Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 8 (1928)

Heft: 2

Artikel: Petrographische Notizen über Nordwest-Peru

Autor: Suter, Hans

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-9923

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 07.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Petrographische Notizen über Nordwest-Peru

Von *Hans Suter,* Laufenburg

Inhaltsverzeichnis

Seite

Einleitung 382

I. Eruptivgesteine

1. Granite 285
2. Aplite und Pegmatite, Lamprophyre 287
3. Diorite 291
4. Porphyrite 296
5. Andesite 300
   a) Augitandesite 300
   b) Hornblende-Augitandesite 301
   c) Andesitische Eruptivbreccie 302
6. Zersetzte Andesite; Andesite mit Mandelsteinen; Andesite mit Erzanreicherungen 303

II. Metamorphe Gesteine

7. Quarzite 307
   a) Quarzite der Hauptketten des Erreogebietes 307
   b) Quarzite des Inselberges von Punta Arenas 309
8. Metamorphe Kalke 310

III. Einige Sedimente der Kreide und des Tertiärs

9. Chertartige Sedimente 311
10. Tertiärer Sandkalkstein von El Horno (Illescas) 312

IV. Zusammenfassung

Bemerkungen über den provinziellen Charakter der Eruptivgesteine von N. W.-Peru 314

Vergleich mit Gesteinen aus anderen Teilen der Anden 315

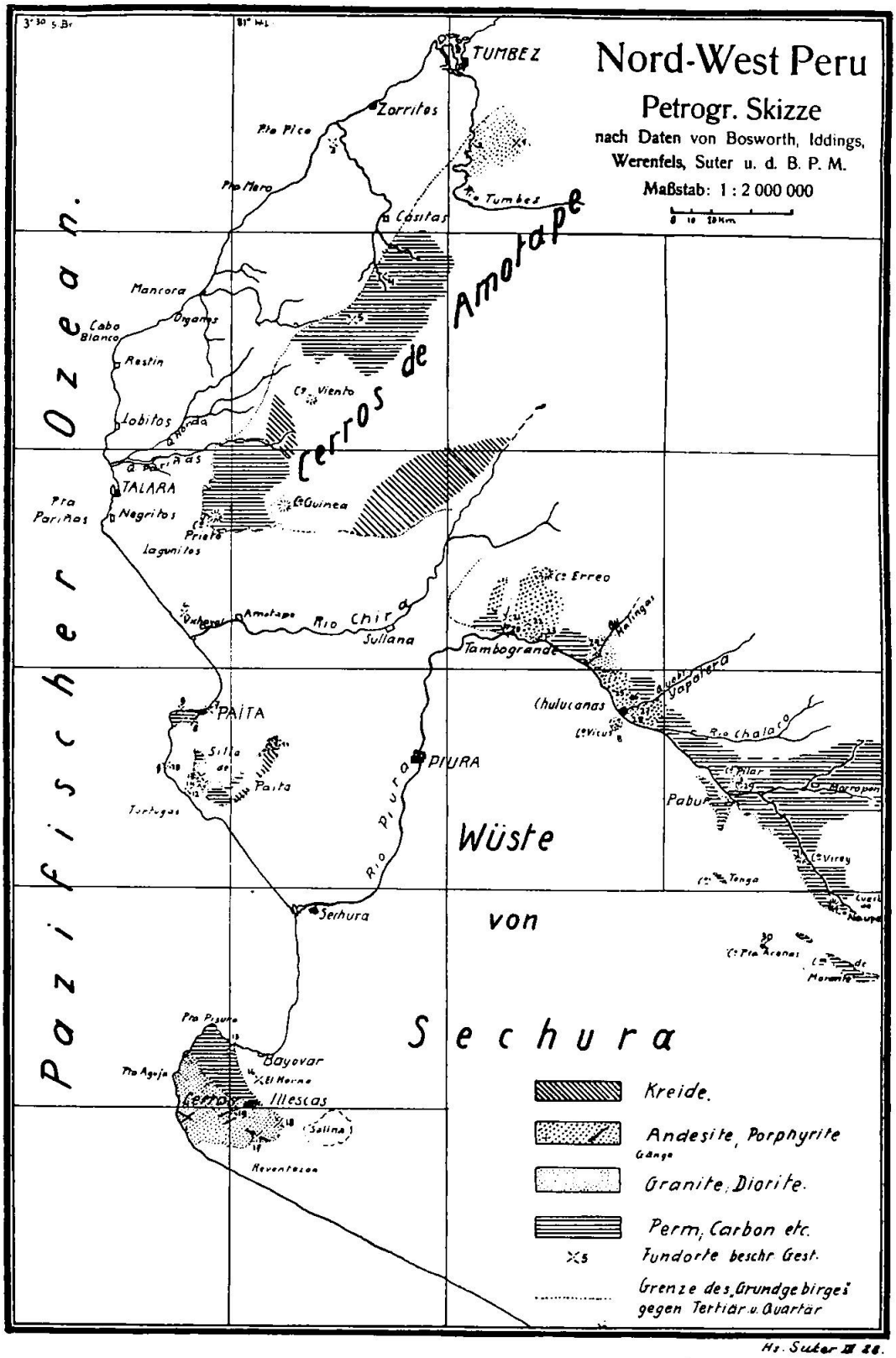
Literaturverzeichnis 317

1 Karte und 2 Figuren

Einleitung

Nordwest-Peru umfasst die Küstenzone von Tumbes bis nach Sechura und Bayovar. Allgemein bekannt ist die *Punta Pariñas,* nördlich von Paita, als das westlichste Kap des südamerikanischen Kontinentes. Den Ausläufern der Anden vorgelagert und an den pazifischen Ozean angrenzend, sind die Wüsten von Tumbes und

Sechura. Diese sind aufgebaut aus z. T. ölführenden, tertiären und quartären Schichten.



Anmerkung. Nr. 4, 5, 7, 8, 9, 10, 12, 15 sind metamorphe Schübe und sollen in einer späteren Mitteilung besprochen werden.

Die Karte zeigt die wichtigsten Bergzüge des Gebietes. Nämlich das Amotapegebirge, die Ketten vom Cerro Erreo bis nach Morropon, die Inselberge der Silla de Paita und der Illescas. Diese Bergketten bestehen zur Hauptsache aus mehr oder weniger *metamorphen Schiefern,* welche ähnlich aussehen, wie die Casannaschiefer der Alpen, aus *Quarziten,* untergeordnet aus *Gneisen* und *Kalkeinlagerungen.* In diese Serien intrudierten zu verschiedenen Zeiten Eruptivgesteine. Die ältesten dürften die *Granite* und *Diorite* sein. Sie erzeugten aus den präcretacischen Sedimenten durch Kontaktmetamorphose Knotenschiefer, Andalusitschiefer etc. Daneben kennt man eine Reihe von *Porphyriten* und *Andesiten,* welche die Schiefer und z. T. die Granite durchsetzen (Lit. 14). Im Amotapegebirge und in der Silla de Paita sind auch *Kreideablagerungen* erhalten geblieben.

Dieses Grundgebirge ist stark disloziert, steht auf weite Strecken steil isoklinal, zeigt aber z. B. in der Gegend von Morropon, Cerro Virey etc. die schönsten Fältelungen, welche an diejenigen im Säntisgebirge (Schweiz) erinnern. Die meisten Schiefer gehören ins Pennsylvanian (oberes Carbon) (Lit. 8). Bosworth (Lit. 3, p. 151) glaubt sogar an ein präcambrisches Alter einzelner Schiefer und Quarzite. Sicher ist, dass einzelne Gneise, z. B. die der Illescas, älter sind als die Phyllite (Lit. 14). Nach Iddings (Lit. 8) sollen die Granite jurassischer Herkunft sein; doch ist ein culmisches bis permisches Alter nicht ausgeschlossen. Die übrigen Eruptivgesteine dürften der Kreide und dem Alttertiär entstammen. Näher kann das Alter nicht bestimmt werden, da diese Gesteine an keinem der besuchten Punkte von jüngeren Ablagerungen überdeckt sind.

Ähnliche Altersverhältnisse herrschen auch in den übrigen Anden. Aus der Literatur ergibt sich folgende Alterseinteilung:

I. *Ältere Eruptivgesteine:* D. h. meist carbonische bis altmesozoische Granite, Diorite und Porphyrite.

II. *Jüngere Eruptivgesteine:* Hauptsächlich mesozoische und tertiäre Andesite.

Die Eruptiva von Nordwest-Peru stimmen auch in petrographischer Beziehung weitgehend mit denen der übrigen Anden überein. Im Folgenden werden nun einige beschrieben, welche von C. F. Frylink, R. Gsell und H. Sutergesammelt worden sind.[1])

[1]) Ich bin der Bataaf'schen Petrol. Maatsch., in deren Auftrag das Gebiet bereist wurde, für die Zusendung der Gesteine und für die Erlaubnis zur Drucklegung der Untersuchungsresultate sehr zu Dank verpflichtet.

Es handelt sich in der Hauptsache um Granite und ihre Spaltungsprodukte, um Diorite und deren Extrusivformen. Von den metamorphen Gesteinen werden nur einige Quarzite und metamorphe Kalke erwähnt. Eine Reihe von Phylliten und Andalusitschiefern etc. aus der Silla de Paita können erst in einer späteren Mitteilung besprochen werden. Anhangsweise werden einige chertartige Sedimente aus der Silla de Paita und ein tertiärer Sandkalk von Bayovar betrachtet.

I. Eruptivgesteine

1. Granite

Granite scheinen im Amotapegebirge weit verbreitet zu sein. Bosworth erwähnt p. 112, Lit. 3 das Vorkommen eines weissen, groben Granites mit Kontakthof in den Schiefern vom Cerro Buenos Aires (siehe Karte).

Das Vorkommen vom *Estrecho del Tigre* (Gsell, Nr. 23, K. 2) [1]) am *Tumbesfluss* repräsentiert einen Normalgranit, der kleinkörnig und ziemlich biotitreich ist. Daneben führt er auch Muskovit. Bemerkenswert ist die gut pseudohexagonale Umgrenzung der Biotitblättchen.

Näher untersucht wurde der Cordierit-führende *Aplitgranit* von *Malingas* bei Chulucanas (P.[2]) 13, K. 24). Das Flüsschen Malingas durchquert einen Stock aus diesem Gestein. Mächtige Wollsackverwitterungsbildungen geben der Gegend ein charakteristisches Gepräge. Soweit sich der Granit verfolgen liess, zeigt er eine sehr homogene Ausbildung. An einigen Stellen treten in ihm Lamprophyrgänge auf. Diese werden weiter unten besprochen.

Makroskopische Beschreibung (abgekürzt: *Ma. Be.*): Farbe hellgraugrünlich, einzelne Stellen etwas gelblich-rötlich. Habitus typisch aplitgranitisch. Biotit in bis 2 mm grossen Blättchen ist häufig. Unterscheidbar ist ausserdem eine kurzprismatische, schwarzgrüne Hornblende. In einem Handstück konnte ein gelbliches Mineral von rhombischem Querschnitt festgestellt werden, das sich u. d. M. als Cordierit erwies.

Mikroskopische Beschreibung (abgekürzt: *Mi. Be.*): Mineralbestand nach abnehmender Menge:

Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit,
Hornblende, Cordierit, Magnetit, Apatit, Zirkon.

---

[1]) = Name des Sammlers, Nr. des Dünnschliffes und K. = Nr. des Fundortes, eingetragen auf der Karte. [2]) P. = Probe.

Struktur: Granitisch bis aplitgranitisch mit angenähert eutektischem Mengenverhältnis zwischen Quarz und Feldspat.

Komponenten: Quarz in z. T. gut ausgebildeten, grossen Individuen, welche Hornblende, Biotit und Feldspat einschliessen, wobei dann letzterer oft zersetzt ist. Einige Schnitte liegen so, dass Rhomboeder- und Prismenflächen getroffen sind. Das erinnert an die hexagonale Ausbildung des Quarzes und deutet auf eine Bildung über dem Umwandlungspunkt von 575°. Zwillingsnähte sind im Schliff keine beobachtet worden. Einschlüsse im Quarz sind idiomorphe Apatitnädelchen und Ketten von Gasporen. Solche Porenketten greifen oft ohne Richtungsänderung von einem Individuum in ein benachbartes über. Die Anordnung der Ketten lässt deutlich ein System von zwei Parallelscharen erkennen, die in einem Winkel von 80°—90° aufeinander stehen. Sie liegen so, dass eine Ebene die Kettenscharen der einen, eine parallel dazu liegende die der anderen Richtung enthält.

Feldspäte: Meist idiomorph. Kalifeldspat ist sehr stark sericitisiert, oft perthitisch mit sehr ungleich dicken, aber parallelen Albitschnüren. Mikroklingitterung ist öfters, wenn auch undeutlich erkennbar. Es tritt Orthoklas und Mikroklin auf. Die feinverzwillingten Plagioklase sind meist nur randlich zersetzt. Zonarer Bau ist die Regel, wobei die Zonen immer durch kontinuierliche Übergänge verbunden sind. In einzelnen Fällen ist das Zentrum zersetzt, der Rand klar. Die optische Untersuchung ergibt für das Zentrum: Andesin-Oligoklas, randlich reiner Oligoklas, mittlere Zonen: Oligoklasandesin.

Biotit: Pleochroismus von strohgelb zu tiefdunkelbraun (normal für Kalkalkaligranite). Randliche Chloritisierung häufig, kombiniert mit Ausfaserung und Magnetitbildung.

Die Menge des Magnetites steigt mit zunehmender Chloritisierung; sie ist sehr gross. Der ehemalige Glimmer hatte also einen beträchtlichen Eisengehalt. Mit Biotit vergesellschaftet sieht man auch primären *Magnetit* in grösseren Kristallen. Senkrecht zur c-Achse geschnittene Glimmer haben Formen, welche an zerfressene Laubblätter erinnern, offenbar eine Folge pneumatolytischer Korrosionen. Einschlüsse von *Zirkonen* haben meist keine pleochroitischen Höfe. *Hornblende* ist im Schliff nur spärlich vertreten. Sie zeigt Säulchen von 0.25 mm bis zu 2 mm. Ihre Formen sind besser als die des Biotits. n_α ist gelbbraun mit Stich ins Grüne; n_β sattbraun mit Stich ins Grüne und n_γ grün bis bläulichgrün.

Als Übergemengteil tritt nun noch *Cordierit* hinzu, er überwiegt im Schliff Biotit und Hornblende und ist in rhombischen Schnitten getroffen. An Einschlüssen enthält er Gasporenketten, welche nach (100) und (010) angeordnet sind. Der kleine Axenwinkel (nicht über 40°) zusammen mit der für Cordierit etwas hohen Lichtbrechung (ungefähr wie Feldspäte) lassen auf einen grossen Fe-Gehalt schliessen. Ein Cordierit mit ähnlichem optischem Verhalten wird p. 374 in Rosenbusch-Mügge: Mikr. Physiogr. der Mineralien von Haddam erwähnt. Auffallend ist die grosse Frische der Cordierite, welche vielleicht auf das trockene Klima der Gegend von Malingas zurückgeführt werden kann.

Allgemeine und strukturelle Verhältnisse

Die Form der Gemengteile ist im allgemeinen rundlich bis lappig; zackige, zerfranste Umrisse und Myrmekit fehlen. Typisch sind das poikilitische Verhalten des Quarzes, welcher bei guter kristallographischer Begrenzung Feldspat etc. umschliesst, ferner die an grobeutektische Verhältnisse (auch bezüglich des Mengengleichgewichtes) erinnernden Verwachsungen zwischen Quarz und Feldspat und das Auftreten von Cordierit. Die Ausscheidungsfolge äussert sich nur schwach durch Abnahme der Idiomorphie, sodass wir die Struktur nicht als eugranitisch bezeichnen dürfen. Es sind deutliche Anklänge an aplitgranitische Struktur vorhanden.

Offenbar besagen diese Verhältnisse, dass wir es hier mit einem Granit zu tun haben, der während seiner Auskristallisation eine Zeit lang unter stabilen Verhältnissen über 575° verharrte, welche dem Quarz Gelegenheit gab, hexagonale Formen anzunehmen, die dann aber eine Periode der Assimilation und normaler Gasanreicherung durchmachte, welche zur Bildung von Cordierit und xenomorphem Quarz führte.

Die Erstarrung war also in gewisser Hinsicht normal, insofern sie weder zu einem normalen Granit noch zu einem typischen Aplit geführt hat.

2. Aplite und Pegmatite, Lamprophyre

a) Aplite und Pegmatite

Aplite, speziell aber Pegmatite, finden sich in allen Gebieten, wo Granite auftreten. Es sind alles Turmalin-Muskovitpegmatite. Einige interessante Vorkommen sollen besprochen werden.

Turmalin-Granatpegmatit von *Gualtaco* am *Tumbesfluss* (Frylink Nr. 16 = K. 1 und 23 = K. 2). Die vorliegende Probe zeigt

einen normal mittelkörnigen Pegmatit. Turmalin und Muskovit finden sich teilweise in miarolithischen Hohlräumen. Im übrigen finden wir die häufige Zusammensetzung: Feldspat (stumpfweisse Prismen von 1—2 cm Länge) > Quarz.

Ma. Be.: In breiten Flasern erscheint der *Muskovit*, meist limonitüberstäubt. Die *Turmaline* (1—2 cm lang, 0.5 cm breit) sind fast immer verrostet und in braune, chloritische und limonitische Massen umgesetzt. Das Handstück entspricht einer Kontaktzone; das eigentliche Nebengestein ist jedoch nicht vorhanden. Die *Kontaktzone* ist gebändert und setzt sich zusammen aus zwei mineralogisch verschiedenen Lagen. Es wechseln nämlich Feldspat-Quarzlagen (weissgrau gefärbt) mit Quarz-Granat-Turmalinlagen (dunkelgraublaurötlich gefärbt). Die mehrere mm grossen Granate sind gut begrenzt.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Quarz, Kalifeldspat, Albit, Oligoklas, Muskovit, Granat, Turmalin; sekundär: Limonit, Chlorite.

Quarz ist durchzogen von Druckrissen, welche senkrecht stehen auf den Umrissen der eingeschlossenen Turmaline. Das sagt aus, dass der Turmalin erst in relativ späten Erstarrungsstadien zur Auskristallisation gelangte.

Kalifeldspat. Auch dieser ist stark gepresst und scheint dem Mikroklin anzugehören. Er enthält eingeschlossen (? nur geometrisch) Säulchen von Turmalin.

Albit hat eine äusserst feinlamellige Verzwillingung, die aber deutlich erkennbar geblieben ist. Sie entspricht in ihrem Charakter genau derjenigen, wie sie aus den Granitpegmatiten des Schwarzwaldes beschrieben und abgebildet worden ist (Lit. 12, Taf. A, Fig. 8).

Oligoklas findet sich in kleinen Körnchen von einfachen Formen und deutlich zwillingslamelliert. Er ist oft stark zersetzt, wie übrigens auch der Albit.

Muskovit. Seine einfachen, breiten Flasern sind am Rande hie und da mit Limonit bestäubt, welcher offenbar durch die Verwitterung angehäuft worden ist.

Turmalin ist in äusserst zahlreichen, kleinen Säulchen regellos über den ganzen Schliff verteilt und liegt eingesprengt in Feldspat oder Quarz. Er hat einen Pleochroismus von farblos zu grünbraun bis blaugrün. Absonderungsklüfte parallel (001) sind häufig. Der ditrigonale Habitus senkrecht c ist sehr deutlich erhalten, trotzdem Turmalin hier eines der zuletzt ausgefällten Minerale ist. Wie die

oben erwähnten Druckrisse in Quarz etc. beweisen, hat er sich mit grosser Kraft Platz geschaffen und seine Kristallisationsfähigkeit genügte überdies, um idiomorphe Formen zu bilden.

Granat: Querschnitte lassen die Form des Deltoidikositetraeders erkennen. Es handelt sich um einen eisenhaltigen, dem Almandin nahestehenden Granat. Weitaus am häufigsten findet er sich in der Grenzzone, d. h. in der gebänderten Partie des Gesteines. Seine Herkunft aus dem Nebengestein, durch Assimilation desselben, dürfte deshalb wahrscheinlich sein. Das eigentliche Nebengestein liegt nicht vor, kann also nicht beschrieben werden.

Struktur, Textur: Im eigentlichen Pegmatit herrscht die normale eupegmatitische Struktur mit relativ ruhigen Formen. In der Grenzzone, d. h. dort, wo der Granat häufiger wird, tritt sofort ein aplitisch wirres Gefüge auf, wobei die Korngrösse unvermittelt viel kleiner wird. In dieser Zone sind typische Korrosionsstrukturen nicht selten.

Turmalinpegmatit von *Tortugas, Silla de Paita*
(Gsell, No. 683, K. 13)

Dieser ist ein normaler Granitpegmatit, der dem von Tumbes entspricht. Er enthält sehr viel *Muskovit* in schönen pseudotrigonalen Prismen. Solche Säulchen erreichen eine Breite von 4 cm bei einer Höhe von ca. 3 cm. Viele solcher sind von Quarz durchsetzt. (Dieser Muskovit wird von Prof. J. Jakob, Zürich, noch optisch und chemisch untersucht werden.) Der *Turmalin* ist ein Schörl von hexagonaler Umgrenzung, mit Quarz poikilitisch verwachsen.

Diese Pegmatite gehören entsprechend der ganzen mineralogischen Erscheinung zum Zyklus der Granitintrusionen (Granit von Tumbes, Granite der Amotape, Silla de Paita etc.) und sind also jünger als dieselben.

b) Lamprophyre

Lamprophyre wurden im Granitstock von Malingas angetroffen, sie sind auch aus den Illescas bekannt geworden. Die Gänge von Malingas zeigen scharfe Grenzen und lassen sich auf ca. 20 m verfolgen.

Spessartit von Malingas (P. 12,[1]) K. 24)

Ma. Be.: Der lamprophyrische Charakter des Gesteines ist im Handstück an dem feinen Korn und der grünschwarzen Farbe er-

[1]) P. = Probe.

kennbar. In einer dichten Grundmasse erscheinen Nädelchen von Hornblende und weisse Punkte, die sich u. d. M. als Feldspäte erweisen.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Plagioklas, Hornblende, Biotit, Magnetit, Chlorit.

Struktur: porphyrisch; einsprenglingsartige Hornblende in einer diabasartig struierten Grundmasse.

Ausbildung der Komponenten: Die Hornblende bildet die Hauptmasse des Gesteins. Sie ist grün gefärbt und füllt die Zwickel zwischen den Feldspatleistchen aus, hat deshalb schlechte Formen. Chloritisierung unter Magnetitausscheidung lässt sich allenthalben feststellen. Der Plagioklas, in der Hauptsache nur in der Grundmasse vorhanden, zeigt oft verschwommene Auslöschung mit undeutlicher Zwillingsbildung. Letztere fehlt indessen oft. Die Lichtbrechung ist in jeder Richtung grösser als die des Kanadabalsams, der Feldspat ist also zum mindesten nicht saurer als ein Andesin. Der Biotit findet sich ziemlich häufig und in kleinen Fetzen. Magnetit ist primär in der Grundmasse zahlreich vertreten.

Allgemeines: Das Vorherrschen der Hornblende in Begleitung eines Plagioklases, verbunden mit der diabasartigen, schwach porphyrischen Struktur, kennzeichnet das Gestein als gewöhnlichen Spessartit, wie solche auch aus anderen Gebieten der Anden bekannt geworden sind.

Augitkersantit, Cerro de Anton; Illescas (Frylink, Nr. 804, K. 17)

Ma. Be.: Ein dichtes, feinkörniges, homogen graues Gestein, im Aussehen ähnlich einer feinkörnigen Minette.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Plagioklas, Augit, Biotit, Apatit.
Chlorit, Quarz, Limonit.

Struktur: Holokristallin-körnig, panallotriomorph bei intersertaler Anordnung der Feldspäte und Augite.

Plagioklas: Kleine, schlechte Leisten und starke Chloritisierung kennzeichnen ihn. Die Zwillingslamellen sind noch erkennbar. Die Bestimmung (Lichtbrechung<Quarz, in allen Richtungen>Kanadabalsam) deutet auf einen Oligoklas hin. *Quarz* ist nur akzessorisch anwesend. Der Hauptgemengteil *Augit* ist bräunlich gefärbt, stark limonitisiert. Der ziemlich häufige *Biotit* ist dunkelbraun gefärbt und zeigt deshalb einen starken Pleochroismus.

3. Diorite

Über das Vorkommen von Dioriten ist wenig zu sagen. In der Literatur über dieses Gebiet werden sie kaum erwähnt. Anstehend finden sich dioritische Gesteine in den Illescas, in Geröllen und Blöcken in Quebraden des Gebirges östlich des Cerro Erreo. Letzteres Vorkommen soll zuerst besprochen werden.

Nördlich von dem Flecken Chulucanas schneidet die Quebrada Yapatera eine enge, aber tiefe Kerbe in die Bergketten. Der Bach Yapatera führt massenhaft Gerölle und bis m^3 grosse Blöcke, welche der petrographischen Beschaffenheit nach aus dem Oberlauf des Baches, d. h. aus der Gegend von *Frias* stammen müssen. Unter diesen Geröllen fanden sich einige, welche man makroskopisch als Quarzdiorite bis Diorite ansprechen muss. Es handelt sich um vier Typen mit zunehmender Basizität.

Ma. Be.: Das sauerste Glied (P. 23a. K. 26) zeigt wenig Quarz bei viel frischem Feldspat und Biotit. Hornblende ist noch spärlich und nur in kurzen, dicken Säulchen anwesend. Die Farbe des Gesteines ist reinweiss.

Der nächstbasischere Typus (P. 25) ist unter den Geröllen am häufigsten vertreten und scheint die normale Ausbildung der Yapateradiorite darzustellen. Er ist makroskopisch dem Gestein (P. 23a) sehr ähnlich in Korngrösse und Mineralbestand, zeigt nun aber eine gelblichbraune Farbe. Diese ist auf die Verfärbung der Feldspäte zurückzuführen, macht sich aber u. d. M. nicht mehr bemerkbar. Die Hornblende ist zum wesentlichen Gemengteil geworden und bildet etwa $\frac{1}{3}$ der Gesamtmasse. Ihre kurzen Prismen sind manchmal mit schwarzglänzendem Biotit vergesellschaftet.

In einzelnen Geröllen der Normalfacies des Diorits trifft man Schlieren von Kinderfaustgrösse (P. 24; P. 28), welche in der Hauptsache Hornblendeanreicherungen sind. Die gelbe Farbe des Normaldiorites wird intensiver gegen den Rand solcher Gerölle. Das Zentrum der Schlieren ist in einzelnen Fällen grau gefärbt (P. 28). Die hornblendereichste Partie besitzt ein feineres Korn als die sauren Varietäten; sie gleicht einem massigen, grobkörnigen Amphibolit, dessen Plagioklas noch erkennbar ist.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Plagioklas, Hornblende, Biotit, Orthoklas, Quarz,
Apatit, Zirkon, Magnetit, Pyrit.

Das sauerste Glied (P. 23a), ein *Hornblende-Biotitquarzdiorit,* besteht in der Hauptsache aus idiomorphem, feinverzwillingtem

Plagioklas, dazu kommen spärlich Quarz, grosse Flasern von Biotit, etwas Hornblende und ziemlich viel Akzessorien. Pleochroitische Höfe um Zirkon sind selten. Zirkon und grössere Apatite haben schlechte Kristallformen. Kleine und namentlich Magnetit finden sich in prachtvoll idiomorph geformten Exemplaren.

Ausbildung der Komponenten: Quarz, oft undulös auslöschend, sinkt in hornblendereicheren Typen zum Akzessorium herab. Sehr spärlich ist im Ganzen der *Orthoklas.* Er findet sich in ziemlich grossen Exemplaren, verschwindet ebenfalls in den basischeren Typen. Akzessorien sind in den Mittelgliedern (P. 25), (P. 24) am reichlichsten vorhanden und zwar ist *Apatit* am häufigsten. Seine langen Nädelchen sind als Einschlüsse in allen übrigen Komponenten zu finden. Die *Hornblende* ist mit Biotit und Pyrit vergesellschaftet. Pleochroismus: || b stark braun mit Stich ins Grüne; || a hellgelb mit Stich ins Grüne; || c grünbraun; c/n_γ ca. 14°. Diese Hornblende ist also ganz ähnlich, wie die des Malingasgranites. Zwillingsbildungen sind eher selten. Die Kristallformen sind etwas schlechter als die des Biotites. Amphibol und Glimmer sind ungefähr in gleicher Menge vorhanden.

In der gelblichen Varietät zeigt die Hornblende eine auffallend schlechte, fast kristalloblastische Form, die viel xenomorpher ist als die der Feldspäte. Auch hier finden sich Biotit und Hornblende vergesellschaftet zu diablastischen Verwachsungen. Neben der schon beschriebenen tritt noch eine blassgrünliche bis farblose auf, welche randlich Reste von braungrüner Substanz enthält. Erstere ist als ein Ausbleichungsprodukt der gewöhnlichen aufzufassen. Schnitte || c zeigen fleckige Interferenzfarben und fleckig ungleich pleochroitische Partien. Kleine, idiomorphe Plagioklase werden poikilitisch von Hornblenden umschlossen, wobei meist auch noch Biotit hinzutritt.

Der *Plagioklas*[1]) umschliesst Apatitnädelchen, Biotit und Hornblende. Die Bestimmung ergab in diesem Falle einen Andesin mit ca. 35 % An.

Interessant und typisch für die Plagioklase dieser Diorite sind Flecken mit abrupt veränderter Auslöschung, welche in vielen In-

[1]) Seine Bestimmung erfolgte, wie übrigens auch in allen anderen in dieser Mitteilung beschriebenen Fällen, soweit dies möglich war, durch Messen der Auslöschungsschiefen auf Schnitten senkrecht zu einer Bisektrix und durch Feststellen des optischen Charakters der Doppelbrechung in Schliffen senkrecht zu einer optischen Axe. Solche sehr gut orientierte Schnitte liessen sich relativ rasch finden.

dividuen auftreten, aber keine Zwillingsbildungen, sondern Partien mit anderem Chemismus darstellen. Solche Flecken sind diffus über die ganze Fläche eines Plagioklasindividuums verteilt, oft pinakoidal umgrenzt und zugleich nach den Pinakoiden des Mutterindividuums orientiert. Daraus ergibt sich eine Art Schachbrettanordnung. In den gleichen Kristallen kann nun ausserdem noch die normale Zonarstruktur auftreten. In einem Individuum konnten maximal 32 deutliche Zonen unterschieden werden, deren Chemismus nach aussen sich bis zu Oligoklas verschob, wobei der Rand optisch —, das Zentrum optisch + war. Die innersten Zonen zeigen immer gut pinakoidale Formen mit mehreren Flächen aus der Zone der b-Achse. Später verschwinden diese und der endgültige Umriss hat einfachen Habitus. In einzelnen Fällen ist die

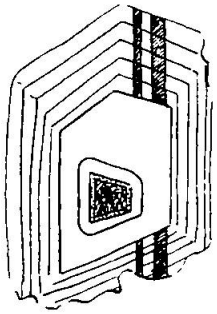


Fig. 1. Feldspat aus dem Hornblende-Diorit von Yapatera. Innere Partie zersetzt.

äusserste Schale zerbrochen, das Innere aber unversehrt geblieben.

Schon in den mittelsauren Gliedern macht sich eine Erscheinung geltend, welche in den basischen in vermehrtem Masse auftritt. Sie besteht darin, dass die Plagioklase poikilitisch von Hornblendemikrolithen durchspickt sind, begleitet von Zersetzungen, die zu chloritischen, z. T. bis isotropen Produkten Anlass gaben. Diese *Zersetzungserscheinungen* sehen ganz ähnlich aus wie diejenigen in Cordieriten und Feldspäten. (Solche werden z. B. in Lit. 12, p. 215 beschrieben.) Die chloritischen bis isotropen Partien finden sich entweder im Kern oder in einer mittleren Zone der Plagioklase und umgrenzen dann scharf eine pinakoidale Form.

In den Gesteinen (P. 25; P. 24) nehmen die zersetzten Partien oft schwammartige Struktur an, was auf kolloidchemische Vorgänge hindeutet. Die ganze Erscheinung gehört offenbar einer Periode an. Fig. 1 zeigt einen Fall. Auf die scharf pinakoidal umgrenzte Innenzone folgt eine zersetzte, darauf wieder eine frische, die nun aber durch auffallend gerundete Umrisse von der nächst äussern

abgegrenzt ist. Diese Abrundung kann auf Anschmelzung zurückgeführt werden, verursacht entweder durch eine Gasphase oder durch rückwärts verlaufende Änderungen in der Zusammensetzung der Schmelze. Die folgende Zone ist ziemlich breit und zeigt in der äussern Begrenzung einen Formenwechsel, indem einzelne Flächen ihre Bedeutung vertauscht haben. Von hier an bis nach aussen haben wir ein regelmässiges Wachstum unter Beibehaltung der erreichten Form und unter Verzwillingung. Alles dies zeigt, wie mannigfach das Schicksal einer Plagioklas-Kristallisation sein kann.

Wie schon erwähnt, ist die Form der Hornblende schlechter als die des Plagioklases, oft sieht man, dass die Hornblende direkt von präexistierenden Plagioklasen im Wachstum gehindert worden ist.

Das *Gestein (P. 24),* ein *hornblendereiches Glied,* hat einen plagioklasamphibolitischen Habitus. Plagioklas ist idiomorph, Hornblende und Biotit xenomorph. Zahlreiche Feldspäte haben nun einen deutlichen Limonitsaum (makroskopische Gelbfärbung).

Allgemeines: Die Struktur der Gesteine (P. 23a; P. 25; P. 24) ist holokristallin-körnig. Die Anklänge an ophitisches Gefüge, die Umkehrung der Idiomorphiefolge Hornblende-Plagioklas weisen auf Unregelmässigkeiten hin, die im Zusammenhang mit dem Auftreten der basischen Schlieren stehen.

In struktureller Beziehung von besonderem Interesse ist die hornblendereiche Partie des Schliffes (P. 28). Sie besteht nur aus Plagioklas und Hornblende. Ersterer ist mehr oder weniger idiomorph und völlig durchspickt mit Hornblendemikrolithen, so ein diablastisches Gewebe bildend. Feine Kanäle durchsetzen das ganze Gestein. Sie sind erfüllt von einer Masse von Hornblendeembryonen und gleich grossen umkristallisierten Plagioklasen in kristalloblastischen Formen. Dazwischen findet man einige grössere Hornblenden, z. T. noch in Aggregaten. Solche Individuen lassen Kristallformen erkennen, lösen sich aber randlich z. T. ebenfalls in diablastische Gemenge von sekundären Hornblendemikrolithen auf, wobei meist Magnetit in Körnchen und Skeletten ausgeschieden wird. Solcher Magnetit ist stellenweise so dicht, dass er der Schliffstelle eine bläulichschwarze Farbe verleiht. Die neu entstandene Hornblende ist infolge dieser Eisenabgabe bedeutend heller gefärbt (hellgrün bis fast farblos).

Diese Kanäle mögen auf Sprünge im Gestein zurückgehen, welche durch Auslösung von Spannungen während der Abkühlung

entstanden sind; ihre endgültige Form verdanken sie einer Phase pneumatolytisch-magmatischer Korrosion, wobei Gase auf den Sprüngen das feste Gestein durchfahren haben unter Hinterlassung eines Gewirres von umkristallisierten Hornblende- und Plagioklas-Mikrolithen. Es sind also Korrosionskanäle. Solche gehen oft von den Aggregaten von primärer Hornblende aus. Das zeigt, dass es sich nur um die Umkristallisation schon existierender Phasen handelt und nicht um die Zufuhr neuer Substanz. Die betrachteten Mikrolithen stellen also Umschmelzungsprodukte dar und sind in dem schon oder doch weitgehend erstarrten Gesteine entstanden. Solche Fälle von Korrosionen, Korrosionskanälen und Höhlen sind bisher hauptsächlich aus Pegmatiten beschrieben worden, z. B. von A. Lacroix in seiner Mineralogie de Madagascar und von H. Suter aus den Pegmatiten des Schwarzwaldes (Lit. 12, p. 142).

Die Zersetzungserscheinungen in den Plagioklasen können nun sehr wohl als pneumatolytisch bis hydrothermale Nachwirkungen an besonders labilen Molekülen aufgefasst werden. Sie vervollständigen so das Bild eines während der Differentiation intrudierten und von Gasen beeinflussten Diorites.

Sehr interessant ist die Tatsache, dass die Diorite von Eisenbach bei Schemnitz in Ungarn grosse Ähnlichkeit mit denjengen von Yapatera zeigen, dies namentlich in Hinsicht auf die unten zu besprechenden Andesitzersetzungserscheinungen.

Hornblendediorit,

S. von el Cardo, Bayovar, Illescasgebirge (Frylink, Nr. 810, K. 18)

Ma. Be.: Dieses Gestein steht in der Wüste von Sechura an und ist dort der Äquatorsonne und den Wirkungen des sandbeladenen Wüstenwindes ausgesetzt, welche einen Wüstenlack erzeugt haben. Plagioklas und Hornblende zeigen eine mattglänzende Politur. Das Gestein ist grau gefärbt. Die ophitische Struktur ist schon von blossem Auge deutlich wahrnehmbar, ebenso die Hauptkomponenten, Plagioklas und Hornblende. Korngrösse ca. 2—3 mm. Die Farbe des angeschlagenen Gesteins ist grünlichschwarz, weiss gesprenkelt. Die Chloritisierung der Hornblende macht sich bemerkbar.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Plagioklas, Hornblende, Quarz.
Zirkon, Biotit, Rutil, Zoisit, Chlorit.

Die weitgehende Chloritisierung des Gesteines verhindert ge-

naue Feldspatbestimmungen. Im Verein mit Carbonatbildung lässt sich auf einen basischen Feldspat schliessen.

Die Hornblende selbst ist durch die Chloritbildung eisenärmer und dadurch stellenweise farblos geworden. Quarz ist nur untergeordnet vorhanden. Die Übergemengteile Rutil und Zoisit weisen darauf hin, dass das Magma bei seiner Intrusion Brocken des Nebengesteins aufgenommen haben muss.

4. Porphyrite

Porphyritstöcke sind bekannt geworden von Chulucanas, aus der Silla de Paita und aus dem Illescas-Gebirge. In Form von Geröllen fanden sich Porphyrite auch in der Quebrada Yapatera.

Hornblende-Quarzporphyrit
Geröll, Quebrada Yapatera (P. 26, K. 26)

Ma. Be.: Das Gestein ist deutlich holokristallin-porphyrisch und von hellgrauer Farbe. Die Grundmasse ist ziemlich dicht und lässt die weissen Feldspateinsprenglinge (2—3 mm) und die grünlichen, säuligen Hornblendekristalle (2—3 mm) deutlich in Erscheinung treten. Feldspäte zeigen schon dem unbewaffneten Auge eine Zonarstruktur, wobei der Kern oftmals etwas dunkler als der Rand gefärbt ist. Daneben einige Quarze. Alle Gerölle haben randlich eine gelbbraune Verwitterungsrinde von ca. 2 cm Dicke.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Einsprenglinge: Plagioklas, Hornblende, Biotit, Quarz.
Grundmasse: Plagioklas, Hornblende, Magnetit, Biotit.
Übergemengteile: Chlorit, Rutil, Magnetit, Carbonate.

Struktur: Holokristallin-porphyrisch mit panidiomorpher Grundmasse.

Feldspat: Einzelne Exemplare sind stark chloritisiert, so dass die Spaltbarkeit undeutlich geworden ist. Die Zwillingslamellen hingegen bleiben sehr lange erhalten, ebenso die Umrisse des zersetzten Individuums. Daneben gibt es aber Exemplare so frisch wie die Quarze selbst; andere sind durch magmatische Resorption abgerundet. Zonarer Bau ist häufig, meist sind aber nur zwei Zonen ausgebildet, eine schmale äussere (Andesin) und eine zentrale innere, welche sich als Labrador mit ca. 50 % An erweist. Die Verzwilligungen sind oft sehr komplizierter Natur. Der *Quarz* steht an Menge dem Feldspat weit nach. Trotz seinen runden Umrissen sind die ehemaligen idiomorphen Formen noch zu erkennen.

Er ist klar, nicht undulös und umschliesst in rundlichen Tropfen Grundmasse, welche öfters zentrisch struierte Hornblendekristallite enthalten. Als Risse erscheinende Linien im Quarz entpuppen sich bei starker Vergrösserung als in Reihen gelagerte Kristallite von Glimmer und als Gasporen (?), welche nachträglich teilweise zu Rissen geführt haben. Schnitte senkrecht c zeigen ausserordentlich typisch trigonale Umrisse. Der Quarz ist also sicher unter 575° entstanden. Die wenigen vorhandenen *Biotitflasern* sind ausnahmslos in Chlorit umgewandelt, teilweise sogar unter Bildung von Carbonaten im Zentrum und Erz am Rande. Der *Chlorit* hat einen eigenartigen Pleochroismus in Grüngelb und erscheint z. T. auch in kugeligen Aggregaten. Spärlichen *Rutil* findet man als Körnchen in einigen Biotiten. *Carbonat* ist häufig auch ausserhalb der Glimmer anzutreffen, so dass seine Entstehung mit der Hornblendezersetzung in Zusammenhang gebracht werden muss. Für diese Auffassung zeugen die manchmal hornblendeähnlichen Umrisse solcher Carbonataggregate. Die optischen Eigenschaften und der Habitus sprechen gegen Calcit und eher für Dolomit oder Magnesit. Im untersuchten Schliffe ist die *Hornblende* so sehr zersetzt, dass eine nähere Bestimmung unmöglich wird. *Orthoklas* scheint völlig zurückzutreten. Die *Grundmasse* besteht aus idiomorphem Feldspat mit grüner Hornblende, Mikrolithen und etwas Magnetit. Quarz ist nicht mit Sicherheit nachzuweisen. Glas fehlt.

Allgemeine Verhältnisse: Die gut auskristallisierte Grundmasse, die deutlichen und zahlreichen Einsprenglinge sprechen dafür, dass das vorliegende Gestein zu den Porphyriten gestellt werden muss. Es ist als Quarzdioritporphyrit mit Hornblende zu bezeichnen.

Hornblende-Quarzporphyrit, Cerros de Anton, Illescas (Frylink, Nr. 803, K. 17)

Ma. Be.: Graugrünes Gestein, holokristallin-porphyrisch, mit 2—3 mm grossen Hornblende-Einsprenglingen und grauweisser Grundmasse, in der Feldspäte bis 1 mm Grösse sichtbar sind.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Grundmasse: Hornblende, Quarz, Feldspäte (sericitisiert). Biotit (chloritisiert), Apatit, Sericit.

Einsprenglinge: Hornblende.

Die *Hornblende* ist Hauptgemengteil, aber weitgehend chloritisiert, wobei öfters etwas Limonit ausgeschieden worden ist, entweder diffus oder entlang Spaltrissen. Die Kristallformen sind relativ gut. Zwillingsbildungen finden sich hie und da.

Der *Quarz* bildet einen deutlichen Prozentsatz der Grundmasse, er bietet zu keinen speziellen Bemerkungen Anlass.

Struktur: Holokristallin-porphyrisch. Grundmasse: panidiomorph.

Biotit-Quarzporphyrit, Silla de Paita (Gsell, Nr. 684, K. 14)

Ma. Be.: Dem blossen Auge als hemikristallin erscheinendes hellgraues Gestein mit gelbweisslichen Einsprenglingen von Plagioklas (2—3 mm); spärlicher sichtbar sind Biotit und Augit. Die Oberfläche des Handstückes ist narbig durch Winderosion.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Einsprenglinge: Quarz, Orthoklas, Biotit, Plagioklas, Augit.

Grundmasse: Quarz, Feldspat, Biotit, Diopsid, Zirkon, Magnetit, Chlorit, Calcit.

Unter den Einsprenglingen zeigt der *Quarz* eine ideal idiomorphe (hexagonale) Form; er umschliesst kleine Mengen von Grundmasse. Der *Orthoklas* ist meist grösser als der Quarz. Karlsbaderzwillinge sind häufig, starke Sericitisierung überdeckt die Schnitte. *Biotit* ist nicht sehr häufig vorhanden, immerhin ist seine Anwesenheit bezeichnend für dieses Gestein. Chloritisierung unter Zerfetzung und Rutilausscheidung sind allgemein. Der *Plagioklas* ist albitisch, tritt an Menge gegenüber Orthoklas aber zurück. Seine Leisten enthalten etwas Calcitausscheidungen. Als seltener Gemengteil findet sich ein diopsidischer *Augit.*

Struktur: Holokristallin-porphyrisch mit panallotriomorpher, ziemlich feinkristalliner Grundmasse. In Farbe und Struktur ähnlich dem Porphyrit von Yapatera (P. 26).

Augit-Porphyrit, Tempelhügel, Chulucanas, (P. 16, K. 28)

Ma. Be.: Gegenüber (P. 26) haben Feldspäte und Augite zugenommen. Korngrösse derselben erreicht ca. 3 mm. In dem graugrünlichen Gestein erzeugen die weissen Feldspateinsprenglinge eine Sprenkelung. Karlsbader- und Albitverzwillingung sind makroskopisch sichtbar. Die Augite sind von kleinen Feldspäten poikilitisch durchsetzt, wobei die Längsaxe der Leistchen parallel der c-Achse der Augite liegt. Feldspat überwiegt unter den Einsprenglingen. Quarz ist nur ganz vereinzelt anzutreffen. Die Grundmasse ist viel schwächer entwickelt als im Porphyrit von Yapatera. Das ganze Gestein zeigt deshalb angenähert eine holokristallinkörnige Struktur.

Mi. Be.: Mineralbestand:
Einsprenglinge: Plagioklas, Augit.
Grundmasse: Plagioklas, Augit, Biotit, Quarz.
Magnetit, Apatit, Chlorit, Calcit.

Struktur: Holokristallin-porphyrisch mit hypidiomorpher Grundmasse, stellenweise Anklänge an trachytische Struktur.

Der *Plagioklas,* ein Andesin, zeigt Albit- und Periklinverzwillingungen und Zonarstruktur. Bis zu 20 Zonen lassen sich in unzersetzten Exemplaren wahrnehmen. Die Neigung zu Komplexverwachsungen ist deutlich. Die Einsprenglinge sind öfters idiomorph geformt, zeigen einfache Formen; indessen sind verschiedene (h0l)-Flächen vorhanden. Einzelne Andesine sind im Innern chloritisch zersetzt. In der Grundmasse trifft man Plagioklasleistchen der verschiedensten Grösse, welche aber immer zu trachytischer Anordnung neigen. Im Gegensatz zu den oft sehr frischen Einsprenglingen sind die Plagioklase der Grundmasse mehr zersetzt, was sich makroskopisch in der grünlichgrauen Färbung äussert. Der *Augit,* ein bräunlicher Diopsid, findet sich in idiomorphen Einsprenglingen. Meist ist die Chloritisierung schon weit fortgeschritten. Einzelne Schnitte parallel c zeigen nur noch ein Gewebe von Chloritfetzen mit Ansammlungen von Magnetit. Der Augit der Grundmasse, ebenfalls zersetzt, ist meist schlecht umgrenzt. *Quarz* wird nur in der Grundmasse getroffen in deutlich bipyramidalen Exemplaren.

Allgemeines und *strukturelle Verhältnisse:* Erwähnenswert sind die zahlreichen granophyrischen Verwachsungen, welche manchmal strahlig rosettige Aggregate um ein Mineral bilden oder senkrecht auf die Wände von Einsprenglingen stehen. Die femischen Komponenten der Grundmasse sind hypidiomorph und schlechter geformt als die Feldspäte der gleichen Generation.

Vergleichen wir nun die Porphyrite. Die Bezeichnung Porphyrite wurde gewählt, weil die Grundmasse ziemlich grob auskristallisiert ist und die Gesteine makroskopisch einen porphyritischen und keinen Lavacharakter haben. Währenddem im Gestein von der Quebrada Yapatera etc. Biotit und Quarz noch eine Rolle spielen, finden sie sich hier nur noch akzessorisch. Des weitern ist die Hornblende der sauren Porphyrite im Porphyrit von Chulucanas durch Augit ersetzt. Dies alles verleiht diesem Gestein einen basischen Charakter. Aus einem sehr ähnlichen Typus ist auch der südlich Chulucanas gelegene Berg Vicus (siehe Karte) aufgebaut.

5. Andesite

Andesitische Gesteine bilden die Hauptmasse aller Eruptivgesteine der Erreogegend. Sie finden sich in Stöcken bis stockartigen Gängen, die oft eine deutliche Längsaxe in ca. West-Ostrichtung haben, wie z. B. in der Quebrada Pedregal, direkt am Südfusse des Cerro Erreo. Lavadecken wurden nicht beobachtet. Mit dieser geologischen Erscheinungsform stimmt auch die mineralogische überein, indem alle Gesteine holokristalline Grundmasse haben. Andesite kennt man auch aus dem Amotapegebirge, der Silla de Paita und dem Illescasgebirge. Als Gerölle treten sie in mitteltertiären Konglomeraten auf.

Im folgenden werden einige der untersuchten Typen beschrieben.

a) *Augit-Andesite*

Quebrada Pedregal bei Tambogrande (P. 9, P. 8, K. 21)

Ma. Be.: Im Handstück gleichen diese Gesteine einem dichten schwarzen Amphibolit, besonders in Partien, wo die Einsprenglinge fehlen. Vielfach aber kann man schwarze Augite erkennen, Feldspäte seltener. Auf Klüften bemerkt man Zeolithe. (P. 8) ist im Handstück hemikristallin-porphyrisch.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Einsprenglinge: Plagioklas, Augit.
Grundmasse: Plagioklas, Augit, Hornblende, Magnetit, Apatit, Zirkon.
Übergemengteile: Chlorit, Calcit.

Struktur: Holokristallin-porphyrisch, Grundmasse trachytisch.

Der *Plagioklas* ist in beiden Gesteinen ein Labrador mit ca. 40 % An. Chloritisierung, sogar Zoisitisierung ist nicht selten. Gestein (P. 9) führt mehr Feldspat als (P. 8) und ist deshalb auch eine Nuance heller gefärbt. In beiden Fällen findet sich ein *Diopsidaugit,* randlich etwas bräunlich gefärbt. Im Gestein (P. 9) hat er meist unregelmässige, in (P. 8) hingegen oft idiomorphe Gestalt. Zwillinge, Resorptionserscheinungen sind oft zu beobachten. Die Augite sind hie und da fleckenweise zersetzt, wobei der sich bildende Chlorit fast isotrop sein kann. Andere Augite wandelten sich in *Hornblende* um. Diese muss in diesen Gesteinen als ein mehr sekundäres Mineral aufgefasst werden. Die Augite der Grundmasse sind häufig zu Chlorit zersetzt und haben allgemein schlechte Umrisse.

Allgemeine und strukturelle Verhältnisse: Wie oben erwähnt, zeigt die Grundmasse trachytische Struktur, wobei die femischen Gemengteile in den Zwickeln zwischen den Feldspäten sitzen. Die völlig holokristalline Ausbildung kennzeichnet diese Andesite als Produkte einer langsamern Erstarrung in gewisser Entfernung von der Erdoberfläche und sie können deshalb als Mittelglieder zwischen den eigentlichen Porphyriten und den eigentlichen Andesiten mit glasiger Grundmasse gelten.

Beide betrachteten Gesteine stammen aus demselben Eruptionsherd, wenn auch topographisch nicht von derselben Stelle. Der einzige Unterschied liegt im Mengenverhältnis zwischen Feldspat und Augit, wobei im Gestein (P. 9) der Feldspat überwiegt, während im Gestein (P. 8) Feldspat und Augit ungefähr im Gleichgewicht sind.

b) *Hornblende-Augitandesite*
Cerro Erreo (P. 10, P. 5, K. 22)

Das Massiv des Erreo scheint zur Hauptsache aus solchen Gesteinen aufgebaut zu sein. Die untersuchten Proben stammen von Geröllen aus einer Schlucht direkt am Fuss des Berges.

Ma. Be.: Sie gleichen den Augitandesiten weitgehend. Doch treten hier auf angewitterten Flächen die Feldspäte (Leisten und Aggregate) mit 2 mm Grösse deutlicher hervor. Die Korngrösse hat also zugenommen. Im Gestein (P. 10) bemerkt man ausserdem sphärische, chondrenartige Aggregate von grünschwarzer Hornblende, welche bis zu 6 mm Durchmesser erreichen. Hie und da ist das Zentrum solcher Chondren ausgewittert und die blossgelegten Wände sind mit Limonit bedeckt; andere haben im Zentrum eine grünbraune, chloritische Masse. Die Hornblende-Augitandesite sind grünschwarz, holokristallin-porphyrisch. Ähnliche Ausbildung zeigt auch ein

Hornblendeandesit, 2 km nördlich von *el Salto* im *Illescasgebirge*
(Frylink, Nr. 800, K. 19)

Mi. Be.: Mineralbestand:

Einsprenglinge: Plagioklas, Augit, Hornblende.
Grundmasse: Plagioklas, Hornblende, Augit.
Akzessorien: Magnetit, Apatit etc.
Übergemengteile: Chlorit.

Struktur: Holokristallin-porphyrisch, Grundmasse trachytisch.

Der *Plagioklas* ist meist ein Andesin mit ca. 37 % An, also

ein wenig saurer als derjenige der reinen Augitandesite. Isometrisch, meist schlecht begrenzte, oft sogar teilweise resorbierte Exemplare bilden die Regel. Die Neigung zu Zwillingsbildungen ist sehr gross; meist keilen die Zwillingslamellen unregelmässig aus. Einschlüsse von z. T. glasartiger, vornehmlich hornblendehaltiger Grundmasse sind nicht selten. Der Feldspat der Grundmasse hat oft Leistenform; er neigt daher zu trachytischer Anordnung. Viele Leistchen sind gebogen und gepresst. Diese Pressung hat aber vor der Erstarrung stattgefunden, da man keinerlei Bruchbildung wahrnehmen kann. Der *Augit* ist seltener vertreten als der Feldspat und auch weniger häufig als in den eigentlichen Augitandesiten. Die *Hornblende* wird als Einsprengling nur vereinzelt angetroffen, meist chloritisiert; hingegen bildet sie im Gestein (P. 10) die Hauptmasse der femischen Gemengteile, während im Gestein (P. 5) auch der Augit noch in wesentlichen Mengen angetroffen wird. Die bräunliche, z. T. bläulichgrüne Hornblende scheint in vielen Fällen aus Augit entstanden zu sein. Interesse verdienen vor allem die *Chondren,* welche aus einem radialstrahligen Gemenge von grünlicher Hornblende bestehen und jedenfalls eine primäre Auskristallisation darstellen.

Allgemeines und Strukturelles: Obwohl Augit als Einsprengling auftritt, sind durch das Überwiegen der Hornblende (namentlich in der Grundmasse) diese Gesteine als *Hornblende-Augitandesite* zu bezeichnen, um so mehr, als auch der Feldspat etwas saureren Charakter hat. In struktureller Beziehung ist das Auftreten der Chondren mit Hornblende zu erwähnen.

Beide Andesittypen finden sich auf einem engbegrenzten Raume und entstammen dem gleichen Magmaherd.

c) *Andesitische Eruptivbreccie*

Sie stammt gleichfalls vom *Cerro Erreo* (P. 7) und fand sich in Blöcken zusammen mit (P. 10, P. 5).

Ma. Be.: Die Brecciennatur ist im Handstück deutlich zu erkennen. In einer grünlichen Grundmasse sind zahlreiche eckige, bis 2 cm grosse, graue Brocken eingebettet. Daneben findet man einzelne idiomorphe Feldspateinsprenglinge.

Mi. Be.: U. d. M. lassen sich sofort zwei deutlich verschiedene Elemente unterscheiden:

A. Die Grundlage des Gesteins, sozusagen den Teig, bildet ein *Hornblende-Augitandesit,* der sich nicht von (P. 10) etc. unterscheidet, und

B. die eingeschlossenen Brocken, ein hemikristallinporphyrisches Ergussgestein. Bei diesem überwiegt die Grundmasse und die spärlichen Feldspateinsprenglinge sind fluidal angeordnet.

Die Grundmasse von B besteht aus einem Filz von Diopsid und Hornblende. Hie und da findet man eingeschlossen grössere, manchmal gebogene und zerbrochene Kristalle von Labrador. Randlich zeigen die B-Brocken oft Magnetitanreicherungen. In A treten als Besonderheit Nodulen mit Feldspat und Hornblende auf, wobei die letztern im Zentrum sitzen und die erstern radialstrahlig am Rande. Das Ganze ist oft chloritisch zersetzt. Solche Nodulen sprechen für eine stattgehabte Unterkühlung des Magmas, wobei dann um einzelne Kristallisationszentren ein plötzliches Wachstum begann, währenddem die Hauptmasse des Magmas noch in flüssigem Zustand verharrte.

Die Brocken von B scheinen mehr oder weniger verfestigt in die Grundmasse A hineingelangt zu sein, haben aber nach der Einbettung noch durch Pressungen und Fliessen Formveränderungen erlitten. Die einzelnen grossen Feldspäte, welche in B eingeschlossen sind, dürften am ehesten aus dem Andesit A stammen und in die Brocken hineingepresst und dabei umschlossen worden sein. Die B-Brocken scheinen eine Art Lava-Facies der beschriebenen Hornblende-Augitandesite zu sein und die Vermischung mag an der Grenzfläche zwischen den beiden Gesteinstypen stattgefunden haben.

Dieses Gestein kann aber auch als eine Art stark verfestigter Tuff des Cerro Erreo-Andesits angesehen werden.

6. Zersetzte Andesite, Andesite mit Mandelsteinen und Andesite mit Erzanreicherungen

Eine ganze Reihe von Andesitstöcken der Erreogegend zeigen Zersetzungserscheinungen parallel mit Zeolithbildungen, seltener mit Vererzungen, welche teilweise an analoge Verhältnisse, z. B. des Schemnitzer Andesitgebietes in Ungarn erinnern.

Es lassen sich drei Gruppen auseinanderhalten:

a) Gesteine, welche in der Hauptsache nur Zersetzungen aufweisen (P. 102); (P. 18); (P. 20).

b) Gesteine, die dazu noch Mandelsteinbildungen mit Zeolithen zeigen (P. 17); (P. 24 a).

c) Gesteine, in denen die Erzbildung überwiegt, (P. 2); (P. 3); (P. 4).

a) *Zersetzte Andesite*

Augitandesit vom Dorf Tambogrande (P. 102, K. 23).
Augitandesit, Hügel an der Ostseite des Einganges zur Schlucht der Quebrada Yapatera (P. 18, K. 27).
Andesit, Silla de Paita (Frylink, Nr. 454, K. 11).
Andesit, Cerro Gigantal, südl. *Zorritos,* Tertiärgeröll (Gsell, Nr. 110, K. 3).

(P. 102) bildet einen Hügel am Westausgang des Dorfes Tambogrande. Das Gestein ist makroskopisch ziemlich dicht, schwarz bis schwarzgrün. Diopside heben sich schwach von der Grundmasse ab. Pyrit und Glimmer erscheinen im Zusammenhang mit Zersetzungen.

Mi. Be.: U. d. M. entpuppt sich das Gestein als ein normaler Augitandesit mit grossen, bis 5 mm langen Einsprenglingen von diopsidischem *Augit,* welcher aber fast völlig zu chloritischen Aggregaten zersetzt ist. Die *Chloritisierung* ist randlich am stärksten, sie greift auf Spaltrissen auch ins Innere. Die *Feldspäte,* ebenfalls zersetzt, sind fast unkenntlich geworden. *Pyrit* ist in solcher Menge vorhanden, dass er unbedingt sekundär zugeführt sein muss. Er ist namentlich in Feldspatnähe angereichert.

(P. 18). Der *Augitandesit* von der *Quebrada Yapatera* scheint leicht gepresst zu sein, ebenso das sehr ähnliche Gestein (Nr. 454).

Im Handstück ist er dicht grünschwarz, zeigt grüne Diopsideinsprenglinge und Pyrit.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Einsprenglinge: Diopsid, Hornblende, Feldspat, Pyrit.
Grundmasse: id.
Zersetzungs- bezw. sekundäre Produkte: Pyrit, Chlorit.

Neben inhomogenen Partien mit fluidal struierter, dichter Grundmasse gibt es auch Stellen, welche als normal zu bezeichnen sind, verglichen mit den übrigen beschriebenen Andesiten. Wieder erscheint viel *Pyrit.* Die *Chloritisierung* ist weit fortgeschritten. Neu ist die *Umwandlung Augit→Hornblende,* wobei noch Relikte von Augit übrig geblieben sind. In der Grundmasse finden wir Hornblendemikrolithen oft in Zügen angeordnet mit Pyrit und Chlorit, welche die Einsprenglinge umfliessen.

(P. 20) zeigt alle Erscheinungen von (P. 18) noch in verstärktem Masse. Die *Feldspäte* sind fast ganz chloritisch überstäubt, sie sind oft zerbrochen, die Augite stellenweise sogar gebogen.

Allgemeines: Diese drei Beispiele zeigen Zersetzungen im wesentlichen ohne Neubildungen. Ausser Pyrit sind sekundär zugeführte Mineralien noch nicht vorhanden.

Charakteristisch sind die weitgehende allgemeine Chloritisierung, die Umwandlung von Augit in Hornblende und Zerbrechungen, welche teilweise auf Volumänderungen im sich zersetzenden Gestein beruhen. Dazu die Pyritbildung.

Der Grad der Zersetzungserscheinungen und die Zufuhr von Pyrit lassen vermuten, dass es sich hier nicht um Verwitterung, sondern teilweise um hydrothermale Wirkung handelt, wobei die bezüglichen Lösungen sehr arm an Verbindungen gewesen sein müssen, weshalb die Zeolithisierung etc. unterblieben ist.

Ähnliche Gesteine scheinen auch im Amotapegebirge östlich von Zorritos anzustehen. (Nr. 110) z. B. zeigt derartige Erscheinungen.

b) *Mandelstein-Andesite*

Unter dieser Bezeichnung werden Andesite beschrieben, welche neben Umwandlungen auch wesentliche Neubildungen aufweisen.

Andesite von der Quebrada Yapatera (P. 24 a, P. 17). Fundort etwas entfernt von (P. 18), aber im selben Stock.

Ma. Be.: Im Handstück gleichen sie dem Gestein (P. 18), die Farbe ist heller. Ausserdem finden sich nun zahlreiche Mandeln in der Grösse von 1—3 mm, welche mit einem weissen Mineral ausgefüllt sind.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Einsprenglinge: Augit, Feldspat.
Grundmasse: Augite, Hornblende, Feldspat.
Übergemengteile: Chlorit, Pyrit, Zeolithe, Calcit, Zoisit.

Struktur: Holokristallin-porphyrisch mit trachytischer Grundmasse.

Die *Augite* sind meist sehr frisch, die *Feldspäte* dann und wann mit Zoisitaggregaten angefüllt. In der Grundmasse überwiegt Augit. Die *Mandeln* zeigen verschiedenartige Zusammensetzung. Einzelne randlich Calcit und in der Mitte Zeolithe, andere führen Chlorit und Calcit oder Chlorit allein. Die Zeolithe scheinen der Desmingruppe anzugehören. Während nun einzelne Mandeln ohne Zusammenhang mit anderen Mineralien stehen, zeigen andere in der Form der Umrisse unzweifelhaft einen Zusammenhang mit den Feldspäten. Im Gestein (P. 24 a) sind die meisten *Feldspatein-*

sprenglinge verschwunden. Die Umrisse sind geblieben, aber nun von *Calcit* und *Zeolithen* erfüllt. Calcit ist auch diffus über das ganze Gestein verstreut. In einzelne Zeolithmandeln sind vom Rande her strahlige Chloritaggregate hineingewachsen.

Im Ganzen sind diese mandelnführenden Gesteine viel frischer als die unter a) besprochenen, trotzdem sie dem gleichen Eruptivstock angehören.

c) *Hämatiterze im Andesit von Tambogrande*

Für den Andesitstock von Tambogrande, dem oben beschriebenen hydrothermal beeinflussten Augitandesit (P. 102), ist bezeichnend das Auftreten von hämatitführenden Partien. In solchen ist das Erz oft so stark angereichert, dass vom Muttergestein nichts mehr zu finden ist. Handstücke zeigen dann das Erz in drusigblasiger Struktur mit Einschlüssen eines weissen Minerales, welches bei geringer Härte in zwei Richtungen gut spaltbar ist und eine Lichtbrechung hat, die grösser ist als die des Canadabalsams. Dieses Mineral konnte noch nicht identifiziert werden.

Die Handstücke (P. 2); (P. 3); (P. 4) sind auf einer Fläche von wenigen m^2 gesammelt, bilden eine Reihe mit zunehmendem Erzgehalt. (P. 2) enthält neben *Hämatit* noch sehr viel *Quarz,* der aber über Chalcedon aus Opal entstanden ist und dazu das oben erwähnte Mineral. Bei (P. 3) überwiegt bereits das Erz und bildet ein zusammenhängendes, aber immerhin lockeres Maschenwerk, in dessen Maschen Limonit als Glaskopf sich abgelagert hat. Die vorhandenen Mineralien (wie bei P. 2) liegen nicht eigentlich in Hohlräumen, sondern scheinen gleichaltrig wie das Erz zu sein.

Bei (P. 4) erreicht die Vererzung ein Maximum. Makroskopisch handelt es sich um ein dichtes, rotbraunes bis schwarzes Erz mit drusenartigen Hohlräumen, welche, wie bei (P. 3), mit braunem Glaskopf erfüllt sind. Bei auffallendem Licht sieht man sehr klar die Grundmasse von weissgrau reflektierendem Hämatit, der randlich gegen die Drusenräume hin blutrot bis braun wird. Die konzentrische Struktur der braunen, limonitischen Massen deutet darauf hin, dass kolloidale Vorgänge bei ihrer Bildung beteiligt waren. Die weissgraue, eigentliche Hämatitmasse kann stellenweise so zurücktreten, dass sie nur noch als ein schmales Gerüst erscheint, während der Rest des Raumes mit Limonit erfüllt ist. Über die Menge des vorhandenen Erzes kann nichts ausgesagt werden, immerhin erscheint die Möglichkeit einer Ausbeutung nicht ausgeschlossen.

Zusammenfassung

Die Zersetzungserscheinungen und die zeolithische Phase der Andesite namentlich vom Erreogebiet beschränken sich auf eine allgemeine Chloritisierung der femischen Gemengteile und Zoisitisierung der Feldspäte unter Neubildung von Pyrit, Calcit, Zeolithen, Hämatit und Pseudomorphosen von Calcit nach Feldspat.

Die Zusammensetzung der an diesen Vorgängen beteiligten hydrothermalen Restlösungen war demnach ziemlich einfach. Solche Vorgänge können verglichen werden mit der Propylitisierung der Augitandesite von Schemnitz in Ungarn. Einzelne der von dort beschriebenen Umwandlungsstadien sind denn auch u. d. M. sehr ähnlich denjenigen vom Erreogebiet.

II. Metamorphe Gesteine

7. Quarzite

In der Einleitung wurde schon erwähnt, dass die Quarzite in Begleitung von Phylliten die Hauptmasse des präcretacischen Grundgebirges aufbauen. Sie finden sich auch als Gerölle im Tertiär des Andenvorlandes. Einige solcher Quarzite seien nachfolgend besprochen. Die Beispiele entstammen in der Hauptsache dem Erreogebiete.

Die Bergformen, namentlich der Gegend von Pabur, sind ausserordentlich kühn. Die meist aus Quarziten bestehenden Berge tauchen als einsame Inseln aus dem Sandmeer der Wüste auf. Sie sind aber auch tektonische Inseln und teils durch Brüche, teils durch die Faltung in ihre heutige Position gebracht worden. Bei der Klarheit der dortigen Atmosphäre kann man solche Inselberge bis auf über 100 km Distanz noch scharf erkennen, was der sonst eintönigen Landschaft einen ganz seltsamen Reiz verleiht.

a) *Quarzite der Hauptketten des Erreogebietes*

Sericitquarzit, Quebrada Pedregal, W. Tambogrande (P. 1, K. 20)

Ma. Be.: Das Gestein gleicht einem cornubianitischen Gneise. Aus der bläulichgrauen Grundmasse leuchten feine, silberweisse Sericitschüppchen heraus. Bruch unregelmässig grobschieferig.

Mi. Be.: U. d. M. ähnelt das Gestein den Quarziten vom Cerro Pilar. *Quarz* überwiegt bei weitem, an anderen Mineralien finden sich etwas *Sericit,* spärlich *Limonit* und *Feldspat.* Kataklase ist nicht bedeutend, trotzdem Mörtelkränze vorhanden sind. Die Pflasterbez. Psammitstruktur wird namentlich bei gekreuzten Nicols sehr

gut sichtbar. Die Gefügeregelung der Quarze ist weniger als 50%, d. h. nur ca. 50 % der Quarzindividuen haben ε in der Längsaxe und zugleich parallel der Schieferung.

In den Bergen vom Cerro Pilar bis Morropon findet man folgende Quarzite, welche im Handstück z. T. als Konglomeratgneise bis Schiefer erscheinen:

Quarzit, Ausläufer des *Cerro Pilar* (P. 101 a, K. 29)

Ma. Be.: Das gelbliche Gestein ist unregelmässig, grobflaserig geschiefert und zeigt im Wesentlichen nur Quarz und etwas Glimmer.

Mi. Be.: Mineralbestand:

Quarz, Sericit, Biotit, Zirkon.

Selten: Turmalin, Rutil, Sillimanit, Apatit, Feldspat.

Struktur: mylonitisch-brecciös.

Textur: flasrig. Korn sehr fein.

Eckige *Quarzsplitter* schwimmen in einer Grundmasse von zerriebenem Quarz. Sammelkristallisation, wodurch einzelne Quarze sehr feingezackte Umrisse erhalten haben, ist schon deutlich feststellbar. Als Einschlüsse findet man vereinzelte *Rutil*nädelchen und *Sillimanit.* Stellenweise bildet sich durch Anhäufung von *Sericit* eine Art Flasertextur aus. Öfters ist seine Herkunft aus *Biotit* noch nachweisbar. Biotitreste können die Grösse der Quarze erreichen. Als selbständige Individuen findet man noch *Zirkon* und *Turmalin.* Beide haben durchschnittlich gute Kristallformen bewahrt.

Pseudokonglomeratquarzit, Cerro Pilar (P. 101, K. 29)

Ma. Be.: Im Felde erinnert er an Konglomeratgneise. Unter der Lupe erkennt man aber, dass die einzelnen Gerölle selbst wieder aus kleinen Quarzen bestehen, die nun aber in Bezug auf die Längsaxe des Gerölles und in Bezug auf die Einordnung desselben im Gesamtgestein in einer bestimmten Anordnung stehen, so dass sich unschwer das Bild einer Mikrodeltastruktur (bez. -Textur) ergibt. Die Pseudogerölle enthalten die feinen schiefliegenden Sandlagen, der etwas gröbere Rest der „Grundmasse" ist horizontal gelagert. Diese beiden Komponenten sind überdies durch Sericitlagen voneinander geschieden. In der Grundmasse selbst tritt hie und da ein grösseres homogenes Quarzgritkorn von eckiger bis schwach gerundeter Form auf.

Mi. Be.: Das Gestein ist ähnlich (P. 1) und (P. 101 a) in Ausbildung und Mineralbestand.

Struktur: psammitisch.

Textur: Deltaartig, sekundär flasrig.

Die Beobachtung u. d. M. kann wenig zu dem makroskopisch gewonnenen Bild hinzufügen. Einzelne Sericitaggregate scheinen an Ort und Stelle aus Feldspäten entstanden zu sein. Die Gefügeregelung beträgt im Schliff längs der Schieferung ca. 50 %, im Schliff parallel der Schieferung ist sie viel schwächer entwickelt. Quarz hat deutlich verschiedene Korngrössen. Die Aufbereitung ist also nicht weit fortgeschritten. Dies und die Deltastruktur sprechen eher gegen einen marinen Sand als Ursprungsgestein und eher für brakische bis limnische Herkunft.

Quarzit (Mikroarkose), *Chulucanas* (Frylink, Nr. 440, K. 25)

Ma. Be.: Weissgrau, dichthomogen, einem zuckerkörnigen Sandstein ähnlich.

Mi. Be.: Es zeigt sich ein sehr gleichförmiges Bild. Struktur mikropsammitisch. *Quarz* wiegt vor; er ist begleitet von *Feldspat, Limonit* und seltenen Glimmerfetzchen. Die Umkristallisation scheint schon ziemlich fortgeschritten zu sein. Das Gestein gehört in die Reihe der Cerro Pilar-Quarzite und ist deren homogenstes und feinkörnigstes Glied.

b) *Quarzite des Inselberges von Punta Arenas* (P. 103, 104, K. 30)

Bei der gleichnamigen Noria erhebt sich ein ca. 30 m hoher Kegel, welcher nur aus Quarzitschichten besteht. Schichten roter, weisser und grauer Farbe wechseln miteinander ab. Die Quarzite sind meist feinkörnig und äusserst homogen, bei massiger Textur.

Mineralbestand: Quarz, Sericit, Biotit, Zirkon, Apatit.

Struktur: Psammitisch bis hornfelsartig.

Mi. Be.: Man erkennt einen cementlosen Sandstein von sehr homogenem Korn. Die Quarzkörner sind oft von Limonit umrandet, aber stets eckig bis zackig umgrenzt. Nie trifft man rundliche *Quarze.* Undulöse Auslöschung und Zweiaxigkeit ist die Regel. Sammelkristallisation hat oft zwei Individuen vereinigt, die Auslöschung verläuft dann schattig über die Naht hinweg.

Besonderes Interesse erweckt das Auftreten der *Böhm'schen Streifung.* Die Quarze zeigen dann im parallelen Lichte eine mikroperthitartige Streifung, die am Wechsel der Lichtbrechung erkennbar ist.

Quarzitgeröll vom Mirador bei Vichayal (386, K. 6)

gleicht dem eben beschriebenen weitgehend, hat aber eine noch mehr hornfelsartige Struktur. Einzelne Quarze zeigen Gasketten und Apatitnadeln als Einschlüsse. Dieser Quarzit führt sozusagen keinen diffus verteilten Limonit, dagegen findet er sich an einzelnen Stellen in Glaskopfaggregierung.

Quarzitgeröll vom Mirador bei Vichayal (386, K. 6)

Ähnliche Beschaffenheit zeigt dieses Geröll aus einem tertiären Konglomerat. Es ist an der Oberfläche völlig mit Schlagfiguren übersät. Das Innere ist etwas kavernös. Daneben finden sich dichte Stellen von feinem Korn, in Hohlräumen auch Quarzkriställchen mit steilen Rhomboedern.

Mi. Be.: Im Dünnschliff ist das Gestein homogen und besteht aus *Quarz* von feinem Korn. Hie und da hingegen trifft man Nester mit etwas gröbern Quarzkristallen. Äusserst zahlreich sind feine *Rutil*nädelchen, lose oder in filzigen Aggregaten, welche offenbar von einem früheren Glimmergehalt herrühren. Dazu kommt *Limonit.* Es fanden sich keine Anzeichen von Fossilien.

Trotzdem dieses Gestein Kavernen führt, gehört es wohl eher zur Serie der Grundgebirgsquarzite, wofür m. E. der Rutilgehalt spricht.

Allgemeines über die Quarzite

Die Grösse der Quarze wechseln im Ganzen nicht sehr. Die Gefügeregelung steht im Einklang mit dem makroskopischen Aussehen. Es liegt ε der Quarze in der Längsrichtung der Individuen und parallel der Schieferung in ca.

80 % der Anzahl der Quarzindividuen bei P. 104,
85—90 % bei P. 103,
50—60 % bei 101 a etc.,

d. h. in diesen Fällen, je homogener der Quarzit in Bezug auf Korngrösse, desto vollkommener die Gefügeregelung.

Es handelt sich im übrigen um reine Sericitquarzite, die der Epizone der Klassifikation von Grubenmann zuzuzählen sind. Sie dürften zumeist mariner Herkunft sein (gute Aufbereitung bei eckigen Körnern).

8. Metamorphe Kalke

Am Eingang in die Schlucht der *Quebrada Yapatera* bei K. 26, etwas nördlich der beschriebenen Andesitvorkommen und direkt

am Bach aufgeschlossen finden sich konkordant eingelagert in das Grundgebirge eine Serie kontaktmetamorpher Kalke.

Makroskopisch erscheinen diese Kalke dicht, blaugrau bis rauchgrau und grüngefleckt; stellenweise so, dass man auf das Vorhandensein von Fossilien schliessen möchte. Diese Vermutung bestätigt sich aber u. d. M. nicht. Die Gesteine sind sehr hart und werden von injektionsartigen, grobkristallinen Äderchen durchzogen.

Mi. Be.: Die Untersuchung ergibt Kieselkalke von sehr feinem Korn, in denen Quarz meist überwiegt.

Mineralbestand: Ursprünglich: Quarz, Calcit, Glimmer, Pyrit, Ton.

Metamorphe Neubildungen: Diopsid, Skapolith, Magnetit, Feldspat.

In einem ziemlich homogenen Gemenge von *Quarz* sitzen ungefähr gleich grosse *Calcit*körnchen, die so weit frei sind, dass sie in Salzsäure CO_2 abgeben. Stellenweise häufen sich sehr feine Glimmerschüppchen an. Das Pigment, welches makroskopisch die blaugraue Farbe bewirkt, besteht aus feinverteiltem *Pyrit,* wie solcher in jedem Schlamme vorhanden ist.

Die durchaderten Partien zeigen in unregelmässig verlaufenden Zügen, teilweise auch diffus im Kalk drin ein Gemenge von *Diopsid* und *Skapolith.* Die Grenze gegen den Kieselkalk wird durch eine Tonhaut gebildet, welche als Rest der verdrängten, beziehungsweise umkristallisierten Gesteinsmasse betrachtet werden muss. Im sehr feinkörnigen Gestein (P. 14) tritt auch etwas häufiger *Magnetit* auf, welcher offenbar durch Umkristallisation aus dem Pyrit entstanden sein muss.

Die Umbildung dieser Kalke dürfte wohl der Kontaktwirkung intrudierter Andesite zuzuschreiben sein.

Dünne Kalklagen mit paläozoischen Fossilien innerhalb der Quarzite und Schiefer werden auch von Bosworth, Lit. 3, p. 7 erwähnt.

III. Einige Sedimente der Kreide und des Tertiärs

9. Chertartige Sedimente

Das vorliegende Material ist nicht genügend, um definitive Schlüsse zu erlauben. Immerhin sei es hier erwähnt im Hinblick auf eine Arbeit von Sinclair etc. (Lit. 11) über Cherte des Santa Elena-Ölfeldes in Ecuador.

Die dortigen Cherte gehören wahrscheinlich in die obere Kreide und sind durchsetzt von Eruptivgesteinen. Im Ganzen führen sie

viel organisches Material. Einige der abgebildeten Beispiele zeigen rein brecciöse Natur, andere sind arm an Fossilien. Solche gleichen in gewisser Hinsicht den Chertvorkommen von der Silla de Paita.

Im östlichen Teil der Silla de Paita befindet sich ein Komplex silexartiger Sedimente von wahrscheinlich kretazischem Alter. Im Folgenden ein Beispiel:

Chert, Silla de Paita (Frylink, Nr. 469, K. 11)

Ma. Be.: Ein bräunliches, sehr dichtes Gestein mit hellgelben bis weisslichen Flecken. Spärlich zeigen sich kleine Kavernen.

Mi. Be.: Die Grundmasse besteht aus einem sehr feinkörnigen *Quarz*gemenge, in dem *Limonit* in Zügen und diffus durch das Gestein verteilt ist. Daneben findet sich Limonit auch in kugeligen Aggregaten. Stellenweise trifft man Aggregate von grobkristallinem Quarz, welche rundliche, ovale oder schliesslich unregelmässige Umrisse haben. Ihre spezielle Struktur weist auf in Quarz umgewandelte und deformierte *Radiolarien* hin. Gelegentlich stösst man auf Nodulen mit *Chalcedon.*

Es handelt sich also um ein Kieselgestein, das hauptsächlich aus Quarz besteht, in dem sich nur wenig Chalcedon erhalten hat und in dem die Organismen durch die Silifikation weitgehend zerstört worden sind.

10. Tertiärer Sandkalkstein von El Horno, Illescasgebiet (Frylink, K. 16)

Er verdient seines interessanten Aufbaues wegen hier besprochen zu werden.

Das im Handstück massige Gestein zeigt neben dichten Stellen einige Kavernen mit grobkristallinem Calcit und einige feinkristalline Gipsäderchen. Frisch ist es blaugrau, mit HCl in groben Blasen reagierend, aber wenn braungelb verwittert, nur noch feine Blasen gebend. Durch die Verwitterung hat es indessen kaum an seiner Festigkeit eingebüsst. Fossilien sind keine sichtbar.

Mineralbestand:

a) detritisch: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Apatit, Zirkon, Biotit, Chlorit.

b) neugebildet, unverwitterte Partie:
Calcit, Hämatit, Magnetit, Apatit (als Fischknochen), Chalcedon, sedimentäre Chlorite in Form von Oolithhüllen.

c) durch die Verwitterung gebildet:
Limonit, Chlorit (aus Biotit).
d) sekundäre Aderbildungen:
Calcit, Gips.

Calcit: Er bildet den Cement und ist so reichlich vorhanden, dass die detritischen Komponenten in ihm schwimmen, d. h. sich nur zufällig berühren. Meist zeigt der Kalkspat grosse Kristalle, welche eine marmorartige Struktur erzeugen, namentlich dort, wo er nesterweise überwiegt. In solchen Nestern ist er gerne gelblich gefärbt, während er in Quarznähe eher farblos und klar bleibt. Nirgends zeigen sich Drucklamellen etc.

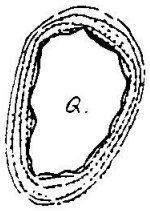


Fig. 2. Chloritischer Oolith aus dem Sandkalk von El Horno.
Q: Quarzkern, Striche: Lagen von Chlorit, Punkte: Hämatit.

Detritische Mineralien:

Quarz ist durch ein gewisses Mass von Aufbereitung in relativ gleich grossen Körnern vorhanden, zeigt meist eckige, splitterige Umrisse, die auf sehr kurzen Transport hinweisen.

Feldspäte: Unter diesen wiegt der Plagioklas (Oligoklas) vor. Er hat eine oft erstaunlich scharfe Zwillingslamellierung bewahrt. Die Anwesenheit von Orthoklas weist ebenfalls auf kurzen Transport hin. *Apatit* findet sich in einigen grösseren gerundeten Körnern. *Hämatit,* z. T. auch *Magnetit* trifft man in Ansammlungen von feinen staubartigen Körnern in der Nähe von Glimmern und Feldspat. Diese Erze dürften die Farbe des frischen Gesteins verursachen. Im Dünnschliff ist die unverwitterte Partie fast völlig farblos.

Oolithe: Sie sind relativ selten und bestehen aus einem grossen Kern (Fig. 2) von Feldspat oder Quarz und einigen wenigen konzentrischen Ringen aus sedimentären Chloriten. Die einzelnen Ringe sind öfters durch Hämatitzwischenlagerungen voneinander getrennt und dadurch deutlich sichtbar.

Fossilien: Ausser einigen Fischknochen keine zu finden, offenbar sind sie völlig zerstört und haben das Material für den Calcitcement geliefert.

Die Fischknochen bestehen aus einem dem Apatit sehr nahe stehenden niedrig polarisierenden Phosphat, sie sind durch den Transport oder die Brandung abgerundet.

Die braune, verwitterte Partie: Sie unterscheidet sich von der blaugrauen, unverwitterten insofern, als sie nur noch *Limonit* als Erz führt. Dieser umrandet als ein Saum den Calcit und bedeckt die Oolithe, so ihre Struktur verwischend. Diese Limonitisierung ist neben der *Chloritisierung* etwa vorhandener Biotite die einzige durch die Verwitterung erzeugte Veränderung im Gestein.

Die *Kavernen* und *Adern* sind erfüllt von sehr schönen *Calcitrhomboedern* und teilweise von sekundären *Gipskristallen,* welche nach der Bildung des Calcites entstanden sind. Sie sind völlig farblos und zeigen eine feine Zwillingslamellierung (z. T. gebogen). Diese Albitzwillingslamellen ähnlichen Gebilde dürften erst bei der Herstellung des Schliffes entstanden sein, wie das häufig der Fall ist, wenn der Schliff zu stark erhitzt wurde.

Allgemeine Bemerkungen: Nach obigen Darlegungen liegt also ein küstennaher *Sandkalkstein* vor, dessen detritischer Anteil eine gewisse Aufbereitung erfahren hat. Ein granitisches Gestein (Eruptiv oder gneisartig) dürfte den Quarz und den Feldspat etc. geliefert haben. Das Vorhandensein von Orthoklas spricht dafür, dass wir es mit einem in der Brandungszone gebildeten Gestein zu tun haben. Das nächste anstehende Grundgebirge liegt heute ca. 5 km von der Fundstelle des Kalkes entfernt. Ob die wenigen Oolithe an Ort und Stelle gebildet worden sind oder ihre Anwesenheit marinen Strömungen verdanken, ist an dem vorliegenden Material nicht zu entscheiden. Das Material zur Bildung des Calcitcementes dürften die in der Brandung zu Kalkschlamm zerriebenen Muscheltrümmer geliefert haben.

IV. Zusammenfassung

Bemerkungen über den provinziellen Charakter der Eruptivgesteine von N. W.-Peru

Da Proben aus fast allen Teilen der Küstengebirge von den Illescas bis Tumbes untersucht wurden, lassen sich wohl einige Schlüsse auf die provinzielle Natur des Gebietes ziehen, trotzdem Analysen nicht vorliegen.

In temporaler und lateraler Beziehung liegt eine rein *kalkalkalische,* d. h. pazifische *Provinz* vor. Sie ist *charakterisiert* durch das Vorherrschen von *andesitischen Ergussgesteinen,* begleitet von schwachen hydrothermalen Erscheinungen. Der *Differentiations-*

bereich, soweit bekannt, erstreckt sich von *basischen Dioriten* (Andesiten) zu Graniten und *Granitapliten* mit basischen und sauren Teildifferentiaten. Sie lässt sich auch zeitlich in folgendes approximatives Schema bringen:

Tertiär		Andesite: hydroth. Nachschübe
Kreide		Porphyrite Haematiterze
Jura		
Trias	Pegmatite, Aplite	
Karbon	Granit Kersantite.	Diorite, bas. Diorite

Vergleich mit Gesteinen aus anderen Teilen der Anden

I. Eruptivgesteine

Granite. Die Granite sind von normalem Habitus, saurere Glieder zeigen lokal Cordierit. Unter den Lamprophyren herrschen die Spessartite.

Hornblendegranite werden auch von Ecuador (Lit. 6) beschrieben; jene Gesteine weisen ebenfalls schriftgranitische Verwachsungen auf, desgleichen ist der Kalifeldspat auch stärker zersetzt als der Plagioklas.

Diorite. Es sind Hornblende-Quarzdiorite und eigentliche Diorite mit einzelnen basischen und hornblendereichen *Schlieren,* welche in struktureller Hinsicht interessante Einzelheiten zeigen. (*Pneumatolytische Korrosionen.*) Der normale Typus zeigt einige Ähnlichkeit mit den Tonaliten.

Diorite wurden aus allen Gebieten der Anden von Columbien bis Bolivien beschrieben. R. Herz (Lit. 6) erwähnt solche aus den ecuadorischen Anden von den Pululagua-, Guagua- und den Pinchinchabergen; es sind ebenfalls Quarz-Hornblendediorite von tonalitähnlichem Charakter. Klautzsch (Lit. 9) erwähnt hornblendehaltige Quarzglimmerdiorite von den Ambatobergen aus Ecuador. Beides wären alte, d. h. präcretacische Gesteine. In (Lit. 6) bespricht Klautzsch aus der ecuadorischen Westkordillere Quarzhornblendediorite mit einer grünen Hornblende und einer farblosen, welche in verworrenen Büscheln auftritt, indes der Glimmer auffallend unregelmässig gelappt erscheint. Klautzsch erwähnt die Häufigkeit von Schlieren mit hornblendedioritischer Ausbildung.

Daraus geht hervor, dass die beschriebenen Quarz-Hornblendediorite in den Anden häufig sind.

Prophyrite. Als direkte Abkömmlinge der Diorite erscheinen die beschriebenen Quarzdioritporphyrite. Ähnliche Gesteine aus den übrigen Anden werden von den Autoren meist noch zu den alten Gesteinen gezählt. Porphyrite sind häufig um Quito (Lit. 6). Unter ihnen scheinen Augitporphyrite am meisten vertreten zu sein. Der Beschreibung nach dürften die Porphyrite des Erreogebietes besonders ähnlich denjenigen der ecuadorischen Westkordillere, z. B. von Atacatzo, sein (Lit. 4).

Andesite. Die gewöhnlichen Andesite haben im allgemeinen bedeutend mikrokristallinere Grundmassen, als die Andesite des Erreogebietes. Glasbasis scheint sogar das Normale zu sein. Hingegen bleibt die mineralogische Zusammensetzung über weite Gebiete konstant. Olivinführende Übergangsglieder zu Basalten und quarzhaltige zu den Daciten scheinen gleicherweise in den Hintergrund zu treten. Rhombische Pyroxene sind ebenfalls nicht sehr häufig.

Die Andesite des Erreogebietes etc. verteilen sich auf Augitandesite, Hornblende-Augitandesite und Mandelsteinandesite, deren Grundmasse immer holokristallin ist. Alle diese Typen sind durch Übergänge miteinander verbunden. Die *Intrusionsform* ist meist die des stockartigen Ganges. In den Andesithügeln von Malingas treten auch Opalkonkretionen auf, wie solche auch andernorts in den Anden beobachtet worden sind.

Die *hydrothermale Phase* ist nur im Gebiete von Tambogrande von *Erzbildung* begleitet (Hämatiterze), was gegenüber dem Reichtum an Erzen anderer Vorkommen absticht. Folgende *Paragenesen* wurden festgestellt:

Zersetzungsprodukte: Calcit, Chlorit, Zoisit.
Neubildungen: Zeolithe, Pyrit, Calcit, Hämatit, Limonit.

II. Metamorphe Gesteine

Quarzite. Es sind meist gewöhnliche, der Epizone zugehörige Sericitquarzite. Deltastrukturen und Böhm'sche Streifung wurden festgestellt.

Kontaktmetamorphe Kalke. Sie führen Diopsid und Skapolith als Neubildungen und dürften durch Kontaktwirkung andesitischer Intrusionen entstanden sein.

III. Sedimente

Cherte. Weitgehend silifizierte, mesozoische Kieselsedimente werden mit den Cherten der Santa Elena-Halbinsel von Ecuador verglichen.

Tertiärer Sandkalk, Illescas. Er wurde besprochen als Beispiel eines küstennahen Sedimentes, das detritogene und benthogene Bestandteile führt.

Literaturverzeichnis

1. *Aldag, Albert:* Petrographische Untersuchungen bolivianischer Andesit- und Diabasgesteine, samt ihren Einschlüssen. Diss. Bonn 1913.
2. *Belowsky, Max:* Die Gesteine der equatorianischen Westkordillere von Tulcan bis zu den Escalerasbergen. Diss. Berlin 1892.
3. *Bosworth, T. O.:* Geology and Palaeontology of North-West Peru. London 1922.
4. *Elich, Ernst:* Die Gesteine der equatorianischen Westkordilleren vom Atacatzo bis zum Iliniza. Diss. Berlin 1893.
5. *Esch, Ernst:* Die Gesteine der equatorianischen Ostkordillere. Die Berge des Ibarabeckens. Diss. Berlin 1896.
6. *Herz, R.:* Untersuchung der Gesteine von Pululagua bis Guagua und Pinchincha. (Aus: Reiss und Stübel: Ecuador: II. Petr. Untersuchungen.) Berlin 1892.
7. *Höpfner, C.:* Über die Gesteine des Monte Tajumbina in Peru. Diss. Halle 1881.
8. *Iddings, Arthur* und *Olsson, A. A.:* Geology of Northwest Peru. Bull. of the American Assoc. of Petrol. Geologists. Vol. 12, N. 1, Jan. 1928.
9. *Klautzsch, Ad.:* Die Gesteine der equatorianischen Westkordillere von den Ambatobergen bis zum Azuay. Berlin 1898. (Reiss und Stübel: Das Hochgeb. von Ecuador.)
10. — Die Gesteine der equatorianischen Westkordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillera de Llangagua. Diss. Berlin 1893.
11. *Sinclair, I. H. S.* und *Berkey, Ch. P.:* Cherts and igneous rocks of the Santa Elena oilfield, Ecuador. Trans. of the americ. Inst. of Mining and Metallurg. Engineers. 1923.
12. *Suter, Hans:* Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung (Südschwarzwald). Diss. Zürich 1924. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. IV.
13. *Tannhäuser, Felix:* Die jüngeren Gesteine der equatorianischen Ost-Kordillere von Cordillera de Pillaro bis zum Sanguay. Diss. Berlin 1904.
14. *Werenfels, Alfred:* Geology of the Illescas region, Northern Peru. Eclogae geol. Helvetiae, vol. XX, No. 4, 1927.
15. *Wolff, F. v.:* Die älteren Gesteine der equatorianischen Ostkordillere von Pillaro bis zum Sanguay. Diss. Berlin 1904.
16. *Young, A.:* Die Gesteine der equatorianischen Ostkordillere des Cotopaxi etc. Diss. Berlin 1902.

Manuskript eingegangen: 27. April 1928.