber die Tafoni von den Erosionskesseln scharf unterschied, scheint es mir wahrscheinlich, daß er an die chemische Wirkung des Wassers dachte oder, richtiger, beiderlei Wirkungen gleichzeitig annahm. Nach seiner Annahme bestehen die Granite Korsikas, in dem in Frage kommenden Gebiet, aus einer Mischung zweier Varietäten, von denen bald die eine, bald die andere quantitativ vorherrscht. Die eine von diesen Varietäten unterliegt leicht der Zerstörung, die zweite verwittert schwer. Herrscht die leichtverwitterliche vor, so treten die schwer verwitternden Partien in Form von Knollen und Kugeln allmählich hervor, wenn die leichtverwitterliche zerstört und abgetragen wird. Ist das Umgekehrte der Fall, so entstehen die Tafoni, als Folge der Verwitterung und nachfolgenden Entfernung der kleinen und großen Partien des verwitterlichen Materials, das von dem unverwitterlichen umschlossen wird. An und für sich enthält die Hypothese von Reusch nichts Unmögliches, ja sogar Unwahrscheinliches; wissen wir doch, daß Gänge basischer Gesteine, welche Granite durchsetzen, manchmal bis zu großer Tiefe auswittern und richtige Hohlpassagen entstehen lassen, deren Bildung nicht immer auf den ersten Blick richtig zu erkennen ist. Ähnliches geschieht auch mit leichtverwitterlichen Einschlüssen in widerstandsfähigen Gesteinen. Aber im gegebenen Falle kann dies nicht der Fall sein. Schon Reusch bemerkte die völlige Identität des schwer verwitternden Granits mit dem leichtverwitterlichen und gibt seiner Verwunderung über diese Tatsache Ausdruck (S. 134, Fußn.). Bei den französischen Autoren, welche dies Gebiet später besuchten und zu untersuchen Gelegenheit hatten, ist nichts über das von Reusch vorausgesetzte Verhältnis zweier verschiedener Granitvarietäten zu finden (vgl. E. Nentien, J. Deprat und D. Hollande¹⁴). Dies wurde mir auch von Prof. B. Popoff persönlich bestätigt, welcher darauf hinwies, daß er weder im Felsgelände, noch in Steinbrüchen oder Trancheen, die bei Wegbauten angelegt wurden, auf Stellen im Granit gestossen sei, welche eine Interpretation im Reusch'schen Sinne gestat-

¹⁴ Siehe das Literaturverzeichnis.

ten würden. Selbst die als Rippen hervortretenden Scheidewände zwischen den einzelnen Nebentafoni zeigen, der mikroskopischen Untersuchung zufolge, keine Unterschiede vom übrigen Gestein.

Es bleiben uns, wenn wir auch von der Reusch'schen Erklärungsweise absehen, nur noch die von Popoff ausgearbeitete und ausführlich durch Beobachtungsmaterial dokumentierte Hypothese der korsikanischen Tafonibildung und einige flüchtige Bemerkungen von Leonhard Schultze-Jena übrig, welche südafrikanische Bröckellöcher betreffen und in denen als treibende Kraft, neben der Wirkung schneller Abkühlung bei Eintritt der Nacht, Zersetzungen durch Wind und Nebelfeuchtigkeit in Anspruch genommen werden. Schalensprünge und Abschürfungen werden als Hauptverwitterungsformen angegeben. Schultzes Erklärung hat, weil nur wenig begründet und unklar formuliert, fast keinen Anklang gefunden und darf wohl übergangen werden. Die Theorie von Popoff ist dagegen durch zahlreiche und detaillierte Beobachtungen gestützt, von denen viele ein neues und sehr bestimmtes Licht auf die Erscheinung werfen. Popoff erblickt die Hauptursache der Tafonibildung in einer Exfoliation auf konkaver Oberfläche und schreibt der konkaven Krümmung selbst sowie der Schwerkraft eine wesentliche Bedeutung zu. Den unmittelbaren Anlaß dazu sieht er in lokal auftretenden Volumendifferenzen, die sich hauptsächlich an der Oberfläche bemerkbar machen. Er begründet sie durch periodisch wiederkehrende Temperaturschwankungen, deren Existenz außer Zweifel sein dürfte. Popoff würde auch die Möglichkeit von Volumenvergrößerungen auf dem Wege chemischer Umwandlungen gern gelten lassen, sieht sich aber genötigt, davon Abstand zu nehmen, da er bei seinen Felduntersuchungen keine Belege dafür finden konnte. Es ist überhaupt ein für die Popoff'sche Theorie durchweg charakteristischer Zug, daß alle ihre Voraussetzungen und Schlüsse entweder direkte Beobachtungen zur Grundlage nehmen oder aber durch Beobachtungen bekräftigt werden, und dem Hypothetischen nur geringer Raum geboten wird. Was Popoff's Zweifel an dem Mitwirken chemischer Prozesse an der von ihm vorausgesetzten körperlichen Dilatation der oberen Schicht der Tafonewände betrifft, so haben meine mikroskopischen Untersuchungen,

wie ich gezeigt habe, ihre volle Berechtigung erwiesen.

Hätte so etwas wirklich stattgefunden, so müßte die mikroskopische Mineralanalyse wenigstens in den äußersten Abschuppungsplättchen die Gegenwart voluminöserer Gesteinskomponenten oder zum mindesten neuer Minerale feststellen, deren Entstehung und Anwachsen den von der Theorie verlangten Dilatationsdruck hervorgerufen haben könnten, wie dies z. B. in gewissen Gabbrogesteinen, etwa in dem bekannten Gabbro von Volpersdorf, bei der Serpentinisierung des Olivins so deutlich zum Ausdruck kommt. In unserem Fall bleibt aber die mineralische Zusammensetzung des Gesteins bis in die äußersten Abschuppungsplättchen, ja sogar bis in die einzelnen Bruchstücke des am Boden liegenden Verwitterungsschuttes, wo solcher anzutreffen ist, völlig unverändert. Die Feldspate zeigen immer ein und dieselben Zersetzungerscheinungen und dieselbe chemische Zusammensetzung, wie im Gestein des Felsinneren. Auch der Glimmer (Biotit) ist nicht stärker angegriffen. Dasselbe Verhalten zeigen auch die Eisenerze. Es ist, mit anderen Worten, im Verwitterungsschutt nicht die geringste chemische, substanzielle oder strukturelle Veränderung zu konstatieren. Die Möglichkeit einer Volumenvergrößerung auf chemischer Grundlage ist somit ganz und gar ausgeschlossen, und es könnte in allen von mir studierten Fällen nur von einer Dilatation physikalischer Art die Rede sein. Auch ein eventuelles Mitwirken kristallisierender wasserlöslicher Salze (wo solche in größerer Menge zugegen sein sollten) bei der Erweiterung der Dilatationsrisse, müßte als rein physikalischer Prozess aufgefaßt werden.

Die Theorie der konkaven Abschuppung, unter Mitwirkung der Schwerkraft, beschäftigt sich auch mit der Frage von der Entstehung der ersten Hohlräume, an deren Wandungen die Exfoliation ihren Anfang nehmen konnte, weil die Beobachtungen im Felde bei Popoff die Vermutung aufkommen ließen, daß die Abschuppung erst bei einer gewissen Größe des Krümmungsradius einer Konkavität eintrete. Es gelang ihm auch wirklich, überall wo Tafoni auftreten, kleine Hohlräume zu entdecken, welche eine für die Abschuppung geeignete Angriffsfläche bieten konnten. Die einen von diesen Hohlräumen waren miarolitischer Art, die anderen dagegen durch Auswittern eines dunklen Minerals entstanden. Eine sichere und absolut einwandfreie Bestimmung des letz-

teren war bei der Untersuchung im Freien nicht immer möglich, obwohl Popoff dasselbe als Glimmer ansprach; ferner konnte nicht entschieden werden, ob dies Mineral durch Zersetzung oder einfach durch Herausbröckeln entfernt werde. Diese Fragen dürften jetzt durch meine Untersuchung gelöst sein. Das dunkle Mineral der untersuchten Tafonifelsen ist, mit Ausnahme des Tafonefelsens auf dem Capo Grigio bei Evisa und der Tafonefelsens bei Porto, durchweg ein manchmal chloritisierter Biotit. Da die Chloritisierung dieses Biotits in keinem Zusammenhang mit seiner Annäherung an die Gesteinsoberfläche oder die Oberfläche der Tafone-Innenwände zu stehen scheint, und da auch kein anderer Zerfall des Biotits mit der Annäherung an die genannten Oberflächen zu beobachten ist, und selbst in bereits abgestürzten Schuttscherben noch frischer Biotit zu erkennen ist, wird es wohl richtig sein, anzunehmen, daß der Biotit durch einfaches Ausbröckeln, infolge des bei Erwärmung einsetzenden Dilatationsdruckes der umgebenden Minerale, aus seiner Fassung im Gestein entfernt wird, wie Popoff dies auf Seite 210—211 seiner Notizen auch annimmt (Vergl. auch Fig. 35).

Im Zusammenhang hiermit sei noch auf eine mikroskopische Beobachtung hingewiesen, deren übrigens schon bei der Beschreibung der betreffenden Gesteine gedacht war, und die vielleicht mit einer Bemerkung Popoff's auf Seite 188 in Verbindung gebracht werden könnte. Auf dem Gipfel der Serra, unter der Kapelle S-ta Maria della Serra und auch an anderen Orten, finden sich im Gestein da und dort einzelne größere Quarzkörner oder Korngruppen, welche makroskopisch betrachtet einheitlich aussehen, aber unter dem Mikroskop zwischen gekreuzten Nikols in eine Unzahl kleiner Körnchen zerfallen und sogar mitunter ein quarzartiges Aussehen erhalten. Da diese Körnchen manchmal gruppenweise gleichzeitig auslöschen, dürften sie vielleicht Teile eines Durchwachsungszwillings vorstellen. In anderen Fällen sind es aber zweifelsohne nur Bruchstücke, und dies um so wahrscheinlicher, als sie dazu auch noch eine sehr ausgesprochene undulöse Auslöschung zeigen, welche ihren klastischen Charakter außer Zweifel stellt. Ob wir es hier mit einer Protoklase zu tun haben, oder mit den Folgen einer späteren Zertrümmerung, möge offen bleiben. Ich glaube aber, daß

eine Dilatationspressung sehr gut imstande sein müßte, solche Quarze, die ja schon einen Trümmerhaufen vorstellen, endgültig zu zertrümmern oder wenigstens aus ihrer Mitte einen Teil der Bruchstücke herauszupressen. So haben vielleicht die kleinen Quarzgruben entstehen können, die Popoff aus dem Gestein der Serra beschreibt und denen er einen gewissen Anteil an der Entstehung der Tafoni der Serra zuzuschreiben geneigt ist.

Trotz der entschiedenen Vorzüge, welche die Popoff'sche Theorie vor den früher besprochenen auszeichnet, läßt sich doch auch gegen sie ein Einwand erheben, der freilich auch den meisten übrigen gilt. Sie gibt noch keine erschöpfende Antwort auf die Frage, warum die Tafonierscheinung nur eine lokale und keine allgemein verbreitete Erscheinung ist? Dagegen könnte allerdings erwidert werden, daß ganz ähnliche Bildungen von vielen Orten der Erdoberfläche bekannt geworden sind, so z. B. aus mehreren Gegenden in Afrika, aus dem Gebiet des Chinesischen Meeres (Hong-Kong), aus Zentralasien (nach Obrutscheff), von Spitzbergen und Grönland, und also nicht so ganz lokalen Charakter haben, und daß ferner die Entstehung der Tafoni an das gleichzeitige Zugesein gewisser Umstände gebunden zu sein scheint, die nicht oft vereint eintreten dürften, so vor allem an das Vorhandensein bedeutender Temperaturdifferenzen zwischen der Felsmasse und der längs dieser aufsteigenden Luft, die Gegenwart geeigneter, kleiner Hohlräume an der Felsoberfläche, die zudem an steilen oder gar überhängenden Wandpartien auftreten müßten, um für die Schwerkraft zugängliche Angriffsflächen zu bieten und der einströmenden Warmluft den Zugang, der ausströmenden Kaltluft den Austritt zu ermöglichen. Und doch würde ich es für nicht ganz ausgeschlossen halten, daß außer den bereits aufgeklärten mitwirkenden Faktoren noch ein weiterer, gut versteckter Faktor unentdeckt geblieben sein könnte. Damit soll nicht gesagt sein, daß einer von den ausschlaggebenden Hauptfaktoren noch vermißt werde, denn auch ein Nebenfaktor kann für das Zustandekommen eines Naturphänomens mitunter unumgänglich

sein. Ob uns die Kenntnis eines solchen Faktors noch fehlt, oder nicht, wird erst die Zukunft entscheiden können. Eines steht aber fest: unter den chemischen Vorgängen, die sich in Tafonengebieten gegenwärtig abspielen, wird er kaum zu suchen sein.

Meine Untersuchungen erstrecken sich nur auf das korsikanische Tafonigebiet. Ihre Ergebnisse sind nicht ohne Weiteres auf andere Gebiete, die ähnliche Erscheinungen zeigen, zu übertragen. Sehr richtig bemerkt Hans Reusch (20) in seiner bereits zitierten französischen Abhandlung: „Il est vrai que des formes analogues peuvent être produites dans des conditions fort différentes; il ne faut pas appliquer les résultats acquis par l'étude d'un phénomène à tous ceux, qui sont simplement similaires.“ Aber wahrscheinlich ist es doch, daß viele von den bekanntgewordenen Verwitterungshöhlen zur Gruppe der echten Tafoni gehören und nur auf den Beobachter warten, der den Beweis dieser Zugehörigkeit erbringen wird.

EIN VERSUCH DIE RISZBILDENDE, BZW. DIE RISZERWEITERNDE KRAFTÄUSZERUNG EINER AUF KONKAVER OBERFLÄCHE STATTFINDENDEN DILATATION EXPERIMENTELL ZU VERANSCHAULICHEN.

Indem ich meinen Aufsatz abschließe, will ich noch ganz kurz auf die Ergebnisse eines Versuches eingehen, den ich anstellte, um mir die verschiedenen Lagenänderungen einer konkaven Oberflächenschicht zu vergegenwärtigen, welche bei Volumenänderungen eintreten müssen.

Mein Experiment soll nicht als Beweis für die Richtigkeit der von Popoff in der Tafonefrage verfochtenen Anschauung aufgefaßt werden, da die sehr vereinfachten Versuchsbedingungen den natürlichen Verhältnissen nur in begrenztem Maße gerecht werden. Doch dürfte dasselbe dazu geeignet sein, die Wirkungen der rißbildenden Kräfte, vor allem der Vertikalresultante des Seitendruckes (vergl. die Ausführungen von Popoff auf S. 197—202) auf einer konkaven Oberfläche, welch' ersterer ein wesentlicher Anteil am Auftrieb der Wölbungssättel und an der Erweiterung der

Tangentialsprünge zukommt, mit Deutlichkeit vor die Augen zu führen.

Da durch Temperaturveränderungen hervorgerufene Volumenschwankungen wenig augenfällig und für Demonstrationszwecke untauglich sind, wählte ich für meine Experimente Quellungserscheinungen, welche viel größere Volumenveränderungen hervorzubringen imstande sind. Als Versuchsobjekt diente mir Lösch- resp. Zeichenpapier, deren einfachere Sorten sich als sehr geeignet erwiesen. Die Quellung wurde durch Befeuchtung mit Wasser hervorgerufen.

Ein etwa 25 cm langer und 6 cm dicker Holzklotz wurde mit einem zylindrischen Einschnitt versehen, dessen Radius 20 cm betrug. Mit Hilfe von zwei Holzleistchen konnten 0,5 bis 1 cm dicke Pakete von übereinander liegenden Papierstreifen, von 4 cm Breite und 21 cm Länge, über dem Ausschnitt verankert werden, nachdem sie vorher mit der Hand sorgfältig und fest an die Oberfläche des Ausschnittes gedrückt waren, wie Fig. 1 der Taf. XV dies angibt. Richtet man auf eine so hergestellte konkave Papierfläche mit einem Pulverisator einen zerstäubten Wasserstrahl und durchnäßt die konkave Papieroberfläche mit der nötigen, nicht sehr bedeutenden Wassermenge, die infolge der hygroskopischen Eigenschaften des Papiers (besonders des Löschpapiers) auch in die tiefer gelegenen Papierschichten allmählich eindringt, so heben sich meist schon nach Verlauf von wenigen Minuten, infolge der Quellung des Papiers, über der konkaven Oberfläche einige Falten, an deren Bildung in der Regel mehrere Schichten des Löschpapiers teilnehmen, wobei die Zahl derselben immer mehr und mehr anwächst, da das Wasser immer tiefer eingesaugt wird. Auch die Falten, deren Zahl sehr schwankend ist (2—5), heben sich immer höher und höher, infolge des steigenden Seitendruckes. Die Zahl und die Höhe der aufsteigenden Falten entspricht, wie gesagt, dem sich auf den konkaven Papierflächen, infolge der Quellung, entwickelnden Seitendruck und gibt eine deutliche Vorstellung von der sich hierbei ergebenden vertikalen Resultante in der Richtung zum Krümmungszentrum. Zu vergleichen ist Fig. 2 der Taf. XV. Der Pfeil zeigt die Richtung der normalen Resultante.

Um die entsprechende Kraftäußerung bei einer Kontraktion zu vergegenwärtigen, habe ich mit Hilfe desselben Zubehörs noch folgenden Versuch ausgeführt.

Es wurden ebensolche, aus Löschpapier oder noch besser aus mitteldickem Zeichenpapier (Löschpapierstreifen weichen in Wasser getaucht zu sehr auf und sind nur mit großer Mühe in nassem Zustande in ein Paket zu sammeln) geschnittene Streifen in Wasser aufgeweicht und dann vorsichtig übereinander auf die konkave Holzfläche gedrückt, wobei das überflüssige Wasser mit der Hand herausgepreßt wurde. Hierauf wurde das so gebildete, ziemlich kompakte Papierpaket mit den Holzleistchen festgeschraubt. Jetzt richtete ich auf die konkave Innenseite des Papiers Wärmestrahlen, welche von einer erhitzten Metallplatte ausgesandt wurden. Nach kurzer Zeit löste sich der oberste Papierstreifen von seiner Unterlage und entfernte sich von derselben, infolge der Kontraktion, immer mehr und mehr, bis er schließlich, da die Zusammenziehung des Papiers beim Eintrocknen eine sehr bedeutende ist, zwischen den Befestigungsleisten sich ziemlich stramm einspannte. Dabei rollte sich der Papierstreifen an seinen Rändern, wo die Austrocknung schneller vor sich geht, als in der vom Wasserdampf der darunter liegenden, immer feuchteren Papierstreifen gespeisten Mitte, immer mehr oder weniger ein, wodurch eine Wellung im Papierstreifen hervorgerufen wurde. Bald folgte auf den ersten Papierstreifen ein zweiter, dann ein dritter, vierter usw., bis schließlich alle Papierstreifen sich stramm wie Sehnen zwischen den Befestigungsstellen einstellten, Fig. 3 der Taf. XV zeigt die Erscheinung, in photographischer Wiedergabe, in einem Zwischenstadium: die Mehrzahl der Papierstreifen haftet noch an der Holzform, einige haben sich von derselben getrennt und randlich eingerollt, aber alle sind noch feucht. Auch hier ist das Vorhandensein einer hebenden, auf das Krümmungszentrum gerichteten Kraft außer Zweifel. Ihre Richtung ist durch den Pfeil angegeben.

Bei der Ausführung beider Experimente wurde die Holzform mit der konkaven Fläche nach oben gehalten, wie auf Fig. 1. Es kam also die Wirkung der Schwerkraft nicht im positiven, sondern im negativen Sinne zur Geltung. Auf den Figuren 2 u. 3 sind aber die Konkavitäten nach unten gerichtet, um einen besseren Vergleich mit den P o p o f'schen Zeichnungen (Fig. 32 u. Fig. 33, S. 72 u. 73) zu ermöglichen.

Die mitgetheilten Versuchsergebnisse können, wie ich schon erwähnte, nur in beschränktem Umfange mit den natürlichen Ver-

hältnissen verglichen werden, weil erstens die von P o p o f f in der Natur vorausgesetzten Dilatationskräfte viel bedeutender sein müssen als diejenigen, welche bei meinem Versuch in Frage kamen, und weil zweitens ein Gestein und Papier, in bezug auf Festigkeit und Widerstandskraft, von einander so verschieden sind, daß ein Vergleich geradezu ausgeschlossen erscheint. Dazu muß noch hinzugefügt werden, daß bei meinem Experiment die Spalten, deren Entstehung von P o p o f f den Dilatationsbewegungen zugeschrieben wird, durch die Oberflächen der Papierstreifen bereits im Voraus gegeben sind, so daß es sich in unserem Falle nur um ihre Erweiterung handelt.

Und doch glaube ich, daß mein Versuch, das Vorhandensein eines in den Richtungen zum Krümmungszentrum einer konkaven Oberfläche sich äußernden Effektes, wie ihn P o p o f f annimmt, deutlich veranschaulicht. Auch ist es klar, daß der Effekt ein größerer sein muß, wenn die Wirkung der Schwerkraft noch hinzukommt. Dies tritt auch tatsächlich zum Vorschein, wenn man den Versuch bei einer umgekehrten Lage der Holzform (d. h. mit der Konkavität nach unten) wiederholt.

Darin, daß ich bei meinem Versuch die Trennungsflächen, durch Anwendung von Papierstreifen, gewissermaßen schon vorausbestimmt habe, wäre kaum etwas besonders künstliches zu erblicken. Hat doch P o p o f f das Vorhandensein ähnlicher Sprünge und Risse fast allenthalben in den Tafoni Korsikas nachweisen können. Es dürfte daher vielleicht schon teilweise zu den natürlichen Versuchsvoraussetzungen gehören.

SCHLUSZFOLGERUNGEN.

1) Die Tafoninehmen, unter den verschiedenen Hohlformen im festen Gestein, eine ausgesprochene Sonderstellung ein (Fensteröffnungen nach unten; der Aushöhlungsvorgang pflanzt sich von unten nach oben, nie in umgekehrter Richtung, fort).

2) Der Tafonibildung geht keine Änderung des Mineralbestandes oder der Struktur des angegriffenen Gesteinskörpers voraus; auch wird sie von keiner solchen Änderung begleitet oder gefolgt.

3) Im Innern der Tafoneblöcke und -Felsen, selbst in nächster Nähe der Hohlräume, fehlen jegliche Anzeichen einer Zermürbung oder Gefügelockerung.

4) Die Tafonibildung steht mit der Schutzrindenbildung in keinerlei Zusammenhang.

5) Die Hohlrinden über den Tafonehöhlen sind keine Schutzrinden.

6) Es kann durch die mikroskopische Analyse als bewiesen erachtet werden, daß chemische Faktoren bei der Tafonibildung entweder keine oder eine nur untergeordnete Rolle spielen. Die Hauptursache ist jedenfalls im Gebiet der physikalischen Erscheinungen zu suchen. Dieser Forderung entspricht unter den gegenwärtig bekannt gewordenen Hypothesen nur die von Popoff ausgearbeitete Theorie der konkaven Abschuppung, als deren Hauptursache Volumenschwankungen, unter Mitwirkung der Schwerkraft, angenommen werden. Da die mikroskopische Untersuchung keine Hinweise auf Volumenveränderungen chemischen Ursprungs gibt, ist der Annahme von Volumenschwankungen termischer Herkunft der Vorzug zu geben.

7) Da die Öffnungen (Fenster) aller Tafoni (nach Beobachtungen von Reusch und Popoff) unten liegen, und da andererseits die Öffnungen der meisten Verwitterungspfannen nach oben gerichtet sind, sind Tafoni und Pfannen grundsätzlich verschiedene Gebilde, die nicht zu vereinigen, sondern getrennt zu behandeln sind. Der Ausdruck Tafone soll daher nicht verallgemeinert werden, sondern nur zur Bezeichnung der in dieser Schrift behandelten echten Tafoni Korsikas und der mit ihnen identischen Verwitterungsformen benutzt werden, für die er, weil sinnentsprechend und historisch begründet, sich ausgezeichnet eignet.

8) Alle, auf chemischen Voraussetzungen basierenden Erklärungsversuche von Verwitterungserscheinungen sollten in Zukunft nur auf der Grundlage genauer chemischer oder mineralogischer Gesteinsstudien aufgebaut werden.

9) Es wird für die verschiedenen Hohlformen im festen Gestein folgende, allgemeine Einteilung vorgeschlagen:

- A) *Ursprüngliche Hohlräume, vornehmlich in Gesteinen magmatischer Herkunft.*
- I. Gewesene Gasräume verschiedener Dimensionen, von Gasporen bis zu Gaskammern und Lavagrotten. Beispiele bei Anderson (1) und Mercalli (31, S. 182 u. 186).
 - II. Hohlräume miarolitischer Art von verschiedener Größe.
- B) *Hohlräume, an deren Ausbildung äußere mechanische Kräfte die Hauptschuld tragen.*
- I. Erosionskessel (Riesentöpfe) mit vorherrschend vertikaler Achse (hiermit ist immer die Achse der ungefähren Symmetrie gemeint). Hauptagens: rinnendes Wasser. Beispiele bei Brögger und Reusch (7), sowie bei I. Brunhes (8). Hierher gehören vielleicht auch gewisse geologische Orgeln [Brunhes (9)].
 - II. Brandungskessel (-Kehlen) mit meist horizontaler, aber auch vertikaler Achse. Agens: die Brandungswoge. Beispiele bei Jausseaume (21), Wallerius (52) und Scherber (47).
 - III. Windlöcher (äolische Strudeltöpfe). Achsenlage unbestimmt. Agens: der Wind. Beispiele bei Brunhes (9).
- C) *Hohlräume, welche ihre Entstehung vor allem der Tätigkeit innerer, molekularer Kräfte zu verdanken haben.*
- I. Tafoni. Öffnung unten. Achse, wenn ausgeprägt, meist schief aufwärts ins Gestein gerichtet oder vertikal. Agens: Volumenschwankungen, wahrscheinlich meist durch Temperaturdifferenzen hervorgerufen. Die korsikanischen Tafoni — vorläufig das einzige sichere Beispiel.
- D) *Hohlräume, deren Entstehung vor allem lösenden Agenzien zuzuschreiben ist.*
- I. Höhlen. Achse verschieden gelegen, doch meist horizontal. Hauptagens: Wasser, meist rinnend. Beispiele bei Martel (30), Fr. Kraus (26) und Knebel (25).
 - II. Geologische Orgeln und Naturschächte. Achse vertikal. Hauptagens: Wasser, meist rinnendes. Beispiele bei Martel (30).

- III. Gipsschlotten, Auslaugungstaschen u. dergl.. Achse oft vertikal, aber auch schief. Agens: Wasser, selten rinnend. Beispiele bei v a n d e n B r o e c k (6) u. a.
- IV. Karren (Schratten). Achse meist schief abwärts geneigt, selten horizontal oder vertikal. Agens: Wasser, schwach rinnend. Beispiele bei E c k e r t (12), A r r e n z (2) u. a.
- V. Verwitterungspfannen. Öffnung immer oben. Achse fast immer vertikal. Hauptagens: stehendes Wasser unter Mitwirkung niederer Pflanzen in lebendem oder abgestorbenem Zustand. Beispiele bei P a r t s c h (39), V o r w e g (50) und G ü r i c h (14, 15).
- VI. Verwitterungstaschen, durch Auswittern leichter zerstörbarer Partien hervorgerufen. Achsen verschieden gelegen. Hauptagenzien: Atmosphärrillen, Salzlösungen, Wasser. Beispiele: Zellen der Wabenstruktur, ausgewitterte basische Einschlüsse in Graniten und dergleichen. Vergl. auch J o h. W a l t h e r (53) u. a.

Die angeführten Gruppen können erweitert und nach Bedarf durch neue ergänzt werden. Diese auf natürlicher Grundlage fußende Einteilung hat den Nachteil, daß die Entstehungsweise eines Hohlraumes als bekannt vorausgesetzt wird, was freilich nicht immer der Fall sein dürfte. Es wäre daher vielleicht angebracht, noch eine Gruppe E) hinzuzufügen, welche *Hohlräume von fraglicher Herkunft* aufnehmen könnte.

(Mineralogisch-petrologisches Institut der Universität Lettlands.
Der Fakultät vorgelegt den 14. April 1937.)

ERKLÄRUNG DER GROSZEN TEXTABBILDUNGEN UND DER TAFELN.

Bitte zu beachten!

Textabbildungen.

Fig. 12. Stark tafonierte Felswand an der Nationalstraße unfern des Wirtshauses „Les Roches Bleues“ in den Calanches, etwa 3,3 km von Piana. Die schwarzen Flecke sind beschattete Tafonefenster. Die überhängenden Dachränder und die schroff abfallenden Böden sind an mehreren Stellen deutlich zu sehen, so z. B. über der Mitte, rechts unten sowie links in der Mitte und links oben. Man bediene sich einer Lupe.

Fig. 16. Unterer Teil einer stark zerklüfteten Hinterwand eines großen Tafone, an der Nationalstraße in den Calanches, an welcher die wollsackartige Abrundung der einzelnen Zerklüftungsstücke durch Kantenverwitterung, bzw. konvexe, schalige Abschuppung deutlich hervortritt. Rechts öffnet sich der Tafoneboden in den Abgrund.

Fig. 17. Mehrere Tafoni am Steilabhang des Pedragala-Felsens, unfern des Capo Grigio, bei Evisa. Der steile Absturz der Tafoneböden (*a*) und die überhängenden Dächer treten deutlich hervor. Die hellere Färbung der Böden ist vor allem durch das Fehlen der Flechtenbedeckung hervorgerufen. Bei *b* — beginnende Tafonebildung unter einer vorspringenden kleinen Felszacke.

Fig. 18. SW-Seite des Nelsonblocks (gegenwärtig durch Sprengung zerstört). Durch das angebohrte und teilweise eingestürzte Dach und das dahinter befindliche nach NW geöffnete Fenster konnte man durch den Stein auf das Meer hinaussehen. Rechts — zwei kleine Tafoni. Im Hintergrund der Hafen von Alga und ein Stück der Nationalstraße nach Porto.

Fig. 19. Tafonefenster in stark zerklüftetem Gestein am Westabhang des Capo Ginebarò, 1,8 km von Piana. Die stellenweise tief herabhängenden Ränder des überhängenden Daches beschatten das Innere des Tafone, doch ist auf der unbeschatteten Seite rechts die Ausbauchung des Tafonebodens nach vorne desungeachtet deutlich zu sehen.

Fig. 20. Der Hundskopfstein (Tête de Chien), in den Calanches, von W gesehen. Rechts sieht man deutlich die Ausbauchung im

großen Tafone des unteren Stockwerkes. Sie erinnert an einen Adamsapfel. Links bemerkt man einen Teil des überhängenden Dachrandes, über dem flachen Tafone der Nordseite.

Fig. 21. Mittlerer Teil der hinteren Tafonewand im Haupttafone, auf der Nordseite des Hundskopfsteines (Calanches). Eine Felskante trennt die östlichere, besser belichtete Seite von der westlicheren, etwas beschatteten. Oben rechts bei *a* erblickt man eine quarzreiche, schlierige Partie, in deren hohle Mitte kristallographisch begrenzte Quarze hineinragen. Die Schliere pflanzt sich fadenartig, stellenweise kaum sichtbar, in zwei Richtungen ins Gestein fort, um schließlich unmerkbar zu verschwinden. Die dunklen Punkte herum und unterhalb der Schliere sind Vertiefungen, die durch Auswittern eines Glimmers (?) entstanden sein dürften. Links, auf der besser belichteten Seite, bemerkt man bei *b* etwas größere Vertiefungen ähnlicher Art und auch wohl ähnlicher Entstehung, die in kleine Nebentafoni überzugehen scheinen.

Fig. 22. Mittelgroßer Tafone, in einer Entfernung von etwa 12 m westwärts vom Hundskopfstein. Der horizontale Querdurchmesser beträgt annähernd 2 m. Auffallend ist das dünne, mehr oder weniger gleich dicke, überhängende Dach, welches einer Hohlrinne ähnelt und schutzzindenartig aussieht. Der abschüssige, gewölbte und ausgebauchte Boden ist gut zu sehen. Das Querprofil dieses Tafone entspricht etwa *k* auf Fig. 15. Die Grenze der Flechtenbewachsung ist auf dem Bilde sehr deutlich. Sie liegt dort, wo auf dem Tafoneboden der fleckige graue Ton in den fleckenlosen helleren übergeht. Trotz der Zugänglichkeit für direkte Sonnenstrahlen, fehlt den tiefer gelegenen Teilen des Tafonebodens, wohl infolge allzu großer Trockenheit, die Flechtendecke.

Fig. 23. Zweistöckige Tafonebildung auf der NW-Seite eines Felsens, 4,5 km von Piana, an der Nationalstraße nach Porto. Bei *a* — konvexe Abrundung des Tafonebodens (Ausbauchung). Bei *b* — Durchbrüche des unteren Tafonedaches in den Boden des oberen Stockwerkes. Unten, bei *c*, ein kleinerer Tafone von späterer Entstehung. Man beachte die Reinheit der Rückwand, im Vergleich zur Flechtenbedeckung der Außenfläche des Felsens.

Fig. 24. Großer Tafone in einem Felsblock, an der Nationalstraße von Porto nach Calvi, unfern von der Ortschaft Porto. Das dünne Dach ist in der Mitte durchbrochen. Rechts in der Mitte

befindet sich ein größerer Nebentafone. Links unten bei *a* sieht man zwei weitere kleine Nebentafoni, von denen der obere sich im ersten Anfangsstadium zu befinden scheint. Dieser Felsblock wurde von mir (Popoff), vor mehr als dreißig Jahren, ungefähr von derselben Stelle aus photographiert. Die Photographie befindet sich im Geologischen Institut der Universität Leningrad. Ein Vergleich beider Abbildungen könnte wertvolle Aufschlüsse über die Geschwindigkeit dieses Verwitterungsvorganges geben, die von Interesse sein dürften.

Fig. 25. Tafonifelsen, am WSW-Abhang des Serraberges, mit vielen mittelgroßen Tafonehöhlen. Überhängende Dächer, abwärts geneigte Böden. Das Fehlen der Flechtenvegetation, besonders im oberen, gut belichteten Teil der Innenwände, fällt auf, insbesondere, wenn man sie mit der rauhen, flechtenbewachsenen Außenseite (rechts) vergleicht. Es dürfte derselbe Stein sein, den Reusch im Jahre 1878 abzeichnete (vgl. Fig. 3). Vergleicht man die Photographie mit seiner Zeichnung, so ist eine Veränderung im Sinne einer zweifellosen Vermehrung der Höhlungen in der Mitte des Steines zu vermerken.

Fig. 29. Von kleineren Tafoni durchlöcherter Felsen, unter der Wallfahrtskapelle S-ta Maria della Serra, von O gesehen.

Fig. 30. Zweistöckige Anordnung der Tafoni in einem Felsblock am NW-Abhang des Serragipfels, von SO gesehen. Die überhängenden Dächer und die abwärts geneigten Böden der oberen Etage sowie die dünne, einer Nasenscheidewand ähnelnde Zwischenleiste sind gut zu sehen. Die Dächer der beiden westlichen Tafoni des unteren Stockwerkes sind zerstört. Der östliche untere Tafone ist notdürftig zu einem kleinen Schafstall ausgebaut worden. Einen mittelgroßen Tafone mit fast kreisrundem Fenster und den gewöhnlichen, bezeichnenden Eigenschaften bemerkt man gleich links von den soeben beschriebenen, in einem näher zum Beschauer liegenden, etwas kleineren Block. Rechts hinten — die bewegte See.

Fig. 31. Tafoniruine, aus scherbenartigen Resten bestehend, auf der westlicheren Anhöhe des Serragipfels. Um sie herum — links und vorne — herabgeglittene, z. T. tafonierte Felsstücke, die ihre ursprüngliche Lage verloren haben.

Tafeln.

Taf. I. Tafonierte Felswand nordwestlich von der Nationalstraße, zwischen Porto und Piana, in einer Entfernung von etwa 3,4 km von der letztgenannten Ortschaft. Die kappenartig hervortretenden, an Zunderpilze erinnernden Baldachine über den stark beschatteten Höhlungen sind deutlich zu sehen, z. B. bei *a*. Vgl. Fig. 34, S. 204.

Taf. II. NO-Seite des Nelsonblocks (gesprengt). Rechts — ein großer, flacher Tafone mit kleineren Nebentafoni. Links unten — ein zweiter, großer Tafone, dessen Fenster nach SO gerichtet ist. Über und zwischen ihnen — ein kleiner, flacher Tafone mit abschüssigem Boden. Im Hintergrund der Hafen Alga.

Taf. III. Mittlerer Teil des großen, flachen Tafone auf der NO-Seite des Nelsonfelsen. Zu vergleichen mit Taf. II. Den ganzen Vordergrund bildet die Hinterwand des Haupttafone. Die große Höhlung in der Mitte sowie alle anderen kleinen Höhlungen, wie *b*, *c*, *d*, *f*, *h*, *i*, sind Nebentafoni erster Bildung (sekundäre Tafoni). Im großen, mittleren Nebentafone gewahrt man weitere Tafoni, z. B. bei *e* und *g*. In dem größten von ihnen (*g*) bemerkt man mehrere kleine Tafoni von noch späterer Entstehung (quartäre Tafoni). Mit Ausnahme des letzteren (*g*), welcher am unteren Fensterrand eine kleine Schwelle besitzt, hinter welcher sich etwas Gesteinschutt angehäuft hatte, haben alle diese Tafoni einen schräg abstürzenden Boden, einen mehr oder weniger überhängenden und meist scharfen Dachrand und eine schief aufwärts gerichtete Achse. Streckt man den Arm bei *e*, unter dem scharfen Dachrand, aufwärts, so kann man die Hand bei *c* wieder herausstrecken. Das Fenster *c* hat aber sein eigenes, noch höher liegendes Dach. Die Annäherung an die Kreis- oder Ellipsenform ist bei den kleinen Fenstern deutlich zu sehen, so z. B. bei *d* und *h*. Bei *d* sieht man zwei kleine Tafoni mit glatter Innenfläche, die an Bohrmuschelöcher erinnern. Der untere ist sehr flach und befindet sich offenbar in einem Anfangsstadium der Bildung, der überhängende Dachrand und der abschüssige Boden sind aber schon zu sehen. Rechts oben bei *a* befindet sich ein kleiner, innen unebener Hohlraum miarolitischer Art. Die schwarzen Punkte um ihn herum sind kleine Vertiefungen, aus welchen ein dunkles Mineral, wohl Glimmer, herausgebröckelt ist.

Taf. IV. Großer Tafone auf der Südseite der Zitadelle von Calvi. Der größere Tiefendurchmesser im oberen, beschatteten Teil und die bis an die vorbeiführende Fahrstraße reichende Ausbauchung des schroff abfallenden Bodens treten deutlich hervor. Auf der Dachunterseite bemerkt man links flache, napfartige Nebentafoni. Rechts — das Fenster eines zweiten, ziemlich großen Haupttafone mit stark überhängendem Dach. Über demselben bei *a* ein kleiner Haupttafone mit scharfer Dachkante und steil geneigtem Boden.

Taf. V. Der Hundskopfstein, von SW gesehen. Beide Stockwerke treten deutlich hervor. Man bemerkt auch die trennende Scheidewand zwischen den beiden großen Tafoni des unteren Stockwerkes, sowie einen hängenden Rest einer ähnlichen Scheidewand im oberen Stockwerk, ferner das Loch im Boden des oberen, großen Tafone. Oben, in der Mitte, liegen auf dem Boden des oberen Stockwerkes mehrere abgestürzte Abschuppungsscherben, die übrigens schon nach wenigen Tagen herabgeglitten waren.

Taf. VI. Rechts — ein großer tafonierter Felsblock SSO-wärts vom Hundskopfstein. Links und dahinter — der Hundskopfstein. Beide von SSW gesehen. Am Hundskopfstein tritt besonders schön die Durchbohrung seines Bodens, infolge der Ausweitung des großen Tafone im unteren Stockwerk, zutage. In der Tafonehöhle des rechts liegenden Felsblockes ist die Abschuppung auf der unteren Dachseite deutlich zu sehen. Einige Abschuppungsplatten hängen sturzbereit an der Dachunterseite. Auch Nebentafoni sind hier rechts innen zu sehen. Zu beachten ist der Beginn einer Flechtenvegetation, auf dem durch kein Dach beschützten Tafoniboden, rechts, im oberen Stockwerk des Hundskopfsteines. Die dunklen Flecke sind Flechtenrosetten.

Taf. VII. Tafone in einem großen Felsblock, unfern der Fahrstraße nach der Wallfahrtskapelle S-ta Maria della Serra. Die größere Tiefe im oberen Teil, die Ausbauchung in der Mitte des Tafone und die steile Neigung des Bodens sind deutlich erkennbar. Das merklich überhängende Dach ist am Vorderrand dünn und macht den Eindruck einer Hohlrinne. Auf seiner Unterseite finden sich zahlreiche Nebentafoni. Eine photographische Aufnahme derselben ist auf Taf. VIII gegeben. Rechts, am Ende des großen Tafone, erblickt man einen zweiten, kleineren, von späterer Entste-

hung. Die lichtere Färbung der Tafone-Hinterwand, im Vergleich zur Außenfläche, entspricht erstens dem helleren Farbton der Innenfläche und zweitens dem Fehlen der Flechtendecke. Die hellen Flecke unter dem Dache sind Kotstreifen, unter den Nist- und Schlafplätzen von Wildtauben. Unter dem länglichen Felsblock, welcher dem großen Block vorgelagert ist, befindet sich gleichfalls ein Tafone, dessen Fenster nach unten hin und nach SW geöffnet ist, und dem ein Querprofil zukommt, welches dem Fall *i* auf Fig. 15 entspricht.

Taf. VIII. Photographische Aufnahme der Dachunterseite des auf Taf. VII abgebildeten Tafone, von unten nach oben gesehen. Im oberen linken Eck — der Himmel. Rechts und unten — die helle, kahle Tafonewand mit narbiger Oberfläche, als Folge des Auswitterns eines dunklen Minerals. Bei *a* — eine größere Vertiefung ähnlicher Entstehung, vielleicht der Beginn eines neuen Nebentafone. Die halbkugelförmigen, durch Zwischenrippen voneinander getrennten Nebentafoni und die gerundeten, polsterartigen Zwischenpartien mit konvexer Oberfläche treten schön hervor.

Taf. IX, Fig. 1. Riß im Mikroklin, von welchem nach beiden Seiten Albitneubildungen in den Mikroklin *M* hineinwachsen. Nik. +. Vergr. 85×.

Taf. IX, Fig. 2. Flammenartiges Hineingreifen von Albit *A* in Mikroklin *M*. Der Albit geht von der Außenrinde eines abgerundeten Plagioklaskornes *P* mit stark zersetztem Kern aus. Die Orientierung der Albitansätze fällt mit der Orientierung der Plagioklashülle zusammen. Nik. +. Vergr. 36×.

Taf. X, Fig. 1. Poikilitische Durchwachsung des Mikroklin von Quarz. Die kristallographische Begrenzung gewisser Quarzkörner tritt bei *a* deutlich hervor. Nik. +. Vergr. 27×.

Taf. X, Fig. 2. Albitsaum *A* um ein zersetztes Plagioklaskorn *P*. *Q* — Quarz. Nik. +. Vergr. 27×.

Taf. XI, Fig. 1. Feinkörniges Gemenge von Plagioklas, Quarz und Riebeckit, in einem Zwischenraum zwischen größeren Körnern des Gesteins. Nik. +. Vergr. 23×.

Taf. XI, Fig. 2. Graphophrische Verwachsung von Quarz und Orthoklas. Der allmähliche Übergang von den graphophrischen Verwachsungszentren zur mikrogranitisch struierten Hauptmasse des Gesteins ist am Rande der Abbildung deutlich zu sehen. Nik. +. Vergr. 48×.

Taf. XII, Fig. 1. Eintrockneter Tropfenrand des Waschwasserkonzentrats der Staubprobe 4. *a* — Tropfenrand, *b* — Gipskristalle. Um *c* — Chlornatriumkriställchen. Bei *d* — dendritische Bildungen eines Stickstoffsäurenderivates(?) oder von Steinsalz(?). Nur Polarisator. Vergr. 150×.

Taf. XII, Fig. 2. Gipskristalle, durch mehrmaliges Umkristallisieren eines verstärkten Konzentrats erhalten. Staubprobe 4. Nur Polarisator. Vergr. 280×.

Taf. XIII, Fig. 1. Durch Umkristallisieren eines starken Waschwasserkonzentrats der Probe 4 erhaltene Steinsalzwürfel (*a*). Nur Polarisator. Vergr. 75×.

Taf. XIII, Fig. 2. Kristallisationsrückstand eines eingetrockneten Waschwasserkonzentrat-Tropfens der Staubprobe 5. *a* und *b* — Gipskristalle. Polarisator allein. Vergr. 280×.

Taf. XIV, Fig. 1. Staubprobe 5. *a* — Chlornatriumskelette, aus kleinsten Würfeln bestehend. *b* — löffelbisquitähnliche Gebilde von unbestimmter Zusammensetzung. Polarisator allein. Vergr. 285×.

Taf. XIV, Fig. 2. Kristallisationsrückstand eines eingetrockneten Waschwasserkonzentrat-Tropfens der Staubprobe 6. Nur Polarisator. Vergr. 220×.

Taf. XV, Fig. 1. Ein Paket trockener Papierstreifen, über einem zylindrischen Ausschnitt eines Holzklotzes, möglichst eben ausgebreitet und durch aufgeschraubte Holzleisten verankert. Ausgangslage für das Experiment.

Taf. XV, Fig. 2. Ein Paket Löschpapierstreifen über einem zylindrischen Ausschnitt eines Holzklotzes festgeschraubt und mit einem Zerstäuber mit Wasser befeuchtet. Die Faltenbildung in den oberen Schichten des Löschpapiers tritt deutlich hervor. Der weiße Pfeil gibt die Richtung der zentripetal gerichteten Normalresultante an.

Taf. XV, Fig. 3. Ein Paket feuchter Zeichenpapierstreifen über einem zylindrischen Ausschnitt eines Holzklotzes festgeschraubt und trocknenden Wärmestrahlen ausgesetzt. Die Hebung der Streifen ist deutlich zu sehen. Der Pfeil zeigt die Richtung der Normalresultante.

Taf. XVI, Fig. 1. Kleineres Abschuppungsplättchen von der Dachunterseite des Tafone auf der N-Seite des Hundskopfsteines, von vorne gesehen.

Taf. XVI, Fig. 2. Dasselbe Abschuppungsplättchen von der Seite gesehen.

Taf. XVI, Fig. 3. Dünschliff aus einer großen und besonders dünnen Abschuppungsplatte von der Dachunterseite des großen Tafone auf der S-Seite der alten Zitadelle von Calvi. Das lückenlose Anschließen der das Gestein zusammensetzenden Minerale tritt deutlich hervor. Vergr. 7X. Nik. +.

Literatur.

1. T. Anderson. Volcanic Studies. Murray. 1903.
2. Arrenz. Deutsche Alpenzeitung. München. 1910.
3. E. Blanck u. S. Passarge. Die chemische Verwitterung in der ägyptischen Wüste. Hamburger Universität. Abhandlungen aus dem Gebiet der Auslandskunde. 1925.
4. E. Blanck. Verwitterungskundliche Studien zum Tafoni- und Karrenproblem im Mittelgebirge. Intern. Mitt. für Bodenkunde IX. 1919. S. 233.
5. E. Blanck, K. Knoch, K. Rehorst und andere. Die Verwitterungslehre und ihre klimatologischen Unterlagen. Berlin. 1929.
6. Von den Broeck. Mém. d. L'Ac. R. d. Bruxelles. 1882. Vol. 44.
7. W. C. Brögger u. H. Reusch. Riesentöpfe bei Kristiania. Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1874.
8. J. Brunhes. Les marmites du barrage de la Maigrauge. Bull. d. l. Soc. Fribourg. d. sc. nat. VII. 1899.
9. J. Brunhes. Erosion tourbillonnaire éolienne. Mem. acad. Romana dei nuovi lincei XI. 1903.
10. J. Deprat. Étude pétrographique des roches éruptives sodiques de Corse. Bull. d. serv. d. l. Carte Géol. d. l. France. T. XVII. 1905—1906. p. 39—95.
11. M. Eckert. Das Gottesackerplateau im Allgäu. Wissensch. Erg. Hefte z. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterreich. Alpenvereins. 1902.
12. M. Eckert. Das Karrenproblem, die Geschichte seiner Lösung. Leipzig. 1896.
13. Walther Fischer. Verwitterungserscheinungen am Dresdener Zwinger. Natur und Museum. Bd. 57. Frankfurt a/M. November, 1927.
14. G. Gürich. Geologischer Führer in das Riesengebirge. Berlin. 1900.
15. G. Gürich. Die geologischen Naturdenkmäler des Riesengebirges. Berlin. Sonderabdruck aus den Beiträgen zur Naturdenkmalpflege. Bd. IV. Heft 5. 1914. S. 317.
16. S. Günther. Untersuchungen über Wackelsteine und damit zusammenhängende Denudationserscheinungen. Sitzungsberichte der Königl. Bayrischen Akademie der Wissenschaften. Math.-Physik. Klasse. München. 1909. S. 113.
17. H. Harrasowitz. Böden der tropischen Regionen. Handbuch der Bodenlehre. Berlin. 1930.
18. Bertil Högbom. Wüstenerscheinungen auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Upsala. XI. 1911.
19. Bertil Högbom. Ueber die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Upsala. XII. 1914.
20. M. D. Hollande. Géologie d. l. Corse. Bull. d. l. Soc. d. Sc. Hist. et Nat. d. l. Corse. Grenoble. 1917.

21. A. Jausseaume. Sur la perfération des roches basaltiques du golfe d'Aden par les galets. C. R. 115. 1892. p. 1342.
22. Erich Kaiser. Abhandlungen der Gießener Hochschulgesellschaft. II. Bericht über geologische Studien während des Krieges in Südwestafrika. 1920.
23. Emanuel Kayser. Lehrbuch der allgemeinen Geologie. Bd. I. S. 310. Siebente und achte Auflage. Stuttgart. 1923.
24. P. Keßler. Ueber Lochverwitterung und ihre Beziehungen zur Metharmose (Umbildung) der Gesteine. Geologische Rundschau, 1921.
25. W. von Knebel. Höhlenkunde. Braunschweig. 1906.
26. Fr. Kraus. Höhlenkunde. Wien. 1894.
27. K. Krejci-Graf. Lochverwitterung und Krustenbildung im Granit. Natur und Museum. Dezember, 1932.
28. G. Laemmlein. Skelettartige Quarzkristalle in Lipariten. Min. u. petr. Mitt. Bd. 44. 1933.
29. Le Verrier. Sur une venue de granulite à riebeckite de Corse. C. R. Ac. Sc. t. CIX. Nr. 1, p. 38.
30. E. A. Martel. Les abimes, les eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spéléologie. Paris. 1894.
31. G. Mercalli. I vulcani attivi della terra. Milano. 1907.
32. E. Nentien. Étude sur la constitution géologique de la Corse. Paris. 1897.
33. V. V. Nikitine. La méthode universelle de Fedoroff. Genève. 1914.
34. V. V. Nikitine. Diagrammes nouvelles pour la détermination des „Feldspats“ selon la méthode universelle de Fedoroff. 1929.
35. V. V. Nikitine. Korrekturen und Vervollständigungen der Diagramme zur Bestimmung der Feldspate nach Fedorows Methode. Min.-petr. Mitt. 1933. 117—167.
36. O. Nordenskjöld. Från danska Sydvästgrönland. Ymer. 1910.
37. O. Nordenskjöld. Einige Züge der physikalischen Geographie der Entwicklungsgeschichte Südgrönlands. Geogr. Zeitschrift. 1914.
38. J. Orcel. Notes minéralogiques et pétrographiques sur la Corse. Bull. d. l. Soc. d. Sciences Historiques et Naturelles d. l. Corse. 2-me trim. 1924. p. 66—127.
39. J. Partsch. Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Stuttgart. 1894.
40. A. Penck. Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart. 1894. S. 214.
41. Boris Popoff. Über Rapakiwi aus Süd-Rußland. Trav. d. l. Soc. Imp. d. Nat. d. St. Pétersbourg, vol. XXX, livr. 5. Sect. d. Géol. et d. Min., St. Pétersbourg. 1903. Russisch und deutsch.
42. Boris Popoff. Mikroskopische Studien am Rapakiwi des Wiborger Verbreitungsgebietes. Fennia, Sederholm-Festband. Helsinki. 1928.
43. Boriss Popovs (Boris Popoff). Optiskais noteicējs svarīgākiem iežos sastopamiem minerāliem. Rīgā, 1928. g. (Lettisch).
44. Hans Reusch. Jagttagelser over isskuret Fjeld og forvitret Fjeld. Forhandlingar i Videnskabs-Selskabet i Christiania. Aar 1878.

45. Hans Reusch. Note sur la Géologie de la Corse. Bulletin de la Société Géologique de France. Troisième Série — Tome onzième. 1882 à 1883.
46. Hans Reusch. Tafonier i Corsica. Naturen. Kristiania. Aargang 1878 og Aargang 1879.
47. R. Scherber. Erosionswirkungen an der toskanischen Felsküste. Natur und Museum. Bd. 62. Juli 1932.
48. Schmidt. Die Grotten und Höhlen von Adelsberg usw. Wien. 1854.
49. Leonhard Schultze. Aus Namaland und Kalahari. Jena. 1907. S. 70.
50. O. Vorweg. Beiträge zur Diluvialforschung im Riesengebirge. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Gesellschaft. 49. 1897.
51. W. Wahl. Die Gesteine des Wiborger Rapakiwigebietes. Fennia 45, Nr. 20, S. 87. Helsingfors, 1925.
52. Ivar D. Wallerius. Två geologisk interessanta platser i Klövedal, Bohuslän. Geol. Föreningens i Stockholm Förh., Bd. 44. S. 129—140. 1922.
53. Johannes Walther. Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. Leipzig. S. 161, 165, 171. 1924.
54. N. H. Winchell and A. N. Winchell. Elements of Optical Mineralogy. P. II, S. 319. New-York. 1927.

Tafoni sairšanas parādības.

Irma Kvelbergs.

Kopsavilkums.

1931. g. rudenī no profesora B. P o p o v a saņēmu petrografiskiem pētījumiem lielāku skaitu iežu paraugu. Šos paraugus prof. P o p o v s no 1929. līdz 1931. g. personīgi savācis Korsikas ziemeļvakaru daļā, raksturīgā tafoni sairšanas apgabalā. Ar „tafoni“ Korsikā apzīmē sairšanas dobumus iežos. Iežu paraugi vēlākajos gados (no 1932. līdz 1935.) tika papildināti ar jauniem prof. P o p o v a beidzamo gadu ceļojumos savāktiem iežu paraugiem. Līdz ar iežu paraugiem prof. P o p o v s man nodeva savas piezīmju grāmatas, kur atrodami šo paraugu dati, novērojumi un zīmējumi.

Tafoni sairšana, kas radniecīga, varbūt pat identiska dobuma jeb „kabatās“ sairšanai un daudzās vietās tiek dēvēta arī par tuksneša jeb ēnas sairšanu, jau sen ir pazīstama. Pirmais pētnieks, kas publicēja savus novērojumus par šiem dabas veidojumiem, bija norveģu ģeologs H a n s s R e u s c h's. No citiem zinātniekiem, kas savu vērību piegriezuši dobumu sairšanai, būtu minami: L e o n h. S c h u l t z e, E m a n u e l s K a y s e r's, E r i c h s K a i s e r's, K. K r e j c i - G r a f's, S. G ü n t h e r's A. P e n c k's, P. K e ß l e r's, G. G ü r i c h's, B. H ö g b o m's, O. N o r d e n s k j ö l d's un J o h. W a l t h e r's. Minēto dobumu veidošanās izpratnē redzama liela dažādība, lai gan gandrīz visi pētnieki šo dabas fainomenu izveidošanos cenšas izskaidrot ķīmiskā ceļā. E m. K a y s e r's, J o h. W a l t h e r's un A. P e n c k's domā, ka dobumu veidošanās iežos stāv ciešā sakarā ar tuksnesī izplatītās iežu aizsarggarozas veidošanos.

Līdzšinējiem uzskatiem runā pretī prof. P o p o v a tafoni sairšanas teorija. Novērojot tafoni dobumus, kas veidojas eksfolācijas ceļā, prof. P o p o v s ir nācis pie atzinuma, ka to izveidošanos līdzšinējie izskaidrojumi neapgaismo, un vismazāk ķīmiskie, jo iežos, kas veido tafoni sienas un jumtu, pat makroskopiski novērojot, sa-

skatāmas tās pašas īpašības, kas raksturīgas arī iežiem ārējās tafoni klinšu virsās tuvumā. Iekšējās tafoni sienas virsās nav bijušas saskatāmas nekādas zīmes, kas norādītu uz iežu sairšanu. Nav novērotas arī pazīmes, kas norādītu uz aizsarggarozas esamību. Ir ievērots, ka no klintīm bieži palikušas pāri tikai 5—15 cm biezas garozas, kas arī vedušas pētniekus uz domām, ka šīs garozas ir aizsarg- jeb bruņugarozas. Lūzums tomēr rāda, pat neapbruņotai acij, to pašu sastāvu, kas raksturīgs arī normālam iezim. Tuksneša laka nav bijusi manāma.

Prof. P o p o v s tafoni veidošanos mēģina izskaidrot ar konkavu plāksnīšu atdalīšanos, kas notiek sakarā ar esošām un periodiski uznākošām temperatūras diferencēm, kam jārada minerālu tilpuma svārstības. Tilpuma svārstības var radīt arī iežu graudu briešana, kā arī ķīmiskās pārmaiņas tanīs. Šīm pēdējām domām prof. P o p o v s savos novērojumos dabā apstiprinājumu neatrada. Sausās tafoni iekšējās sienas un augu segas iztrūkums neliecināja par mitruma uzsūkšanu. Ja arī iežu briešana notiek, tad tikai aprobežotā mērā. To pašu var sacīt arī par ķīmiskiem procesiem, kas notiek, ja ir lieli ūdens daudzumi. Tā kā sāls izdalījumi nekur nebija atrodamī, tad prof. P o p o v s arī neatrada nevienu pieturas punktu, kas liecinātu par sāls šķīdumu līdzdarbību iežu eksfolācijas procesā. Prof. P o p o v a tafoni veidošanās izskaidrojumi prasa mazu iedobumiņu eksistēšanu klinšu sienās. Šādus mazus iedobumiņus, kas ir miarolītiska rakstura jeb arī cēlušies no iežu sairšanas, viņam tiešām izdevies saskatīt.

Visos ķīmiskajos tafoni veidošanās izskaidrošanas mēģinājumos jāpieņem, ka iežu sairšana pamatojas uz ķīmiskām pārmaiņām jeb arī šķīšanas procesiem, kas notiek minerālos, kuŗi sastāda iežus.

Šie izskaidrojumi viegli pārbaudāmi, salīdzinot svaigos tafoni iežus ar tafoni sienu, jumtu un eksfolācijas plāksnīšu iežiem. Pilnīgas minerālanalīzes metodes ļauj konstatēt visas pārmaiņas iežu minerālu sastāvā. Man pētīšanai nodotie iežu paraugi sastāv pa lielākaī daļai no granītiska materiāla ar leikokratu raksturu. Lauku špatiem vajadzēja būt pirmajiem, kas rādītu atmosfēriliju un šķīdumu ietekmētās ķīmiskās pārveidošanās pazīmes. Tiem sekotu tumšie minerāli un dzelzs rūdas.

Lauku špata pētīšanai lietoju precīzo F e o d o r o v a teodolītmēdi. Pārējo minerālu pētīšanai bez teodolītmēdes tika lietota kōnoskopiskā un ortoskopiskā metode. Katra tafoni pētīšana tika

ievadīta ar svaigo iežu analīzi. Tam sekoja sienu, jumtu un eksfoliāciju plāksnīšu iežu analīzes.

Daži pētnieki ir izsacījušies, ka tafoni iežu sairšanu pavada ārējai klinšu virsai tuvu stāvošo daļu cementācija — nostiprināšanās, tāpēc šīm tafoni iežu daļām tika piegriezta sevišķa uzmanība.

Iežu paraugi nāk no 4 atsevišķiem ziemeļvakaru Korsikas krastu apvidiem: 1) Kalvi pilsētas un tās apkārtnes, ieslēdzot arī Serras kalnu un klintis pie *S-ta Maria della Serra* kapellas, 2) no labā Porto upes krasta pie miestīņa *Porto*, 3) no „*Capo Grigio*“, ziemeļos no Evīzas, 4) *Calanche's* apgabala ap 3,5 km no Pianas un no kādas klints „*Capo Ginebaro*“ vakaru nogāzē, 1,8 km no Pianas.

Iežu paraugu plānslīpējumu minerāloptiska analīze rāda, ka tafoni veidošanās neietekmē klinšu sastāvu. Tafoni veidošanās nekādā ziņā nav saistīta ar iežu sastāva ķīmisko pārveidošanos, jo, salīdzinot atsevišķas daļas, nav atrodama atšķirība tafoni iežu minerālā sastāvā un struktūrā. Vismazākās eksfoliācijas plāksnītes un pat to drumstalas rāda to pašu minerālsastāvu un to pašu struktūru, ko svaigais iezis. Lauku špatiem ir visur tas pats ķīmiskais sastāvs un vienas un tās pašas sairšanas pazīmes. Biotīta chlōrītizācijas pakāpe ir visur vienāda. To pašu var sacīt arī par rūdām. Tafoni ārējās virsās tuvumā iežos nav atrodamas cementācijas pēdas, tāpat iekšējo daļu iežos nav novērojama irdenība, kā to prasa E. m. K a y s e r'a un Joh. W a l t h e r'a tafoni veidošanās izpratne.

Pēc prof. P o p o v a novērojumiem dabā, mazie iedobumiņi tafoni sienās, kuņu eksistēšanu prasa viņa tafoni veidošanās izpratne, ir pa daļai miarolitiskas dabas, bet pa daļai tie ir arī cēlušies no kādas tumšas vizlas izbiršanas, kuņu tuvāki nebija iespējams raksturot. Izbiršanas iemesli arī palika nenoskaidroti.

Minerāloptiskā analīze rādīja, ka šī tumšā vizla uz *Capo Grigio* pie Evīzas un arī pie Porto ir chlōrītizēts biotīts. Tā kā biotīta chlōrītizācijas pakāpe nemainās un eksfoliācijas plāksnīšu drumstālās sastopams pat svaigais biotīts, tad domāju, ka biotīta izbiršana ir apkārtējo minerālu delatācijas spiediena, ko radījusi sildīšana, sekas.

Serras virsotnē, pie *S-ta Maria della Serra* kapellas, tafoni iežos makroskopiski redzami lielāki kvarca graudi jeb to grupas, bet mikroskops ar krustotām Nikola prizmām rāda, ka šie graudi sastāv no mazākiem graudiņiem. Lielākai daļai graudiņu klastiskais raksturs nav apšaubāms. Domāju, ka delatācijas spiediens varētu

šādus kvarcus galīgi saspīest un pat dažus graudiņus no ieža pavisam izspīest. Tādā kārtā varētu veidoties tie mazie kvarca iedobumiņi iežos, kurus prof. P o p o v s saskatījis Serrā un kuŗi pēc viņa domām varētu piedalīties tafoni veidošanā.

Tafoni izplatībai ir lokāls raksturs, lai gan bez Korsikas tiem līdzīgi veidojumi sastopami dažos apgabalos Afrikā, centrālajā Āzijā, Honkongā, Spicbergā un Grenlandē. Jautājums par to, kāpēc tiem ir lokāls raksturs un kāpēc tā nav vispārīga iežu sairšanas parādība, paliek atklāts. Gribētu domāt, ka šeit darbojas vēl kāds neatklāts blakus faktors. Vai to izdosies atklāt, rādīs nākotne. Ar to negribu sacīt, ka galvenie tafoni veidošanās faktori nebūtu zināmi, bet arī blakus faktoriem var būt liela nozīme dabas fainomenu veidošanā. Mani pētījumi attiecas tikai uz tafoni veidojumiem Korsikā un nav attiecināmi uz citiem līdzīgiem veidojumiem.

Secinājumi.

- 1) Tafoni ieņem īpatu stāvokli cieto iežu dobumu starpā. (Logi vienmēr atveras uz leju, dobuma veidošanās notiek no lejas uz augšu, bet nekad pretējā virzienā.)
- 2) Tafoni veidošanās netiek ievadīta ar pārmaiņām sairstošo iežu minerālsastāvā un struktūrā; to nepavada un tai neseko šīs pārmaiņas.
- 3) Tafoni bluķu un iežu struktūrā, pat dobumu tuvumā, nav saskatāmas čauganuma jeb irdenuma pazīmes.
- 4) Tafoni veidojumiem nav nekas kopējs ar aizsarggarozām.
- 5) Garozas ap tafoni dobumiem nav aizsarggarozas.
- 6) Mikroskopiskā analīze, liekas, ir pierādījusi, ka ķīmiskiem faktoriem tafoni veidošanā nav nekādas nozīmes, un ja tomēr būtu, tad tikai ļoti nenozīmīga. To veidošanās iemesls meklējams fizikālas dabas parādībās. Šim secinājumam atbilst šimbrīžam vienīgi B. P o p o v a konkavo plāksnīšu nolobīšanās teorija, kas pamatojas uz tilpuma svārstībām un smaguma spēka līdzdarbību tafoni veidošanā. Tā kā mikroskopiskā analīze nav devusi nekādus pierādījumus, kas aizrādītu uz ķīmiska rakstura tilpuma svārstībām, tad jādomā par fizikālas dabas tilpuma svārstībām.
- 7) Tā kā visi tafoni logi, pēc R e u s c h'a un P o p o v a novērojumiem, atrodas vienmēr apakšējā daļā, bet citi sairšanas dobumi atveras vienmēr uz augšu, tad arī tafoni dobumi nav savienojami

- ar tiem, bet gan apskatāmi atsevišķi. Nosaukums „tafone“ nav attiecināms uz visādiem sairšanas dobumiem, bet jāatstāj tikai Korsikas sairšanas dobumu jeb tiem identisku formu apzīmēšanai.
- 8) Visiem sairšanas dobumu veidošanās izskaidrošanas mēģinājumiem, kas balstās uz ķīmiskiem procesiem, nākotnē jāpamatojas uz ķīmiskiem un mineraloģiskiem iežu pētījumiem.
- 9) Visas dobumveidīgās sairšanas formas ieteicams sadalīt šādi:
- A. Sākotnes dobumi, pa lielākai daļai magmatiskos iežos.
- I. Dažādas dimensijas gāzes telpas, sākot no gāzes porām līdz gāzes kamerām un lavas grotām. Apraksta Anderson's (1) un Mercalli (31).
- II. Dažāda lieluma miarolitiska rakstura dobumi.
- B. Dobumi, kuŗu veidošanā darbojušies ārējie mēchaniskie spēki.
- I. Erōzijas jeb milžu katli ar vertikālu asi. Veido tekošs ūdens. Apraksta Brögger's un Reusch's (7) un I. Brunhes's (8). Šeit pieder arī t. s. „ģeoloģiskās ērģeles“. (I. Brunhes's [9].)
- II. Bangu katli ar horizontālu un reizēm arī ar vertikālu asi. Veido viļņi. Apraksta Jeausseume (21), Wallerius's (52) un Scheber's (47).
- III. Vēja dobumi (aioliskie virpuļa katli). Ass virziens nenoteikts. Veido vējš. Apraksta Brunhes's (9).
- C. Dobumi, kas pa lielākai daļai iekšējā molekulārā spēka veidoti.
- I. Tafoni. Atveras uz leju. Ass vertikāla, mazliet ieslīpa. Veido tilpuma svārstības sakarā ar temperatūras diferencēm. Korsikas tafoni pagaidām vienīgais noteiktais piemērs.
- D. Dobumi, kas cēlušies no šķīšanas procesiem.
- I. Alas. Ass guļ dažādos virzienos, tomēr vairumam horizontāli. Veido ūdens, īpaši tekošs. Apraksta Martel's (30), Fr. Kraus's un Knebel's (25).
- II. „Ģeoloģiskās ērģeles“ un dabiskās šachtas. Ass vertikāla. Veido ūdens, īpaši tekošs. Apraksta Martel's (30).

III. Ģipša ejas. Izskalošanās kabatas. Ass vertikāla un arī šķība. Veido ūdens, retos gadījumos tekošs. Apraksta van der Broeck's (6) un citi.

IV. „Karri“. Ass gandrīz vienmēr noliekta slīpi uz leju, reti horizontāla jeb vertikāla. Veido ūdens, lēni tekošs. Apraksta Ecker't's (12), Arrenz's (2) u. c.

V. Sairšanas iedobumi, pannas. Atveras uz augšu. Galvenie veidotāji stāvošs ūdens ar dzīvu jeb atmirušu zemāko augu līdzdarbību. Apraksta Partsch's (39), Vorweg's (50) un Gürich's (14, 15).

VI. Sairšanas kabatas, kas cēlušās no viegli sairstošo sastāvdaļu izbiršanas. Asis guļ dažādi. Galvenie veidotāji: atmosfēriliņas, sāls šķīdumi, ūdens. Šūnas pēc bišu šūnu struktūras, baziskie ieslēgumi granītos sairuši. Salīdz. arī Joh. Walther'a (53) u. c.

Šīs grupas var tikt papildinātas un pēc vajadzības paplašinātas. Šim iedalījumam, kas balstās uz dabiska pamata, ir tas trūkums, ka dobuma veidošanās iemesliem jābūt zināmiem. Tā kā dobumu veidošanās pamati dažreiz var būt arī nezināmi, tad varētu ievest vēl vienu E-grupu, kur ietilptu tie dobumi, kuŗu izcelšanās veids vēl nav noskaidrots.

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite.
Einleitung (I. Kvelberg)	129
Geschichtliches (I. Kvelberg)	131
Korsikanische Reisenotizen über Tafoni (B. Popoff)	145
1) Feldbeobachtungen	145
2) Zusammenfassung der Feldbeobachtungen und Folgerungen aus denselben	193
3) Erklärungsversuch der Tafonibildung	197
Der Untersuchungsang im Laboratorium und seine Begründung (I. Kvelberg)	213
I. Tafoni im Serragebiet (I. Kvelberg)	216
1) Der „Nelsonblock“	217
2) Tafonifelsen auf der Südseite der Zitadelle von Calvi	239
3) Tafone am ONO-Abhang des Serraberges	243
4) Großer rundlicher Tafonefelsblock auf dem SW-Abhang des Serraberges	250
5) Aufgerichteter Tafonestein am SW-Abhang des Serraberges, westwärts vom Vorhergehenden	253
6) Tafone am Serragipfel	257
7) Tafone auf der W-Seite des Felsens unter der Kapelle S-ta Maria della Serra	261
II. Tafoni im amphibolführenden Granit der Portomündung (I. Kvelberg)	268
1) Tafone unfern der Straßenteilung nach Calvi und Porto	268
2) Tafone auf dem rechten Ufer des Portoflusses, etwa 100 m nordwärts von der Portobrücke	272
III. Tafoni in den Graniten des Aitone-Steilwandtales, bei Evisa (I. Kvelberg)	278
Tafone auf dem Capo Grigio	279
IV. Tafoni im typischen Granit der Calanches-Felsen (I. Kvelberg)	294
1) Die Tafonigruppe beim „Hundskopfstein“	297
a) Der „Hundskopfstein“	299
b) Tafoneblock SSO-wärts vom „Hundskopfstein“	307
c) Tafoneblock westwärts vom „Hundskopfstein“	310
2) Tafone am W-Abhang des Capo Ginebarò, 1,8 km von Piana	314

Prüfung der Staubproben auf das Vorhandensein wasserlöslicher Substanzen und die Bedeutung letzterer (I. Kvelberg) 322

Zusammenfassung der Ergebnisse (I. Kvelberg) 337

Ein Versuch die rißbildende bzw. die rißerweiternde Kraftäußerung einer auf konkaver Oberfläche stattfindenden Dilatation experimentell zu veranschaulichen (I. Kvelberg) 345

Schlußfolgerungen und ein Klassifikationsversuch der natürlichen Hohlräume in Gesteinen auf genetischer Grundlage (I. Kvelberg) 348

Erklärung der großen Textfiguren und der Tafeln I—VIII (B. Popoff) 352

Erklärung der Tafeln IX—XVI (I. Kvelberg) 357

Literaturverzeichnis (I. Kvelberg) 360

Kopsavilkums 363

Inhaltsverzeichnis 369

I. Tafel im Bereich (I. Kvelberg) 376

1) Der Tafelblock 377

2) Tafelzone auf dem Gelände des Gebietes von 378

3) Tafelzone im SW-Abhang des Tafelblockes 379

4) Tafelzone im NW-Abhang des Tafelblockes 380

5) Tafelzone im SW-Abhang des Tafelblockes westwärts vom Tafelblock 381

6) Tafelzone im Bereich 382

7) Tafelzone auf der W-Seite des Tafelblockes unter der Kapelle S. Maria della Porta 383

II. Tafel im Bereich (I. Kvelberg) 384

1) Tafelzone im Bereich der Tafelzone nach C. und P. 385

2) Tafelzone auf dem rechten Ufer des Tafelblockes etwa 100 m nordwärts von der Tafelzone 386

III. Tafel im Bereich des Tafelblockes bei E. (I. Kvelberg) 387

Tafelzone auf dem Tafelblock 388

IV. Tafel im Bereich der Tafelzone (I. Kvelberg) 389

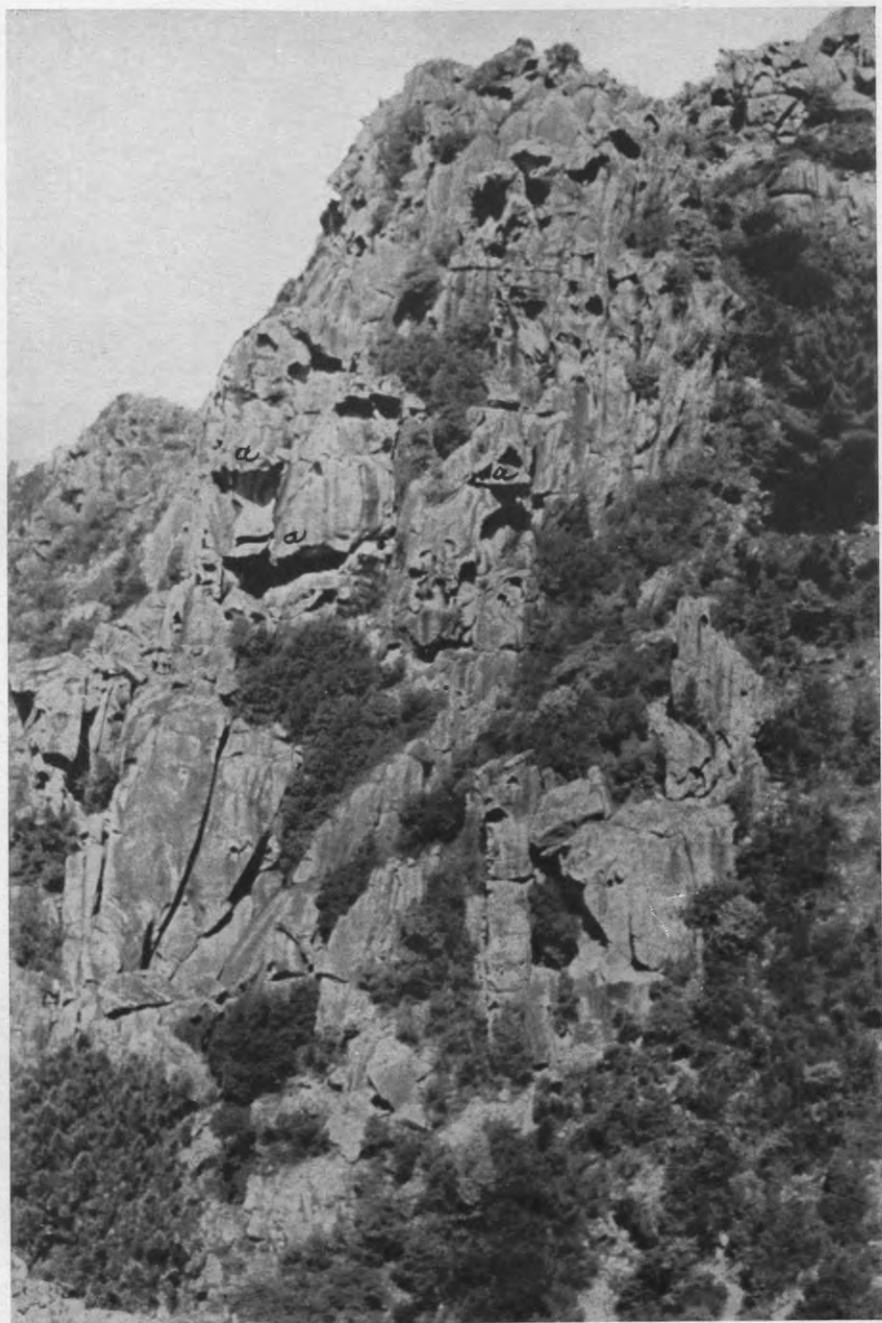
1) Die Tafelzone beim Tafelblock 390

2) Der Tafelblock 391

3) Tafelblock SWwärts vom Tafelblock 392

4) Tafelblock westwärts vom Tafelblock 393

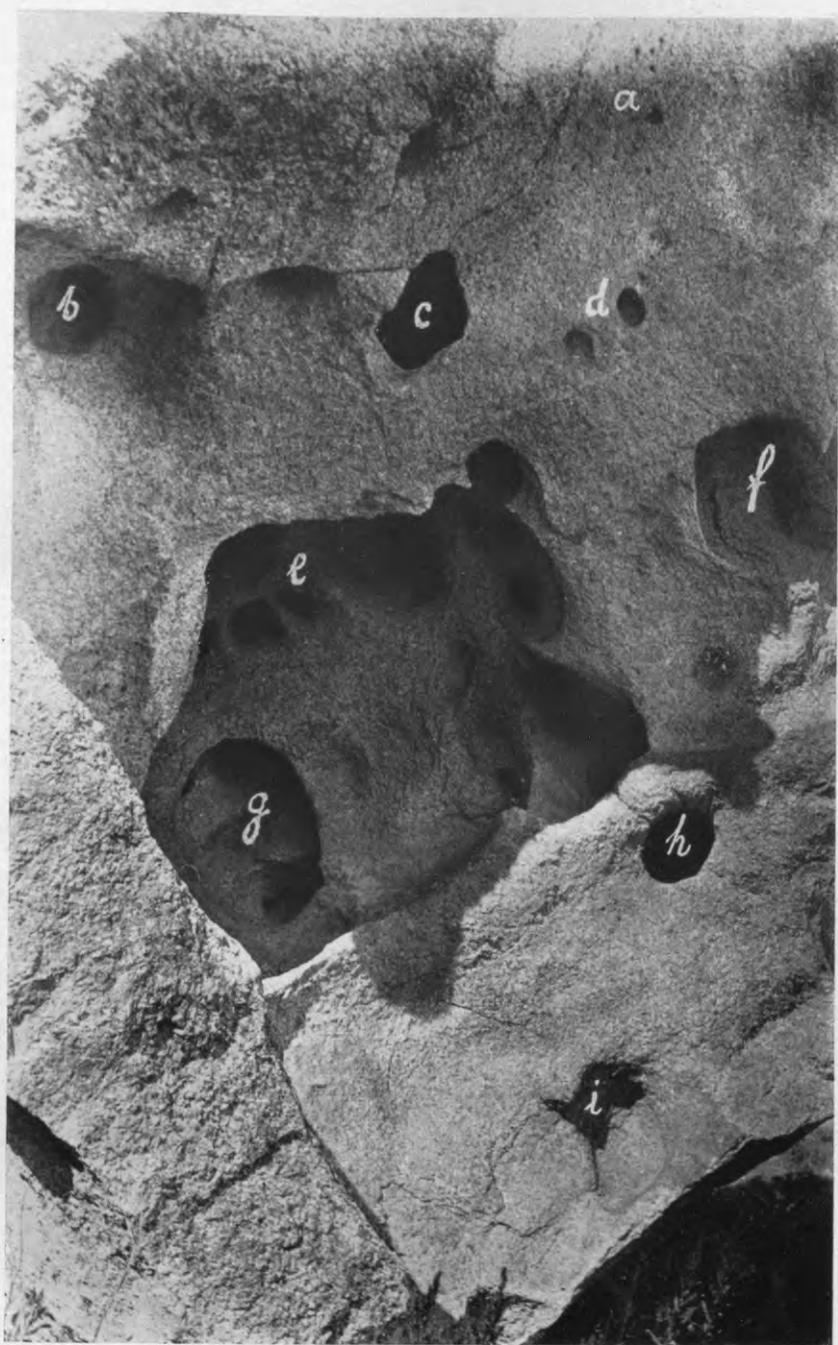
5) Tafelzone auf dem Gelände des Tafelblockes 394



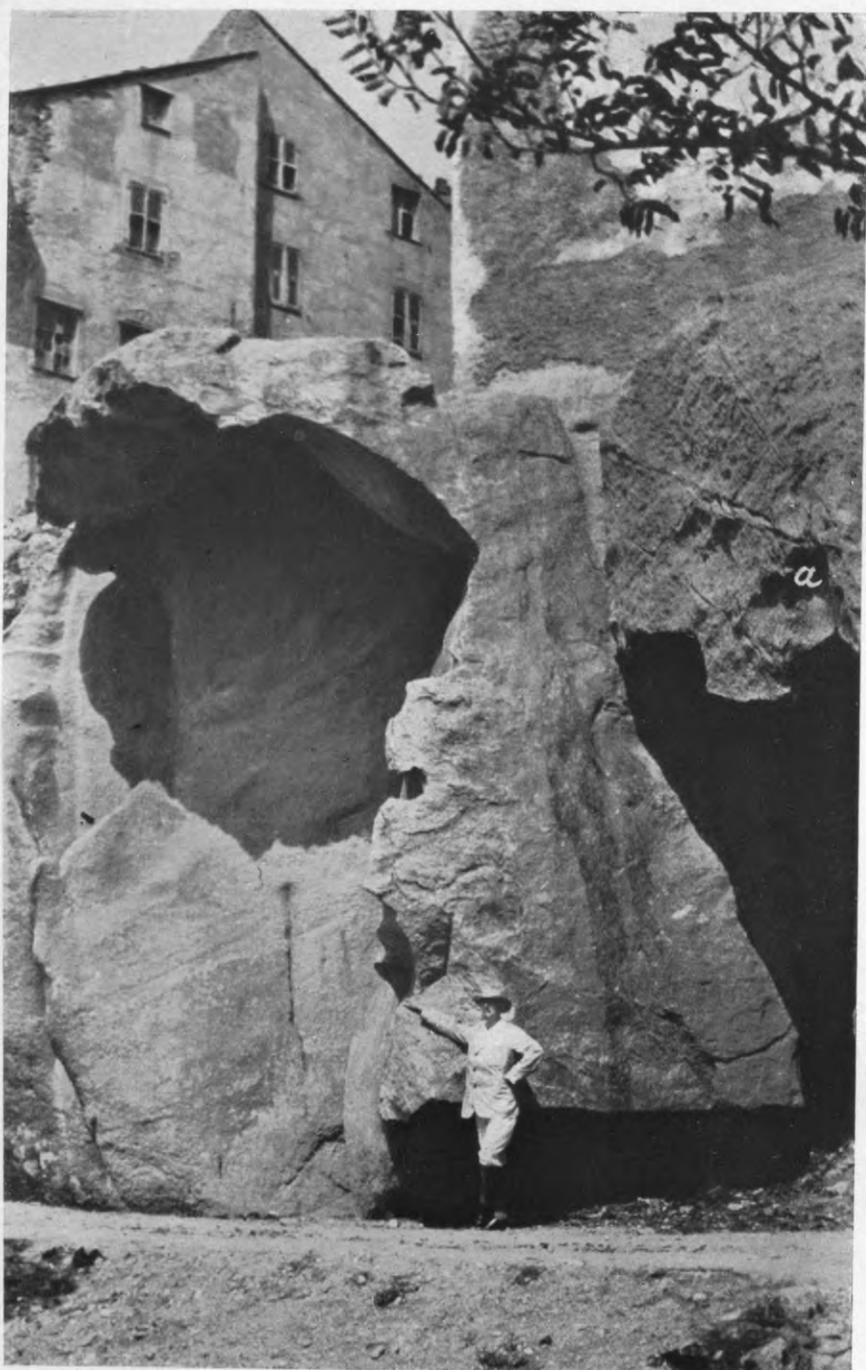
Taf. I.



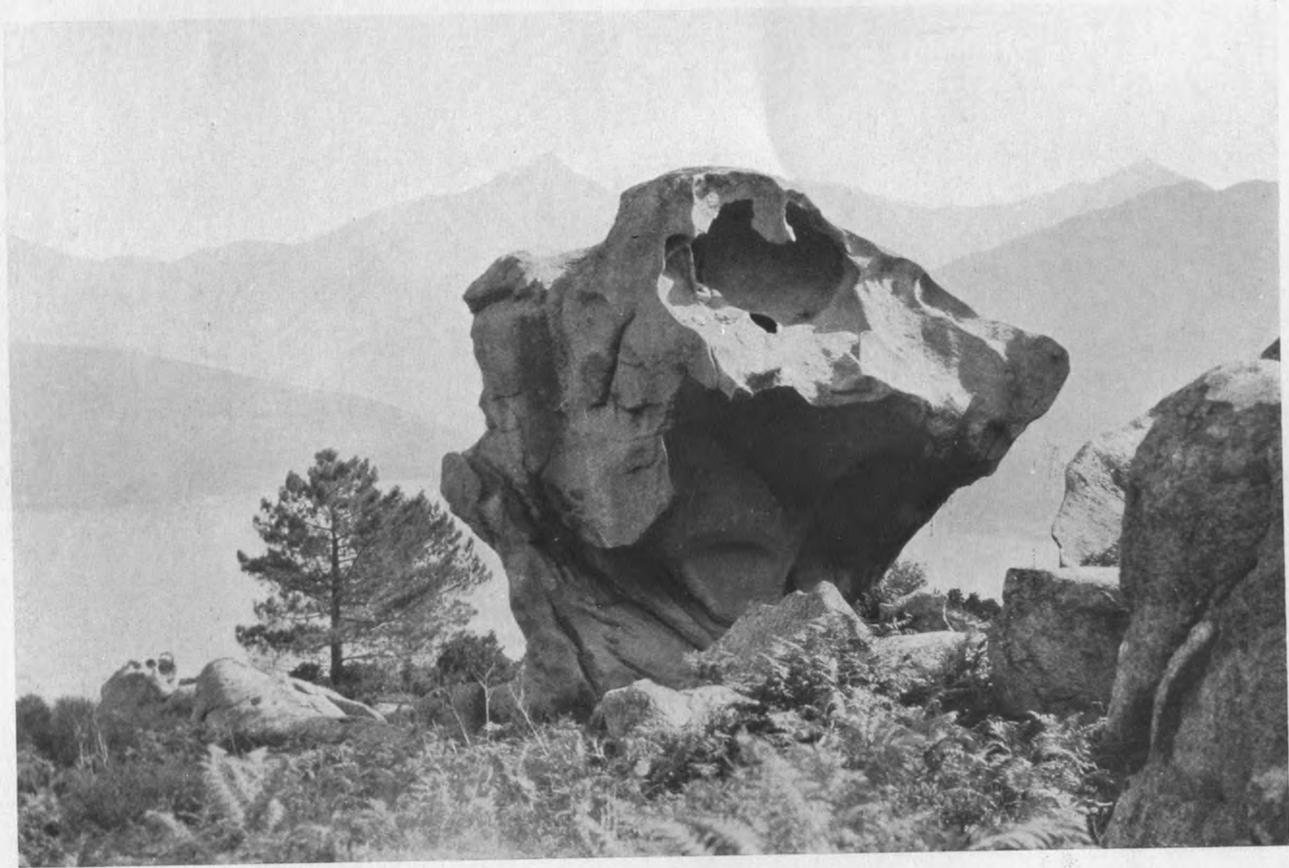
Taf. II.



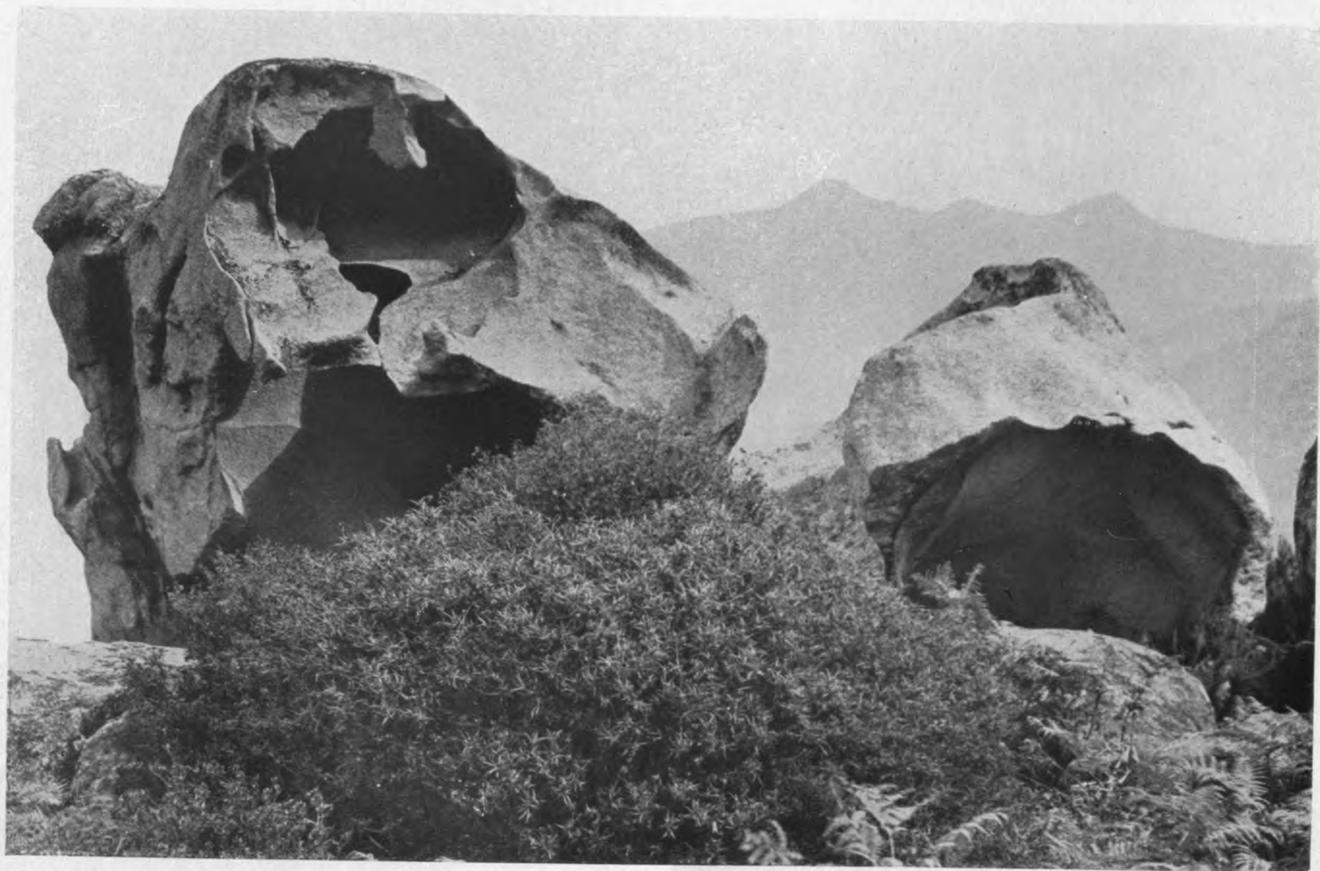
Taf. III.



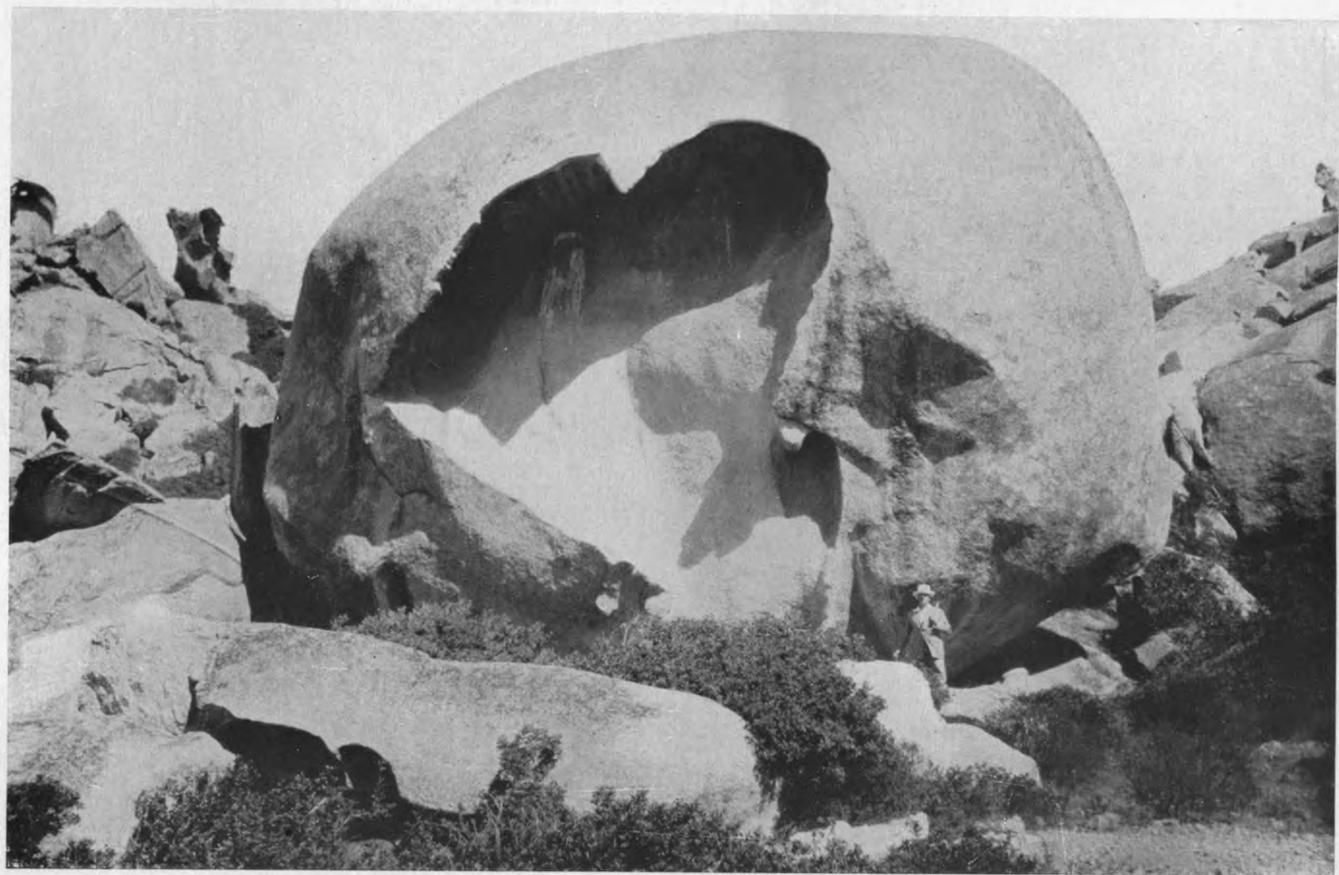
Taf. IV.



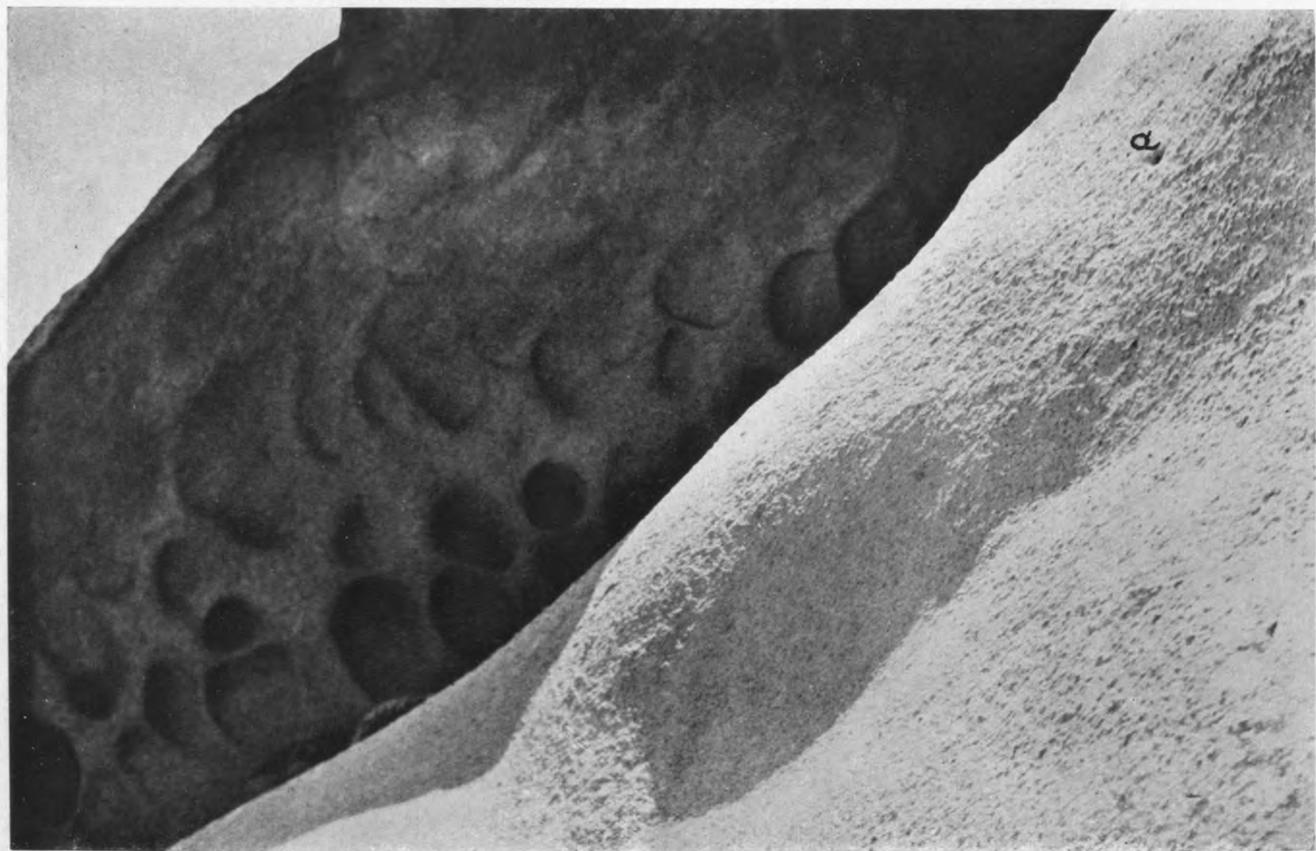
Taf. V.



Taf. VI.



Taf. VII.



Taf. VIII.



Fig. 1.

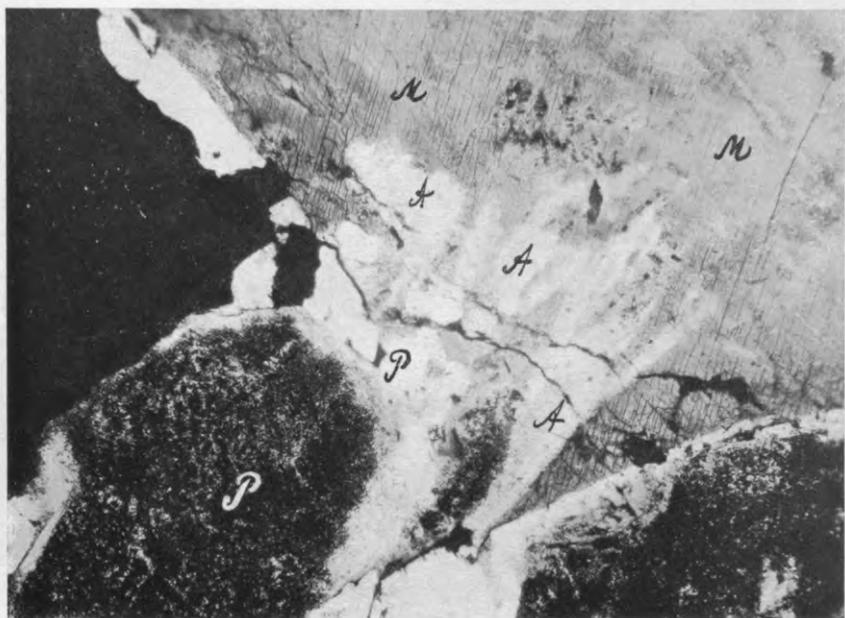


Fig. 2.
Taf. IX.

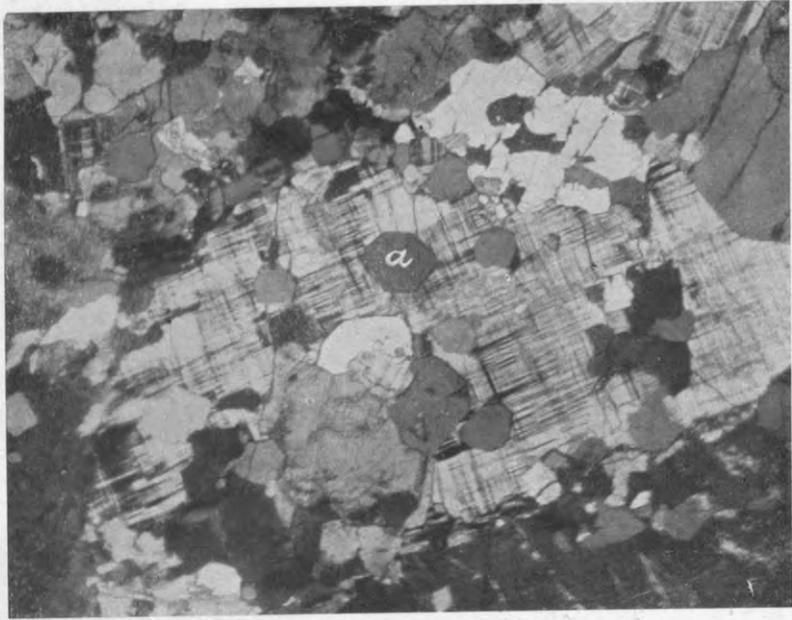


Fig. 1.

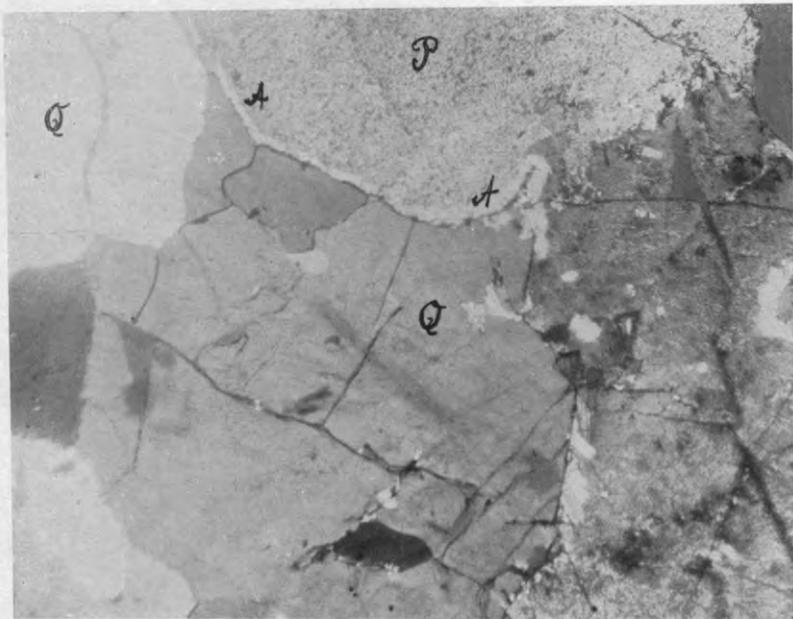


Fig. 2.
Taf. X.



Fig. 1.

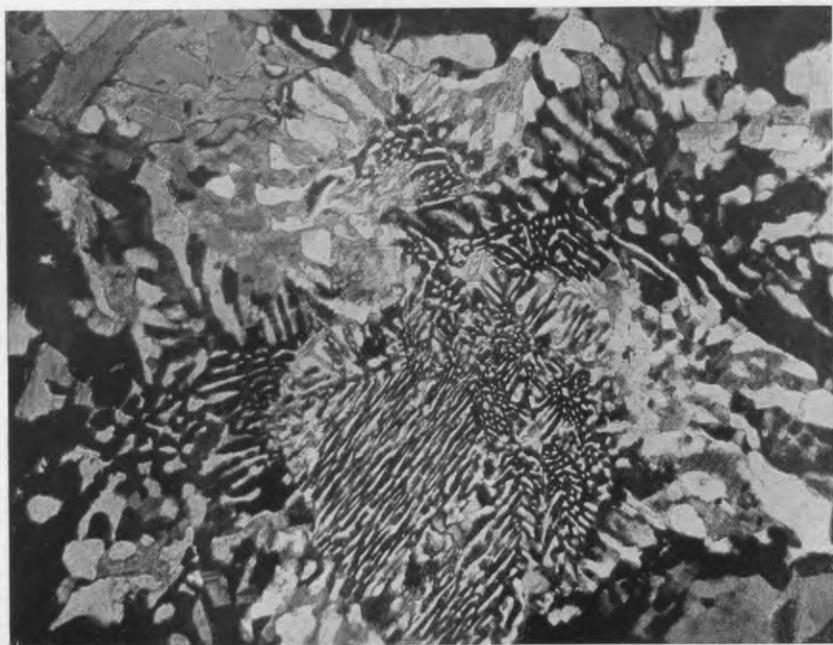


Fig. 2.
Taf. XI.

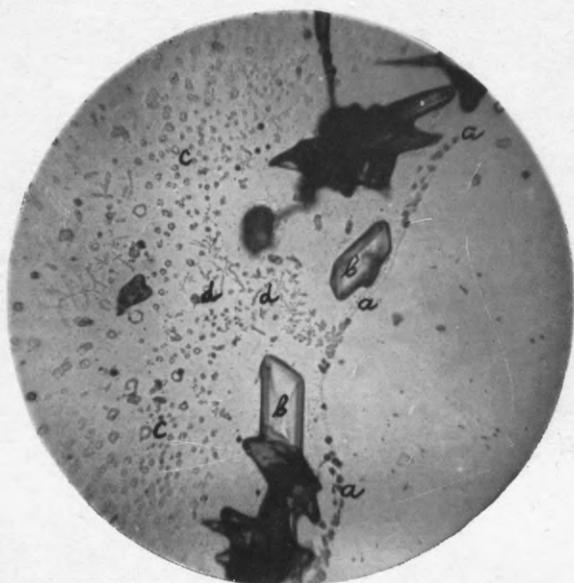


Fig 1.

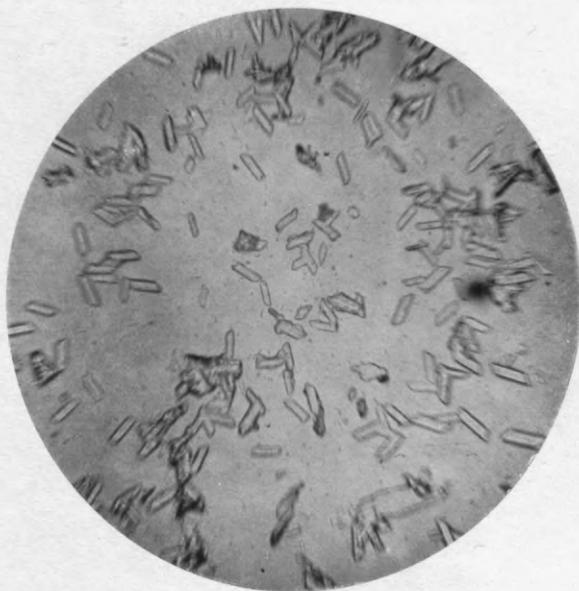


Fig. 2.

Taf. XII.

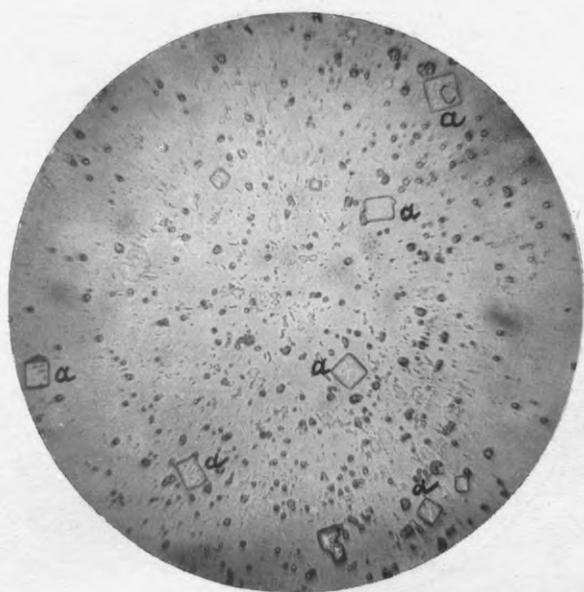


Fig. 1.



Fig. 2.
Taf. XIII.

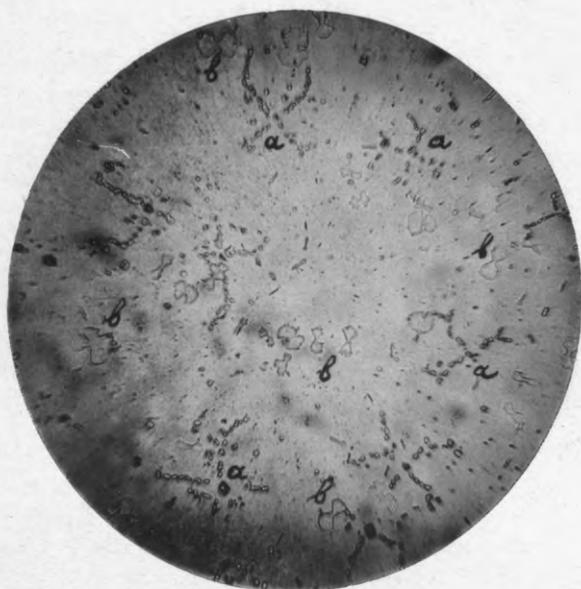


Fig. 1.

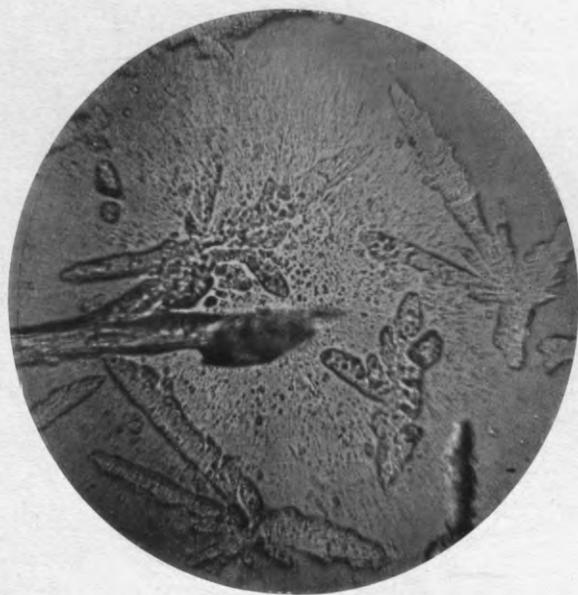


Fig. 2.

Taf. XIV.

Fig. 1.

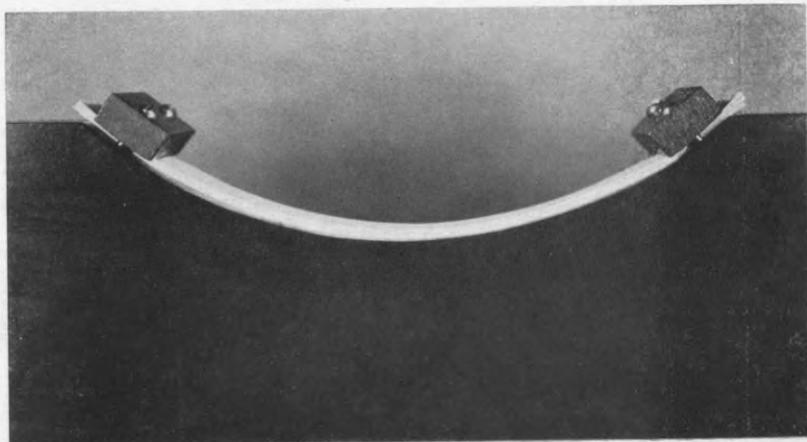


Fig. 2.

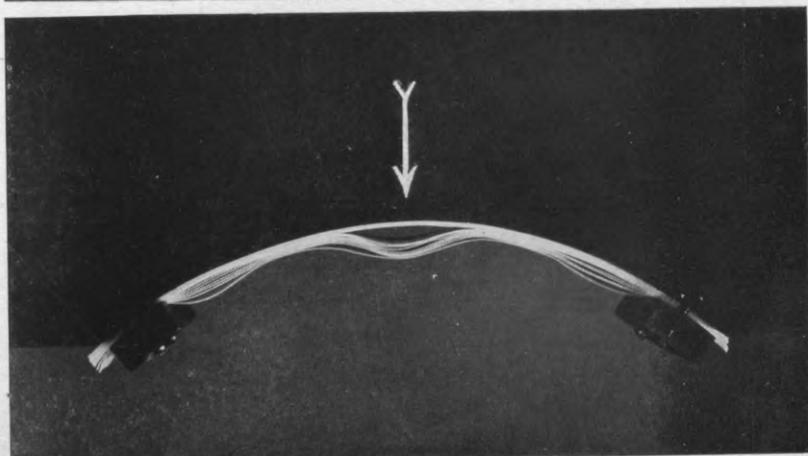
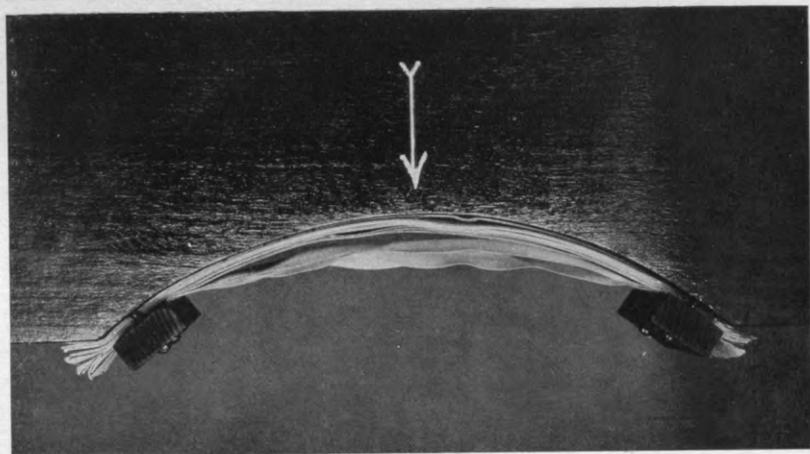


Fig. 3.



Taf. XV.

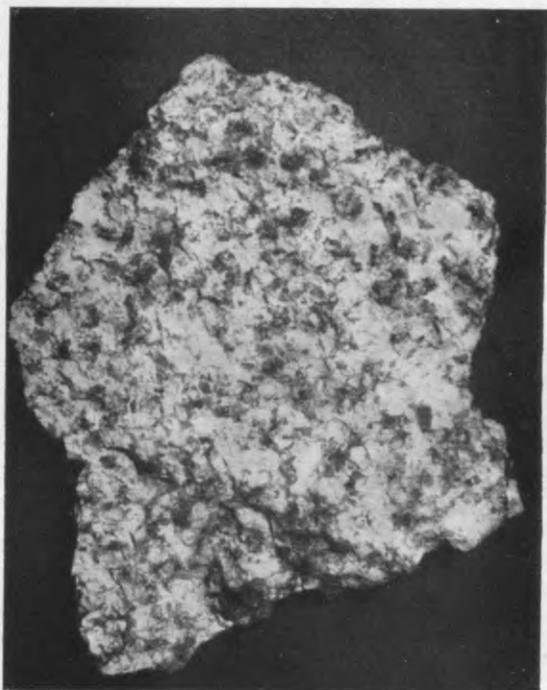


Fig. 1.



Fig. 2.

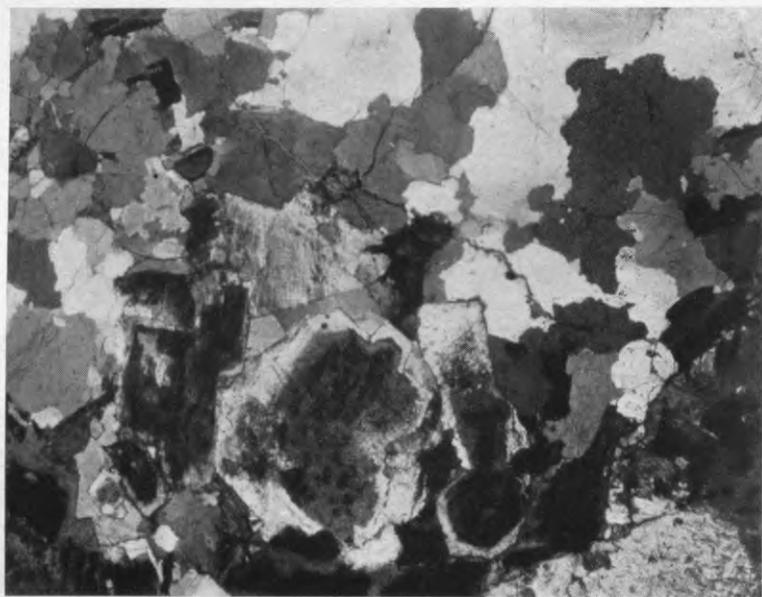


Fig. 3.

Taf. XVI.

100, -

LU bibliotēka



220040875

134420

PL
144
144K

LŪR ķīm. IV.

AUL chem. IV.

Nr. 6. Irma Kvelberg, Boris Popoff (I. Kvelbergs, B. Popovs). Die Tafoni-Verwitterungserschei- nung	129
Tafoni sairšanas parādības	363