

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	35 (1955)
Heft:	2
Artikel:	Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Südamerika)
Autor:	Gansser, August
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-27849

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: 12.01.2026

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

Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Südamerika)

Von *August Gansser* (Lugano)

Inhalt

	Seite
Summary	210
I. Einleitung	210
II. Die regionalgeologische Lage der Sierra Nevada	212
III. Die Gesteine der Sierra Nevada de Santa Marta.	218
A. Metamorphe Gesteine und Intrusiva Prä-Devon	219
1. Die metamorphen Gesteine der Randgebiete	219
2. Die metamorphen Gesteine der zentralen Sierra Nevada	227
a) Die metamorphen Gesteine der äusseren Zone	227
b) Die metamorphen Gesteine der inneren Zone	231
b ₁ . Die sauren metamorphen Gesteine der inneren Zone . . .	232
b ₂ . Die basischen metamorphen Gesteine der inneren Zone .	234
b ₃ . Die Kalksilikatgesteine der inneren basischen Zone .	240
3. Der San Sebastian-Granit	241
B. Die Gesteine der Chundua-Gruppe (Oberes Paläozoikum?).	243
C. Die Gesteine der Giron-Gruppe und die begleitenden Eruptiva (Jura-Trias).	246
D. Der Zentral-Batholith (Jura)	353
1. Der Bolivar-Batholith	255
2. Der Ojeda-Batholith	256
E. Die jüngsten basischen Gänge (Spät-Jura)	258
F. Die Erzvorkommen in den präkretazischen Gesteinen der Sierra Nevada.	262
1. Die prädevonische Vererzung	262
2. Die jurassische Vererzung	263

G. Die kretazischen Gesteine der Sierra Nevada	266
H. Die postkretazischen Ablagerungen	267
IV. Einige Beobachtungen über die Vergletscherung der Sierra Nevada	268
a) Die älteste Vergletscherung	268
b) Das Mamancanaca-Stadium	270
c) Die subrezente bis rezente Vergletscherung	272
V. Das strukturelle Bild und die geologische Einordnung der Sierra Nevada de Santa Marta	273
Literaturverzeichnis	277

Summary

The Sierra Nevada de Santa Marta is a faulted block of predominantly Pre Devonian metamorphic rocks. They have undergone a most intense Kaledonic and older orogeny with subsequent intrusions of late Kaledonic granites.

Non metamorphic sediments (Chundua group) of probably late Paleozoic age are transgressing the steeply folded formations and are in turn unconformably overlain by Triassic-Jurassic deposits (Giron group) in which acid volcanics predominate. Late Jurassic tonalite and granosyenite batholithes form the highest mountains of the Sierra, and are followed by strikingly parallel basic dyke intrusions.

With the end of the Jurassic, volcanic activities and major orogenetic movements cease, and a Cretaceous sea invades a strongly peneplaned Sierra Nevada.

Block like uplifts persist, well pronounced at the late Pliocene-early Pleistocene, uplifting the rigid crystalline block 2—3000 m. This late regional uplift is responsible for only one glaciation period with three main stages of retreat, a fact generally confirmed by observations in the main ranges of the Andes.

A comparison of the Sierra Nevada block with the main tectonical elements of the northern South America reveals a similarity with the northern part of the Cordillera Central. However, the andean orogeny has destroyed little of the conspicuously shield like aspects of the Sierra Nevada, which must be regarded as a reactivated shield element within the andean framework.

I. Einleitung

Die eigenartige Lage der Sierra Nevada de Santa Marta am Nordende des südamerikanischen Kontinentes hat schon früh das wissenschaftliche Interesse geweckt. Handelt es sich doch um das höchste, direkt am Meer liegende Gebirge der Erde. Es dürfte wohl keine Berggruppe bekannt sein, welche mit einer Gipfelhöhe von fast 5800 m, nur

45 km von der Meerküste entfernt gelegen ist. Wohl kennen wir im Inland ausgeprägtere Höhendifferenzen, denken wir nur an den Aufschwung des Nanga Parbat vom Industal aus gesehen. Geologisch gesprochen ist die Höhendifferenz der Sierra Nevada noch viel imposanter. Befindet sich doch an ihrem Westfuss ein fast 6000 m tiefer Graben, nur mit tertiären Sedimenten angefüllt, was bei einer Horizontaldistanz von 50 km einen Aufschwung der prätertiären Gesteine von 12 000 m bedeutet.

Die Sierra Nevada bildet morphologisch einen dreiseitigen Block, der etwas SE geneigt, überall von Tiefland umgeben ist: im Norden das karibische Meer, im Westen die bewaldeten Ebenen des Ariguanegebietes, welche praktisch auf Meereshöhe liegen. Im Südosten und Nordosten begrenzen die nur wenig über Meer liegenden Cäsar- und Rancheria-täler die Sierra. Die völlige Abgeschlossenheit dieses Gebirgsblockes bedingt auch eine charakteristische, ja fast unbeeinflusste Entwicklung ihrer Fauna und Flora. Nicht zuletzt spiegelt sich die Abgeschlossenheit auch in der Eigenart ihrer jetzigen Bergindianer, den Arhuacos, deutlich wieder, wie auch in den noch wenig bekannten, jedoch grossartigen archäologischen Steinrelikten der Tairona-Kultur, deren Reste sich in den wilden Urwäldern der Nordhänge verbergen.

Es ist somit verständlich, dass die Erforschung dieses abgeschlossenen Gebietes schon früh begonnen hat. Immerhin beschränkten sich die wissenschaftlichen Untersuchungen zur Hauptsache auf botanische, zoologische sowie archäologische Gebiete. Geologische Ergebnisse wurden hauptsächlich in den Jahren 1887 und 1888 durch SIEVERS und HETTNER bekannt, und bildeten wohl die ersten und auch die besten Arbeiten über die Sierra Nevada. Neuere Beobachtungen wurden erst wieder im Jahr 1939 ausgeführt, durch F. NOTESTEIN, welcher als Geologe die amerikanische Cabot-Expedition begleitete. Diese Expedition befasste sich zur Hauptsache mit der photogrammetrischen Aufnahme des zentralen Teiles der Sierra, und die dabei erstellte Karte bildete die topographische Grundlage für meine später folgenden geologischen Aufnahmen. Weder NOTESTEIN noch seine Vorgänger untersuchten die eigentlichen Högipfel, welche den zentralen Teil des Gebirges bilden. NOTESTEINS kurzer geologischer Anhang zu den allgemeinen geographischen Expeditionsberichten von Cabot ist, soviel mir bekannt ist, der einzige neuere geologische Beitrag, der sich mit der Sierra Nevada de Santa Marta befasst hat. Ich fand es darum angebracht, meine eigenen Beobachtungen, welche sich auf die Jahre 1941 bis 1945 beschränkten, zusammenzustellen. Da ich jedoch hoffte, die Untersuchungen später noch weiter ausdehnen zu können, wartete ich mit der Veröffentlichung der vorläufigen Resul-

tate. Als ich mich beruflich jedoch für längere Zeit von Südamerika verabschieden musste, beschloss ich doch meine Beobachtungen in dem vorliegenden Beitrag bekanntzugeben¹⁾.

Die Untersuchungen der Randgebiete und Fusshügel der Sierra führte ich im Rahmen von Explorationsarbeiten für die Shell-Gruppe in Kolumbien durch. Die Beobachtungen der zentralen Gebiete sammelte ich während einer privaten Reise, wobei mehrere der höchsten Gipfel bestiegen und geologisch untersucht werden konnten. Da ich jedoch diese Reise allein durchführte, musste ich dementsprechend meine Belegsammlungen auf das Notwendigste reduzieren (genügend für Dünnschliffe, doch ungenügend für chemische Analysen).

Die Arhuacos-Indianer mit ihren Tragochsen können den zentralen und höchsten Teil der Sierra nicht erreichen. Aus Aberglauben lassen sich die Indios auch nicht als Begleiter für die Hochgipfel gewinnen (siehe auch GANSSEER 1948).

Die Schweizerische Stiftung für Alpine Forschungen hat in verdankenswerter Weise einen Beitrag an die Druckkosten geliefert. Dr. H. HUBER hatte die Freundlichkeit, Manuskript und Probedruck durchzusehen.

II. Die regionalgeologische Lage der Sierra Nevada de Santa Marta

(Fig. 1, 2 und 36)

Die Sierra Nevada bildet einen dreiseitigen kristallinen Block, dessen drei Seiten durch regional steile, im Detail komplizierte Verwerfungs- zonen begrenzt sind. Auf Fig. 36 ist ersichtlich, wie sich diese tektonischen Leitlinien auffallend gut in das allgemeine strukturelle Bild des nördlichen Südamerika einordnen lassen. Regional können wir hier drei Richtungen von Hauptstrukturelementen (Lineamente nach SONDER 1936) erkennen. Sie sind zum grössten Teil mitbestimmend für die Anlage der andinen tektonischen Elemente und lassen sich sogar in der Lineamentik des Guiana-Schildes wieder erkennen (GANSSEER 1954). Diese drei Hauptstrukturrichtungen fallen ungefähr mit den Begrenzungslinien des dreiseitigen, kristallinen Sierra Nevada-Blockes überein. Die Anlage dieser Verwerfungszonen scheint zum Teil alt, teilweise sind sie reaktiviert, sowie auch durch jüngere Strukturen überprägt worden.

Die andinen Elemente, welche die weitere Umgebung der Sierra

¹⁾ Vorläufige Ergebnisse meiner Aufnahmen wurden auf der geologischen Karte von Kolumbien (1945) 1:2 000 000 angegeben und von dort auf die geologische Karte von Südamerika (1950) 1:5 000 000 übertragen.

Nevada aufbauen und für das geologische Bild dieses nördlichsten Teiles von Südamerika verantwortlich sind, bestehen von Westen nach Osten gerechnet aus folgenden Gliedern (Fig. 1, 2 und 36):

Einem nördlichen Ast der West-Kordillere (Cord. Occidental), der sich bis Baranquilla verfolgen lässt.

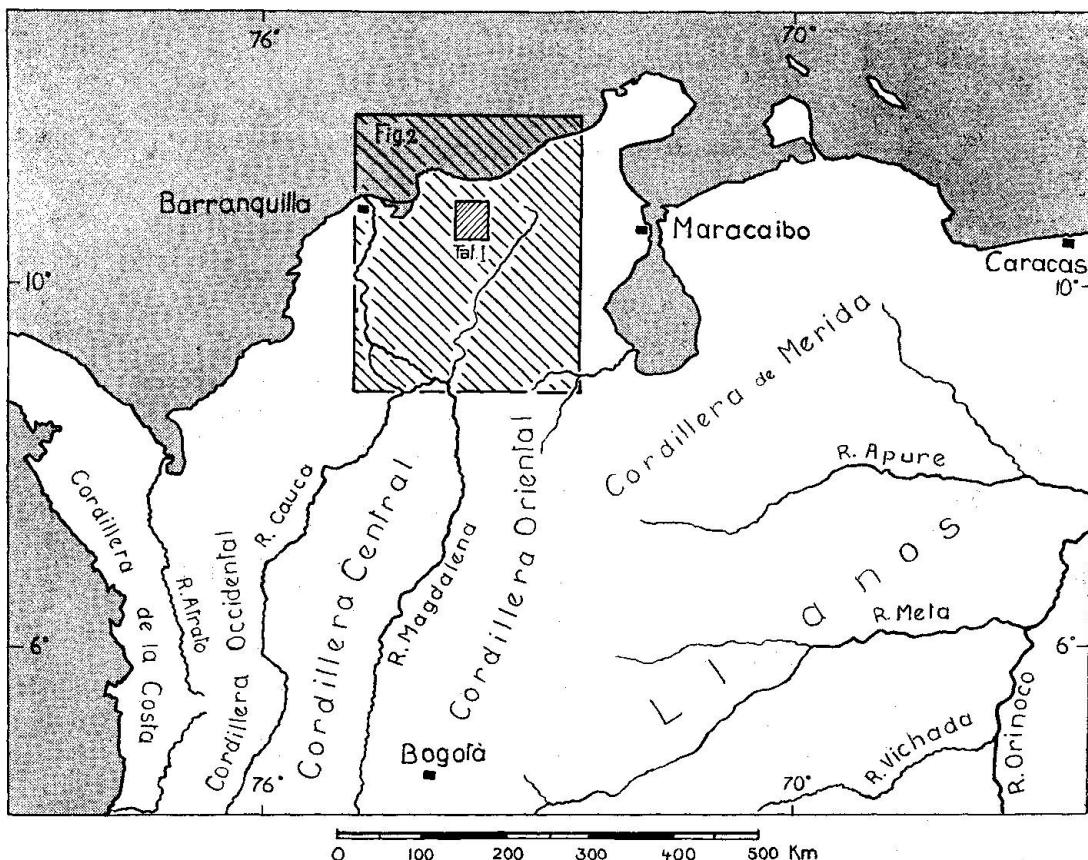


Fig. 1. Situationsplan von Fig. 2 und Tafel I im nördlichen Teil von Südamerika.
Das Untersuchungsgebiet ist schraffiert

Der Zentral-Kordillere (Cord. Central), welche bei El Banco (südlich der Sierra Nevada) unter die weiten Ebenen des unteren Magdalena- und Cäsartales taucht.

Der Ost-Kordillere (Cord. Oriental). Letztere teilt sich in die Kordillere von Merida (südöstlich des Maracaibobeckens) und in die

Kordillere von Perijà (westlich des Maracaibobeckens).

Die geologische Einordnung der Sierra Nevada in eines dieser andinen Elemente ist nicht ganz eindeutig, wie wir am Ende dieser Ausführungen noch sehen werden. Im folgenden versuchen wir sehr summa-

risch die charakteristischen Eigenschaften der verschiedenen, oben erwähnten andinen Zonen zusammenzufassen, um die nötigen Vergleichsdaten präsent zu haben.

Um die regionalen Zusammenhänge der verschiedenen Kordilleren mit dem Block der Sierra Nevada übersichtlicher zu gestalten, wurden auf Fig. 36 nur die mio-pliozänen, die zusammengefassten prämiozänen Formationen, wie auch die älteren und jüngeren sauren Intrusiva ausgeschieden. Dazu sind die Strukturlinien angedeutet, um den tektonischen Zusammenhang zu veranschaulichen. Die Kartenskizze Fig. 36 ist eine verbesserte und ergänzte Auflage eines Teiles der schon früher veröffentlichten Aufnahmen (GANSSE 1950, 1954).

Der nordöstliche Ast der West-Kordillere streicht bei Baranquilla in NNE Richtung ins Meer. Er ist besonders charakterisiert durch jungtertiäre, relativ flache Becken und sehr komplizierte, ältere, mehr oder weniger diapirische Antiklinoria, die morphologisch als scharfe Ketten mit den weiten Becken kontrastieren. Das unterste Tertiär und die oberste Kreide in Flyschfazies sind besonders typisch. Ophiolithische Begleitgesteine sind häufig, beschränken sich jedoch zur Hauptsache auf die Kreide und das ältere Mesozoikum. Letzteres ist oft leicht metamorph, den Bündnerschiefern entsprechend (GANSSE 1950). Auffallend ist das Fehlen von altkristallinen Gesteinen, sowie von nachweisbarem Paläozoikum. Besonders imposant und äusserst typisch sind die vielen Schlammvulkane, welche die tertiären diapirischen Strukturen begleiten und welche sich erst in gleicher Ausbildung wieder in Ost-Venezuela und Trinidad nachweisen lassen.

Die Zentral-Kordillere taucht am beginnenden südlichen unteren Magdalenatal unter die weiten Alluvialebenen und jungtertiären Formationen. Sie ist besonders charakterisiert durch die grossen Komplexe von granodioritischen Gesteinen (Antioquia-Batholith), welche in metamorphe Komplexe intrudiert sind. Letztere dürften teilweise kambrisches Alter haben (HARRISON 1930, TRÜMPY 1943), während die Granodiorite meist jungpaläozoische Intrusionen repräsentieren.

Die kristallinen Elemente, besonders im nördlichen Teil der Zentral-Kordillere, sind überlagert von vulkanischen Gesteinen und untergeordneten Sedimenten, welche zum Giron gerechnet werden und teils triassisches, hier zur Hauptsache jedoch unterjurassisches Alter haben. Ich weise dabei auf die interessanten Fossilfunde von Morrocoyal hin (45 km SW El Banco), wo vulkanische Gesteine fossilführende liassische Schichten über- und unterlagern (TRÜMPY 1943). Die Gironschichten sind am NE Ende der Zentral-Kordillere diskordant überlagert von

Kreide-Kalken, welche in der Cogollo-Fazies ausgebildet, hier schon mit dem Barremian, allgemein jedoch mit dem Aptian beginnen. Kretazische oder jüngere vulkanische Gesteine sind in der nördlichen Zentral-Kordillere nicht bekannt. In der östlichen Flanke (Rio Anacué, ca. 400 km S El Banco) fand ich Hornblende-Biotit-Granosyenite bis Quarz-Monzonite, die Gironschichten durchbrechend. Die Monzonite werden wiederum durchsetzt von Diabasen sowie aplitischen Granodioritgängen (TRÜMPY 1943). Diese Intrusiva durchsetzten die Kreide nicht mehr und dürften für Vergleiche mit dem Zentralbatholithen der Sierra Nevada von Interesse sein.

Die Ost-Kordillere setzt sich aus komplexen tektonischen Elementen zusammen, die deutlich verschieden orientiert sind (West und Ost gerichtete Bewegungen). Die Stratigraphie ist viel vollständiger als in den schon erwähnten West- und Zentral-Kordilleren, und es lassen sich fast alle Stufen, beginnend mit fossilführendem Devon, erkennen. Kretazische und jüngere vulkanische Gesteine sind selten. Ich fand gabroide Intrusionen in der mittleren Kreide im Gebiete der Smaragdminen von Musso und im Guaguaquifluss im mittleren Magdalenaatal. Sehr lokale, wahrscheinlich tertiäre andesitische Gesteine sind aus dem Sogamoso bekannt geworden.

Die Ost-Kordillere verzweigt sich nordwärts einerseits in die Kordillere von Merida und zieht anderseits in die Kordillere von Perijá. Über die Kordillere von Merida hat uns KÜNDIG (1938) orientiert. Im Zusammenhang mit der Sierra Nevada interessiert uns hier besonders die Kordillere von Perijá (vgl. Fig. 2).

Verschiedene Stufen des Paläozoikums sind durch O. RENZ nachgewiesen worden (TRÜMPY 1943). Besonders ausgeprägt ist die kaledonische Faltung, belegt durch die starke Winkeldiskordanz des transgressierenden Mittel-Devons. Die schwache Metamorphose der steilverfalteten prädevonenen Sedimente hat genügt, um Fossilreste zu verwischen. Der Lithologie nach zu urteilen, dürfte es sich bei den Phylliten, Schiefern und arkosischen Sandsteinen, welche SE von Chimichagua auftreten und auch den Kern der Kordillere von Perijá bilden, um Kambro-Silur handeln (Guejar-Quetame Equivalente, TRÜMPY 1943). Im südlichen Cästatal beginnt das Devon mit wenig mächtigen transgressiven Quarzkonglomeraten, die von bräunlichen Kieselschiefern überlagert werden und eine mitteldevonische Fauna enthalten. Darüber folgen mächtige sandige Schiefer und Sandsteine, lokal immer noch fossilführend. Die triadischen Gironablagerungen transgressieren auf Devon. Weiter nordöstlich ist Karbon in sandiger bis kalkiger Fazies vorhanden,

ebenso Perm als massive, teils dolomitische Kalke. Normale Kontakte mit dem Unterliegenden sowie den jüngeren Formationen fehlen jedoch. Die Gironschichten transgredieren auf verschiedenen Stufen des Paläozoiiks. Sie erreichen am NW Fuss der Kordillere von Perijà Mächtigkeiten von über 4000 m. Im allgemeinen schwanken jedoch diese Mächtigkeiten wegen der präkretazischen Faltung und nachfolgenden Abtragung vor der Kreide-Transgression. Eigentliche vulkanische Lagen sind hier im Giron untergeordnet (liparitische Ergüsse und Agglomerate), was aus Vergleichsgründen mit den entsprechenden vulkanischen Ablagerungen der Sierra Nevada besonders hervorgehoben werden muss. Konglomerathorizonte mit permischen Fusulinenkalken sind vorhanden. Fossilreste sind einzig in Form von Pflanzenresten gefunden worden (interessanterweise Cycadeen in pyroklastischen Sedimenten).

Die überaus wichtige Kreide-Transgression setzt mit dem Barrémien-Aptien ein, und zwar in deutlicher Cogollo-Fazies. Die typische Villeta-Fazies der eigentlichen Ost-Kordillere mit einer vollständigen Kreidefolge, konkordant auf dem Giron liegend, lässt sich hier nicht mehr erkennen. Die Cogollo-Fazies erinnert ganz an die Ostflanke der nördlichen Zentral-Kordillere, und wie wir später noch sehen werden, an den Südfuss der Sierra Nevada. Fraglich ist noch die Stellung von mächtigen quarzitischen Sedimenten an der Basis der Kreide, deren Alter wohl teilweise der unteren Kreide entsprechen dürfte.

Präkretazische Intrusionen sind nicht häufig in der südwestlichen Kordillere von Perijà. Eine jüngere Intrusion von rötlichen Granosyeniten (Rio Mula) scheint die Gironsedimente zu durchbrechen, lässt sich jedoch in der Kreide nicht nachweisen. Die Analogie mit ähnlichen Intrusionen aus der NE Zentral-Kordillere ist auffallend.

Die tektonischen Hauptelemente der Kordillere von Perijà bevorzugen eine deutliche SW-NE Richtung, was durch grosse Störungszonen in Form von langgezogenen Brüchen und steilen Überschiebungen hervorgehoben wird. Die prädevonenen Formationen scheinen diese Richtung nicht überall mitzumachen, was östlich von El Banco besonders deutlich erkennbar ist. Hier finden wir eine ausgeprägte NNW-SSE Richtung, welche durch die mesozoischen Sedimente sowie ausgeprägte Bruchzonen hervorgehoben wird. Zeigt somit die Hauptstreichrichtung der Kordillere von Perijà eine auffallende Parallelität mit dem SE Rand der Sierra Nevada, so lassen die Strukturen östlich von El Banco eine deutliche Übereinstimmung mit dem scharfen West-Rand der Sierra Nevada erkennen, was übrigens durch den Ariguaní-Graben noch deutlicher gemacht wird. Auf Fig. 2 ist leicht ersichtlich, dass die Bruchzonen östlich

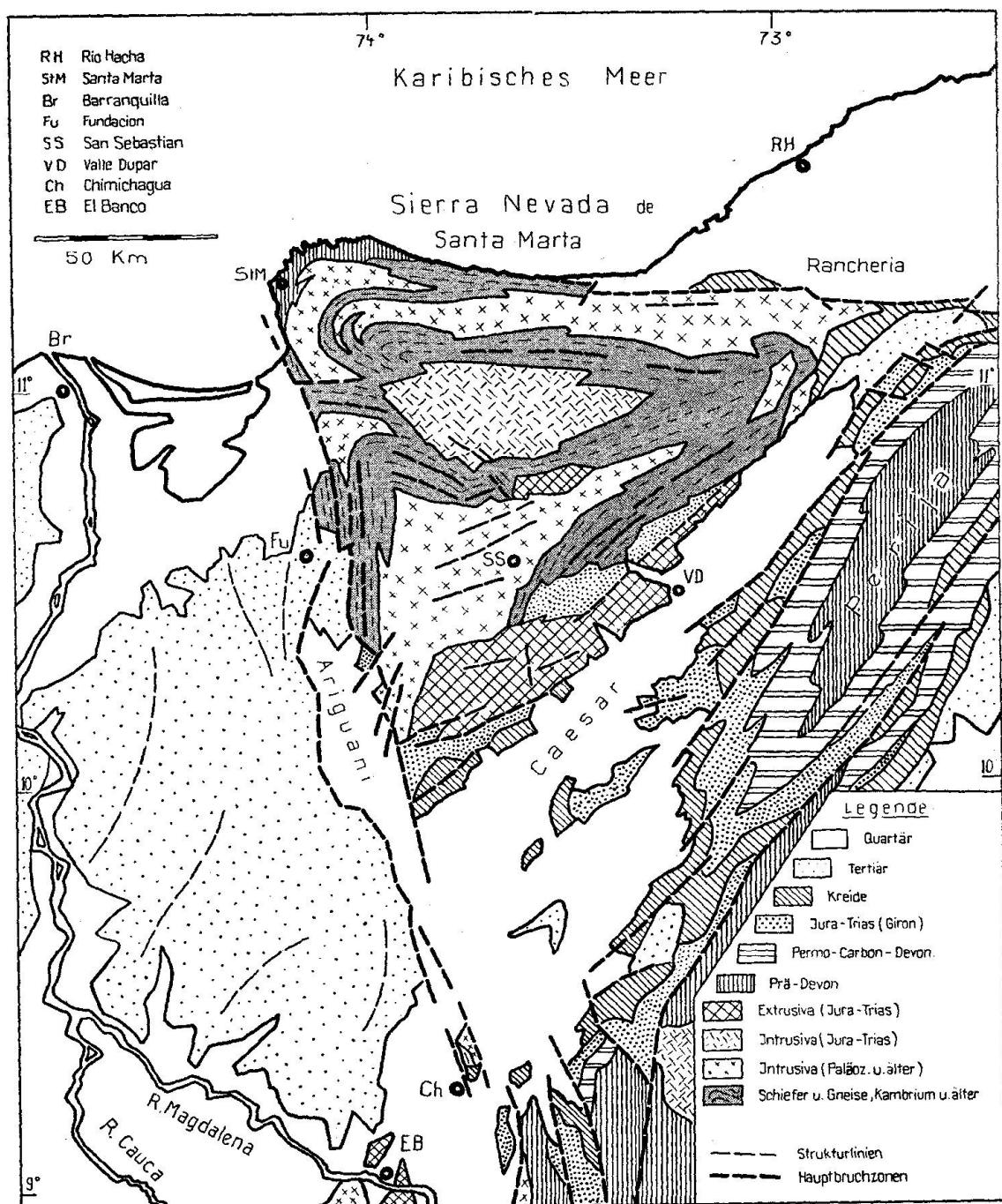


Fig. 2. Geologische Kartenskizze der Sierra Nevada de Santa Marta und Umgebung

von El Banco einen Zusammenhang mit dem Ariguani-Graben vermuten lassen. Ein deutliches Verbindungsstück bildet der eigenartige Horst von Chimichagua, dessen Gesteine mit denen der Sierra Nevada eine grosse Ähnlichkeit haben.

Der Horst (Cerro de Chimichagua) tritt in der flachen Landschaft deutlich hervor. Er besteht aus kristallinen Gesteinen, welche im Süden von mittlerer Kreide in Cogollo-Fazies transgrediert werden. Auffallend ist, dass keine Gironablagerungen beobachtet worden sind, im Gegensatz zu den 4000 m Giron in der nahen Kordillere von Perijà. Bei den kristallinen Gesteinen handelt es sich um Hornblendeschiefer (Phlogopit-Hornblende-Schiefer), welche von dünnen syenitischen Hornblende-Pegmatiten durchsetzt sind. Letztere sind besonders reich an Mikroklin. Den nördlichen Teil des Hügels bilden frischaussehende, mittelkörnige Biotit-Hornblende-Granite, die sich mit ähnlichen Graniten der NW Sierra Nevada vergleichen lassen.

III. Die Gesteine der Sierra Nevada de Santa Marta

(Taf. I und Fig. 2)

Die weitaus überwiegenden Gesteinstypen der Sierra Nevada sind magmatischer und metamorpher Herkunft. Eigentliche Sedimente spielen eine mehr untergeordnete Rolle. Abgesehen von den Randgebieten konnten in den Sedimenten bis jetzt keine bestimmbar Fossilien nachgewiesen werden. Paläozoische Fossilien sind auch aus den Fusshügeln bis jetzt noch nicht bekannt geworden. Eine stratigraphische Einteilung wird durch diese Tatsachen äusserst erschwert. Gezwungenermassen müssen wir die unten folgende stratigraphische Gliederung zum grössten Teil auf rein lithologischen Vergleichen aufbauen, wobei wir zur Hauptsache auf die Zentralkordillere und die Kordillere von Perijà abstellen.

Die Gesteine der Sierra Nevada sind folgendermassen gegliedert:

- A. Metamorphe Gesteine und Intrusiva. Prä-Devon.
- B. Die Gesteine der Chundua-Gruppe. Oberes Paläozoikum?
- C. Die Gesteine der Giron-Gruppe und die begleitenden Eruptiva. Trias bis Jura.
- D. Der Zentral-Batholith. Jura
- E. Die jüngsten basischen Gänge. Spät-Jura.
- F. Die kretazischen Gesteine.
- G. Die post-kretazischen Ablagerungen.

A. Metamorphe Gesteine und Intrusiva. Prä-Devon

Den Hauptanteil am Aufbau der Sierra Nevada nehmen alte, metamorphe Gesteine ein, aufgeteilt durch granitische Intrusionen. Abgesehen von fraglichen Vorkommen am Nordrand der Sierra, finden sich die metamorphen Gesteine am Westfuss und im zentralen Teil weit verbreitet.

1. DIE METAMORPHEN GESTEINE DER RANDGEBIETE

Am Westfuss der Sierra sind metamorphe Gesteine östlich, nordöstlich und südöstlich von Fundacion in Flüssen und Bächen gut aufgeschlossen. Der dichte Urwald dieser Gegend lässt jedoch die regionalen Zusammenhänge weniger gut erkennen als der zentrale Teil der Sierra. Die metamorphen Gesteine bilden mit den begleitenden Intrusionen deutlich NS streichende, steilstehende Zonen, welche durch die Bruchtektonik am E Rande des Ariguani-Grabens lokal deutlich mylonisiert worden sind (Fig. 3). Die vorherrschenden Gesteine sind Sericit-Schiefer und Sericit-Biotit-Schiefer mit Übergängen in Sericit-Gneise. In enger Wechsellagerung dazu finden sich basische Hornblende-Gneise bis eigentliche Amphibolite. Gneise wie Schiefer sind meist intensiv injiziert durch



Fig. 3. Mylonitzone in injiziertem Hornblende-Gneis und Serizit-Gneis. Westliche Hauptbruchzone. Fusshügel S von Rio Frio (N Fundacion)

1. Mylonit bis Ultramylonit mit lokalen Bruchzonen. 2. Aplitisch-pegmatitische Injektionen. 3. Sericit-Gneis. 4. Hornblende-Gneis

quarzreiche Aplite. Grössere Pegmatitgänge durchbrechen die injizierten Gneise. Die Pegmatite sind meist tektonisch noch deutlich beansprucht (Boudinage-Stadium) (Fig. 4).

Nordöstlich von Fundacion sind den Gneisen Granat-Amphibolite sowie eigentliche Plagioklas-Eklogite eingelagert, zusammen mit dünnten Hornblenditen. Auch diese mehr lokalen basischen Einlagerungen zeigen das auffallende NS Streichen und stehen zur Hauptsache senkrecht.



Fig. 4. Stark gestörte Pegmatite in schwach injizierten Gneisen. Deutliches „Boudinage“. Westliche Störungszone. S von Santa Marta.

1. Pegmatite. 2. Sericit-Biotit-Schiefer. 3. Hornblende-Gneise.

Weiter nordöstlich von Fundacion bilden porphyrische Augengneise einheitliche Komplexe. Sie sind von aplitischen Lagergängen durchzogen, und unterstreichen die sonst etwas undeutliche Schichtung der Gneise. Auch hier zeigt sich eine intensive tektonische Beanspruchung. Deutliche Mylonit- bis Ultramylonit-Zonen sind sehr wahrscheinlich durch die jüngsten Bewegungen verursacht, welche die Sierra Nevada blockartig um mehrere tausend Meter gehoben haben (Fig. 5, 6). Die eher massigen Augengneise lassen, durch die Einlagerung der jüngeren Aplitgänge veranschaulicht, eine deutliche Bruchbewegung erkennen. Jede kleinste Clivage-Fläche zeigt Verschiebungen an, welche meistens einseitig gerichtet sind. Auf kurze Distanzen, oft von wenigen Metern, lässt sich eine meist vertikale Gesamtbewegung erkennen, die bis 50 % der Horizontaldistanz ausmachen kann (Fig. 7).

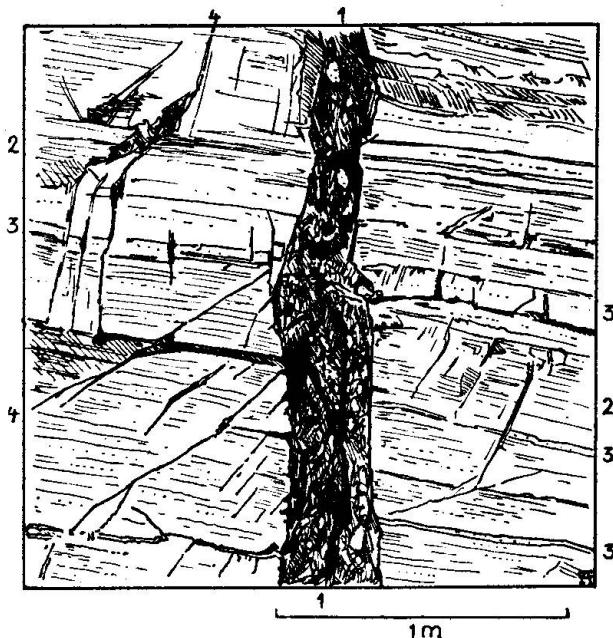


Fig. 5. Mylonitzone in porphyrischem Augengneis. Eckige Gesteinstrümmer erkennbar in der stark durchbewegten Mylonitmasse. Westliche Störungszone. Arroyo Calabacito, N von Fundacion

1. Mylonitzone mit Gesteinstrümbern.
2. Augengneis.
3. Dünne Aplitlagen.
4. Sekundäre Bruchzonen.

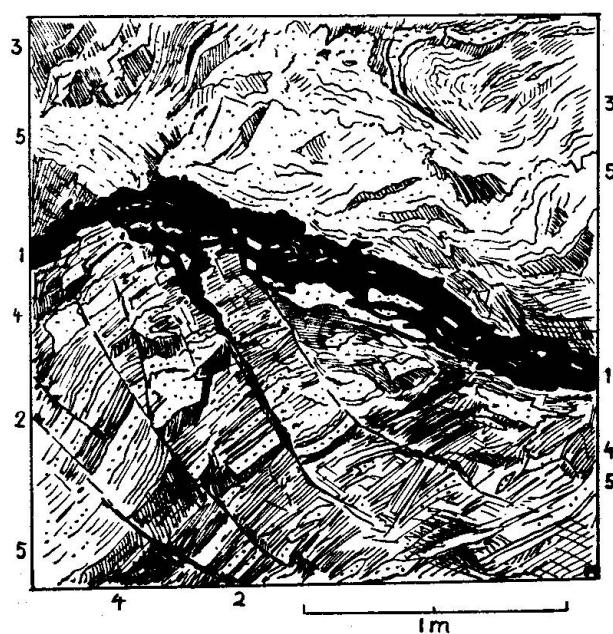


Fig. 6. Mylonitzonen. Hauptbruchzone der westlichen Fusshügel. S von Rio Frio, N von Fundacion.

1. Mylonit-Ultramylonit der Hauptstörungszone.
2. Lokale Querbrüche.
3. Sericit-Gneis.
4. Hornblende-Gneis.
5. Aplitisch-pegmatitische Injektionen.

Die Gneise und Schiefer der westlichen Fusshügel der Sierra sind nordöstlich von Fundacion sowie südöstlich von Santa Marta von Biotit-Hornblende-Graniten intrudiert, welche sehr wahrscheinlich zur gleichen altpaläozoischen Intrusion des zentral gelegenen San Sebastian - Granites gehören, und dort besprochen werden. Ähnliche Granite befinden sich auch direkt östlich von Santa Marta, wobei sie die steilstehende Schlingentektonik der Gneise und Schiefer mitmachen. Die Granite sind sehr wahrscheinlich präkaledonisch, und somit kaledonisch überarbeitet worden. Die Pegmatitgänge hängen mit den Granitintrusionen zusammen, während



Fig. 7. Porphyrischer Augengneis mit dünnen aplitischen Lagergängen. Auffallend ist die starke Durchbewegung an zahlreichen kleinsten Bruchflächen. Westliche Hauptstörungszone. Arroyo Calabacito, N von Fundacion

1. Aplite. 2. Porphyrischer Augengneis. 3. Augengneis, verschiefert.

die aplitischen Injektionen Vorläufer der Granite bilden. Sie werden von letzteren scharf abgeschnitten. Jüngere basische Gänge, wie wir sie noch häufig in der zentralen Sierra antreffen werden, sind selten in den westlichen Fusshügeln, jedoch häufiger in den prädevonischen Schiefern von Santa Marta (siehe unten). Diese basischen Gänge, meist diabasisch-doleritischer Zusammensetzung, durchbrechen die Pegmatite, sind jedoch wiederum von Mylonitzonen durchsetzt (Fig. 8).

Bevor wir uns den metamorphen Gesteinen der zentralen Sierra Nevada zuwenden, wollen wir die Schiefer von Santa Marta kurz

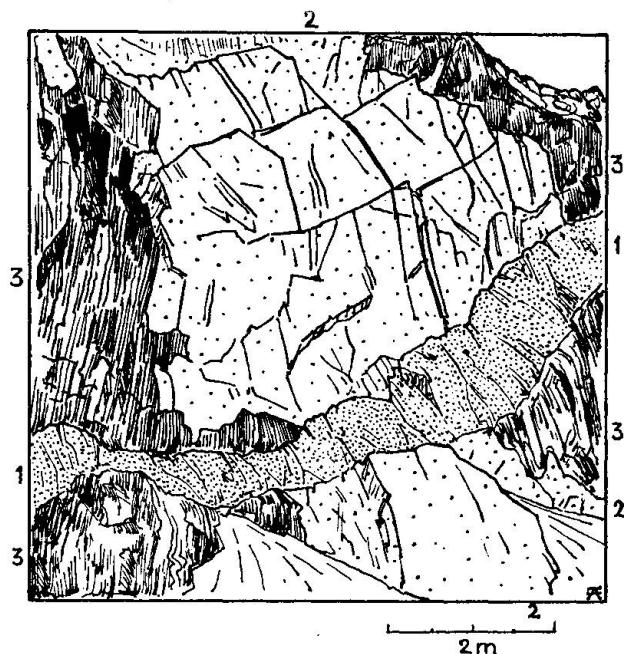


Fig. 8. Aplit-Granit, in Sericit-Schiefer intrudiert, wird von jungem Diabas-Gang durchbrochen. S von La Gaira, S von Santa Marta.

1. Diabas-Gang. 2. Aplit-Granit. 3. Steil stehende Sericit-Schiefer

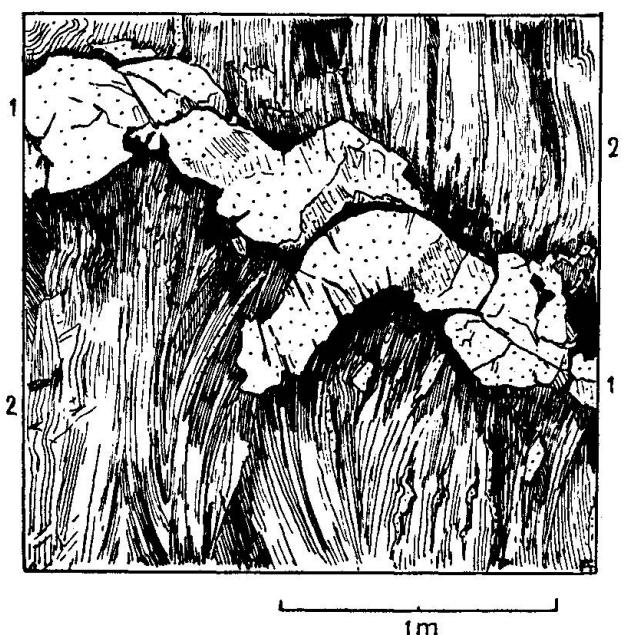


Fig. 9. Granophyrischer Aplitgang intrudiert in steil verfaltete Sericit-Chlorit-Schiefer. Starke Verkürzung des Ganges durch nachfolgende Zusammenstauchung. Küstenfelsen, La Gaira, S von Santa Marta.

1. Aplitgang. 2. Quarzitische Sericit-Chlorit-Schiefer.

behandeln. Sie sind weniger metamorph als die oben erwähnten Gesteine des Westfusses der Sierra. Soviel wir bis heute wissen, scheint ihr Auftreten an den NW-Zipfel des Gebirgsblockes beschränkt zu sein (Fig. 2). Die Schiefer fallen durch ihre recht einheitliche, fast eintönige Ausbildung auf, die sich mit gewissen Bündnerschiefern vergleichen lässt. Wir können zwei Hauptgesteinstypen unterscheiden, und zwar die sandig-tonigen phyllitischen Schiefer und die eigentlichen Grünschiefer.

Die phyllitischen Schiefer zeigen eine sehr feine Bänderung, die durch eine intensive Wechsellagerung von tonigen und sandigen Gemengteilen verursacht wird. Eine etwas rhythmische, warvenartige Bänderung ist teilweise erkennbar. Die meist sehr steil stehenden Schiefer sind intensiv verfältelt, mit deutlich enggepressten scharfen Faltenumbiegungen (Fig. 9).

Die Grünschiefer bestehen zur Hauptsache aus Aktinolith und Chlorit, mit Übergängen in die phyllitischen Schiefer, mit denen sie auch wechsellagern können. Sie zeigen die gleiche ausgeprägte tektonische Beanspruchung. Der Feldbefund spricht für tuffogene basische Einlagerungen in tonig sandigen Schiefern, entsprechend manchen Vorkommen der alpinen Ophiolithe, bei denen der tuffogene Ursprung viel mehr in Betracht gezogen werden sollte.

Nördlich der Stadt Santa Marta, gegen die Taganga-Bucht, reichern sich die Grünschiefer auf Kosten der Phyllite an. Ihre östliche Fortsetzung ist hier noch fraglich. Die steil stehenden Schiefer scheinen jedoch die schlingenartigen Umbiegungen der älteren Gesteine mitzumachen.

Die Phyllite wie auch die Grünschiefer sind lokal von sauren und basischen Gängen durchsetzt. Die ausgezeichneten Aufschlüsse der Meeresküste lassen die Zusammenhänge gut studieren.

Bei den sauren Intrusionen handelt es sich um Muskowit-Granite mit sehr wechselndem Glimmergehalt. Wir können stockartige Intrusionen erkennen, die sich in mehrere Gänge verzweigen (Fig. 10). Einzelne aplitische Gänge zeigen eine deutliche granophyrische Textur. Kontakterscheinungen an Phylliten sind praktisch nicht vorhanden. Letztere sind vor der Intrusion schon sehr stark tektonisch beansprucht worden. Die kompliziertesten Verfaltungen werden durch die Gänge glatt abgeschnitten. Immerhin hat eine deutliche Zusammenstauchung auch noch nach der Intrusion stattgefunden, was sich an lokal zusammengeschobenen aplitischen Gängen ausgezeichnet erkennen lässt (Verkürzung) (Fig. 9).

Die basischen Gänge sind eindeutig jünger als die sauren Intrusionen, indem sie die letzteren durchbrechen (Fig. 8, 11). Sie bestehen zur Hauptsache aus doleritischen Diabasen. Sie durchsetzen die Phyllite und



Fig. 10. Aplitgranite intrudieren senkrecht stehende Sericit-Aktinolith-Schiefer.
Küstenfelsen La Gaira, S von Santa Marta.

1. Aplitgranit. 2. Sericit-Aktinolith-Schiefer, stark gebändert.



Fig. 11. Aplitgänge, intrudiert in steile Sericit-Hornblende-Schiefer, werden von Diabas-Gang durchbrochen. Letzterer wird von lokalen Querbrüchen durchzogen.
Küstenfelsen La Gaira, S von Santa Marta.

1. Diabas-Gang. 2. Aplit-Gänge. 3. Sericit-Hornblende-Schiefer. 4. Lokale Querstörungen.

Grünschiefer öfters als Lagergänge, brechen dann plötzlich als Quergänge durch die Schichten (Fig. 12). Sie folgen deutlich gewissen Störungszonen in den Santa Marta-Schiefern und, nach den Feldbefunden zu urteilen, sind die Intrusionen öfters syngenetisch mit den Störungen erfolgt (Fig. 12, 13). Die basischen Gänge nehmen gegen den NW-Zipfel der Sierra deutlich zu, während die sauren Intrusionen abnehmen.

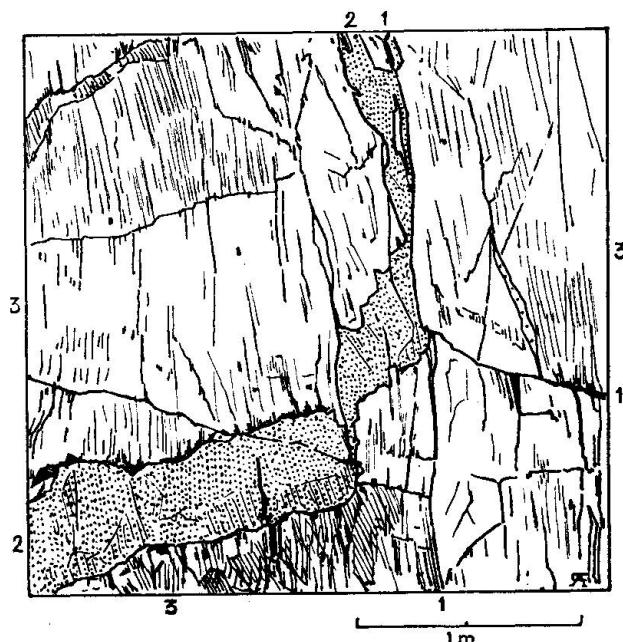


Fig. 12. Doleritischer Diabas-Gang in Aktinolith-Schiefern, teilweise syngenetisch gestört. Taganga-Bucht, NE von Santa Marta.

1. Störungszonen. 2. Doleritischer Diabas. 3. Aktinolith-Schiefer.

Vergleichenderweise dürfte es sich bei den Santa Marta-Schiefern um kambro-silurische Ablagerungen handeln. In der südlichen Kordillere von Perijà haben wir gesehen, dass das Mittel-Devon auf steil verfalteten phyllitischen bis quarzitischen Schiefern transgrediert, die lithologisch auffallend mit den Santa Marta-Schiefern übereinstimmen. Ähnliche phyllitische Formationen in der Ost-Kordillere enthalten eine kambro-ordovizische Fauna. Die Perijà- und die Santa Marta-Schiefer sind beide damit verglichen worden (TRÜMPY 1943). In entsprechenden Schiefern der östlichen Zentralkordillere hat schon 1930 HARRISON Ordovizium nachgewiesen.

Die Santa Marta-Schiefer sind von der kaledonischen Faltung erfasst worden (Transgression des Mittel-Devon in der Perijà), und die sauren

Intrusionen dürften einer spätkaledonischen Phase entsprechen. Die jüngere basische Ganggefolgschaft scheint, wie wir noch später sehen werden, mesozoischen Alters zu sein, und teilweise syngenetisch mit der präkretazischen spätjurassischen Orogenese zusammenzuhängen.

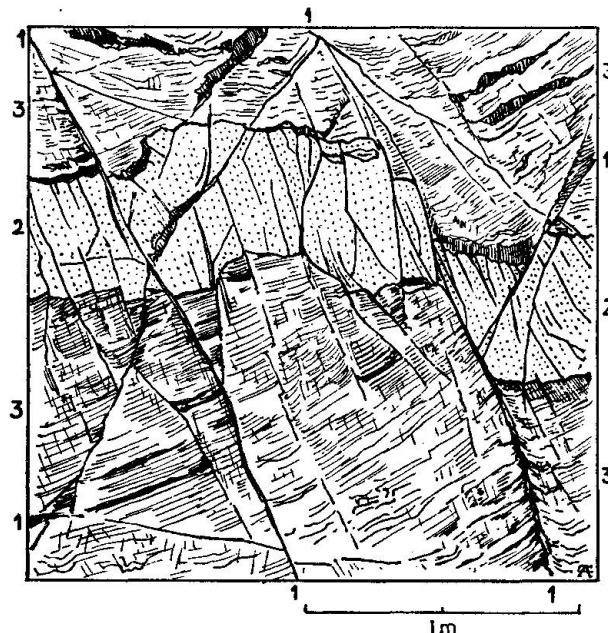


Fig. 13. Tektonisch beanspruchter doleritischer Diabas-Gang in Aktinolith-Schiefer. Taganga-Bucht, NE von Santa Marta.

1. Lokale Bruchzonen. 2. Doleritischer Diabas-Gang. 3. Aktinolith-Schiefer.

2. DIE METAMORPHEN GESTEINE DER ZENTRALEN SIERRA NEVADA (Taf. I).

Die hochgelegenen Gebiete der Sierra Nevada lassen die regionalen geologischen Zusammenhänge viel besser erkennen als die bewaldeten Fusshügel. Dementsprechend sind meine Untersuchungen weniger kurSORisch ausgefallen als die Beobachtungen in den Randzonen.

Die metamorphen Gesteine der zentralen Sierra Nevada lassen sich in zwei Hauptgruppen gliedern: a) die metamorphen Gesteine einer äusseren Zone (südlich des San Sebastian-Granites) und b) die metamorphen Gesteine einer inneren Zone (nördlich des San Sebastian-Granites).

a) Die metamorphen Gesteine der äusseren Zone

Die metamorphen Gesteine der äusseren Zone stehen östlich von San Sebastian an und laufen dem SE-Rand der Sierra Nevada parallel. Gegen das Cäsartal (SE-Rand der Sierra) sind sie transgressiv überlagert

von den tuffogenen Sedimenten und Vulkaniten der jurassisch-triadischen Giron-Ablagerungen. In nordöstlicher Richtung (siehe Fig. 2) vereinigen sie sich mit den sauren metamorphen Gesteinen der inneren Zone, da der trennende intrudierte San Sebastian-Granit nach Osten auskeilt. Am NE-Ende der Sierra, gegen das Rancheria-Gebiet, werden die metamorphen Gesteine erneut von Graniten abgeschnitten, die, soweit bekannt, denen von San Sebastian in Alter und Ausbildung entsprechen. Altersmäßig dürften die metamorphen Gesteine der äusseren Zone mit denen der inneren Zone übereinstimmen. Sie sind sehr wahrscheinlich präpaläozoisch und bilden somit die ältesten Gesteine der Sierra Nevada.

Die äussere metamorphe Zone wurde von mir zwischen San Sebastian- und dem Guatapurital untersucht. Die komplexen Gesteine sind auffallend gut geschichtet und gebändert und lassen ein regionales NE Streichen erkennen, steil einfallend (meist über 50°) nach NW. Vorherrschend sind deutlich gebänderte Hornblende-Plagioklas-Gneise, Augit-Amphibolite und Hornblende-Biotit-Schiefer. Häufige Zwischenlagerungen von aplitischen Alkalifeldspat-Gneisen und granophyrischen Apliten unterstreichen durch ihre rosa Färbung das gebänderte Aussehen. Dickbankige Einlagerungen, bei denen die ausgesprochene Feinbänderung fehlt, treten als Hornblende-Granit-Gneise und sehr quarzreiche aplitische Augit-Syenit-lagen auf.

10 km östlich San Sebastian finden wir in den Hornblende-Gneisen eine wenige Meter mächtige Zone von Kalksilikat-Marmoren. Diese hier seltenen Einlagerungen sind gleichaltrig wie die umgebenden Gneise.

Bei den gebänderten Hornblende-Plagioklas-Gneisen ist die Hornblende meist grün bis olivgrün gefärbt. Randliche Umwandlungen in Chlorit sind häufig. Grössere Hornblende-Individuen sind lagenartig angereichert.

Basischere Gesteinstypen, wie Augit-Amphibolite, führen einen schwach idiomorphen, blassgrünen Augit, öfters in Hornblende eingeschlossen. Teilweise sind dünne Erzlamellen in den Augiten sichtbar. Der untergeordnete xenomorphe Plagioklas ist relativ sauer (Andesin). Dünne Spaltrisse, gefüllt mit Chlorit und Epidot, durchziehen häufig das Gestein.

Die sauren, meist deutlich rosa gefärbten, dünnen Einlagerungen bestehen aus aplitischen Alkalifeldspat-Gneisen und aplitischen Granophyren. In beiden Gesteinstypen ist der häufige Quarz pflasterartig ausgebildet und schwach undulös auslöschen. Der Orthoklas bildet grössere Körner im Gneis, während er im Granophyr eine ähnliche Ausbildung wie der Quarz zeigt. Er ist perthitisch, teilweise mit

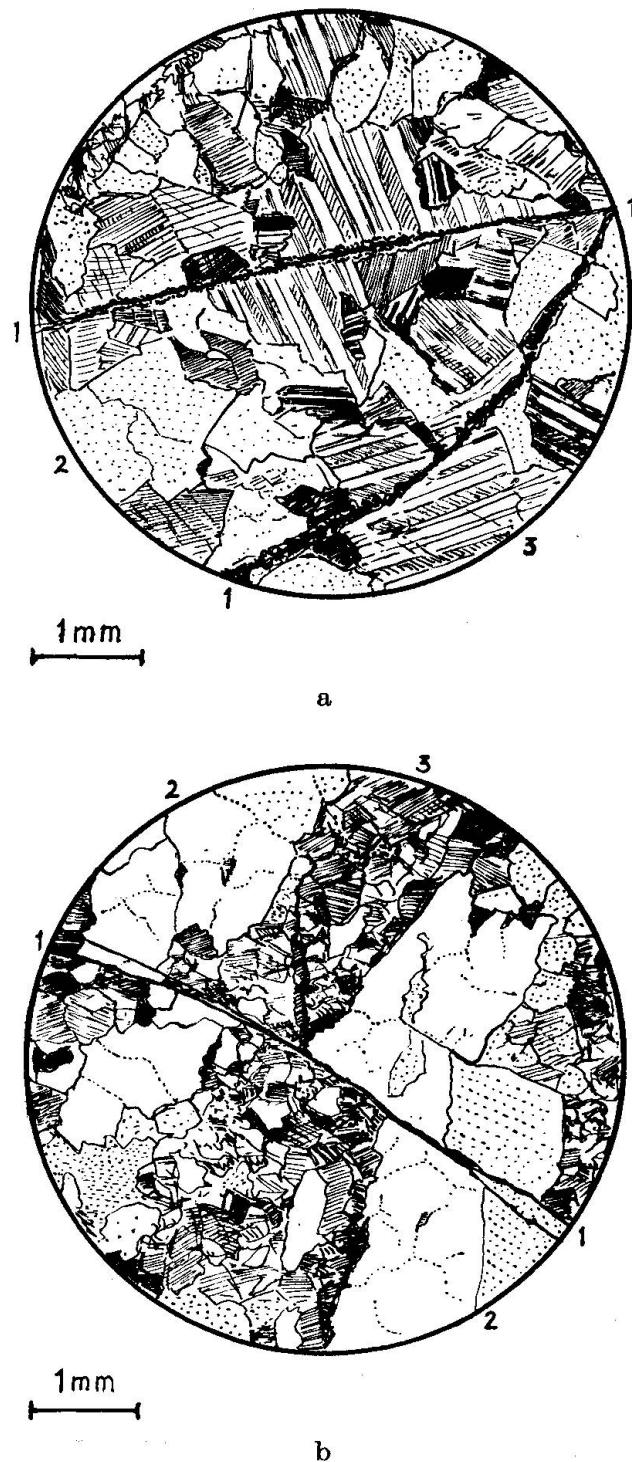


Fig. 14 a und b. Alkalifeldspat-Gneis mit deutlicher Mikro-Bruchtektonik. Quarz und Feldspäte sind deutlich versetzt. Äussere metamorphe Zone, E San Sebastian.
1. Mikrobrüche mit Chlorit-Epidot-Sericit-Füllung. 2. Quarz. 3. Feldspäte, teilweise pflasterartig.

tropfenartigen Entmischungen von Albit. Der Albit-Oligoklas ist mit feinem Erz bestäubt und pflasterartig ausgebildet, ähnlich dem Quarz. Der Gneis führt ausserdem noch Oligoklas-Andesin mit deutlichen Zwillingsslamellen und rötlichen Granat als Nebengemengteil. Auffallend sind kleine mikroskopische Bruchbildungen im Gneis, mit deutlich verschobenen einzelnen Kristallen, ohne jedoch kataklastische Auswirkungen. Die Bruchzonen sind mit Chlorit-Sericit und Epidot erfüllt. Sie laufen unter einem stumpfen Winkel schräg zur Hauptschieferung (Fig. 14a und b).

Bei den dickbankigen konkordanten Einlagerungen von Hornblende-Granit-Gneisen und Augit-Quarz-Syeniten handelt es sich sehr wahrscheinlich um umgewandelte Intrusivgesteine.

Der Hornblende-Granit-Gneis besteht aus idiomorphem, zonarem Oligoklas mit Andesin-Kern. Der frische, grössere Orthoklas zeigt häufig Einschlüsse des idiomorphen Plagioklases. Quarz ist immer xenomorph, nur in Zwickeln, undulös und lappig verzahnt. Die grüne Hornblende ist häufig verzwillingt. Im Schliff ist das Gestein massig, abgesehen von Quarz, der etwas lagenartig angereichert ist. Der idiomorphe Plagioklas, als Erstausscheidung, zeigt eine gewisse ophitische Anordnung. Das Gestein scheint granodioritischen Ursprungs, mit sekundärer Anreicherung von Quarz.

Der Augit-Quarz-Syenit ist reich an Quarz, der grosse xenomorphe, verzahnte und undulös auslöschende Körner bildet. Orthoklas zeigt spindelförmige perthitische Entmischungen und ist schwach undulös. Auffallend ist ein schwach grünlich gefärbter Augit, mit diallagartigen Lamellen. Untergeordnet finden sich kleine Körner von Albit. Idiomorpher Titanit, Magnetit, Epidot und etwas Apatit bilden die Nebengemengteile. Die Struktur ist etwas granophyrisch, die Textur massig. Der grosse Quarzreichtum des Gesteines scheint teilweise sekundär. Die stark verzahnte xenomorphe Ausbildung spricht für nachträgliche Anreicherung.

Interessant ist die Ausbildung des oben erwähnten Kalksilikat-Marmores. Der grün gesprenkelte, graue, grobkörnige Marmor zeigt u. d. M. einen etwas unerwarteten Mineralbestand. Es handelt sich dabei um einen Orthoklas-Marmor. Grosse, etwas polygonal ausgebildete Calcitkörner bilden die Hauptmasse. Sie zeigen oft verbogene Zwillingsslamellen. In den Calcitkörnern eingeschlossen finden wir rundliche Quarze. Zwischen den Körnern treten schwach idiomorphe Orthoklase auf, teils perthitisch, teils mit mikroklinartiger Entmischung. Die Orthoklase sind umgeben von feinen Chloritlamellen. In diesem Chloritrand lassen sich oft Granate erkennen (Fig. 15). Letztere bilden auch mit Chlorit zusammen rundliche Einschlüsse in grösseren Calcitkörnern. Bei diesem Gestein dürfte

es sich ursprünglich wohl um einen etwas arkosischen, detritischen Calcit-sand gehandelt haben.

Trotz der Nähe der Giron-Vulkanite und der Intrusion des San Sebastian-Granites sind eigentliche Ganggesteine in den oben erwähnten metamorphen Gesteinen recht selten. Diese Tatsache unterscheidet diese Zone auffallend von den metamorphen Gesteinen der inneren Zone.

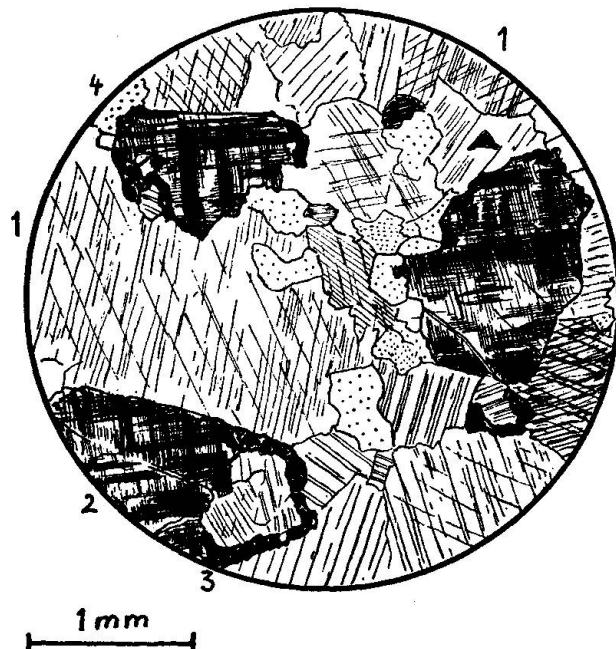


Fig. 15. Alkalifeldspat-Marmor. Äussere metamorphe Zone, E San Sebastian.

1. Calcit. 2. Mikroklin. 3. Chlorit-Granat-Rand um Feldspäte. 4. Quarz

Einzig einige flachliegende Hornblende-Diabase durchbrechen die steilen metamorphen Schichten. Bei den stark umgewandelten Ganggesteinen lässt sich eine ursprünglich porphyrische Ausbildung erkennen. Plagioklas und Hornblende sind zersetzt; die letztere ist durch Neubildung von feinen Nadeln einer braunen Hornblende ersetzt. Die Gänge, deutlich jünger als die umgebenden metamorphen Gesteine, gleichen den noch zu besprechenden jüngsten basischen Gängen der inneren metamorphen Zone.

b) Die metamorphen Gesteine der inneren Zone

Die metamorphen Gesteine der inneren Zone sind sowohl lithologisch als auch tektonisch sehr komplexer Natur. Sie bilden eine sehr steil stehende Gesteinsserie, die abgesehen von lokalen Komplikationen im Westen nach NW streichen, gegen Osten hingegen in eine ENE-Richtung abdrehen. Weiter östlich scheinen sie mit den Gesteinen der äusseren Zone zusam-

menzuhängen, während sie westlich scharf umbiegend, in die N-S streichenden, schon erwähnten Gesteine der westlichen Fusshügel übergehen. Die steil stehende Umbiegung gleicht tektonisch der sozusagen senkrecht stehenden Faltenachse SE von Santa Marta, nur scheint ihre Falte eine noch viel engere Schlinge zu bilden. Genauere Untersuchungen müssen hier noch einsetzen, um die interessanten strukturellen Zusammenhänge zu klären. Dies dürfte jedoch in der steilen, schwer zugänglichen Gegend kein leicht zu lösendes Problem darstellen.

Nördlich des jungen zentralen Batholithen, der die höchsten Gipfel der Sierra bildet, folgt eine weiter Zone von metamorphen Gesteinen, die westlich mit dem Kern der Santa Marta-Falte zusammenhängen, nach Osten sich jedoch mit der zu besprechenden inneren Zone vereinigen. Auch hier müssen weitere Untersuchungen die teilweise nur vermuteten Zusammenhänge bestätigen.

Die innere metamorphe Zone lässt sich regional unterteilen in einen mehr sauren und einen mehr basischen Komplex. In beiden Zonen können natürlich lokal ähnliche Gesteine auftreten, doch regional betrachtet, lässt sich die Unterteilung ohne weiteres rechtfertigen.

Die basische Zone ist durch eine äußerst ausgeprägte Bänderung gekennzeichnet. Die einzelnen Gesteinslagen lassen sich jedoch besser erkennen als in der noch feiner struierten äusseren metamorphen Zone. Bei der sauren inneren Zone ist die Bänderung viel weniger ausgeprägt, die Schichtung ist zur Hauptsache tektonisch bedingt (Vergneisung) und entspricht weniger einer primären lithologischen Wechsellagerung. Die Abgrenzung der beiden Zonen lässt sich im Feld oft auffallend leicht durchführen. Die Südabgrenzung der sauren Zone fällt mit der Intrusion des San Sebastian-Granites zusammen. Die nördliche Abgrenzung der basischen Zone ist scharf durch die diskordante Intrusion des jungen zentralen Batholithen gekennzeichnet.

Innerhalb des untersuchten Gebietes finden wir in den inneren metamorphen Zonen lokale Komplikationen, die sich besonders westlich der wilden Chundua-Berggruppe durch abnormales Streichen erkennen lassen (NNW-SSE Richtung). Die Zusammenhänge mit den mehr regional E-W streichenden Gesteinsserien sind noch nicht ganz klar. Scheinbar handelt es sich auch hier um enge Faltungen mit steilen bis senkrechten Faltenachsen.

b₁) Die sauren metamorphen Gesteine der inneren Zone

Die vorherrschenden Gesteine sind Gneise, die, obschon im Handstück wie auch im Dünnschliff oft massig scheinend, regional eine deutli-

che Schichtung zeigen. Die Schichten stehen meist steil bis senkrecht. Im Gebiet der grossen Seen, beim Basislager (B. L. auf Taf. I). sind die Gneise von deutlich mylonitisierten Bruchzonen durchsetzt, die oft die steilen Ufer der Seen begrenzen. Die eher einheitlichen Gneise zeigen eine mehr saure und etwas mehr basische Zusammensetzung. Trotz der regional ausgeprägten Schichtung sind die lithologischen Gesteinsgrenzen recht unregelmässig schlierig. Die Vergneisung schneidet schräg durch die lithologischen Grenzen der ursprünglich migmatitischen Gesteine.

Die granitischen bis granodioritischen Gneise lassen Texturen erkennen, die von feinkörnigen (selten) bis zu Augengneisen sowie eigentlichen Flasergneisen führen. Alkalifeldspäte sind selten. Sie sind meistens xenomorph ausgebildet. Plagioklase überwiegen, meist als Oligoklas-Andesine, öfters mit serizitisierten Kernpartien. Quarz tritt meistens in Zwickeln xenomorph auf und ist auffallenderweise nicht oder nur wenig undulös auslöschen. Stark pleochroitischer Biotit tritt zusammen mit schmutziggrüner Hornblende auf, die oft einen helleren, gebleichten Kern zeigt, wobei Erzausscheidungen häufig sind. Diopsidischer Augit, oft umgewandelt in Hornblende, und grössere Körner von Magnetit vervollständigen die Hauptgemengteile, während Sericit, Epidot und Apatit die Nebengemengteile bilden. Das im Schliff meist massige Gestein lässt, durch die etwas leistenförmige, idiomorphe Ausbildung der Plagioklase bedingt, Anklänge an ophitische Struktur erkennen.

Bei den basischeren Augit-Plagioklas-Amphiboliten fehlen der Quarz sowie die Alkalifeldspäte ganz. Plagioklas tritt als basischer Andesin auf, interessanterweise jedoch weniger leistenförmig ausgebildet als in den saureren Gneisen. Biotit fehlt oft. Dafür tritt eine dunkelbraune Hornblende auf, mit kleiner Auslösung (5°) und einem Pleochroismus von hellbraun nach dunkelolivbraun (Oxihornblende). Der Pyroxen ist als gewöhnlicher Augit und als Hypersthen ausgebildet, letzterer mit einem deutlichen rosa bis hellgrünen Pleochroismus. Magnetit ist mit Hornblende und Augit vergesellschaftet. Die oft lagenartig angereicherte Hornblende gibt dem Gestein eine deutliche Schieferung.

Zwischen diesen zwei Hauptgesteinstypen lassen sich alle Übergänge erkennen. Schliffbilder und Mineralzusammensetzung sowie die Feldbefunde deuten auf ein granodioritisches bis dioritisches Ausgangsgestein.

Auffallend ist die grosse Anzahl von Apliten und, etwas seltener, Pegmatiten, welche die Gneise in ganz beliebigen Richtungen durchsetzen. Diese richtungslose Anordnung muss besonders hervorgehoben werden, da die jüngeren Ganggesteine eine auffallende Parallelität aufweisen.

Die Aplite sind oft deutlich granophyrisch und makroskopisch weiss bis rosa gefärbt. Die Pegmatite bestehen zur Hauptsache aus rosa gefärbten Orthoklasen, weissen Plagioklasen, grossen Muskowitlamellen, Quarz und Magnetit. Die Begrenzung der Gänge ist oft recht unscharf. Durch Zunahme des aplitischen Materials entstehen eigentliche Migmatitzonen.

Die jüngeren Ganggefolgschaften, welche die verschiedenen metamorphen Gesteine, wie übrigens auch den San Sebastian-Granit durchsetzen, werden später erwähnt. Wir können hier vorausnehmen, dass die Aplite und Pegmatite von den porphyrischen wie diabasischen Gängen überall durchschnitten werden und kein Zusammenhang mit diesen Gängen besteht.

b₂) Die basischen metamorphen Gesteine der inneren Zone

Die Bezeichnung «basisch» ist vielleicht etwas irreführend, da es sich um eine äusserst komplexe Vergesellschaftung von metamorphen Gesteinen handelt, wobei jedoch die basischen Gesteine überwiegen. Kalksilikatgesteine treten auch auf und werden am Schluss noch speziell erwähnt. Die einzelnen Gesteinstypen lassen sich deutlich unterscheiden, da sie meist scharfe Abgrenzungen zeigen. Sie treten auch in häufigen Repetitionen und Wechsellagerungen auf. Die ultrabasischen Gesteinstypen wurden auf Taf. I speziell ausgeschieden. Sie befinden sich am S-Rande des Bolivar-Batholithes sowie NE des Basis-Lagers längs dem Fusse des Guardians (Pt. 5285).

Bei den sauren Einlagerungen treten Alkalifeldspat-Gneise hervor, die durch eine deutliche hellrosa Färbung im Feld auffallen und meistens als Augen- und Flasergneise ausgebildet sind. Die Gneise sind einerseits charakterisiert durch eine Armut von Glimmern, anderseits durch eine granophyrische Struktur. Die vorherrschenden Orthoklase sind gross ausgebildet und zeigen eine feine Erzbestäubung (Eigenfarbe der Gesteine). Plagioklase sind mehr untergeordnet. Der Quarz ist stark undulös auslöschen, oft deutlich verzahnt und meist intensiv mit den Feldspäten verwachsen (granophyrische Struktur). Chlorit tritt zusammen mit feinen Epidotkörnern auf, und scheint aus der jetzt vollständig umgewandelten Hornblende hervorgegangen zu sein. Magnetit und Leukoxen sind relativ häufig. Apatit und seltener Titanit bilden die wichtigsten Nebengemengteile. Die Gneise wechseltlagern mit hornblende-reichen Lagen, werden jedoch im einzelnen nicht mehr als 50 cm mächtig. Sie unterscheiden sich dadurch, wie auch durch die granophyrische Struktur, deutlich von den oben erwähnten sauren Gesteinen.

Durch Zunahme der dunklen Gemengteile und Abnahme des Quarzes

entstehen Hornblende-Biotit-Alkalifeldspat-Gneise. Sie sind ebenfalls meistens als Augen- oder Flasergneise ausgebildet. Der perthitische Orthoklas ist spindelförmig in Linsen (Augen) angereichert. Die recht häufige Hornblende ist olivgrün bis schwach bläulichgrün pleochroitisch, der Biotit intensiv braun gefärbt. Eher untergeordnet treten die relativ sauren Plagioklase auf, meist kleinkörnig, pflasterartig ausgebildet und wenig verzwillingt. Quarz ist untergeordnet und nur schwach undulös auslöschen. Magnetit ist relativ häufig und zeigt meistens Kränze von Leukoxen. Apatit tritt mit der Hornblende zusammen auf und muss noch zu den Hauptgemengteilen gerechnet werden. Als häufiger Nebengemengteil findet sich Titanit, öfters mit einem Erzkern. Die granophyrische Struktur der mehr sauren Typen lässt sich nicht mehr erkennen.

Das Fehlen von Quarz und Alkalifeldspäten bringt uns zu den komplexen Amphiboliten, welche die Hauptgesteine dieser Zone bilden. Nur die wichtigsten Typen sind im folgenden erwähnt. Bei vielen Amphiboliten lässt sich im Handstück die Schieferung nur schwer erkennen, trotzdem die einzelnen Lagen meistens nur wenige Meter mächtig sind, und durch Wechsellagerung der dunklen Gemengteile noch deutlich gebändert erscheinen.

Vorherrschend sind normale Plagioklas-Amphibolite. Plagioklas und Hornblende zeigen eine ähnliche mittlere Korngrösse. Beim Plagioklas handelt es sich um einen mittelbasischen bis basischen Andesin. Er ist kurzprismatisch ausgebildet, öfters etwas umgewandelt und deutlich verzwillingt. Die Hornblende tritt in zwei Typen auf. Eine gemeine, xenomorph bis kurzprismatisch ausgebildete olivgrüne Hornblende kann von einer mehr feinkörnigen, aggregatbildenden blaugrünen Hornblende unterschieden werden. Bei gewissen Amphiboliten enthält die grössere olivgrüne Hornblende siebartige Einschlüsse von idiomorphem Biotit, wodurch eine poikiloblastische Struktur entsteht. Die blaugrüne Hornblende zeigt keine Einschlüsse. Die Auslöschungsschiefe der Hornblenden wird durch den Farbwechsel nicht beeinflusst. Der Magnetitgehalt variiert sehr stark. Lokal können eigentliche Magnetitgesteine auftreten. Titanit, Chlorit (aus Biotit) und Apatit bilden die wichtigsten Neben-gemengteile.

Durch Auftreten von Pyroxen, meist als Diallag, entstehen Lagen von Biotit-Diallag-Amphiboliten, die lokal eigentlichen Gabbrocharakter annehmen können. Die Plagioklase sind deutlich leistenförmig und ophitisch angeordnet. Sie sind schwach normalzonar und entsprechen einem basischen Andesin (Rand) bis saurem Labrador (Kern). Die

Hornblende ist etwas aktinolithisch, hat öfters einen Kern aus Pyroxen und dürfte aus letzterem hervorgegangen sein. Der Diallag ist oft mit Erz vergesellschaftet (Magnetit). Der Biotit ist sehr intensiv braun gefärbt. Als Nebengemengteile finden sich Magnetit, Apatit und etwas sekundärer Quarz in Zwickel. Mineralbestand und Struktur deuten auf einen gabbroiden Ursprung dieser Gesteine.

Durch lokal angereicherten Magnetit entstehen Augit-Biotit-Magnetit-Amphibolite. Diese sehr deutlich gebänderten Gesteine enthalten noch die kurzprismatischen Andesine der mehr sauren Typen. Der normale Augit ist oft umgewandelt in strahlsteinartige Hornblende, öfters mit Leukoxen zusammen (Titangehalt der Augite). Neben dieser sekundären Hornblende tritt eine primär braune Hornblende auf (Oxyhornblende). Der Biotit ist intensiv gefärbt, enthält Sagenit und tritt zusammen mit dem häufigen grosskörnigen Magnetit auf.

Dem oben erwähnten Gestein sehr ähnlich sind Biotit-Labrador-Amphibolite, bei denen jedoch der Augit fehlt. Der Labrador ist noch kurzprismatisch. Die Hornblende xenomorph, grün bis bläulichgrün und sehr wahrscheinlich aus der primär braunen Hornblende entstanden, von der noch Relikte vorhanden sind. Apatit ist ein sehr häufiger Nebengemengteil.

Die bis jetzt erwähnten Amphibolite finden sich wechsellarnd mit sehr sauren Typen auf die Gesamtzone der basischen metamorphen Gesteine verteilt. Die nun folgenden meist ultrabasischen Gesteine sind mehr lokal angereichert. Wir finden Sie auf der WNW-Seite des Pico El Guardian (5285 m), westlich der Chunduaberge und am Südrand des Bolivar-Batholithes. Die drei Vorkommen sind recht unterschiedlich ausgebildet, die ersten zwei charakterisiert durch Magnetit- und Apatitreichtum, letzteres durch seinen Olivin gehalt.

Westlich des Pico El Guardian treten als vorherrschende Gesteinstypen Apatit-Plagioklas-Magnetit-Amphibolite und Magnetit-Apatit-Hornblendite auf. Beim plagioklasführenden Amphibolit besteht die Hornblende aus grösseren Individuen, poikiloblastisch durchsetzt von Apatitkörnern. Sagenitartige Einschlüsse von feinsten Erzlamellen sind typisch. Der Magnetit tritt als xenomorphe Füllmasse zwischen Hornblende und Plagioklas auf. Letzterer ist ein etwas zersetzer Andesin.

Der Apatit-Magnetit-Hornblendit ist bedeutend basischer. Plagioklase fehlen. Magnetit ist vorherrschend und siebartig von Apatitkörnern durchsetzt. Manche Hornblendekristalle lassen noch einen Olivinkern erkennen und zeigen einen mehr blaustichigen Pleochroismus,

Alkalihornblende andeutend. Titanit, Biotitschüppchen und Epidot bilden die Nebengemengteile dieses etwas ungewöhnlichen Gesteins (Fig. 16).

In den basischen Gesteinen westlich der Chundua-Gruppe treten lokal ultrabasische Einlagerungen auf, die ebenfalls reich an Magnetit sind, bei denen jedoch Augit überwiegt und Apatit fehlt. Es handelt sich hier um Magnetit-Pyroxenite. Der Augit lässt eine feine dialegartige Lamellierung erkennen und ist randlich in eine blassgrüne aktinolithische Hornblende umgewandelt. Die Magnetitkörper zeigen einen auffallenden Rand von Titanit-Leukoxen (Fig. 17).

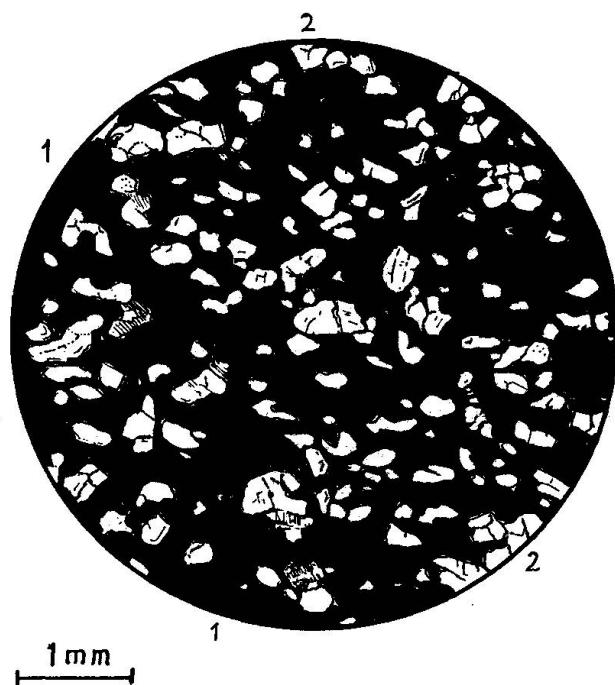


Fig. 16. Apatit-Magnetit-Fels. Innere basische metamorphe Zone. W Pico Guardian.
1. Magnetit. 2. Apatit, teilweise mit etwas Hornblende.

Auffallend verschieden von den oben erwähnten magnetitreichen Gesteinstypen sind die ultrabasischen Olivinsteine südlich des Bolivar-Batholithes. Diese Olivinsteine bilden jedoch keine zusammenhängende Masse, sondern treten als dünne, stark wechseltlagernde Zonen in den wenigen basischen und weitverbreiteten Plagioklas-Amphiboliten auf. Die folgenden Hauptgesteinssysteme lassen sich erkennen:

Plagioklas-Augit-Peridotit. Der Olivin ($2V$ ca. 90°) ist auffallend frisch und zeigt keine Spur von Umwandlung. Interessant sind kleine stäbchenartige Erzeinlagerungen, die etwas sagenitartig, kristallographisch eingeordnet sind. Sie scheinen den Hauptachsen parallel zu

laufen (Fig. 18 und 19). Die Spaltrisse des Olivins sind ebenfalls durch feine Erzkörnchen hervorgehoben. Neben Olivin tritt ein sehr frischer, fast farbloser Augit auf, der auffallenderweise ebenfalls kristallographisch eingelagerte Erzschnüppchen führt. Ein weiterer Augittyp ist weniger idiomorph, mehr rundlich, und lässt eine fleckenartige Umwandlung in grünbraune Hornblende erkennen. Xenomorpher Biotit enthält sagenitartige Erzeinschlüsse. Ein basischer Labrador ist untergeordnet.

Biotit-Hornblende-Hypersthen-Peridotit. Die grossen Olivinkristalle zeigen lagenweise angereicherte, etwas dendritische Erzeinschlüsse (Fig. 17).

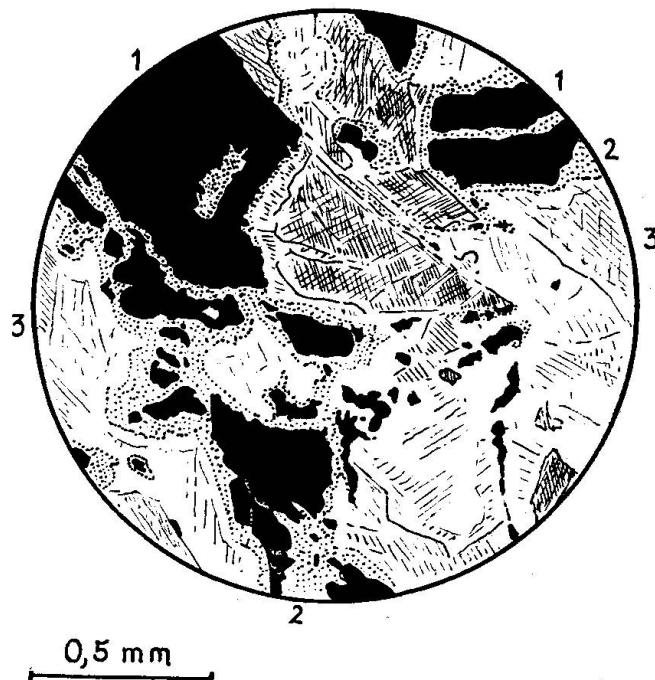


Fig. 17. Magnetit-Pyroxenit. Innere metamorphe Zone. Chundua-W-Seite
 1. Magnetit. 2. Titanit-Leukoxen-Rand um Magnetit. 3. Diallagartiger Augit, randlich in aktinolithische Hornblende umgewandelt.

schlüsse, wobei der Rand jedoch einschlussfrei bleibt. Kleinere Olivinkörner sind poikiloblastisch in grösseren Hypersthen-, Biotit- und Hornblende-Individuen eingeschlossen (Fig. 18 und 19). Wie im oben erwähnten Gestein sind die Olivine auffallend frisch. Der Hypersthen ist deutlich rosabraun-hellgrünlich pleochroitisch. Die grosse Hornblende, deutlich grün gefärbt, macht einen primären Eindruck. Der Biotit zeigt braune bis grünliche Töne und enthält öfters Sagenitnetze.

Durch Zunahme von Hornblende entstehen Olivin-Biotit-Augit-Hornblendite. Die Hornblende bildet grosse Körner, poikiloblastisch

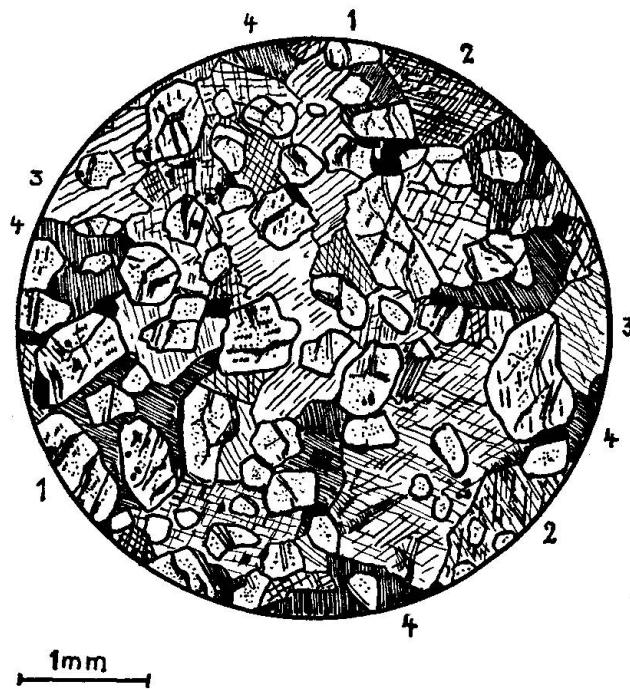


Fig. 18. Biotit-Hornblende-Hypersthen-Peridotit. Innere basische metamorphe Zone. Südlich Bolivar-Batholith.

1. Olivin teilweise mit Erzeinschlüssen, oft kristallographisch orientiert.
2. Hypersthene. 3. Hornblende. 4. Biotit.

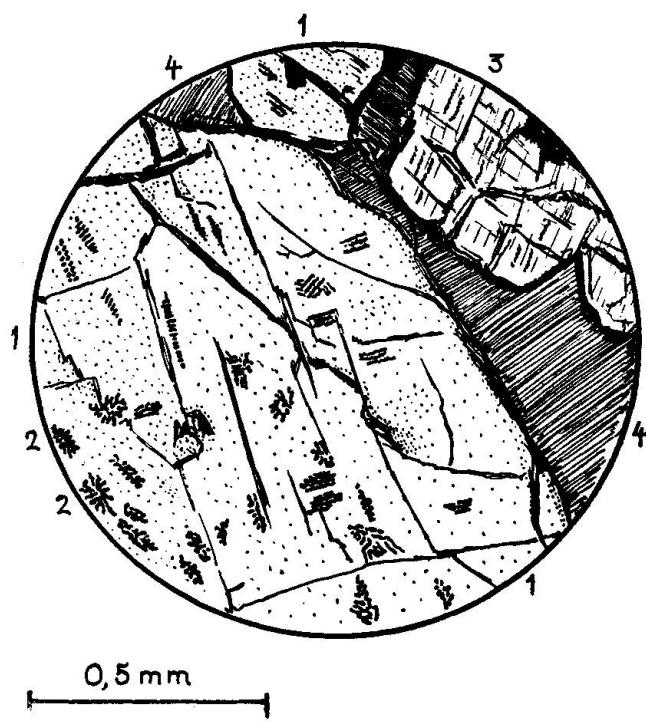


Fig. 19. Biotit-Hypersthen-Peridotit. Innere basische metamorphe Zone. Südlich Bolivar-Batholith.

1. Olivin. 2. Dendritische Erz-Einschlüsse in Olivin. Oft kristallographisch orientiert.
3. Hypersthene. 4. Biotit.

von Olivin durchsetzt, sehr ähnlich dem oben beschriebenen Gestein. Der Kern zeigt einen bräunlichen Pleochroismus, während der Rand ins bläuliche spielt. Der etwas gebleichte Biotit enthält ebenfalls Olivineinschlüsse. Gewöhnlicher Augit und untergeordneter Hypersthen sind noch vorhanden. Feine Erzränder haben sich um die Hornblende wie auch um die eingeschlossenen Olivine gebildet.

Hier wie in den oben erwähnten Gesteinen ist die Frische der Olivine recht auffallend, besonders wenn man bedenkt, dass die Olivingesteine dünne Einlagerungen in tektonisch stark beanspruchten metamorphen Zonen bilden.

b₃) Die Kalksilikatgesteine der inneren basischen metamorphen Zone

Westlich des auffallenden Porphyristockes der Chundua-Berggruppe treten in den Hornblende-Gneisen und Amphiboliten dünne Lagen von Kalksilikatgesteinen auf, die, konkordant eingelagert, der gleichen komplexen Metamorphose unterworfen sind. Wir können zwei Typen von Kalksilikat-Marmore unterscheiden, und zwar Olivin-Marmore und Wollastonit-Marmore.

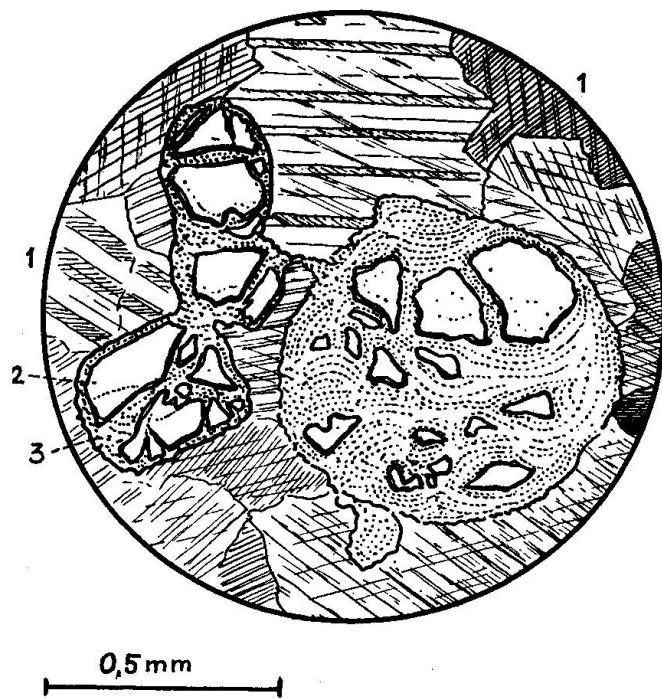


Fig. 20. Olivin-Marmor. Innere metamorphe Zone. W Seite Chundua.

1. Calcit. 2. Olivin. 3. Serpentinmasse.

Die Olivin-Marmore bilden dünne, grün gesprengelte weissliche Bänder. Die Hauptmasse besteht aus grossen Calcitkörnern mit runden Einschlüssen von mehr oder weniger serpentinisiertem Olivin (Fig. 20).

Die Wollastonit-Marmore treten, ähnlich wie die Olivin-Marmore, wechsellarnd mit Hornblende-Gneisen auf. Wollastonit in idiomorphen, spießigen Nadeln ist vorherrschend. Dazu treten Chlorit und grosse Calcitkörner. In den letzteren lässt sich ein grüner Granat (Grossular) als idiomorphe Einschlüsse erkennen.

Den Kalksilikatlagen zwischengelagert finden wir auch erzreiche Zonen, welche durch ihren Granatgehalt auffallen und eigentliche Granat-Magnetit-Felse bilden. Die Hauptmasse besteht aus Magnetit und einem rötlichen Granat, beide Mineralien xenomorph ausgebildet. Der Granat ist teilweise maschenartig von Chlorit durchsetzt, der sehr wahrscheinlich aus Olivin entstanden ist (Pseudomorph nach Olivin). Biotit findet sich im Granat. Einige Nester von schlecht entwickeltem Plagioklas treten als Nebengemengteile auf. Lokal findet sich grüner Spinell eingelagert.

3. DER SAN SEBASTIAN-GRANIT

Zu den prädevonischen Gesteinen werden auch granitische Intrusionen gerechnet, welche die älteren metamorphen Gesteine diskordant durchbrechen. Die Granite zeigen immerhin noch eine deutliche tektonische Beeinflussung, was sich durch Vergneisung von gewissen Partien erkennen lässt. Die regionale Bankung und die Streichrichtung der vergneisten Zonen fallen auffallend mit den Streichrichtungen der metamorphen Gesteine überein. Granite und Gneise werden von den eigenartigen, wohl spätpaläozoischen Chundua-Sedimenten flach transgressiv überlagert. Letztere sind von der tektonischen Phase, welche die Granite noch beeinflusste, nicht mehr erfasst werden.

Die Granite scheinen sehr wahrscheinlich in einer kaledonischer Nachphase in die schon frühkaledonisch beanspruchten metamorphen Formationen eingedrungen zu sein und wurden selbst noch nachträglich spätkaledonisch überprägt, und zwar vor der Ablagerung von wahrscheinlich spätpaläozoischen Sedimenten.

Die entsprechenden Granite südlich und östlich von Santa Marta sind eingangs schon erwähnt worden. Sie scheinen, dem Nordfuss der Sierra Nevada entlang, mit den Graniten der Rancheria-Gegend (östliche Sierra) zusammenzuhängen. Leider sind die Nordhänge der Sierra Nevada geologisch praktisch noch unbekannt; die Zusammenhänge

müssen durch Feldaufnahmen bestätigt werden. Anzeichen für die granitischen Gesteine geben teilweise die Flussgerölle der ins Meer fliessenden steilen Bäche. Meistens handelt es sich um Biotit-Granite, bei denen auch Hornblende auftreten kann. Soviel bis jetzt bekannt ist, haben diese Granite eine auffallend gleichförmige Zusammensetzung. Diese Tatsache lässt sich besonders deutlich beim San Sebastian-Granit erkennen, der auch die Hauptmasse der höheren südlichen Sierra Nevada bildet.

Der vorherrschende Biotit-(Hornblende-)Granit ist meist mittelkörnig ausgebildet. Plagioklas ist deutlich idiomorph, oft normalzonar mit einem Kern von saurem Andesin. Er ist etwas häufiger als Orthoklas. Letzterer bildet grössere Körner, ist meist frisch, leicht mit Erz bestäubt, und verursacht die rötliche Färbung des Hauptgesteins. Idiomorphe Plagioklase sind oft im Orthoklas eingeschlossen und dürften darum Erstausscheidungen sein. Quarz ist häufig, doch meistens xenomorph, deutlich undulös, mit lappig bis verzahnten Rändern. Er scheint teilweise sekundär angereichert zu sein. Biotit ist öfters chloritisiert. Der Gehalt an Hornblende wechselt. Sie ist oft in den mehr randlichen Partien des Granites angereichert. Sie ist grün, oft verzwilligt (parallel der Hauptachse). Häufige Nebengemengteile sind Epidot, Chlorit, Titanit und Magnetit. Seltener sind Apatit, meist in Hornblende eingeschlossen.

Gewisse Partien der Granite weisen eine deutliche Bankung auf. Man erkennt dabei, dass der Quarz oft etwas lagenartig angereichert ist, und dürfte diese Quarzzufuhr mit der spätkaledonischen Orogenese zusammenhängen. Die parallele Bankung ist besonders für den San Sebastian-Granit sehr typisch. Südlich San Sebastian ist die Bankung sehr flach, fällt bei San Sebastian mit etwa 10° nach NNW und wird nordwärts steiler, bis sie regional senkrecht steht. Es ist weiter auffallend, dass im flachgebankten Teil des Granites jüngere Gänge fast durchwegs fehlen, dass sie sich jedoch gleich häufig einstellen, sobald die Bankung steiler wird. Die Intrusion dieser jüngeren Gänge ist sehr wahrscheinlich durch die saigere Schichtstellung erleichtert worden.

Aplitische und pegmatitische Gänge, welche genetisch mit dem Granit zusammenhängen, zeigen eine granophyrische Struktur und bestehen zur Hauptsache aus Orthoklas mit untergeordnetem Plagioklas und etwas Quarz. Diese Gänge stehen in keinem Zusammenhang mit den später eingedrungenen diabasischen und porphyrischen Gängen. Sie sind nicht an die Struktur der Granite gebunden, laufen jedoch meistens der Bankung parallel.

Eine auffallende Klüftung durchsetzt den Granit ungefähr senk-

recht zur Hauptbankung. Einzelne Klüfte zeigen eine deutliche Mylonitisierung. Ganz ähnliche Klüfte durchsetzen sämtliche Gesteine präkretazischen Alters und dürften wohl mit der präkretazischen, spätjurassischen Hauptogenese zusammenhängen.

B. Die Gesteine der Chundua-Gruppe (Oberes Paläozoikum?)

Die am Südfuss der Sierra weitverbreiteten jurassisch-triadischen Formationen (Sedimente und Vulkanite) transgredieren auf prädevonische Gesteine. Es war bis jetzt nicht gelungen, in der Sierra Nevada ältere Formationen aufzuspüren, welche in die Schichtlücke Devon-Trias fallen würden.

Beim Besuch der noch völlig unbekannten, etwas isolierten Chundua-Berggruppe fand ich jedoch Gesteinsserien, welche diskordant die metamorphen Formationen überlagern, selbst jedoch diskordant von Giron-(Trias-Jura-)Gesteinen überdeckt werden. Die komplexe Gesteinsgruppe wurde von mir, trotz ihrer geringen Mächtigkeit (300 m), *Chundua-Gruppe* benannt (Fig. 21).

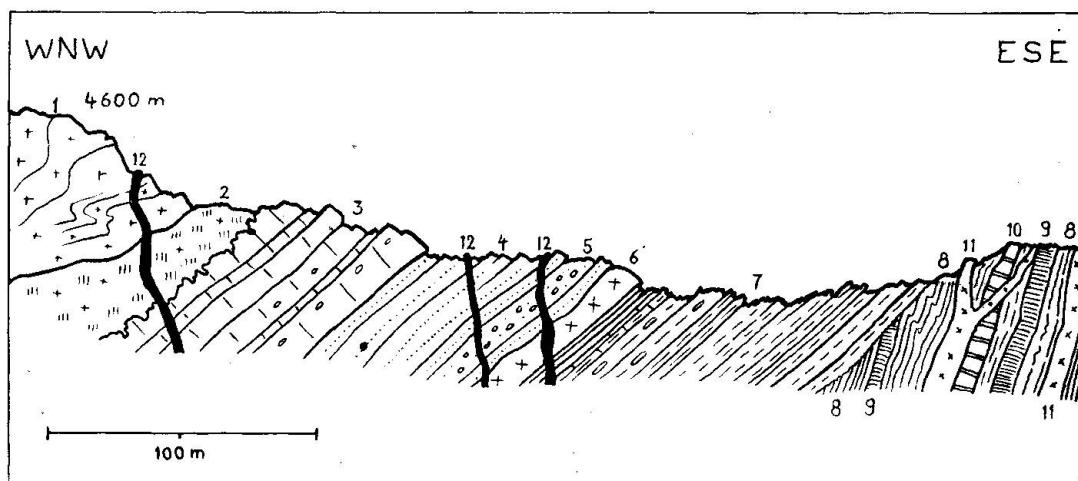


Fig. 21. Profil durch die Chundua-Gruppe. NW Pt. 4725 m. Chundua-Berge.

1. Fluidaler Quarz-Porphyr (Jura-Trias).
2. Rotviolette Tuffe und Tuffbreccien (Giron). Füllt Erosionstaschen in Marmor.
3. Kristalliner Kalk und Wollastonit-Marmor mit Prä-Giron-Karrenoberfläche. Im unteren Teil Kieselkonkretionen.
4. Weisser Quarzit bis quarzitischer Sandstein.
5. Quarz-Konglomerat.
6. Porphyrit-Lagergang.
7. Schwarze Graphitschiefer mit grauen Quarzitbändern und Linsen.
- 3—7 sehr wahrscheinlich Paläozoikum.
8. Hornblende-Biotit-Alkalifeldspat-Gneis.
9. Biotit-(Labrador-)Amphibolit.
10. Olivin- und Wollastonit-Marmor.
11. Aplitgänge.
- 8—11 Prä-Paläozoikum.
12. Spätjurassische Diabas-Gänge.

Die Basis der Chundua-Gruppe bilden 100—150 m mächtige sandige, schwarze graphitische Schiefer. Der Sandgehalt variiert lagenweise und ist etwas grösser im oberen Teil, mit eigentlichen dünnen Quarzitbänken und Linsen. Kalkige Linsen finden sich lokal im unteren Teil. U. d. M. lassen die Schiefer grössere rundliche Quarzkörner und deren zerbrochene, eckige Trümmer erkennen. Ein fast farbloser Chlorit ist von feinem schwarzem Pigment erfüllt. Dazu gesellen sich feine Serizitschüppchen. Die Hauptmasse des Gesteines bildet eine unregelmässige graphitische Masse mit einigen zersetzten Plagioklasen. Erkennbare organische Reste liessen sich keine feststellen.

Es ist besonders auffallend, dass die Graphitschiefer direkt mit einer deutlichen Winkeldiskordanz über die steilstehenden metamorphen Gesteine transgredieren. Sie fallen mit 20—40° beckenartig unter die höheren Gesteine der Chundua-Gruppe und lassen sich auf einer Distanz von ca. 6 km verfolgen. Im Streichen werden sie dann von den jüngeren Porphyren der Giron-Gruppe abgeschnitten.

Die schwarzen Schiefer werden konkordant überlagert von einem 10 m mächtigen Lagergang von feinkörnigem Hornblende-Diorit. Der Kontakt im Liegenden wie auch im Hangenden ist scharf, und das Nebengestein ist nicht sichtlich beeinflusst. Der Hornblende-Diorit enthält idiomorphen, kurz prismatischen, normalzonaren Plagioklas (Rand Oligoklas, Kern Andesin-Labrador). Der Kern ist gefüllt mit kleinen Einschlüssen; der Rand ist hingegen klar. Des weiteren tritt braunolive primäre Hornblende, zusammen mit einer mehr sekundären, blaugrünen Varietät auf.

Der Diorit ist überlagert, ebenfalls konkordant von 50 m mächtigen, auffallend weissen quarzitischen Sandsteinen. Die Quarzkörner sind gut sortiert und ausgezeichnet gerundet. Der Zement ist kieselig, teils calcitisch. Im unteren Teil der Quarzite finden wir eine 10 m mächtige feinkörnige Konglomeratbank, deren ausgezeichnet gerundete Gerölle zur Hauptsache aus Quarz bestehen. Letzterer ist sehr deutlich verzahnt und etwas undulös auslöschen. Es scheint sich ursprünglich um Gangquarz zu handeln. Untergeordnet treten noch Gerölle eines sehr feinen Quarzites bis Kieselschiefers auf. Grundmasse wie auch Gerölle sind oft von feinen Sericitadern durchzogen.

Mit einem scharfen, jedoch immer noch konkordanten Kontakt werden die Quarzite von dickbankigen, hellgrauen, 60 m mächtigen kristallinen Kalken überlagert. Sie enthalten im unteren Teil kleine kieselige Konkretionen. Schon makroskopisch lassen sich auf der Oberfläche der Kalke feine Wollastonitnadeln erkennen. U. d. M. zeigt sich

eine Grundmasse von Calcit, durchsetzt von idiomorphen Wollastonitnadeln. Lokal tritt etwas Quarz auf sowie dünne Chloritadern. Durch Zunahme des Wollastonites können eigentliche Wollastonitgarben-Marmore entstehen (Fig. 22).

Günstigere, weniger metamorphe Kalke wurden sorgfältig auf Makro- und Mikro-Fossilien untersucht, doch scheint das Gestein fast überall schon deutlich umkristallisiert zu sein, wobei etwelche Fossilspuren zerstört worden sind.

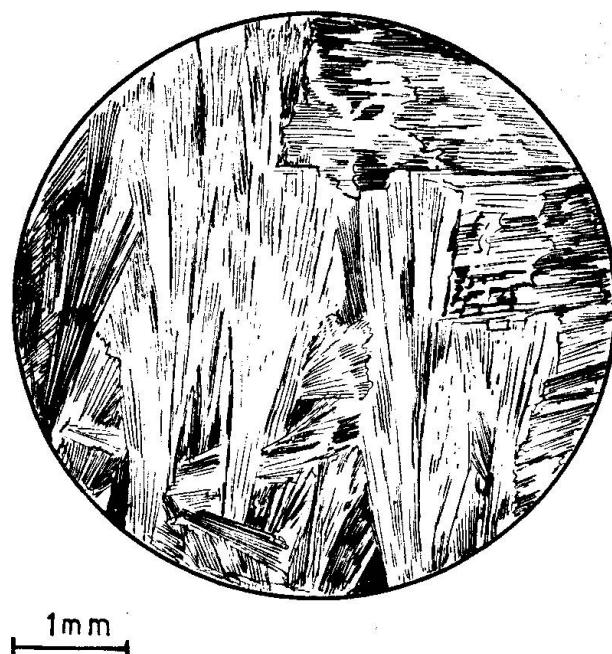


Fig. 22. Wollastonitgarben-Fels. Kalk der Chundua-Gruppe. W Chundua-Berge.
Besteht nur aus Wollastonit.

Im Hangenden werden die Kalke diskordant von den Tuffiten des Girons überlagert. Der Kontakt ist besonders interessant. Die alte Oberfläche des Kalkes zeigt eine ausgeprägte, noch ausgezeichnete Karrenbildung. Die Karren-Taschen sind ausgefüllt von rotvioletten Tuffen und Tuffbreccien, vermischt mit roten Lösungsrückständen des Kalkes.

Leider erschwert der Mangel an jeglichen Fossilien in der Chundua-Gruppe die Altersbestimmung. Die stratigraphische Position lässt auf ein spätpaläozoisches Alter schliessen. Eine gewisse Ähnlichkeit der dickbankigen hellgrauen Kalke mit dem Perm der Kordillere von Perijá ist nicht abzustreiten.

C. Die Gesteine der Giron-Gruppe und die begleitenden Eruptiva (Jura-Trias)

Wir haben in den vorhergehenden Abschnitten erwähnt, dass die metamorphen Gesteine, der San Sebastian-Granit und die Chundua-Gruppe von pyroklastischen Sedimenten transgrediert oder von porphyrischen Gesteinen durchbrochen werden. Durch Vergleiche mit angrenzenden Gebieten erkennen wir, dass es sich bei diesen Gesteinsserien um Äquivalente von Trias-Jura handelt, welche allgemein in Kolumbien als Giron-Ablagerungen zusammengefasst werden. Ausnahmsweise wurden in den terrestrisch-pyroklastischen Sedimenten marine Einlagerungen gefunden, deren gut erhaltene Faunen teils Trias, teils den Unteren Jura präsentieren. Entsprechende fossilführende Ablagerungen sind in der Sierra Nevada einzig in der Quebrada de los Indios gefunden worden. Das Vorkommen, von Shellgeologen entdeckt, wurde von TRÜMPY beschrieben (TRÜMPY 1943). Die Quebrada de los Indios fliesst 32 km SSE von Fundacion aus den westlichen Fusshügeln der Sierra Nevada. Die fossilführenden Schichten bestehen aus schwarzen, etwas kieseligen Schiefern und quarzitischen Sandsteinen, die von mächtigen roten und grünlichen pyroklastischen Sedimenten und eingeschalteten roten Quarzporphyren überlagert werden. In den schwarzen Schiefern fanden sich Gastropoden, Bivalven und ein schlecht erhaltener Ammonit. Bei den Bivalven handelt es sich um eine kleine Form von *Estheria* sp. von wahrscheinlich Obertrias bis Unterlias-Alter. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht mit dem Vorkommen von Morrocoyal (Lias mit Ammoniten) auf der NW Seite der nördlichen Zentral-Kordillere. Die Ablagerungen der Quebrada de los Indios grenzen mit Bruchkontakt (Bruchsystem des westlichen Sierra-Randes) an alte metamorphe und granitische Gesteine.

Pyroklastische, mehrheitlich rote Sedimente finden sich weitverbreitet am Süd-Zipfel der Sierra Nevada. Es handelt sich dabei um die gleichen Formationen, welche wir schon aus der Kordillere von Perijá sowie vom E-Rand der nördlichen Zentral-Kordillere erwähnt haben. Diese Giron-Sedimente und die begleitenden porphyrischen Einlagerungen bilden den SE Rand der Sierra Nevada und lassen sich weit über Valle Dupar hinaus verfolgen. Sie sind in der südlichen Sierra von kretazischen Kalken in Cogollo Fazies transgressiv überlagert.

Die porphyrischen Gesteine nehmen sierrawärts deutlich auf Kosten der Sedimente zu. Letztere sind recht variabel. Neben vorherrschenden roten, mittel- bis feinkörnigen, schlecht sortierten Sandsteinen finden sich unregelmässige Konglomeratlagen, welche lokal in Agglomerate über-

gehen können. Anderseits treten in den Sandsteinen sehr feinkörnige, meist grünlich gebänderte, fast tonige Lagen auf, die mit umgewandelten Aschenlagen wechseln. Die Mächtigkeit der Giron-Sedimente beträgt mindestens 1500 m.

Die Giron-Ablagerungen haben sehr wahrscheinlich den grössten Teil der Sierra überdeckt. Im Inneren der Sierra herrschen, abgesehen von dünnen pyroklastischen Sedimenten, welche auf der Chundua-Gruppe transgredieren, die porphyrischen Äquivalente des Gurons vor.

Unter diesen Eruptivgesteinen des Gurons lassen sich deutlich eigentliche stockartige Massen (batholithähnlich) sowie Gänge unterscheiden. Die Ganggesteine durchbrechen die Stöcke und dürften darum etwas jünger sein. Petrographische Unterschiede charakterisieren die beiden Eruptivtypen. Die grössten Massen bestehen zur Hauptsache aus Quarz-Porphyriten (dazitische Gesteinstypen) mit fehlenden oder nur sehr untergeordneten Alkalifeldspäten. Bei den Gängen sind anderseits Quarz-Alkalifeldspat-Porphyrte sowie aplitische Granophyre recht häufig.

Ganz allgemein lassen sich die Giron-Eruptiva in Vorkommen südlich des San Sebastian-Granites (südliche Vorkommen) und solche nördlich des San Sebastian-Granites unterteilen (zentrale Vorkommen), wobei jedoch Gänge von Giron-Alter auch innerhalb der Granite auftreten.

Die südlichen Vorkommen bilden innerhalb der Giron-Sedimente mächtige Lagergänge, die teilweise durch Quergänge untereinander verbunden sind oder auch durchbrochen werden. Erstere zeigen eine granitische bis quarzdioritische Zusammensetzung, letztere sind durchwegs granitisch bis granosyenitisch. Innerhalb der südlichen Vorkommen lässt sich eine Zunahme der Vulkanite von S nach N erkennen. Mit der Zunahme der Porphyre nimmt auch der pyroklastische Anteil der zwischengelagerten Sedimente deutlich zu. Gewisse Tufflagen sind hier, im Gegensatz zu den mehr sedimentären roten Sandsteinen weiter südlich, als feinkörnige, dunkelgraublaue bis schwarze Ablagerungen ausgebildet, welche durch deutliche grüne, unregelmässige Epidotnester auffallen. Die Schichten fallen, entsprechen den mehr südlichen Vorkommen, mit 20—30° nach SSE. Sie sind meistens durch deutliche Längsbrüche von den roten Sandsteinen getrennt (siehe Karte Fig. 2).

Die Porphyre selber können teilweise massig ausgebildet sein. Sie sind dann deutlich von ausgeprägten Kluftsystemen durchsetzt, die meist sehr steil, ENE oder NNW streichen. Im Detail ist die Zusammensetzung der Porphyre recht komplex. Neben einheitlichen Gesteinen mit deutlichen weissen Feldspatporphyroblasten finden sich komplexe massige Gesteine, bei denen verschiedenartige Quarzporphyre und Porphyrite in

einer porphyrischen Grundmasse eingebettet sind, die oft noch deutlich Fluidalstrukturen erkennen lässt. Sogar Einschlüsse von grösseren roten pyroklastischen Sedimentpaketen können auftreten.

Etwas jüngere, deutlich die oben erwähnten Gesteine intrudierende Lagergänge bis eigentliche Lakkolithe bestehen aus Quarz-Alkali-feldspat-Porphyrn. Die feinkörnige Grundmasse dieser Gesteine besteht zur Hauptsache aus Quarz, Feldspäten, etwas Chlorit, Magnetit

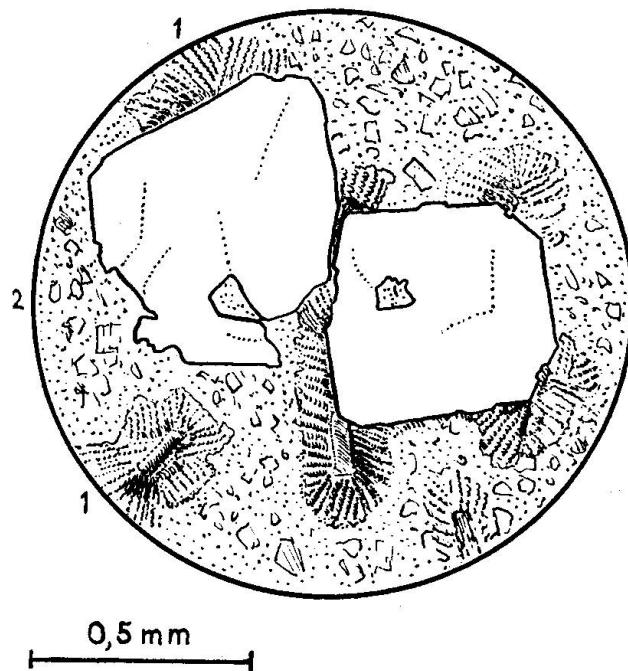


Fig. 23. Quarz-Alkalifeldspat-Porphyr. Aus Giron. S Pueblo Bello. Südliche Sierra Nevada.

1. Saurer Plagioklas, oft vollständig von Myrmekit-Bildung umgeben. 2. Grundmasse aus Quarz, Plagioklas und Chlorit. Im Zentrum grosse, etwas resobierte Quarz-Porphyroblasten.

und feinverteiltem limonitischem Staub, der die rote Färbung der Gesteine verursacht. Besonders interessant sind die Einsprenglinge, und zwar grosse idiomorphe Quarze, idiomorphe grosse perthitische Orthoklase, letztere deutlich durch Limonit/Hämatit bestäubt, und etwas saure Plagioklase mit ausgesprochenen Myrmekiträndern. Oft sind die Plagioklase vollständig in Myrmekit umgewandelt (Fig. 23). Die Reaktion scheint mit der Grundmasse zu erfolgen. Diese massigen Gesteine zeigen auch u. d. M. keinerlei mechanische Beanspruchung. Regional ist auch hier eine steile, NNW streichende Klüftung ausgebildet.

Die Giron-Porphyre des zentralen Teiles der Sierra Nevada

sind besonders in der Chundua Berggruppe gut ausgebildet. Im vorhergehenden Kapitel (Chundua-Gruppe) haben wir die transgressive Basis der Giron-Ablagerungen erwähnt. Die dünnen pyroklastischen Sedimente, welche die unregelmässige Karren-Oberfläche der Chundua-Kalke diskordant überlagern, sind ihrerseits bedeckt von sehr mächtigen, oft recht massigen Porphyren. Diese Porphyre bestimmen die auffallend wilde Morphologie der Chundua-Berge.

Die Hauptporphyrmasse bilden Quarz-(Biotit-)Porphyrite. Sie sind meistens hellgrauviolett gefärbt und zeigen schon makroskopisch eine sehr deutliche Fluidaltextur. In einer hemi- bis kryptokristallinen Grundmasse treten idiomorphe Porphyroblasten von Andesin bis Oligoklas-Andesin auf. Sie sind häufig zersetzt, was die auffallend weisse Farbe der Einsprenglinge bedingt. Etwas untergeordnet treten stark resorbierte Quarzkörner auf. Neben diesen primären Quarzen finden wir Nester und Adern von pflasterartig ausgebildetem Quarz, der Grundmasse sowie Einsprenglinge durchsetzt. Die Quarzkörner der Adern zeigen eine interessante Regelung und stehen senkrecht zum Rande der Adern und Nester (Fig. 24a u. b). Der Biotit ist meist vollständig durch ein Gemisch von Sagenit, Epidot und Illmenit ersetzt. Epidot, Erz und Chloritnester lassen die Umwandlung von Augiten vermuten. In der Grundmasse finden wir kleine fluidal angeordnete Plagioklase, etwas Quarz und kleine Illmenitschüppchen, Leukoxen und staubartigen Hämatit/Limonit. Letzterer ist besonders für die mehr glasreichen Partien typisch. Diese Porphyrite haben eine quarzdioritische Zusammensetzung, wobei jedoch auch sekundärer Quarz, wohl kurz nach der Erstarrung, angereichert wurde. Alkali-feldspäte, die häufigen Vertreter der Gänge, fehlen.

Die weiteren Vorkommen porphyrischer Gesteine der zentralen Sierra (südlich des Bolivar-Batholithes und in der Reina-Gruppe) zeigen quarzdioritische wie auch schon granitische Zusammensetzung und leiten zu den eigentlichen Gängen über. In der Reina-Gruppe finden wir Hornblende-Porphyrite weit verbreitet. Die Hornblenden bilden grössere, idiomorphe Porphyroblasten, mit gelblichgrünem-bläulichgrünem Pleochroismus. Der saure Plagioklas, ebenfalls deutlich idiomorph, ist schon stark zersetzt. Epidot und Zoisistnester scheinen aus Augiten hervorgegangen zu sein. Die Grundmasse besteht aus feinen, fluidal angeordneten Plagioklasleisten, Leukoxen und feinen Erzkörnern. Sie ist noch deutlich hemikristallin. Westlich des Reina-Gipfels werden die oben erwähnten Porphyrite von einem batholithartigen Stock von Biotit-(Hornblende-)Granit-Porphyren durchbrochen, die nun schon vollständig holokristallin ausgebildet sind. Diese auffallenden hellrosa gefärbten Porphyre treten als

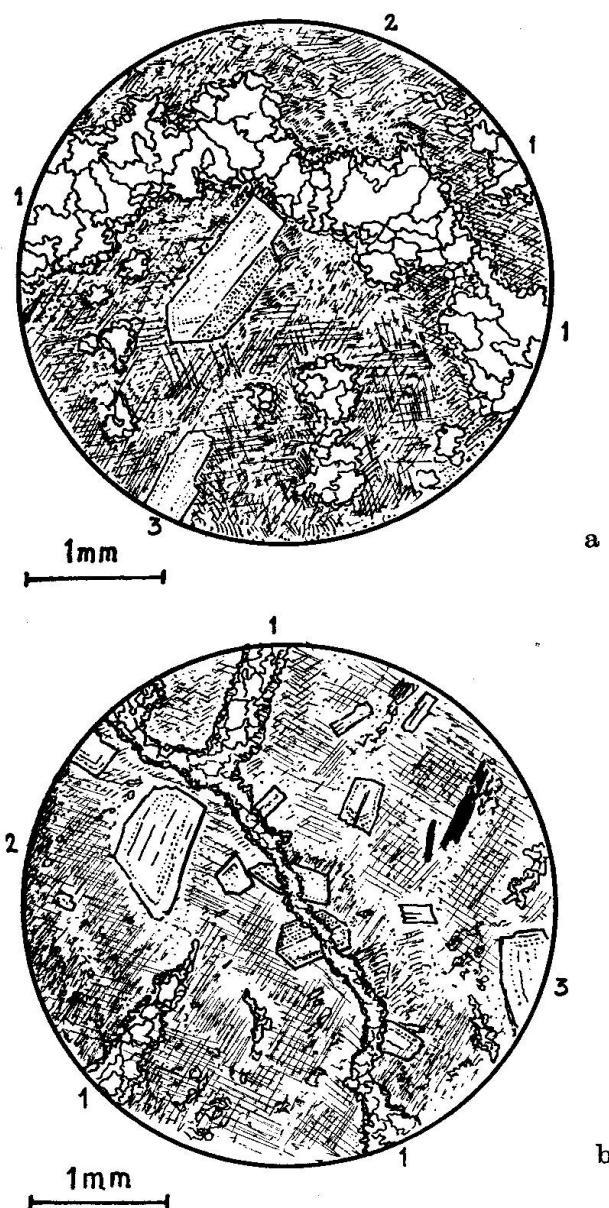


Fig. 24 a und b. Quarz-(Biotit-)Porphyrit. Aus Giron. S Seite Chundua-Berge.

1. Quarz-Adern und -Linsen. Durchbrechen teilweise Porphyroblasten. 2. Grundmasse, teilweise glasig, mit Plagioklas und etwas Quarz. 3. Oligoklas-Andesin-Porphyroblasten.

grössere Massen auch südlich des Bolivar-Batholithes auf. Die Porphyroblasten bestehen aus zonaren Plagioklasen, mit einem Kern von Andesin und Rand von Oligoklas sowie aus perthitischem Orthoklas und Mikroklin. Dazu gesellt sich schwach undlös auslöschender Quarz und grünbrauner Biotit. Mehr untergeordnet finden wir eine blasse, aktinolitische Hornblende. Die Grundmasse ist charakterisiert durch pflasterartige Körner

von Quarz, Mikroklin, Plagioklas und Erz, sowie seltener aus xenomorphem Granat und Apatit.

Neben diesen mehr massigen Porphyrmassen treten in der zentralen Sierra eine grosse Anzahl von Gängen auf, meist 5—20 m mächtig. Die Gänge stehen mehrheitlich senkrecht, streichen auffallend regional im Westen nach WNW, im Osten nach NE bis ENE. Sie sind, wie sich auf der Karte Tafel I leicht erkennen lässt, untereinander parallel und den jüngeren, basischen Gängen gleichgerichtet. Sie unterscheiden sich auffallend von den wirr orientierten älteren Pegmatiten und Apliten. Die Gänge durchbrechen die metamorphen Gesteine, den San Sebastian-Granit sowie auch die oben erwähnten massigen Porphyrite und Porphyre. Sie werden anderseits von den Ojeda- und Bolivar-Batholithen abgeschnitten.

Die schönsten Gänge finden wir südlich des Guardian-Gipfels. Sie fallen durch ihre hellrosa Färbung auf. Wir unterscheiden Granosyenit-Granophyre bis aplitische Granophyre ohne porphyrische Textur sowie Biotit-Granit-Porphyre und Quarz-Biotit-Porphyrite mit deutlicher porphyrischer Textur.

Die Granosyenit-Granophyre bestehen zur Hauptsache aus grossen unregelmässig gelappten, deutlich verzahnten und schwach undulösen Quarzen und perthitischem Orthoklas. Der Quarz bildet ausserdem in den Orthoklasen runde, einheitlich orientierte Einschlüsse. Untergeordnet finden wir Albit-Oligoklas, Biotit, meist in Chlorit umgewandelt, und Magnetit.

Bei den Granophyr-Apliten tritt eine deutliche pflasterartige Struktur auf. In den grösseren Orthoklaskörnern lassen sich fleckenartige Mikroklin-Entmischungen erkennen. Ausserdem zeigen die grösseren Alkalifeldspäte deutliche Mörtelkränze, die auffallenderweise beim Quarz fehlen.

Bei einem mächtigen rötlichen Granophyrgang W des Pico la Reina fallen u. d. M. ausgesprochene, arboreszente Myrmekitbildungen auf, die den grössten Teil des Gesteines aufbauen (Fig. 25). Der Gang ist ausserdem wegen seiner Erzführung interessant, die sich als Magnetit am Kontakt mit dem Nebengestein ausgeschieden hat (siehe auch folgendes Kapitel über Vererzung).

WNW der Reina zeigen granophyrische Mikrolin-Aplite am Kontakt mit Plagioklas-Amphiboliten ebenfalls eine auffallende Myrmekitbildung. Der Myrmekit strahlt sozusagen von der Kontaktfläche aus in das granophyrische Gestein (Fig. 26). Eine starke Magnetitvererzung ist auch hier vorhanden. Eine syngenetische bis postgenetische Stoffumwand-

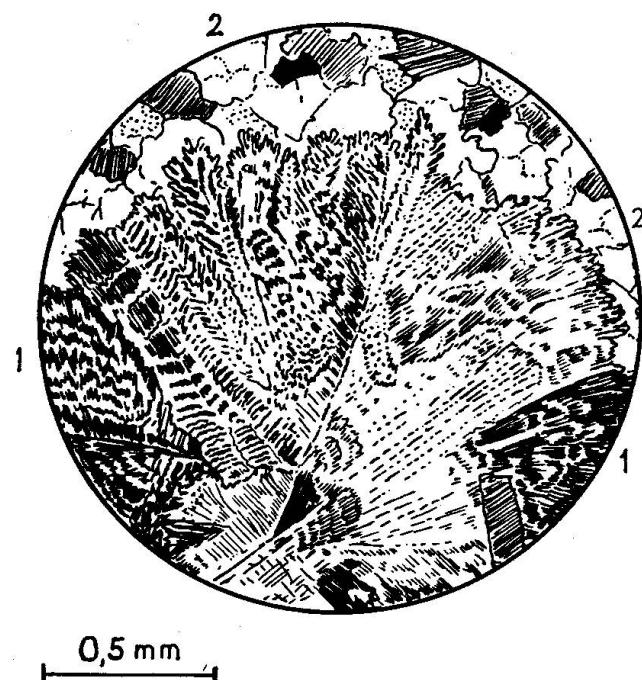


Fig. 25. Myrmekitischer Granophyr. Beim Erz Kontakt W Seite Pico La Reina.
1. Myrmekit von saurem Plagioklas gegen Quarz wachsend. 2. Quarz, pflasterartig.

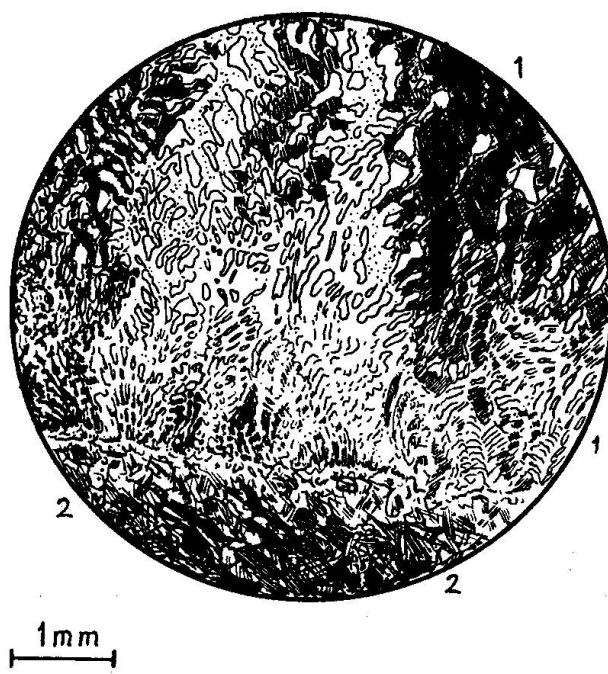


Fig. 26. Myrmekitbildung am Kontakt von Plagioklas-Amphibolit mit Quarz-Mikroklin-Aplit. Beim Erzlager, WNW Pico La Reina.
1. Myrmekit, vom Kontakt aus sich vergrößernd. 2. Plagioklas-Amphibolit

lung dürfte wohl mit der Erzzufuhr im Zusammenhang stehen und teilweise die ausgesprochene Myrmekitbildung verursacht haben.

Durch Differenzierung in Porphyroblasten und Grundmasse entstehen die Biotit-Granit-Porphyr. U.d.M. erkennen wir grosse Quarzporphyroblasten, die nachträglich von der Grundmasse etwas resorbiert worden sind (buchartiges Eindringen der Grundmasse in die Porphyroblasten). Die perthitischen Orthoklase sind idiomorph und zeigen auch hier eine fleckenartig verteilte Mikroklingitterung. Der Biotit ist reich an Sagenit und ist etwas chloritisiert. Die Grundmasse besteht aus deutlich ausgebildeten Quarzen und Feldspäten. Nebengemengteile sind Chlorit, Epidot, Turmalin, Magnetit und Apatit.

Durch Abnahme der Alkalifeldspäte und Zunahme der Plagioklase entstehen die Quarz-Porphyrite, die sich im Feld, wegen ihrer ebenfalls rötlichen Färbung, nicht leicht von den Porphyren unterscheiden lassen. Große Oligoklase sind vorherrschend. Der Quarz ist etwas resorbiert und ohne undulöse Auslöschung. Der Chlorit ist teilweise aus Biotit und wohl auch aus Hornblende entstanden. Mit Chlorit und Epidot zusammen finden sich häufig Titanitspindeln. Die Grundmasse ist pflasterartig und besteht aus Quarz, saurem Plagioklas, Sericit und etwas Magnetit.

Lokal ist eine gewisse Erzführung (Magnetit) mit den porphyrischen Gängen vergesellschaftet, was sich besonders im Gebiet der Reina-Gruppe beobachten lässt. Wir werden noch am Schlusse der vorliegenden Ausführungen darauf zurückkommen. Was uns bei den Gängen jedoch besonders auffällt, ist die vollständig holokristalline Ausbildung, teilweise nicht einmal porphyrisch, obwohl es sich um relativ dünne Gänge mit Mächtigkeiten von 5—20 m handelt. Außerdem scheint die Kristallisation der Gänge recht homogen zu sein. Diese Tatsachen müssen besonders hervorgehoben werden, nachdem wir oben konstatiert haben, dass die etwas älteren, grossen, stockartigen Porphyritmassen des Chundua- und Reina-Gebietes deutlich hemikristallin ausgebildet sind, wobei die Fluidaltextur ganz besonders auffallend ist.

D. Der Zentral-Batholith (Jura)

Die prächtigen vergletscherten Hochgipfel der Sierra Nevada bilden morphologisch zwei Hauptgruppen. Wir erkennen eine westliche Gruppe, die aus den Gipfeln Pico Simons (5660 m), Pico Bolivar und Pico Cristobal Colon (beide 5775 m) besteht, und eine östliche Gruppe mit den Gipfeln Pico Ojeda (5490 m), Pico la Reina (5538 m) sowie unbenannten Gipfeln, deren östlichster dem Punkt 5375 m entspricht. Beide Berg-

gruppen werden durch den zentralen tonalitischen bis granosyenitischen Batholithen gebildet. Die jüngste Hauptintrusion der Sierra Nevada fällt somit mit den topographisch höchsten Erhebungen zusammen.

Über die regionale Ausdehnung des Zentral-Batholithen sind wir nur in grossen Zügen informiert. Die Südgrenze konnte ich durch eigene Feldbeobachtungen und Kartierung festlegen (siehe Karte Tafel I). Bei der Besteigung der Hochgipfel (Cristobal Colon, La Reina und Ojeda) war es möglich, die weitere Ausdehnung einigermassen festzustellen. Die Haupterstreckung des Batholithen erfolgt in einer EW-Richtung. Nordwärts fallen die Berge steil ab. Die wilden Schluchten scheinen anfänglich noch in den Batholithen eingeschnitten zu sein. Weiter nördlich wird er dann von E-W streichenden, gebänderten Formationen begrenzt (metamorphe Zone), die dann gleich von Urwald eingedeckt werden. Westlich des Pico Simons steht ein auffallend kahler Felsgipfel, scheinbar noch aus massigem Tonalit aufgebaut. Weiter westlich erscheinen bald die niedrigeren, aus metamorphen Schichten gebildeten Bergrücken, die, wie im Norden, von Urwald eingedeckt werden. Die östliche Ausdehnung fällt mit der Gipfelflur zusammen, welche noch über die 5000 m-Linie reicht. Auf der Karte Fig. 2 sind diese regionalen Abgrenzungen schematisch dargestellt.

Die Felduntersuchung hat nun gezeigt, dass die zwei oben erwähnten Berggruppen zwei verschiedenen Intrusivtypen entsprechen, die gemeinsam den Hauptbatholithen aufbauen. Die westliche Gesteinsgruppe besteht zur Hauptsache aus Tonaliten und wurde von mir Bolivar-Batholith genannt (Pico Bolivar). Die östliche Gruppe, bei der Granosyenite vorherrschen, habe ich als Ojeda-Batholith zusammengefasst (nach dem Pico Ojeda bezeichnet, der höchsten Erhebung innerhalb dieses Batholithen, da der Reina-Gipfel schon von Porphyren gebildet wird).

Die Tonalite des Bolivar-Batholithes sind im Felde deutlich dunkler und etwas feinkörniger als die Granosyenite des Ojeda-Batholithes. Dementsprechend lässt sich auch eine gewisse Abgrenzung der zwei Stöcke im Feld relativ leicht erkennen. Trotzdem ist es schwer zu entscheiden, welcher der zwei Batholithen der jüngere ist. Einen Anhaltspunkt geben die basischen Gänge, welche den Bolivar-Batholithen noch durchbrechen, im Ojeda-Batholith jedoch, abgesehen von einem randlichen Gang in der Reina-Gruppe, nicht nachgewiesen wurden. Auf alle Fälle ist der Altersunterschied gering. Immerhin sind die Batholithe jünger als die Porphyrmassen des Gurons (Jura-Trias) und deren Ganggefolgschaften; doch wurden in der Kreide der Sierra Nevada bis jetzt keinerlei Intrusionen nachgewiesen, auch nicht von basischen Gängen. Dementspre-

chend dürfen wir für die Zentral-Batholithen wohl ein spätjurassisches Alter annehmen.

1. DER BOLIVAR-BATHOLITH

Den dunklen Gemengteilen entsprechend und gestützt auf den etwas wechselnden Gehalt an Alkalifeldspäten können wir im Bolivar-Batholith die folgenden Gesteinstypen unterscheiden: Eigentliche Tonalite, Augit-Tonalite, Biotit-Augit-Granodiorite und Biotit-Hornblende-Augit-Granodiorite. Die Abgrenzung der verschiedenen Gesteinstypen ist unscharf, letztere oft schlierig verteilt, ohne irgendwelche erkennbare Ordnung. Erst eine systematische Untersuchung des gesamten Batholithen dürfte regionale Zusammenhänge erkennen lassen. Ich konnte nur den südlichen Teil studieren.

Zusammenfassend lässt sich u. d. M. folgende Gesteinszusammensetzung erkennen: Plagioklase sind vorherrschend, meistens deutlich idiomorph, leistenförmig und etwas ophitisch angeordnet. Sie sind normalzonar, randlich meistens Oligoklase, im Kern mittelbasischer bis basischer Andesin. Lokal kann auch eine etwas diskontinuierliche Zonenfolge auftreten. Quarz ist immer xenomorph ausgebildet und auf Zwickel zwischen den idiomorphen Plagioklasen beschränkt. Der Gehalt an Quarz wechselt wesentlich, doch ist er immer als mehr oder weniger wichtiger Hauptgemengteil vorhanden. Ähnlich wie der Quarz wechselt auch der Gehalt der Alkalifeldspäte. Diese treten meistens als grosse xenomorphe Orthoklase auf. Sie sind schwach perthitisch, meistens auffallend klar ausgebildet und oft poikiloblastisch von idiomorphem Plagioklas und dunklen Gemengteilen durchsetzt. Bei den Tonaliten fehlt der Orthoklas vollständig. Biotit, mit braunem bis grünbraunem Pleochroismus, bildet den vorherrschenden dunklen Gemengteil. Er ist oft reich an Magnetiteinschlüssen. Der Augit ist blass bräunlichgrün und bildet meistens den Kern einer blassgrünen Hornblende. Die Hornblende selber tritt in zwei Typen auf. Die primären Individuen (im Tonalit) sind intensiv bräunlichgrün gefärbt. Bei den augitführenden Gesteinen bildet sie meistens einen blassgrünen Rand um die Augite. Magnetit tritt mit Biotit als grössere Körner auf, oder als feine Kränze am Kontakt Hornblende-Augit. Nebengemengteile sind Chlorit, Apatit, Titanit und lokal etwas Pyrit. Die länglichen idiomorphen Plagioklase geben dem massigen Gestein eine etwas ophitische Struktur.

Im allgemeinen sind die Gesteine fein bis mittelkörnig, seltener grobkörnig. Die feinen Partien sind basischer, die gröberen saurer. Basische Einschlüsse sowie Aplit und Pegmatitgänge sind selten. Letztere

treten im durchbrochenen Nebengestein nicht auf. Der Kontakt ist auffallend scharf.

Bei den Apliten handelt es sich um Biotit-Granosyenit-Aplite. Die Alkalifeldspäte in Form von Mikroklin und Mikroklinperthit überwiegen über die normalzonaren Oligoklas-Andesine. Der Quarz ist pflasterartig ausgebildet. Biotit, schmutziggrüne Hornblende, Magnetit, Chlorit und Titanit sind Nebengemengteile. Die seltenen Pegmatite bestehen meistens aus grossen rosa gefärbten Alkalifeldspäten, Quarz und deutlich hexagonalen Biotiten. Teilweise tritt auch schwarzer Turmalin auf. Die Zusammensetzung ist wie bei den Apliten granosyenitisch, im Gegensatz zu dem tonalitischen Hauptgestein.

Pegmatite wie Aplite werden scharf von diabasischen Gängen durchsetzt, welche mit dem jungen basischen Gangsystem genetisch zusammenhängen und im folgenden noch behandelt werden. Die Gänge folgen einem deutlichen Kluftsystem, das sich lokal zu kleinen Brüchen auswirkt und regional NW gerichtet ist. Diesem Kluftsystem parallel lässt sich im Tonalit eine feine Streifung beobachten, die im ersten Moment fast an parallele Gletscherschliffe erinnert. Es handelt sich dabei um feine Spaltisse, ca. 1 mm breit, welche von einem Epidotfilm ausgefüllt sind. Randlich ist das Nebengestein etwas aufgehellt (gebleicht, albitisiert). Die gleichen feinen epidoterfüllten Spaltisse durchsetzen ebenfalls die posttonalitischen basischen Gänge. Die Abgrenzung gegen das basische Gestein ist hier, zum Unterschied von Tonalit, haarscharf. Dieses feine Kluftsystem hängt sehr wahrscheinlich mit der jüngsten Hauptogenese zusammen (Mio-Pliozän), welche die Sierra Nevada „en bloc“ erfasste, emporhob und die randlichen Bruchsysteme schuf.

2. DER OJEDA-BATHOLITH

Der Ojeda-Batholith hat eine bedeutend grössere Ausdehnung als der Bolivar-Batholith. Seine Gesteine sind auffallend uniform ausgebildet, sehen sehr frisch aus und sind im Feld bedeutend heller als die Tonalite. Sie enthalten häufig kleinere rundliche lamprophyrisch-diabasische Einschlüsse.

Das Hauptgestein des Batholithen ist ein Biotit-Hornblende-Granosyenit bis -Granit. Auffallend sind die sehr grossen Mikrokline, teils mit Einschlüssen von idiomorphem Plagioklas. Der Orthoklas zeigt durch fleckenartiges Auftreten der Mikroklingitterung Übergänge mit letzterem. Der Plagioklas ist normalzonar, Oligoklas (Rand) bis Andesin (Kern). Quarz tritt sehr unregelmässig auf. Er ist auffallend gelappt und fein verzahnt und erinnert an den Habitus des Gangquarzes.

Er ist deutlich undulös und dürfte teilweise sekundär angereichert sein. Der braune Biotit ist etwas chloritisiert. Die Hornblende zeigt einen blassgelben bis hellblaugrünen Pleochroismus. Magnetit tritt oft in skelettartigen Körnern auf. Größere Titanite, Apatit, Chlorit, Sericit und Leukoxen bilden Nebengemengteile. Das massige Gestein zeigt Anklänge an ophitische Struktur.

Am Südrand des Batholithen, westlich des Pico la Reina (5538 m), treten sehr quarzreiche Hornblende-Syenite auf. Der Plagioklas

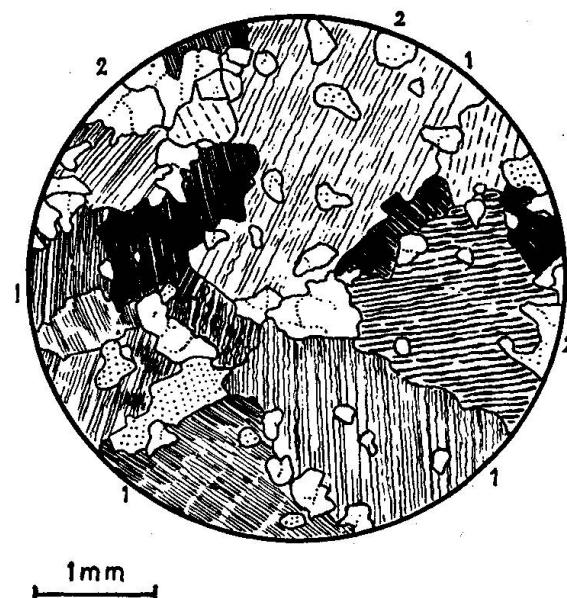


Fig. 27. Quarzreicher Hornblende-Syenit. Westgrat, Pico La Reina.

1. Orthoklas-Perthit. Auffallende streifenartige Entmischung. 2. Quarz, oft als rundliche Einschlüsse im Orthoklas.

fehlt vollständig. Mikroklin ist weniger häufig. Dafür zeigt der reichliche Orthoklas eine auffallende gleichförmige streifenartige Perthitbildung (Entmischung in Albitlamellen, Fig. 27). Bei diesen Quarz-Syeniten dürfte es sich schon um eine Randfazies des Ojeda-Batholithen handeln.

Verglichen mit den Tonaliten des Bolivar-Batholithen fallen beim Granosyenit die grossen Mikrokline besonders auf, während die untergeordneten Alkalifeldspäte der Tonalite als klare Orthoklase auftreten. Beiden Gesteinstypen eigen sind jedoch die in Zwickeln auftretenden Quarze und die idiomorphen normalzonaren Plagioklase.

Pegmatite und Aplite sind im Ojeda-Batholithen viel seltener als im Bolivar-Tonalit. Anderseits scheint eine gewisse granitporphyrische Randfazies am Südrande des Ojeda-Batholithen aufzutreten (gegen die

Reina-Gruppe). Leider sind hier die direkten Zusammenhänge wegen der starken Vergletscherung nicht aufgeschlossen.

Nach den etwas vagen Feldbefunden dürfte der syenitische Ojeda-Batholith etwas jünger sein als der tonalitische Bolivar-Batholith. Wichtige petrographische Eigenschaften sind jedoch für beide Gesteinstypen dieselben. Sie charakterisieren regional den Haupt-Zentral-Batholithen der Sierra Nevada.

E. Die jüngsten basischen Gänge (Spät-Jura)

Eines der auffallendsten Merkmale der zentralen Sierra Nevada sind die konstanten, nach gewissen tektonischen Leitlinien intrudierten

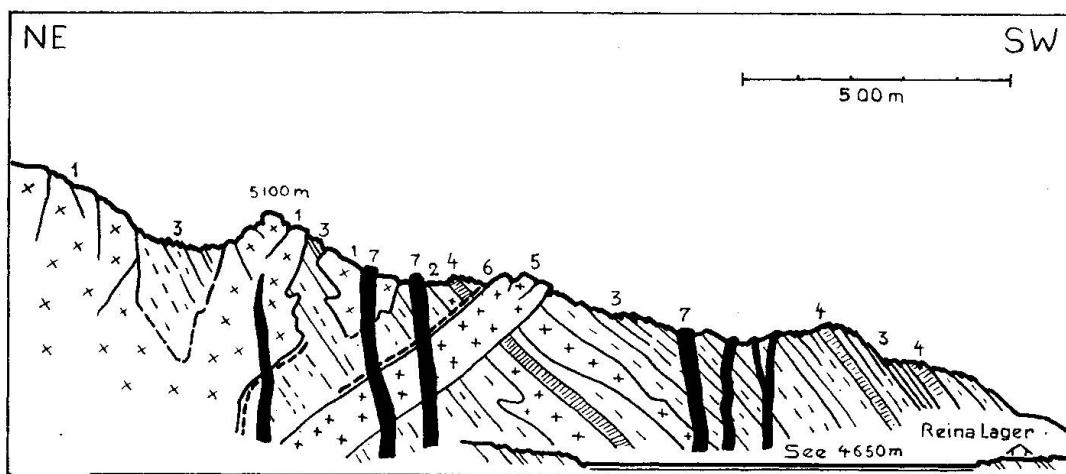


Fig. 28. Profil beim Reina-See, W des Pico La Reina. Veranschaulicht die Altersfolge der verschiedenen Gangtypen.

1. Ojeda-Biotit-Hornblende-Granosyenit geht über in Biotit-Granitporphyr.
2. Hellgrauer fluidaler Porphyrit.
3. Alkalifeldspat-Gneis.
4. Plagioklas-Amphibolit.
5. Rötlicher porphyrischer Granophyr. Ausgesprochen myrmekitisch.
6. Magnitit Erz.
7. Jüngste Diabas Gänge.

basischen Gänge. Da sie, abgesehen von der Kreide, sämtliche Gesteinsformationen durchbrechen, handelt es sich um die jüngsten Eruptiva der Sierra Nevada. Die Altersfolge der verschiedenen Gangtypen lässt sich besonders gut W des Pico La Reina beobachten (Fig. 28). Die allgemeine Zusammensetzung der Gänge ist gabbroid, doch variiert der Gesteinstypus im einzelnen, teils durch die schwache Beeinflussung von sauren Nebengesteinen (Quarz-Assimilation), teils durch eine oft auffallend starke Autometamorphose, die den ursprünglichen Mineralbestand verändert hat. Bei meinen vorläufigen Untersuchungen konnte ich jedoch keinen direkten Zusammenhang zwischen dem Mineralbe-

stand des basischen Ganges und dem Nebengestein erkennen. Schon das auffallend konstante Streichen der Gänge, die unbeeinflusst durch die verschiedenen Formationen glatt alle Schichten durchbrechen, spricht für einen tieferen einheitlichen Ursprung.

U. d. M. können wir bei den basischen Gängen zwei Strukturtypen erkennen. Einmal solche Gesteine, bei denen idiomorphe Hornblenden leistenförmig in einer xenomorphen Assoziation von mittelbasischen Plagioklasen angeordnet sind, oder dann solche, bei denen der Plagioklas idiomorphe, ophitisch angeordnete Leisten bildet, zwischen denen die xenomorphen dunklen Gemengeanteile liegen. Der letztere Gesteinstypus ist weitaus der häufigste Vertreter.

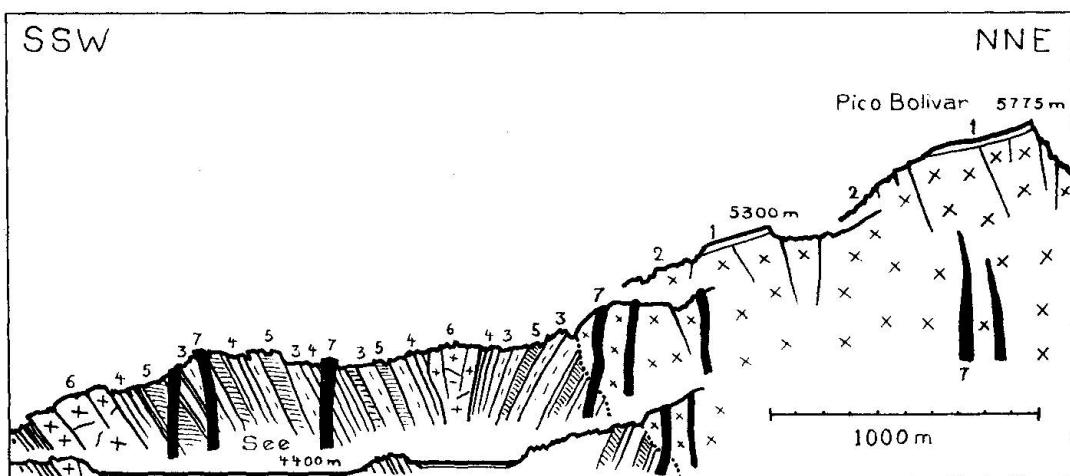


Fig. 29. Profil südlich des Pico Bolivar.

1. Gletscher. 2. Granodiorite. 3. Alkalifeldspat-Gneise. 4. Plagioklas-Gneise bis Schiefer. 5. Plagioklas-Amphibolite. 6. Granit-Porphyr bis Granophyre. 7. Basaltische Diabasgänge.

Der erstere Typ tritt in Gängen in den Tonaliten SSW des Pico Bolivar auf (Fig. 29). Es handelt sich dabei um schwach porphyrische Hornblende-Diabase, wobei grosse Hornblendenelemente den porphyrischen Charakter bestimmen. Ein mittelbasischer, xenomorpher Plagioklas bildet mit feinschuppigem Biotit, etwas Pyrit und Apatit eine Art Grundmasse. Selten treten einige unregelmässige Orthoklaskörper auf.

Südwestlich des Pico Bolivar erkennen wir eine parallele Schar von basischen Gängen, bei denen die Plagioklase ausgesprochen ophitisch angeordnet sind. Diese Gänge sind etwas saurer und dürften durch Assimilation im Tonalit einen mehr dioritischen Charakter angenommen haben. Einen Hinweis dafür geben die oft stark zonaren idiomorphen

Plagioklase, bei denen ein Kern von basischem Andesin bis Labrador von einem Rand von Oligoklas umgeben ist. Der zonale Wechsel ist sehr scharf ausgeprägt. Oft treten saure Labradore als grössere Einsprenglinge auf. Hornblende ist immer vorhanden, oft fleckig ausgebildet und mit Biotit vergesellschaftet. In einigen Gesteinstypen zeigt die Hornblende einen Kern von Augit. Etwas xenomorpher Quarz, in Zwickeln

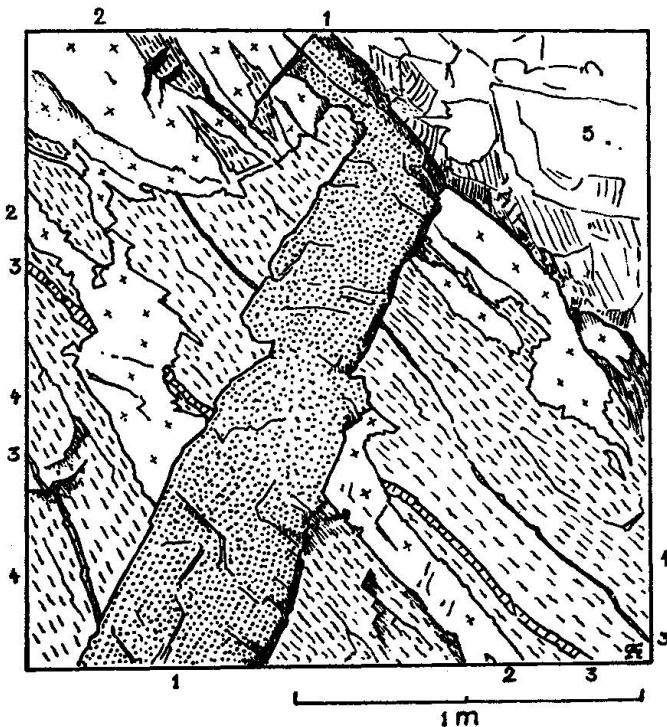


Fig. 30. Diabasgang durchbricht Pegmatite, in Granitgneis intrudiert. Die versetzten Pegmatite lassen erkennen, dass der Diabas einer präexistierenden Störungslinie gefolgt ist.

1. Basaltischer Diabasgang. 2. Pegmatit. 3. Dünne Aplitadern, durchbrochen vom Pegmatit. 4. Granitgneis. 5. Moränenblöcke.

eingelagert, kommt häufig in den basischen Gängen vor und dürfte wiederum für Assimilation sprechen. Bei diesen Gängen handelt es sich zur Hauptsache um feinkörnige dioritische Hornblende-Diabase, Augit-Hornblende-(Biotit-)Diabase bis schwach porphyrische Labrador-Diabase.

Einige Gangtypen, die westlich der Reina-Gruppe die sauren metamorphen Gesteine durchbrechen, zeigen die schon erwähnte starke automorphe Umwandlung. Epidot- und Sericitzonen, leistenförmig (ophitisch) angeordnet, deuten den Plagioklas an. Chlorit und Epidot mit etwas Erz dürften aus Hornblende entstanden sein. Grössere Epidot-

Chloritaggregate lassen ursprünglich porphyroblastische Hornblende (Augite) vermuten. Magnetit ist fein auf das ganze Gestein verteilt. In Zwickeln findet sich etwas Quarz. Das Ursprungsgestein war sehr wahrscheinlich ein Hornblende-Diabas mit etwas porphyrischer Textur.

Die häufigen basischen Gänge im San Sebastian-Granit unterscheiden sich nicht von den oben beschriebenen Gesteinstypen. Schwach porphyritische und etwas saure (Quarz-Assimilation) Hornblende-(Biotit-)Diabase sind vorherrschend.

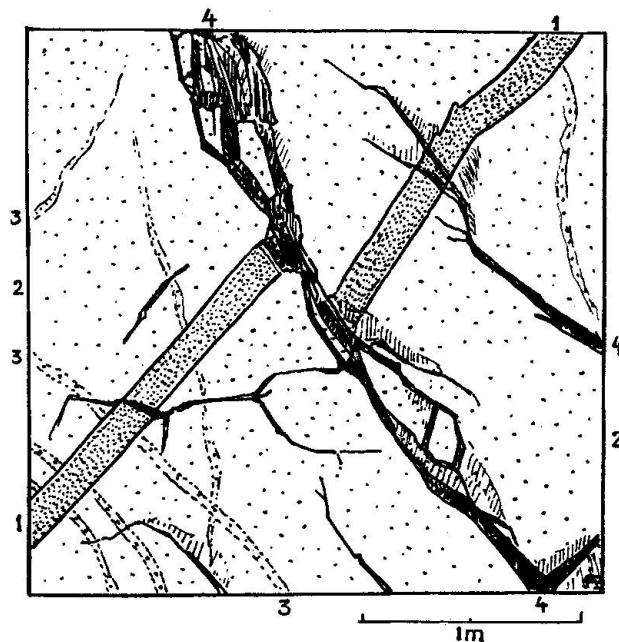


Fig. 31. Diabasgänge im Bolivar-Granodiorit. SE Pico Cristobal Colon. Der Gang ist an jüngsten Bruchzonen versetzt.

1. Hornblende-(Biotit-)Diabas. 2. Biotit-Augit-Granodiorit. 3. Aplitadern. 4. Junge Bruchzonen.

Die schon erwähnte Parallelität der jüngsten basischen Gänge hängt vermutlich mit regionalen tektonischen Bewegungen zusammen. Die Feldbefunde lassen an verschiedenen Stellen eindeutig erkennen, dass die basischen Gänge auf vorgezeichneten Störungslinien eingedrungen sind. Besonders gut lässt sich diese Tatsache in den Tonaliten verfolgen, wobei die Diabase Pegmatite durchbrechen, die eine deutliche Versetzung erkennen lassen, besonders wenn man sich den basischen Gang wegdenkt (Fig. 30). Es liessen sich genug Beispiele finden, um in dieser Gegend eindeutig den Zusammenhang von Intrusion und tektonischer Störung festzustellen im Sinne von E. NIGGLI (1952). Oft sind die Gänge wiederum an jüngsten Störungszonen versetzt (Fig. 31).

Eine gewisse blockartige Hebung der Sierra Nevada, die auf die Intrusion des zentralen Batholithes folgte, dürfte regionale Zerrklüfte und bruchartige Verschiebungen verursacht haben, die dann der basischen Intrusion den Weg öffneten. Diese tektonische Phase muss kurz vor der regionalen kretazischen Transgression stattgefunden haben. Die Störungszonen, die teilweise den metamorphen Schichten sowie der Bankung des San Sebastian-Granites parallel laufen, deuten auf Reaktivierung älterer Strukturlinien, die nun durch die nachfolgenden Gangintrusionen besonders deutlich hervorgehoben worden sind.

F. Die Erzvorkommen in den präkretazischen Gesteinen der Sierra Nevada

Die verschiedenen Gesteinstypen der Sierra Nevada sind auffallend reich an Erz, hauptsächlich in Form von Magnetit. Unter gewissen Bedingungen (Gangintrusionen, Batholithkontakte) haben sich die Erze linsenartig angereichert. Wir können zwei Vererzungsphasen erkennen, eine sehr wahrscheinlich prädevonische, welche die metamorphen Gesteine, vor allem die Amphibolite, umfasst, und eine jurassische, die mit der porphyrischen Gangintrusion zusammenhängt.

1. DIE PRÄDEVONISCHEN VERERZUNGEN

In der Fusshügelzone bei Sevilla (nördlich von Fundacion) fand ich in der steilen, mit Urwald bedeckten Randverwerfungszone mehrere Kubikmeter grosse Blöcke von Magnetit, mit Kristallen von über 10 cm Kantenlänge und als schöne Oktaeder ausgebildet. Der Magnetit muss aus Linsen der metamorphen Gesteine stammen, doch konnte ich bei dem kurzen Besuch das Anstehende nicht finden. Spätere Untersuchungen des Minenministeriums konnten ebenfalls das anstehende Erz nicht nachweisen. Der Magnetit ist leider sehr titanhaltig und wurde vorläufig noch nicht ausgebeutet (REYMOND 1942).

Die weiteren Vorkommen stammen aus dem zentralen Teil der Sierra. Sie waren bis jetzt unbekannt, dürften aber zu unregelmässig verteilt und zu schwer zugänglich sein, als dass sich eine eventuelle Ausbeute lohnen würde. Sie sind jedoch genetisch interessant und im folgenden etwas näher beschrieben. Es sei jedoch speziell vermerkt, dass der Magnetit als solcher nicht genauer untersucht worden ist.

Die Vererzungen sind auf die Amphibolite der inneren metamorphen Zone beschränkt; es wurde teilweise bei der Beschreibung dieser Gesteinszone schon darauf hingewiesen. Sie sind westlich der Guardian-

Gruppe (5285 m) als längliche Linse am Kontakt der basischen und sauren metamorphen Zone aufgeschlossen (Apatit-Plagioklas-Magnetit-Amphibolit und Magnetit-Hornblende-Apatit-Fels, Fig. 16). Ein weiteres Vorkommen befindet sich westlich der Chundua-Berge (Magnetit-Pyro-xenite und Granat-Magnetit-Felse, Fig. 17).

Der Magnetit tritt xenomorph zwischen den teilweise idiomorphen Gesteinskomponenten auf und kann durch allmähliche Zunahme den ursprünglichen Mineralbestand fast vollständig verdrängen. Als Endprodukt entstehen Magnetitfelse, bei denen die ursprünglichen Gesteinsminerale nur noch siebartig im Magnetit eingeschlossen sind (Fig. 16). Die Vererzung dürfte genetisch mit den basischen Gesteinen zusammenhängen. Indizien für nachträgliche Zufuhr, z. B. als Erzgänge, konnte ich nicht feststellen.

2. DIE JURASSISCHE VERERZUNG

Die zweite Vererzungsphase hängt direkt mit den Gangintrusionen der Giron-Gruppe zusammen, tritt aber auch an Porphyrkontakten mit dem Ojeda-Batholithen auf. Die besten Vererzungen, deutlich an Porphyrgänge gebunden, beobachtete ich in den Westgräten der Reina-Berggruppe. Das mengenmäßig grösste Vorkommen fand ich WNW des Pico la Reina südlich des Gletschers und am Kontakt Granit-Porphyrgestein gelegen.

Westlich der Reina-Berggruppe tritt der Magnetit mit etwas Quarz (und Pyrit) randlich angereichert am Kontakt von hellrosa Granophyrgängen mit Gneisen auf (Fig. 28). Die Granophyrgänge selber enthalten oft unregelmässig verteilte dünne Adern von Magnetit, die jedoch im Nebengestein fehlen. Im gleichen Gebiet tritt zwischen einem Granit-Porphyrgang und dem Nebengestein ein jüngerer variolitischer Hornblende-Diabas auf, der reichlich mit Magnetit durchsetzt ist. Das variolitische Aussehen ist durch rundliche Nester bedingt, die aus verschiedenen Mineralaggregaten bestehen und eine Assimilierung des Nebengesteins andeuten. Der junge basische Gang ist hier ausnahmsweise Träger der Vererzung. Normalerweise zeigen die jungen basischen Gänge keine Vererzung. Möglicherweise stammt der Magnetit von dem Porphyrgang, der ebenfalls Erz enthält (Fig. 32).

Bei dem grösseren Magnetitvorkommen am Kontakt des Ojeda-Batholithen mit dem Reina-Porphyrgestein lässt sich die Erzzufuhr ebenfalls auf die Granitporphyre zurückführen. Letztere enthalten feine Adern von Magnetit. U. d. M. bestehen die erzführenden Porphyre aus ursprünglich idiomorphem Quarz, nachträglich klastisch zerbrochen mit undu-

löser Auslöschung und entsprechenden Mörtelkränzen. Dazu folgt Mikroklin, Orthoklasperthit sowie Albit-Oligoklas. In der holokristallinen Grundmasse lassen sich pflasterartige Quarzkörner und etwas Plagioklas erkennen. Der Magnetit tritt in Gängen bis dünsten Adern auf. Er ist meistens homogen, mit seltenen Einschlüssen eines grünlichen Biotits und etwas Epidot. Auffallend sind feine Epidotadern, welche in den Magnetit eindringen und letzteren durchsetzen (Fig. 33). Sie enthalten oft idiomorphen Titanit. Epidot bildet mit Magnetit zusammen

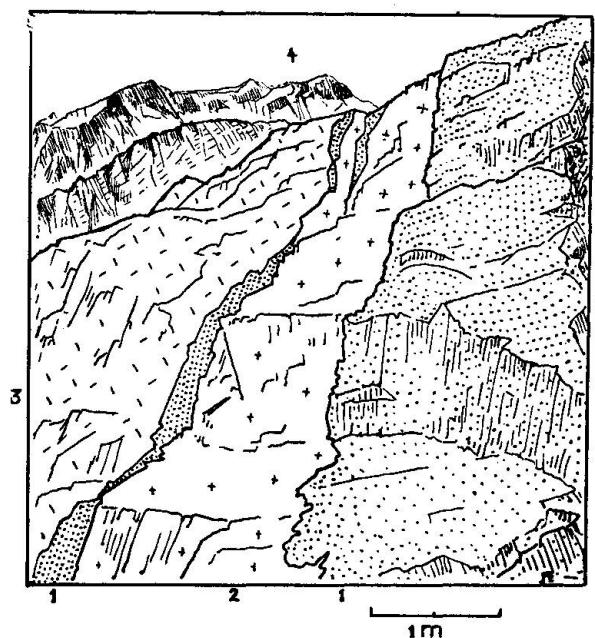


Fig. 32. Hornblende-Diabas intrudiert längs der Kontaktzone zwischen Porphyrr und Granitgneis. Westgrat Pico La Reina.

1. Hornblende-Diabas (erzführend). 2. Granitporphyrr (granophyrisch). 3. Granitgneis. 4. Hintergrund: Bolivar-Colon-Gipfel 5775 m.

kleinere Nester im Porphyrr. Jüngere feine Quarzadern zeigen oft eine Art Salband von Epidot und Magnetit. Bei den grösseren Magnetitadern lässt sich anderseits eine salbandartige Bildung von groben Quarzkörnern erkennen, die als eigenartig ausgebildete längliche Keile von dem Nebengestein in den Magnetit eindringen. Die ungewöhnliche Abgrenzung des Quarzes dürfte wohl durch die Kristallisation des Magnetits bedingt sein, der teilweise pseudomorph nach Hämatit ausgebildet ist (Fig. 34).

Die Hauptmasse des Magnetitvorkommens besteht aus massigem Magnetitfels, der teilweise etwas Pyrit enthält und rostig anwittert. Hier ist besonders auffallend, dass der Magnetit gar nicht als solcher

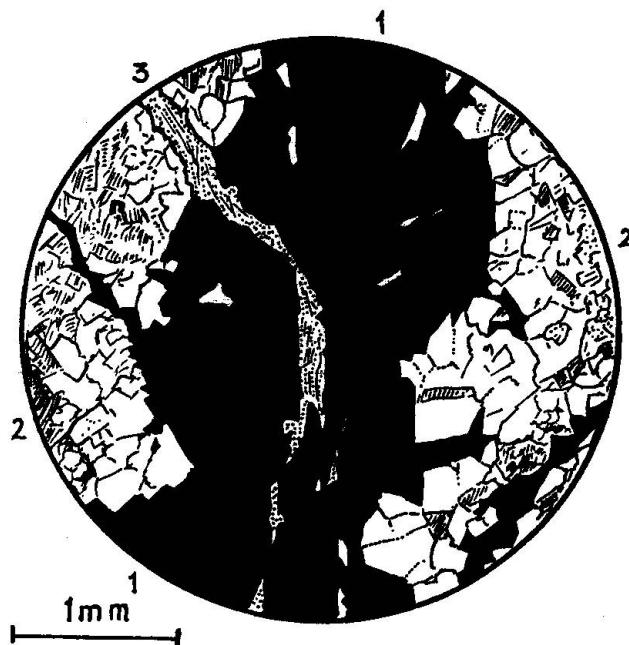


Fig. 33. Granitporphyr mit Magnetitadern. Erzlager WNW Pico La Reina.

1. Magnetit. 2. Quarz mit Feldspäten. 3. Epidotader, durchbricht Nebengestein und Erzader.

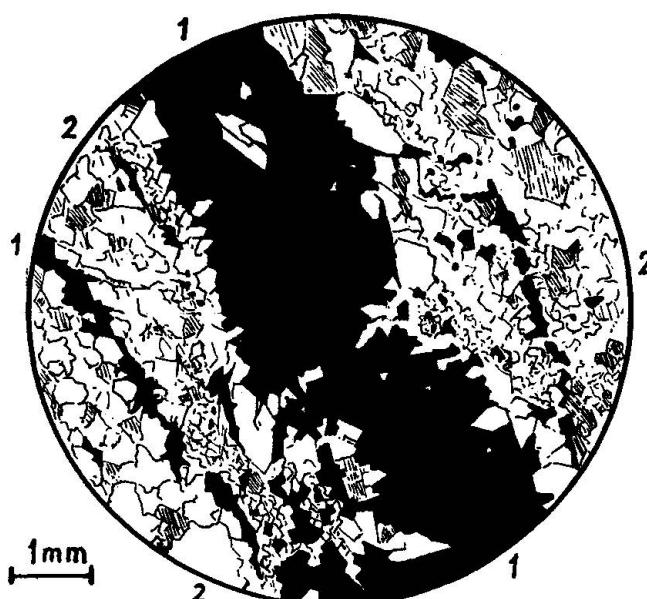


Fig. 34. Magnetitadern in saurem Granitporphyr. Beim Erzlager WNW Pico La Reina.

1. Magnetit, begrenzt von grossen idiomorphen geregelten Quarzkörnern. 2. Quarz mit etwas untergeordneten Feldspäten.

kristallisiert ist, sondern in einer eigenartigen grobschuppigen Ausbildung vorliegt. Das strukturelle Bild ist ganz dasjenige des Hämatites, die Zusammensetzung aber eindeutig magnetisch (starker Magnetismus, Strich usw.). Die interessante Pseudomorphose bedarf noch einer genaueren Untersuchung.

Ein grosser Teil dieses Magnetitvorkommens ist vom Reina-Gletscher bedeckt. In günstiger Lage dürfte es sich hier wohl um ein ausbeutefähiges Vorkommen handeln, doch es liegt auf 5100 m Höhe im schwer zugänglichen zentralen Teil der Sierra Nevada.

G. Die kretazischen Gesteine der Sierra Nevada

Mit dem Beginn der Kreideablagerungen machen die komplexen und vielgestaltigen metamorphen Gesteine, die älteren Sedimente, die Intrusiv-, Extrusiv- und Ganggesteine einer rein sedimentären, eher monotonen Kalk-Ton-Ablagerung Platz.

Die eigentliche Sierra Nevada hat vor der regionalen Kreideablagerung ihre interessante und mannigfaltige Geschichte abgeschlossen. Der spätjurassische, epeirogenetische Diastrophismus, der von einer starken syngenetischen und postgenetischen eruptiven Aktivität begleitet war, kam noch kurz vor der Kreide zum Abschluss. Nach den letzten Blockbewegungen, die das Eindringen der basischen Gänge zur Folge hatten, fiel die Sierra einer starken Erosion anheim, welche die sicher schon deutlich ausgebildeten präkretazischen Gebirge (doch immerhin von geringer Meereshöhe) in eine sanfte Peneplain umwandelte. Die Ausbildung der nun folgenden Kreideablagerung deutet auf ein sehr schwaches Relief der präkretazischen Formationen. Meines Erachtens hat die Kreide sicher den grössten Teil, wenn nicht die ganze Sierra Nevada bedeckt. Die Lithologie der untersten Kalke entspricht keiner sehr küstennahen Fazies.

Im folgenden sind die Kreideablagerungen der Sierra Nevada nur sehr summarisch behandelt. Eine eingehendere Beschreibung müsste auch die Kreideablagerungen der umliegenden Gebiete berücksichtigen, was über den Rahmen dieser Arbeit führen würde (Kordillere von Perijá und Zentral-Kordillere).

Die Verteilung der Kreideablagerung, die noch zur Sierra Nevada gehören, ist auf der Karte Fig. 2 ersichtlich. Wir erkennen Kreidesedimente am Südzipfel der Sierra gegen Valle Dupar streichend, im Rancheria-Gebiet und im SW von Rio Hacha. Weitere Kreidevorkommen sind zur Zeit meiner Untersuchungen nicht bekannt gewesen.

Die Kreide am Südfuss der Sierra ist am vollständigsten ausgebildet. Dickbankige Kalke des Aptian-Albian transgredieren direkt auf tuffogenen Sedimenten oder auf Porphyren der Giron-Gruppe (Jura-Trias). Die Kalke entsprechen der Cogollo-Formation von Venezuela (Cogollo-Gruppe nach ROD und MAYNC 1954). Die Basis der Kalke ist etwas sandig, doch fehlen eigentliche grobklastische Sedimente. Die Cogollo-Kalke sind überlagert von bituminösen schwarzen Kalkschiefern, im oberen Teil mit typischen grossen Kalkkonkretionen, die schon zur La Luna-Formation gerechnet werden (Turon). Die jüngeren Kreideschichten, hier als weiche Tonschiefer ausgebildet (Colon-Formation), sind nicht mehr aufgeschlossen, sondern von schwach südfallenden, wahrscheinlich pliozänen Konglomeraten bedeckt, die unter die Alluvionen des Cäsartales fallen.

Die Kreide im Rancheriatal ist sehr ähnlich ausgebildet. Die unteren sehr dickbankigen Kalke transgredieren direkt auf Granit vom San Sebastian-Typus. Die Kreideaufschlüsse von Rio Hacha sind durch steile Bruchzonen von den Graniten getrennt. Das Profil ist reduziert und die Aufschlüsse von Wald bedeckt. Ganz allgemein sind die Kreideablagerungen der Sierra Nevada schwach gefaltet. Am Südende sowie in der Rancheria-Gegend fallen die Kalkschichten gegen SE unter das Cäsatal. In den mehr tonigen Schichten treten lokal scharfe Schleppungen auf, die sich im Süden zu kleineren Antiklinalen entwickeln können. Sie scheinen aus Bruchzonen im unterliegenden Giron hervorzugehen und gehören zu den tektonischen Randstörungen, welche den SE-Rand der Sierra begrenzen. Sie sind, verglichen mit dem West- und Nordrand, viel weniger deutlich ausgeprägt, denn der Sierra-Block fällt ja als Ganzes schwach gegen SE ab.

H. Die postkretazischen Ablagerungen

Die tertiären Formationen, welche die Sierra Nevada im Westen (Fundacion-Gebiet) und Osten (Rancheria-Gegend) begrenzen, sind in der vorliegenden Arbeit nicht mehr berücksichtigt. Sie sind auch nicht mehr direkt am Aufbau der Sierra beteiligt. Die meist marinen Sandstein-Ton-Formationen besitzen einen eigenen Faltungsstil, der deutlich mit der Blocktektonik der Sierra Nevada kontrastiert und nicht durch letztere beeinflusst wird. Erst randlich werden die tertiären Falten an den Bruchzonen der Sierra scharf abgeschnitten. Die ausgeprägten Falten der Fundacion-Gegend umfassen Mio-Pliozän-Ablagerungen. Die postpliozäne Orogenese, welche die tertiären Formationen intensiv verfaltet hat,

erfasste die Sierra Nevada als ganzen Block und hob das Gebirge 2000 bis 3000 m randlichen Verwerfungszenen entlang. Die postpliozäne Orogenese ist auch mehrheitlich für das regionale morphologische Bild der heutigen Sierra verantwortlich.

Abgesehen von den höchsten Erhebungen der Sierra Nevada lässt sich im zentralen Teil eine Gipfelflur erkennen, die recht deutlich als Rest einer jungen Peneplain erklärt werden kann. Diese jüngste Hebung ist auch die Ursache für das Fehlen einer mehrphasigen Eiszeit. Wie wir im folgenden noch sehen werden, muss zur Zeit der älteren Eiszeiten die Sierra Nevada noch nicht in die Schneegrenze gereicht haben. Diese Tatsache scheint ganz allgemein für die Kordilleren von Kolumbien charakteristisch zu sein. Jüngste grosse Hebungen lassen sich vielerorts vermuten und teilweise auch bestätigen. Ich möchte nur an das interessante Vorkommen einer tropischen Wasserpflanze in den pleistocänen Torfablagerungen der 2700 m hoch gelegenen Savanne von Bogotá erinnern. Diese Pflanze gedeiht jetzt im Orinoco-Delta und ist nur auf die Tiefenzonen beschränkt.

IV. Einige Beobachtungen über die Vergletscherung der Sierra Nevada²⁾ (Fig. 35)

In der zentralen Sierra Nevada erkennen wir drei Stadien einer Hauptvergletscherung, und zwar die rezente bis subrezente Vergletscherung, das Mamancanaca-Stadium sowie das weniger deutlich ausgeprägt tiefste Stadium. Die Moränen dieser Vergletscherungen sowie die rezenten Gletscher sind auf Tafel I sowie in Fig. 35 ausgeschieden. Bei diesen Gletscherstadien handelt es sich nicht um verschiedene Vergletscherungen mit zwischengeschalteten Interglazialperioden, sondern um Rückzugsstadien einer Hauptvergletscherung, wobei lokal, besonders im mittleren Mamancanaca-Stadium, kürzere Vorstöße stattgefunden haben.

a) Die älteste Vergletscherung

Anzeichen der ältesten (tiefsten) Vergletscherung habe ich nur in einem westlich verlaufenden Tal zwischen San Sebastian und Adurimeina beobachten können. Die undeutlichen Moränenreste liegen auf 2800 m und sind teilweise von fluvioglazialen Terrassen bedeckt. Letztere sind

²⁾ Siehe auch GANSSER 1948.

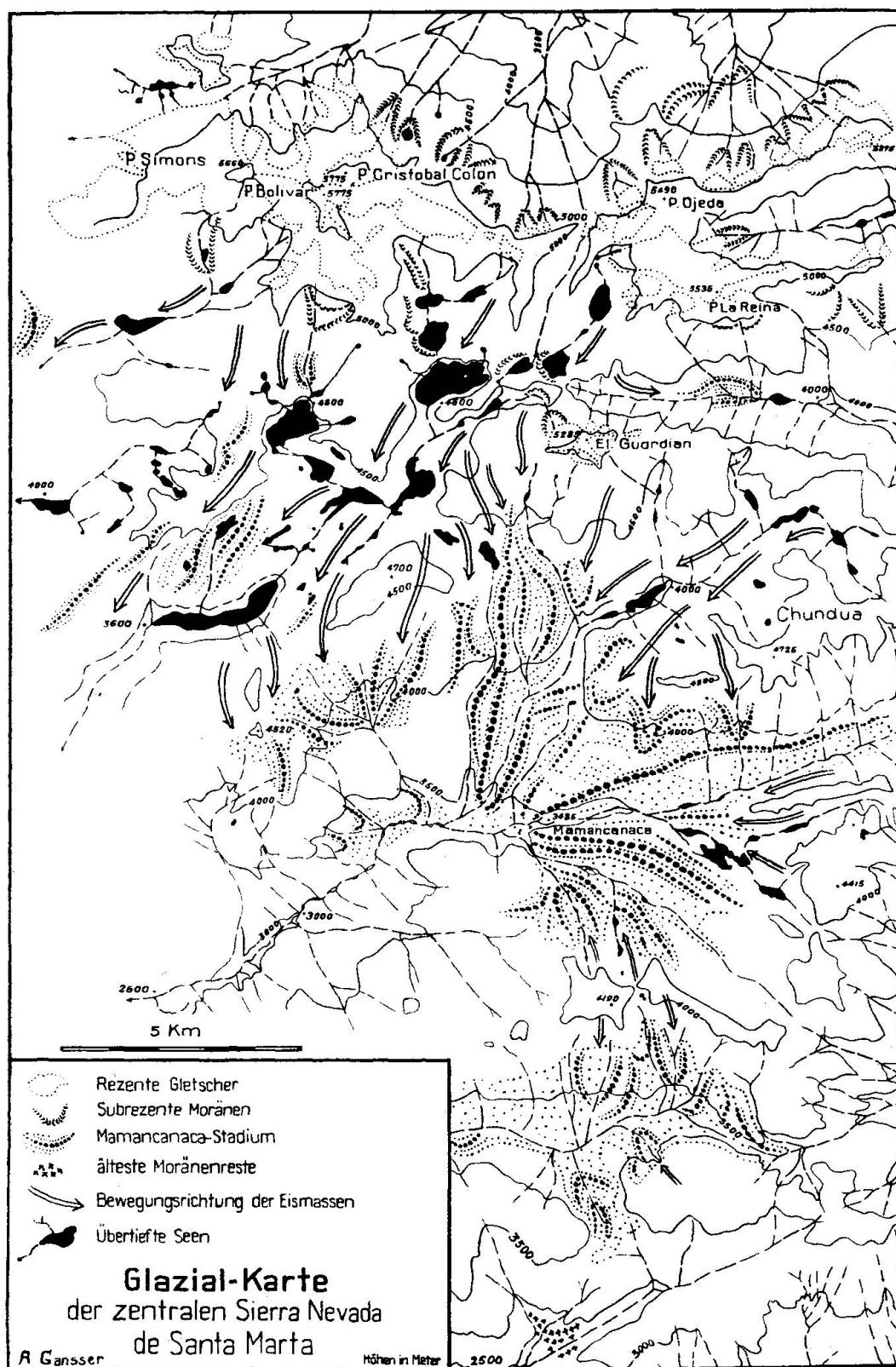


Fig. 35.

in den höheren Tälern der Sierra sehr häufig und scheinen teils aus dem ausgeschwemmt Material der tiefsten Vergletscherung, zur Hauptsache jedoch aus den Moränen des Mamancanaca-Stadiums zu bestehen. Abgesehen von den ältesten Moränen zeigt sich die ältere Vergletscherung in einem ausgesprochenen Glazialbild der Täler über der 3000-m-Linie. Unter diesem Niveau sind die Täler meistens tief eingeschnitten und zeigen eine deutliche Zunahme des Fallgradienten. Verglichen mit dem Mamancanaca-Stadium zeigt die älteste Vergletscherung sozusagen keine normalen Moränenreste mehr. Die Gletscher sind wahrscheinlich weniger aktiv gewesen und der Materialtransport dementsprechend geringer. Viele der Moränen sind sehr wahrscheinlich beim Rückzugstadium ausgeschwemmt worden, doch sollten bei einer starken primären Moränenbildung immerhin noch deutlichere Resten von Seitenmoränen vorhanden sein.

b) Das Mamancanaca-Stadium

Ein ganz anderes Bild bietet das Mamancanaca-Stadium, das mit seinen prachtvollen Moränen das randliche Gebiet der inneren Hochgebirge charakterisiert. Dieses wichtige Stadium hat bis 3300 m gereicht. Auffallend sind die ausgesprochenen hohen Seitenmoränen (bis 200 m hoch) und die eher mangelhafte Ausbildung der Endmoränen. Deutliche Rückzugstadien fehlen.

Der innerste Teil der Sierra Nevada zeigt eine grossartige Glaziallandschaft, die mit dem Mamancanaca-Stadium zusammenhängt, jedoch auffallend frei von jeglichem Moränenmaterial ist (ausgenommen natürlich die Moränen der subrezenten Vergletscherung). Die Gletscher haben zur Zeit des Mamancanaca-Stadiums den inneren Teil der Sierra vollständig glatt gefegt und das herausgeschaffte Material in den grossartigen Moränen der mehr randlichen Gebiete abgelagert. In diesem ausgehobelten Glazialgebiet erkennen wir eine grosse Anzahl von Seen (Fig. 35). Besonders auffällig ist die Tatsache, dass all die Seen nicht etwa durch Moränenwälle gestaut worden sind, sondern als deutlich übertiefe Becken ganz von anstehendem Gestein umgeben sind. Die Übertiefung ist beträchtlich. Die Seen haben steile Felsränder, und die klaren Wasser sind verhältnismässig sehr tief (genaue Tiefenangaben fehlen bis jetzt). In dem umgebenden Moränengürtel sind praktisch keine Seen vorhanden. Die Seen östlich von Mamancanaca liegen übertieft im anstehenden Granit.

Diese interessanten Tatsachen deuten darauf hin, dass die Mamancanaca-Vergletscherung sehr aktiv gewesen sein muss, dass aber die Ver-

eisung und ganz speziell der lokale Vorstoss wahrscheinlich eine relativ kurze Zeit gedauert haben. Die mächtigen Gletscher müssen, aus dem Innersten der Gebirge fliessend, randlich rasch abgeschmolzen sein. Die Mächtigkeiten des Eises lassen sich anhand der Gletscherschliffe in den Haupttälern auf über 500 m schätzen, was für die relative kurze Erstreckung eine erhebliche Eismasse ausmacht. Die mächtigen Eismassen und die starke Akkumulation in den höchsten Firnbecken müssen eine rasche Bewegung der Gletscher verursacht haben.

Der Rückzug der Gletscher ist verhältnismässig schnell erfolgt und verlief praktisch ohne Zwischenstadien. Spezielle Umstände müssen eine rapide Schmelzung verursacht haben, und die gewaltigen Schmelzwässer sind für das jetzige Fehlen von deutlichen Endmoränen verantwortlich, indem letztere ausgewaschen wurden. Haus grosse Blöcke am Ende der grössten Mamancanaca-Moräne sind wohl die Relikte der Endmoränen und scheinen die vermutete Zerstörung zu bestätigen.

Die Ursache der grossen Abschmelzung ist nicht leicht zu finden. Plötzliche Klimawechsel sind keine stichhaltigen Beweise. Sie sind recht praktisch, hier jedoch unkontrollierbar. Wenn wir nun vergleichsweise die Gletscherverhältnisse der anderen Hochgebirge Kolumbiens betrachten, so erkennen wir, dass das einzige nicht vulkanische Hochgebirge, der Nevado de Cocuy (Ost-Kordillere) Gletscherstadien aufweist, die auffallend gut mit der Vergletscherung der Sierra Nevada übereinstimmen. Aus eigener Anschauung konnte ich dort das Mamancanaca-Stadium als deutlich ausgebildete Seitenmoränen mit praktisch fehlenden Endmoränen erkennen. Hier fehlen ebenfalls deutlich Rückzugstadien. Bei den anderen Gletscherbergen handelt es sich jedoch ausschliesslich um Vulkane, die meistens noch in einem Fumarolenstadium stehen. Hier ist besonders auffallend, dass grössere Moränen überhaupt fehlen. Am Nevado de Ruiz (Zentral-Kordillere) konnte ich hingegen unter mächtigen Aschenablagerungen Rundhöcker mit eindeutigen Gletscherschliffen feststellen. Diese Glazialresten liegen in einer Höhe, welche dem Mamancanaca-Stadium entsprechen (3300—3500 m). Der Hauptvergletscherung müssen also gewaltige vulkanische Eruptionen gefolgt sein. Nach den jetzigen Befunden scheint die frühere Tätigkeit der Vulkane Kolumbiens häufig sehr explosiv gewesen zu sein. Ausbrüche gewaltiger Aschenmassen waren viel häufiger als grössere Lavaströme. Die weitverbreiteten plio-pleistozänen Tuff-Schuttfächer des mittleren Magdalentales (Armero, Mariquita) sind deutlich Beweise dafür. Die feine Asche muss auf grössere Distanzen verfrachtet worden sein und dürfte somit auch die grossen Gletscher der Sierra Nevada erreicht haben. Eine

feine Aschenbedeckung muss bei dem schon damals herrschenden tropischen Klima eine grössere Erwärmung der Eisoberfläche verursacht haben, wodurch die Eisschmelzung sicher sehr beschleunigt worden ist. Wenn auch nicht allgemein befriedigend, muss diese Möglichkeit doch in Betracht gezogen werden, um die glazialen Phänomene der Sierra Nevada und der kolumbianischen Bergwelt überhaupt zu verstehen.

c) Die subrezente bis rezente Vergletscherung

Der rapide Gletscherschwund, der auf das Mamanganaca-Stadium folgte, machte bei 4500 m Höhe eine Pause, ja sehr wahrscheinlich kam es sogar zu kurzen lokalen Gletschervorstössen, welche dann den höchsten Kranz von Moränen schufen, die sich nicht weit von den jetzigen Gletscherzungen ausbreiten. Diese subrezenten Moränen zeigen fast überall den Zusammenhang mit jetzt noch bestehenden Gletschern oder doch mit Gebieten, wo Gletscher vor erst kurzer Zeit verschwunden sind.

Auf das subrezente Stadium folgte dann ein ausgeprägter Rückzug, der bis zu dem heutigen Tage andauert. Die rezente Vergletscherung ist, wie bei allen Gletschern der kolumbianischen Kordilleren, jetzt in einem sehr rapiden Rückzug begriffen. Diese Tatsache zeigt sich sehr deutlich in den oft kilometerbreiten kahlen Rückzugsgebieten, die der nachfolgenden Vegetation noch gar keine Zeit liessen, sich festzusetzen. In die obere Zone dieser kahlen Rückzugsstadien fällt auch die Schneegrenze, die im Durchschnitt bei 4800—4900 m liegt. Im allgemeinen endigen die rezenten Gletscher zwischen 4800 und 5000 m. Die tiefstliegende Gletscherzunge findet sich nördlich der Bolivar-Cristobal-Gruppe auf 4500 m. Im allgemeinen reichen die heutigen Gletscher etwas tiefer auf der Nordseite der höchsten Gipfel als auf der Südseite. Bei der Schneegrenze scheint kein Unterschied zwischen N- und S-Seite zu bestehen.

Gletscher und speziell der Firnschnee zeigen oft deutliche Bildungen von Büsserschnee, eine Tatsache, die für diese eher feuchte tropische Zone nicht häufig ist. Büsserschnee wurde bei den anderen Schneebergen Kolumbiens nicht festgestellt.

Zusammenfassend haben wir erkannt, dass in der Sierra Nevada, wie übrigens auch in den anderen andinen Hochgebieten Kolumbiens, einzig eine letzte Eiszeit (Würm?) deutliche Spuren hinterlassen hat. Das Fehlen älterer Vergletscherungen dürfte wohl damit zusammenhängen, dass vor der letzten Eiszeit die Gebirge noch gar nicht bis in die Schneegrenze gereicht haben. Eine ausgesprochen regionale Hebung der nördlichen und zentralen Anden lässt sich auch in Ekuador, Peru und Bolivien

feststellen, im Gegensatz zu der viel vollständigeren Vergletscherung Patagoniens, das seinerseits deutlich subrezent abgesunken ist (HEIM 1951).

V. Das strukturelle Bild und die geologische Einordnung der Sierra Nevada de Santa Marta

In der vorhergehenden stratigraphisch-petrographischen Beschreibung der Sierra Nevada sind mehrfach strukturelle Tatsachen schon behandelt worden. Im folgenden wollen wir die strukturellen Hauptzüge zusammenfassen und die erhaltenen Resultate mit dem bekannten geologischen Bild des nördlichen Südamerika vergleichen. Eingangs (Kapitel II) haben wir kurisorisch die Hauptleitlinien der regionalgeologischen Umrahmung der Sierra Nevada erwähnt. Abschliessend müssen wir nun versuchen, den eigenartigen Block der Sierra Nevada in dieses allgemeine geologische Bild einzuordnen.

Das Vorherrschen von komplexen, meist sehr steil verfalteten kristallinen Gesteinen prädevonen Alters zeigt deutlich, dass die Hauptorogenesen des Sierra-Komplexes kaledonisch und älter gewesen sein müssen. Das strukturelle Bild der metamorphen Gesteine, insbesondere die charakteristische Schlingentektonik mit steil oder senkrecht stehenden Achsen sowie die komplexen sauren und basischen Intrusionen, die meist mit präkaledonischen älteren Bewegungsphasen zusammenhängen, zeigen deutlich, dass die wichtigste geologische Geschichte der Sierra Nevada in das Prädevon und sehr wahrscheinlich sogar Präkambrium fallen muss. Die Ähnlichkeit mit Verhältnissen, wie sie aus den alten kristallinen Schilden bekannt sind, ist auffallend. Vergleichshalber dürfte auch auf die lithologisch-strukturelle Übereinstimmung mit dem alten Silvrettakristallin aus den Alpen hingewiesen werden, nur ist letzteres allochthon, die Sierra hingegen autochthon.

Im Gegensatz zu den alten kristallinen Schildkomplexen wurde die Sierra Nevada postkaledonisch noch mehrmals strukturell überprägt, aber, wie wir im beschreibenden Teil unserer Ausführungen schon erkannten, haben die späteren Orogenesen das alte strukturelle Bild nicht mehr verwischt. Während die kaledonischen und präkaledonischen Phasen ausgesprochen durch sehr intensive orogene Bewegungen charakterisiert waren, haben die späteren Bewegungen die Sierra mehr epeirogenetisch erfasst, kombiniert mit starker vulkanischer Tätigkeit (Giron).

Der postkaledonische, epeirogenetische Bewegungsstil der Sierra Nevada hat seine Begründung in der vorhergehenden intensiven Zusam-

menstauchung der prädevonischen Ablagerungen, welche dann bei den nachfolgenden jüngeren Bewegungsphasen als starre Massen reagiert haben. Die präatriadischen (Prä-Giron), präkretazischen sowie jungtertiären Bewegungen haben die benachbarten Gebiete (Andenzenen) anderseits orogenetisch erfasst, während die gleichen Phasen bei der Sierra Nevada sich mehrheitlich als Verwerfungen, Verstellungen, Horizontalverschiebungen und Hebungsphänomene auswirkten.

Die Tatsache, dass die kaledonischen und präkaledonischen Gesteine der Sierra Nevada äußerst intensiv zusammengestaucht worden sind, muss ganz besonders hervorgehoben werden. Schon die Santa Marta-Schiefer zeigen dieses Phänomen recht deutlich (Fig. 9). Fast sämtliche Schichten stehen sehr steil bis senkrecht. Die Faltenachsen der scharfen Umbiegungen stehen ebenfalls senkrecht. Gegen den Rand des Gebirges zeigen die alten Gesteine keine Abnahme der Faltungsintensität. Der jetzige Sierra Nevada-Block scheint aus einem grösseren, orogen äußerst stark beanspruchten Komplex anhand von jüngeren tektonischen Leitlinien herauspräpariert. Letztere dürften, wie dies für die andinen Strukturen besonders häufig der Fall ist, aus reaktivierten alten Lineamenten hervorgegangen sein. Dies erklärt auch die teilweise erhaltene Parallelität von randlichen jüngeren Bruchzonen (teils sogar postpliozän reaktiviert) mit dem präkaledonischen Strukturbild der Sierra (Fig. 36).

Wie schon angedeutet, zeigt der präkaledonische Gebirgskomplex der Sierra Nevada ganz das Bild eines alten Schildes. Die gewaltige Zusammenstauchung und intensive Verfaltung der alten Gesteine ist ja für die alten Schilder eine bekannte Tatsache (Guiana-Brasilianischer-Kanadischer-Schild). Die rasch fortschreitenden regionalen sowie auch detaillierten Erforschungen der alten Schilder (teils wegen Uranvorkommen) zeigen diese eigenartige komplexe strukturelle Charakteristik immer deutlicher, obschon wir über die tektonischen Ursachen und deren Bewegungsmechanismus noch sehr im ungewissen sind (siehe auch LEES 1954).

Meines Erachtens besteht kein Zweifel, dass es sich bei dem kristallinen Block der Sierra Nevada wirklich um ein altes Schild-Element handelt, das jedoch nachträglich, postkaledonisch noch mehrmals strukturell überprägt worden ist, ohne dabei die ursprünglichen Schildcharakteristika zu verlieren. Durch diese postkaledonischen Bewegungsphasen ist die Sierra Nevada in das geologische Bild des nördlichen Südamerika eingegliedert worden.

Es bleibt nun noch die Frage zu beantworten, mit welchen der eingangs erwähnten (Kapitel II) andinen Strukturelementen die Sierra Nevada stratigraphisch und strukturell zu verbinden ist. Hier muss jedoch

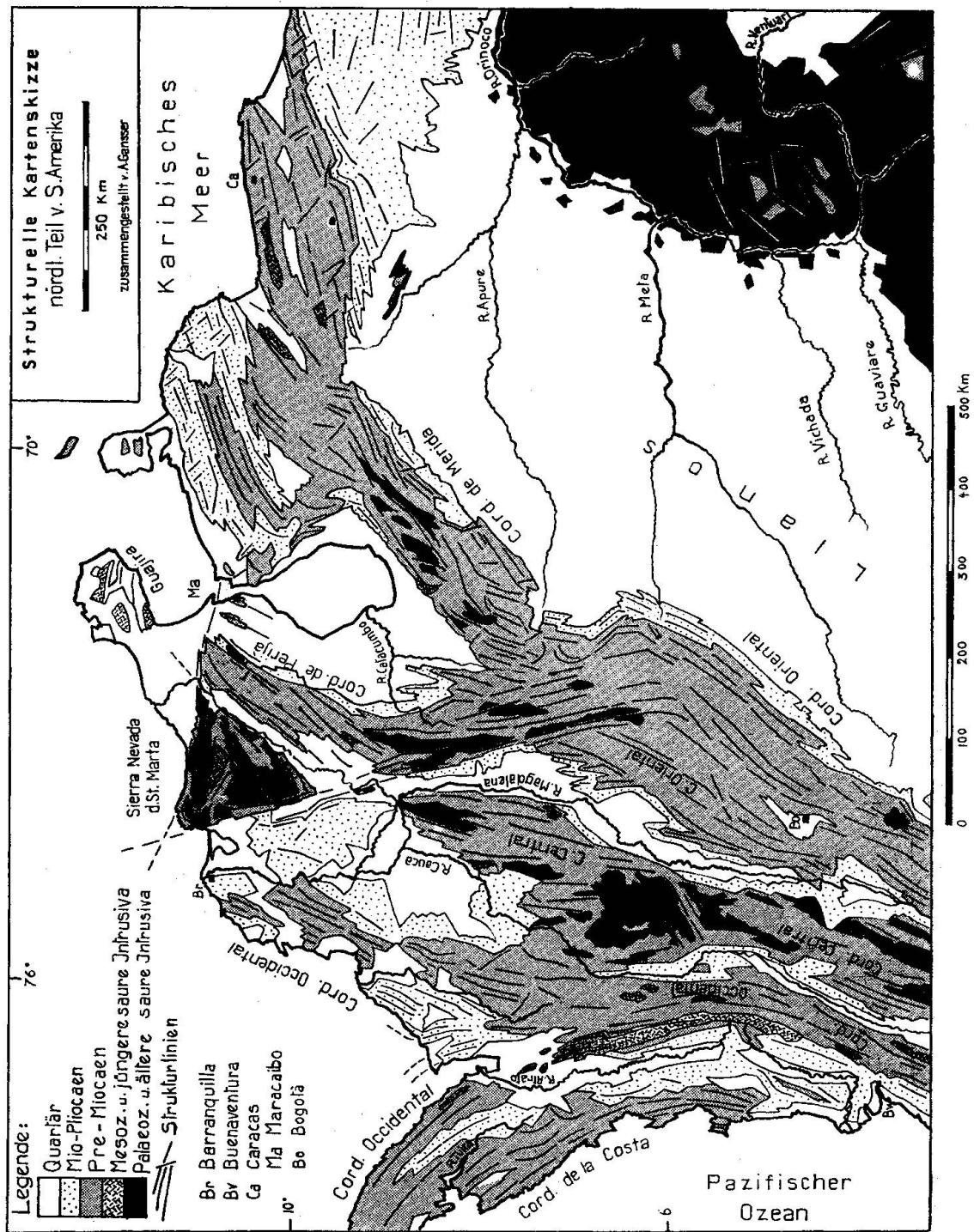


Fig. 36.

vorausgeschickt werden, dass die benachbarten Gebiete wie ja auch ein grösserer Teil der Sierra noch zu wenig geologisch bekannt sind und wir somit nur vorläufig Schlüsse ziehen können.

Die regionalen Zusammenhänge sind auf Fig. 36 dargestellt, und es sei darauf bei den folgenden Ausführungen hingewiesen.

Stratigraphisch wie auch strukturell fällt die West-Kordillere (Cord. Occidental) ausser Betracht. Die im Kapitel II kurзорisch behandelten stratigraphischen und tektonischen Charakteristika sind mit der Geologie der Sierra Nevada in keiner Hinsicht vereinbar.

Die Ost-Kordillere mit der NE-Fortsetzung der Kordillere von Perijà scheint auf den ersten Blick am engsten mit der Sierra Nevada verbunden zu sein. Trotzdem ist die Sierra tektonisch wie auch stratigraphisch (Paläozoikum) deutlich von der Kordillere von Perijà verschieden. Das Cäsartal scheint eine alt angelegte Depression zu sein, durch welche sich ursprünglich das Magdalenatal, mit anderen Worten die trennende Depression zwischen Zentral-Kordillere und Ost-Kordillere, nach NE (gegen die Perijà Halbinsel) hin entwässerte. Die Schild-Charakteristika fehlen der Kordillere von Perijà, welche vielmehr deutlich den andinen Faltungsstil erkennen lässt.

Als letztes Element bleibt noch die Zentral-Kordillere. Auf der regionalen geologischen Karte von Kolumbien ist leicht ersichtlich, wie sich die im Süden enge und relativ einfach gebaute Kordillere, charakterisiert durch aufgesetzte, semiaktive Vulkane, nach Norden zu stark verbreitert und neben den paläozoischen Massiven (Antioquia-Batholith) auch komplexe Zonen von alt- bis präpaläozoischen kristallinen Gesteinen einschliesst. Ganz allgemein scheint sich bei der Zentral-Kordillere eine gewisse schildartige Reliktstruktur nordwärts einzustellen.

Die grosse Depression des unteren Cauca- und Magdalenatales ist teilweise sehr jung, flachgründig und unterlagert von steil stehenden kristallinen Gesteinen, die den Santa Marta-Schiefern wie auch alten Gneisen aus der Sierra Nevada gleichen. Die mächtigeren Tertiärlagerungen westlich und südwestlich der Sierra Nevada (im Ariguaní-Gebiet und westlich des tiefen Ariguaní-Grabens) transgredieren direkt auf kristallinen Gesteinen. Erst die junge Absenkung, die den jetzigen Nordrand der Zentral-Kordillere bedingt, hat scheinbar den Magdalenafluss aus seinem ursprünglichen Lauf durch das Cäsartal abgezapft und in die heutige Bahn gelenkt. Diese Vermutung ist weiter unterstützt durch den jetzt SE fliessenden Rio Caesars.

Die jüngere Sedimentbedeckung der nördlichen Zentral-Kordillere sowie deren Faltungsintensität gleicht auffallend den Verhältnissen, wie

wir sie in der Sierra Nevada erkannt haben. Die Giron-Kreide-Transgressionen am E Rand der Zentral-Kordillere haben ihr Gegenstück in der südöstlichen Sierra Nevada. Auf einen möglichen Zusammenhang der eigenartigen Lias-Ablagerungen von Morrocoyal (NW Zentral-Kordillere) mit den faziell und faunistisch ähnlichen schwarzen Schiefern der Quebrada de los Indios (W Sierra Nevada) ist schon hingewiesen worden (Kapitel C, Giron-Ablagerungen).

Obwohl der Schild-Charakter bei der Sierra Nevada viel deutlicher erhalten geblieben ist als in der nördlichen Zentral-Kordillere, scheint doch ein Zusammenhang zwischen der Zentral-Kordillere und dem kristallinen Block der Sierra Nevada den bis jetzt bekannten Tatsachen am besten zu entsprechen.

Es wäre geologisch äusserst interessant, die eigenartige Lage des Schild-Reliktes der Sierra Nevada de Santa Marta mit den karibischen Strukturelementen in Beziehung zu bringen. Leider überdeckt jedoch das Karibische Meer alle direkten Zusammenhänge und die vielversprechenden geologischen und geophysikalischen Untersuchungen des karibischen Gebietes haben noch nicht genügend Tatsachenmaterial geliefert, um auch nur einigermassen gültige Schlüsse ziehen zu können.

Literaturverzeichnis

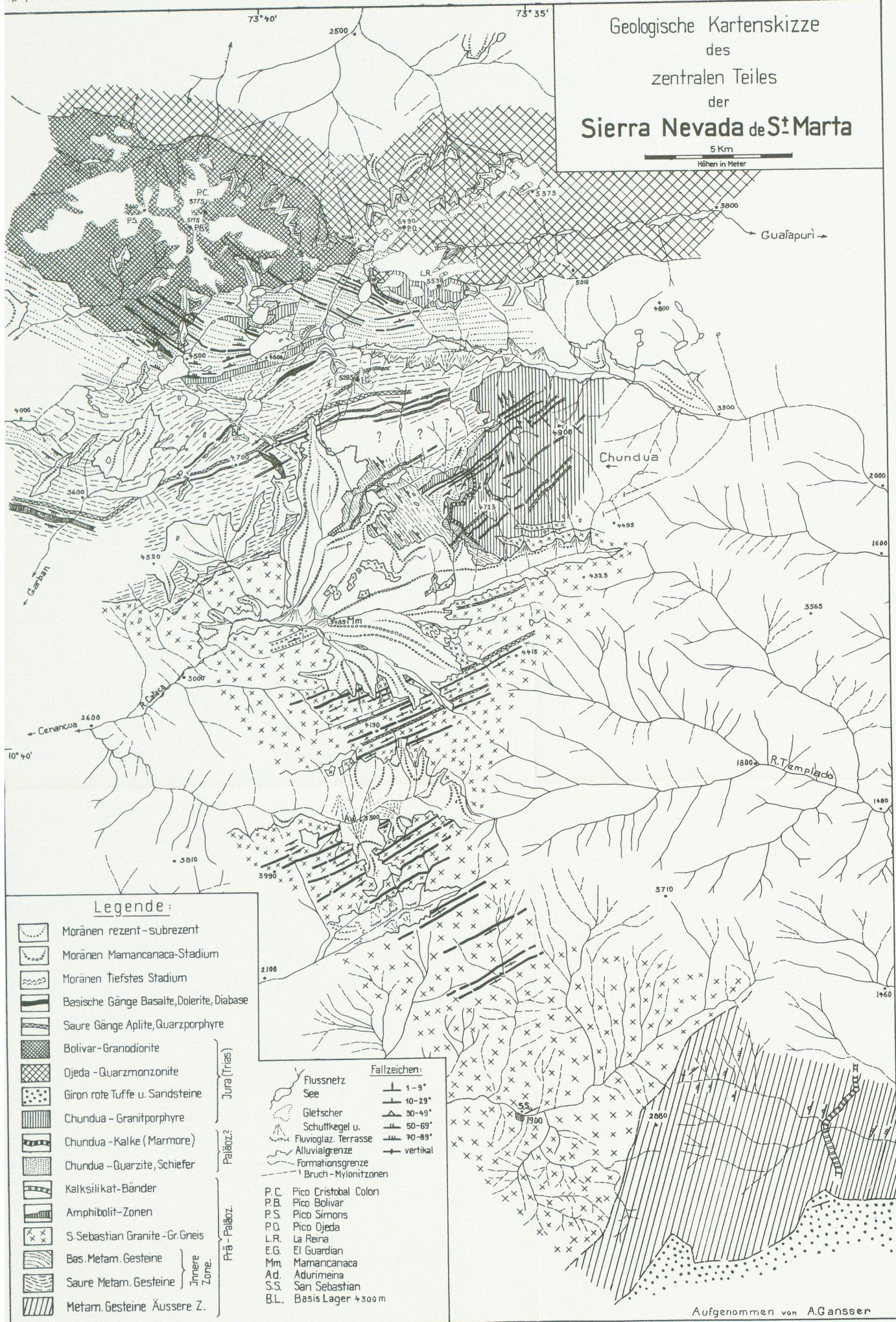
- ACOSTA, J. (1852): Sur la Sierra Nevada de Sainte Marthe, formée par les terrains primitif. Bull. Soc. Geol. de France. Vol. 9. Paris.
- BERGT, W. (1888): Beitrag zur Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta und der Sierra de Perijá in der Republik Columbia in Südamerika. Tschermaks min. u. petr. Mitt. 10 N. 4—5. Wien.
- BRETTES, J. DE (1902): Les Indiens Arhuaques-Kaggabas. Bull. de la Soc. d'Anthropol. Paris.
- BUCHER, W. H. (1952): Geologic structure and orogenic history of Venezuela. Geol. Soc. America Mem. N. 49.
- Cabot, T. D. (1939a): The Cabot Expedition to the Sierra Nevada de Santa Marta of Colombia. Geogr. Rev. Vol. 29. N. 4.
- (1939b): The Sierra Nevada de Santa Marta. Appalachia. Vol. 22.
- CIZANCOURT, H. DE (1933): Tectonic structure of Northern Andes in Colombia and Venezuela. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. Vol. 17.
- COLEMAN, A. P. (1935): Pleistocene Glaciation in the Andes of Colombia. Geogr. Journ. Vol. 66.
- EARDLY, A. J. (1954): Tectonic relations of North and South America. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. Vol. 38.
- GANSSER, A. (1948): Die Berge Kolumbiens. In: Berge der Welt, Bd. 3. Bern.
- (1950): Geological and Petrographical notes on Gorgona Island in relation to Northwestern S. America. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Vol. 30.

- GANSSE, A. (1954): The Guiana Shield (S. America). *Eclog. Geol. Helv.* Vol. 47.
- GERTH, H. (1932): *Geologie Südamerikas*. Bornträger, Berlin.
- HARRISON, J. T. (1930): The Magdalena Valley, Columbia S. A. 15th Intern. Geol. Congr. S. Africa. *Compt. Rend.* Vol. 2.
- HEIM, ARN. (1951): On the Glaciation of South America as related to Tectonics, Observations 1939—1947. *Eclogae Geol. Helv.* Vol. 44.
- HESS, H. H. and MAXWELL, J. C. (1935): Caribbean research project. *Bull. Geol. Soc. Am.* Vol. 46.
- HETTNER, A. (1885): Die Sierra Nevada de Santa Marta. *Petermanns Mitt.*
- (1888): Reisen in den Columbianischen Anden. Leipzig.
- (1892): Die Kordillere von Bogotà. *Petermanns Mitt.* Vol. 22. Ergänzungsheft 104. Gotha.
- KÜNDIG, E. (1938): Pre Cretaceous Rocks of the Venezuelan Andes. *Boll. Geol. Min.* Vol. 2. Venezuela.
- LEES, G. M. (1954): The Evolution of a Shrinking Earth. *Quart. Journ. Geol. Soc. London.* Vol. 59.
- LIDDLE, R. A. (1946): The Geology of Venezuela and Trinidad. 2nd. ed. Ithaca, New York.
- NIGGLI, E. (1953): Zur Stereometrie und Entstehung der Aplit-Granit- und Pegmatitgänge im Gebiete von Sept-Laux (Belledonne Massiv S. L.). *Leidse Geol. Med.* Vol. 17.
- NOTESTEIN, F. B. in CABOT, T. D. (1939): The Cabot Expedition to the Sierra Nevada de Santa Marta of Colombia. *Geogr. Rev.* Vol. 29.
- OPPENHEIM, V. (1940): Jurassic Cretaceous (Giron) beds in Colombia and Venezuela. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* Vol. 24.
- (1942): Geología del Departamento del Magdalena. Comp. de los estudios geol. offic. en Colombia. Tom. 5. Bogotà.
- REYMOND, E. (1942): Informe sobre una mision geologica en los Departamentos del Magdalena y Atlantico. Comp. de los estudios geol. off. en Colombia. Tom. 5 y 6. Bogotà.
- ROD, E. and MAYNC, W. (1954): Revision of Cretaceous stratigraphy. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* Vol. 38.
- ROSALES, M. J. (1934): Geografía económica de la Sierra Nevada de Santa Marta. *Boll. Soc. Geogr. de Colombia.* Vol. 1.
- SCHUCHERT, CH. (1935): Historical Geology of the Antillean-Caribbean Region. New York.
- SEIFRITZ, W. (1934): The Sierra Nevada de Santa Marta. An ascent from the north. *Geogr. Rev.* Vol. 24.
- (1937): Die Höhenstufen der Vegetation in der Sierra Nevada de Santa Marta. *Bot. Jahrb.* Vol. 68.
- SIEVERS, W. (1887): Die Sierra Nevada de Santa Marta. Leipzig.
- (1888): Die Sierra Nevada de Santa Marta und die Sierra de Perijà. *Zeitschr. Gesellsch. für Erdkunde.* Bd. 23. Berlin.
- SIMONS, F. A. A. (1879): Notes on the topography of the Sierra Nevada de Santa Marta. *Proc. of the Royal Geogr. Soc. London.*
- SONDER, R. A. (1936): Grosstektonische Probleme des mittelamerikanischen Raumes. *Z. f. Vulkanol.* Vol. 17.
- (1938): Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. *Eclogae Geol. Helv.* Vol. 31.

Geologische Kartenskizze
des
zentralen Teiles
der
Sierra Nevada de St. Marta

5 Km

Höhen in Meter



Leere Seite
Blank page
Page vide

- SONDER, R. A. (1939): Zur Tektonik des Atlantischen Ozeans. Geol. Rundschau. Vol. 30.
- STILLE, H. (1907): Geologische Studien im Gebiete des Rio Magdalena. v. Koenen Festschrift. Stuttgart.
- TAYLOR, G. (1931): Settlement zones in the Sierra Nevada de Santa Marta. Geogr. Rev. Vol. 21.
- TRÜMPY, D. (1943): Pre Cretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 54.
- WOLLASTON, A. R. F. (1925): The Sierra Nevada de Santa Marta. Geogr. Journ. Vol. 66.
- WOOD, W. A. (1941): Mapping the Sierra Nevada de Santa Marta. The work of the Cabot Colombian Expedition. Geogr. Rev. Vol. 31.

Geologische Karten

- Mapa Geologico General de la Republica de Colombia. 1:2000000 (1945). Servicio Geologico National, Bogotà.
- Geological Map of South America, 1:5000000. Compiled by G. W. STOSE (1950). Publ. by Geol. Soc. of America.
- Geologic-Tectonic Map of the United States of Venezuela 1:1000000. Compiled by W. H. BUCHER (1950). Publ. by Geol. Soc. of America.

Eingegangen: 27. Juni 1955