

2 GEOLOGIE

2.1 Sedimentäre und vulkanische Formationen

2.1.1 Formación Las Tórtolas (Devon - Karbon)

Paläozoische Metasedimente in der Küstenkordillere Nordchiles wurden durch DARAPSKY (1900) als "Schollen, Schieferform nachahmend" und von WETZEL (1927) als "Grauwacken und Schiefergebirge" beschrieben. Um 1960 erfolgten Korrelationen mit den Aufbrüchen des Paläozoikums bei Tocopilla (CECIONI 1979, ORTIZ 1960), welches von HARRINGTON (1961) als Formation "El Toco" definiert wurde. GARCIA (1967) stellte die paläozoischen Serien bei Taltal zur El-Toco-Formation. ULRIKSEN (1979) definierte das Paläozoikum südlich von Taltal als Las-Tórtolas-Formation, benannt nach der Typlokalität der Bucht "Las Tórtolas" rund 10 km nördlich der Bahía Cifuncho. Nach NARANJO & PUIG (1984) sind Einschaltungen von bituminösen Quarziten, Lutiten und Vulkaniten ein weiteres, von der Formación El Toco unterscheidendes Merkmal der Las-Tórtolas-Formation, wobei die Quarzite dabei den größten Anteil ausmachen. Eine zeitliche Fixierung liegt vor, zum einen durch den Fund eines Pflanzen-Fossiles - *Dadoxylon* - in der als äquivalent geltenden El-Toco-Formation durch WETZEL (1927), der es dem oberen Paläozoikum zuordnete, zum anderen durch MILLER (1970) mit einem Fund von *Lophoctenium comosum*, einem aus dem mittleren Devon stammenden Spurenfossil. Von BELL (1982) gefundene weitere Spurenfossilien bestätigten ein devonisches Alter. BAHLBURG (1986) konnte in einer Kalkbank paläozoischer Serien bei Chañaral Conodonten der Gattung *Gnathodus sp.* nachweisen, die für marines Karbon der Tiefsee typisch sind.

Die Formación Las Tórtolas bildet zusammen mit dem permischen Cifuncho-Pluton das paläozoische Grundgebirge und umfaßt etwa 50% der Fläche des Grundgebirges (s. Abb. 4). Sie besteht aus schwarzgrau-violetten Phylliten und Quarz-Phylliten, braunen Quarziten, graugelben lithischen und feldspatischen Areniten mit Einschaltungen von Grauwacken, Konglomeraten und Vulkaniten. Sie kann in vier Teilgebiete (s. Abb. 4, S. 188) mit etwas unterschiedlicher Lithologie eingeteilt werden (die Gesteine sind nach abnehmender Häufigkeit aufgeführt):

Cifuncho-Block		Pingo-Block	
Lokalität	Dominierende Lithotypen	Lokalität	Dominierende Lithotypen
Cerros de Gríton	Phyllite / Quarz-Phyllite, Grauwacken, lithische Arenite	Sierra del Loro	feldspatische Arenite, Grauwacken, Quarzite
Cerros de Cifuncho	Phyllite, Grauwacken	Sierra del Pingo	Quarzite, lithische Arenite

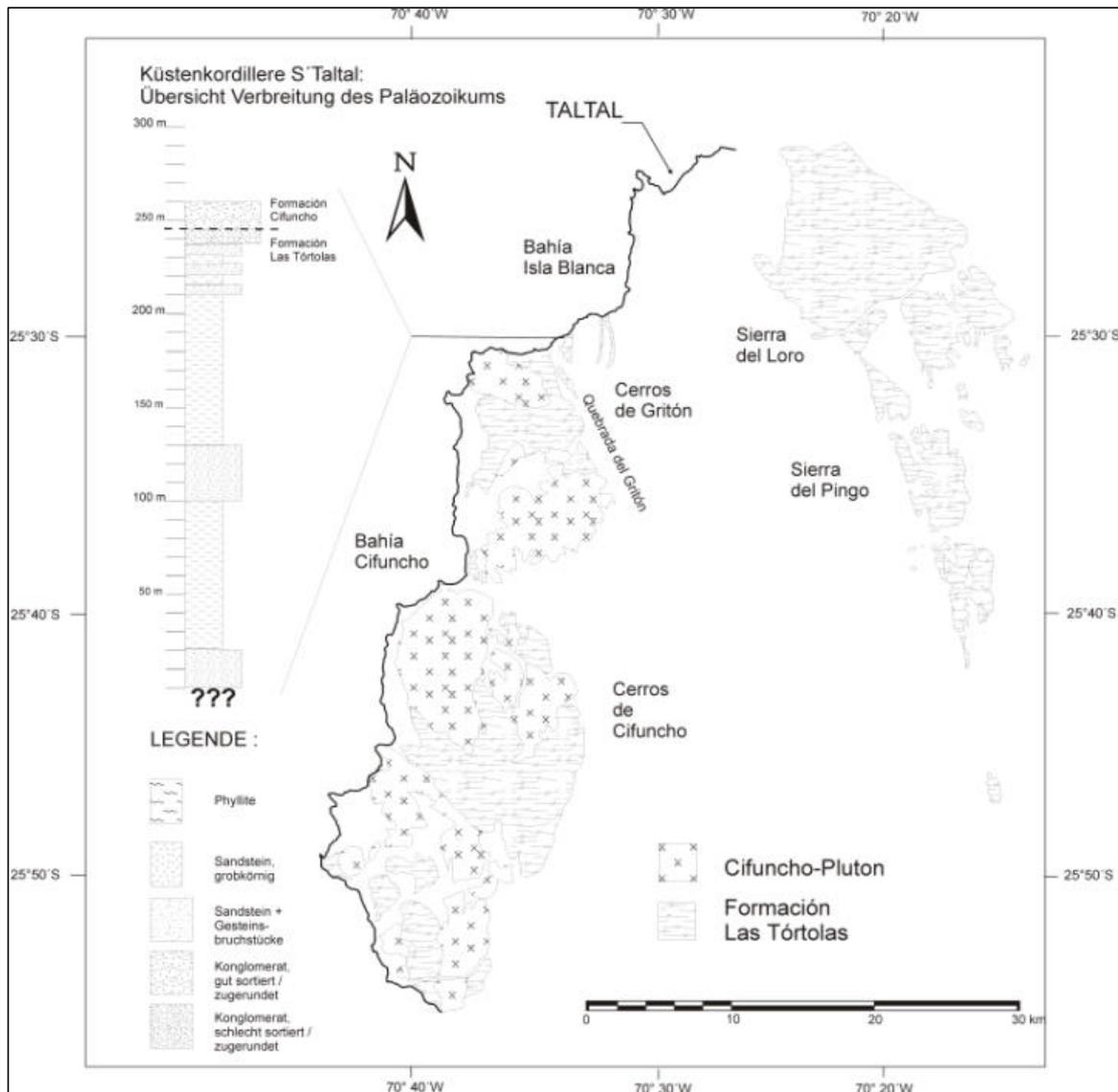


Abb.4 Verbreitung des Paläozoikums in der Küstenkordillere südlich von Taltal

Die Phyllite und Quarzit-Phyllit-Serien im Cifuncho-Block sind durch eine intensive Verfaltung gekennzeichnet. Die Verfaltung im dm- bis m-Maßstab, die Knick-Falten und die Krenulations-Gefüge deuten auf eine durchgreifende Deformation hin. Im Pingo-Block sind die eher seltenen Phyllite unverfaltet. Hauptbestandteile des im cm- bis dm-Bereich geschieferten Gesteins in beiden Blöcken sind Hellglimmer, Quarz und Biotit, untergeordnet treten Feldspäte auf, teilweise detritische Klasten. Der Quarz kann Adern bilden, die teils parallel zur Schieferung, teils als diskordante Gängchen ausgebildet sind. Die Adern können verfaltet sein; teils ist Boudinage zu beobachten, z. B. an der Bahía Cifuncho. Das mikroskopische Gefüge der Phyllite ist - je nach Zusammensetzung - lepidoblastisch bis granoblastisch. Im Dünnschliff ist gut die feinkörnig-filzige Anordnung von Glimmern und Quarz-Körnern zu erkennen. Die leistenförmigen Biotit-Aggregate sind um 5 µm groß und gut eingeregelt. Auch filzige Knäuel von tafelig-nadeligen Aggregaten kommen vor. Umwandlungen zu Sericit und Chlorit sind häufig. Muskovit tritt im Verhältnis 1:5 zu Biotit auf, ist tafelig geformt und etwas größer als die Biotite (ungefähr 15 µm). Die subangularen Quarz-Körner sind zwischen 5 und 25 µm groß. Sie löschen undulös aus. Zuweilen existieren Rekristallisationsgefüge. In den Phylliten der Cerros de Cifuncho (Cifuncho-Block, s. Abb. 4, S. 18) ist der Anteil des Quarzes um ca. 20% höher. In den Dünnschliffen dieser Gruppe finden sich "Bahnen" mit erhöhten oder verringerten Quarz/Feldspat-Anteilen häufiger als in denjenigen anderer Teilgebiete. Vereinzelt treten in den Serien aller Teilgebiete auffallend große, detritische Alkali-Feldspäte auf. Sie erreichen ca. 50-150 µm im Durchmesser und sind rechteckig-tafelig geformt. Myrmekitische Verwachsungen von Plagioklas mit Quarz kommen vor, als Akzessorien detritischer Zirkon und Erze.

Die Quarzite im Cifuncho- und im Pingo-Block sind massig ausgebildet und stark geklüftet. Quarzite sind im Cifuncho-Block nur untergeordnet vertreten; im Pingo-Block dagegen bilden sie etwa 90% des paläozoischen Grundgebirges. Sedimentstrukturen treten nur spärlich auf, so am Aeropuerto Breas und in der Quebrada Taltal. In beiden Arealen finden sich vereinzelt sigmoidale Schrägschichtung sowie Rippelmarken. Entlang von größeren Kluftsystemen ist es zu einem Aufstieg und einer Abscheidung von eisenhaltigen Lösungen gekommen, was vielen Quarziten ein netzartiges Aussehen verleiht.

Das Schliffbild wird durch die mosaikartige Anordnung der Quarzkörner geprägt. Die Korngröße schwankt stark zwischen 15 µm und 250 µm. Die Körner zeigen konkav-konvexe Suture- und Langkontakte; Rekristallisationsgefüge sind häufig. Unter den Nebengemengteilen stellen Plagioklase den größten Anteil; sie sind zugerundet ausgebildet und von gleicher Größe wie die Quarzkörner. Die Sericitisierung der Plagioklase variiert in den einzelnen Proben stark. Der Grad der Umwandlung reicht von durchgreifend bis kaum vorhanden. Biotit, Muskovit und Feldspäte sind auch als Zwickelfüllung zu beobachten. Hämatit und Magnetit kommen sowohl als Einlagerungen vor wie auch im Rahmen von Hohlraum-Füllungen. Weitere Akzessorien sind Titanit und Zirkon.

Sandsteine und Grauwacken

Die Sandsteine des Paläozoikums sind von gelblich-bräunlicher Farbe, meist mittelkörnig und dicht ausgebildet. Feldspat-Körner sind fast immer vertreten, andere Minerale oder Bruchstücke eher selten, was in der Regel auf arkosische Sandsteine schließen lässt. In der Sierra del Pingo finden sich reine Quarzsandsteine und Quarzite. Die Quarzkörner erreichen zwischen 25 µm und 150 µm im Durchmesser und sind subangular ausgebildet. Weitere Bestandteile sind meist vollständig sericitisierte Plagioklase; der Quarz hingegen erscheint frisch. Kalifeldspäte treten sowohl als große Klaster wie auch innerhalb des Kornverbandes auf. An Akzessorien treten Muskovit, Zirkon, Turmalin und Fe-Erze auf. Die paläozoischen Grauwacken zeigen eine feinkörnige, relativ dunkle Matrix. Die Quarz- und Feldspat-Komponenten sind teils zugerundet, teils eckig und zeigen längliche Umrisse. Eine Einregelung ist erkennbar.

Die paläozoischen Konglomerate sind grau gefärbt und bestehen aus mäßig zugerundeten und relativ großen Geröllen (Durchmesser bis in den dm-Bereich) und einer quarzitären Matrix. Quarzite des Paläozoikums bilden den Hauptanteil bei den Geröllen; Phyllite sind eher selten.

Im Cifuncho-Block deutet der dominierende Anteil von Phylliten auf eine Ablagerung feinkörniger Sedimente in einem pelagischen Milieu. Die Einschaltungen von Areniten belegen gelegentliche Zufuhr von Sediment aus Festlandbereichen. Im Pingo-Block dagegen ist mit den Quarzit-Serien eine sehr gut sortierte, küstennahe Flachwasser-Fazies aufgeschlossen, in der es nur äußerst selten zu Stillwasser-Sedimentation gekommen ist.

Zwischen der Formación Las Tórtolas im Cifuncho-Block und im Pingo-Block bestehen nicht nur Unterschiede hinsichtlich ihrer Lithologie, sondern auch hinsichtlich ihres Deformationsgrades und des Anteils des paläozoischen Granits am aufgeschlossenen Gesamtumfang des Paläozoikums. Die Formación Las Tórtolas im Cifuncho-Block ist gefaltet und unter low-grade-Bedingungen metamorph überprägt worden. Dies könnte eine Folge der Intrusion des Cifuncho-Plutons sein, ist jedoch im Arbeitsgebiet nicht belegt, da keine entsprechenden Kontakte aufgeschlossen sind. Das Paläozoikum des Pingo-Blocks ist - soweit erkennbar - unverfaltet und nicht metamorph überprägt. Der Cifuncho-Pluton ist in diesem Bereich nur untergeordnet vertreten. Die Unterschiede innerhalb der Formación Las Tórtolas zwischen Cifuncho- und Pingo-Block können auf zwei Ursachen zurückzuführen sein:

- a) Im Cifuncho-Block ist ein tieferes Niveau des Paläozoikums angeschnitten. Dafür spricht der höhere Metamorphosegrad sowie der höhere Anteil des Cifuncho-Plutons an den Serien.

- b) Das sedimentäre Paläozoikum des Cifuncho-Blocks wurde in einem anderen Teil des paläozoischen Beckens abgelagert und erst im Verlauf der Bewegungen an der Atacama-Störungszone an seine heutige Position transportiert.

2.1.2 Formación Cifuncho (Obertrias)

Triassische Serien südlich von Taltal wurden erstmals von ZEIL (1960) und CÓRVALAN (1965) beschrieben. GARCÍA (1967) definierte die "Formación Cifuncho" als eine "Sequenz aus Konglomeraten, Areniten, vulkanischen Brekzien und Tuffen, die in der Quebrada Cifuncho aufgeschlossen ist". ZENTILLI (1974) bestimmte einen vermeintlichen *Dadoxylon*-Fund Garcías als *Araucarioxylon* triassischen Alters. ULRIKSEN (1974) gab für die Komponenten der rötlichen Konglomerate eine Zusammensetzung von ca. 80% Quarziten und Phylliten, 10% Graniten, und 10% Quarz und vulkanischen Gesteinen an mit einer Matrix aus Grobsandstein. Die maximale Mächtigkeit schätzte er auf ca. 400 m. ULRIKSENS Angaben zufolge liegt die Cifuncho-Formation mit einer Winkeldiskordanz auf der paläozoischen Las-Tórtolas-Formation, die Basis soll sich in der Nähe der Bahía Cifuncho befinden, ist jedoch von rezentem Schotter verdeckt. Für den Hauptaufschluß an der Bahía Cifuncho stellte ULRIKSEN eine Lagerung in Form einer Antiklinale mit einer Faltenachse Richtung NE dar. Nach SUAREZ & BELL (1994) wurden die kontinentalen Sedimente der Cifuncho-Formation in einem küstennahen System von mäandrierenden Flüssen, Seen und Sabkhas abgelagert, mit Einschaltungen von vulkaniklastischen Fächern. Als tektonischer Rahmen wurde ein schnell absinkendes Becken innerhalb eines Rift-Grabens vermutet. Neuere Arbeiten durch BEBIOLKA et al. (1995) ergaben zwei Ablagerungszentren für die triassischen Gesteine, zum einen im Bereich der Quebrada Cifuncho, zum anderen im Bereich der Quebrada de la Cachina / Quebrada Pan de Azucar. Im Bereich der Quebrada Cifuncho dominieren kontinentale, klastische Sedimente mit vulkanischen Einschaltungen, die zum Hangenden in eine randlich marine Fazies mit Karbonaten und Evaporiten übergehen. Im südlichen Abschnitt erscheint der vulkanische Einfluß deutlicher in Form von polymikten Konglomeraten mit einer tuffitischen Matrix und Vulkanit-Komponenten. In der Quebrada de la Cachina ergibt sich ein 1:1-Anteil vulkanischer und terrigener Bildungen; in der Quebrada Pan de Azucar überwiegen die Vulkanite.

Im Untersuchungsgebiet sind triassische Gesteine entlang eines Gürtels von der Bahía Isla Blanca über die Quebrada del Gritón, Quebrada Cifuncho, die Quebrada Buena Esperanza und die Quebrada Tigritillo bis zur Quebrada de la Cachina (s. Abb.5, Karten-Inset, S. 22) aufgeschlossen.

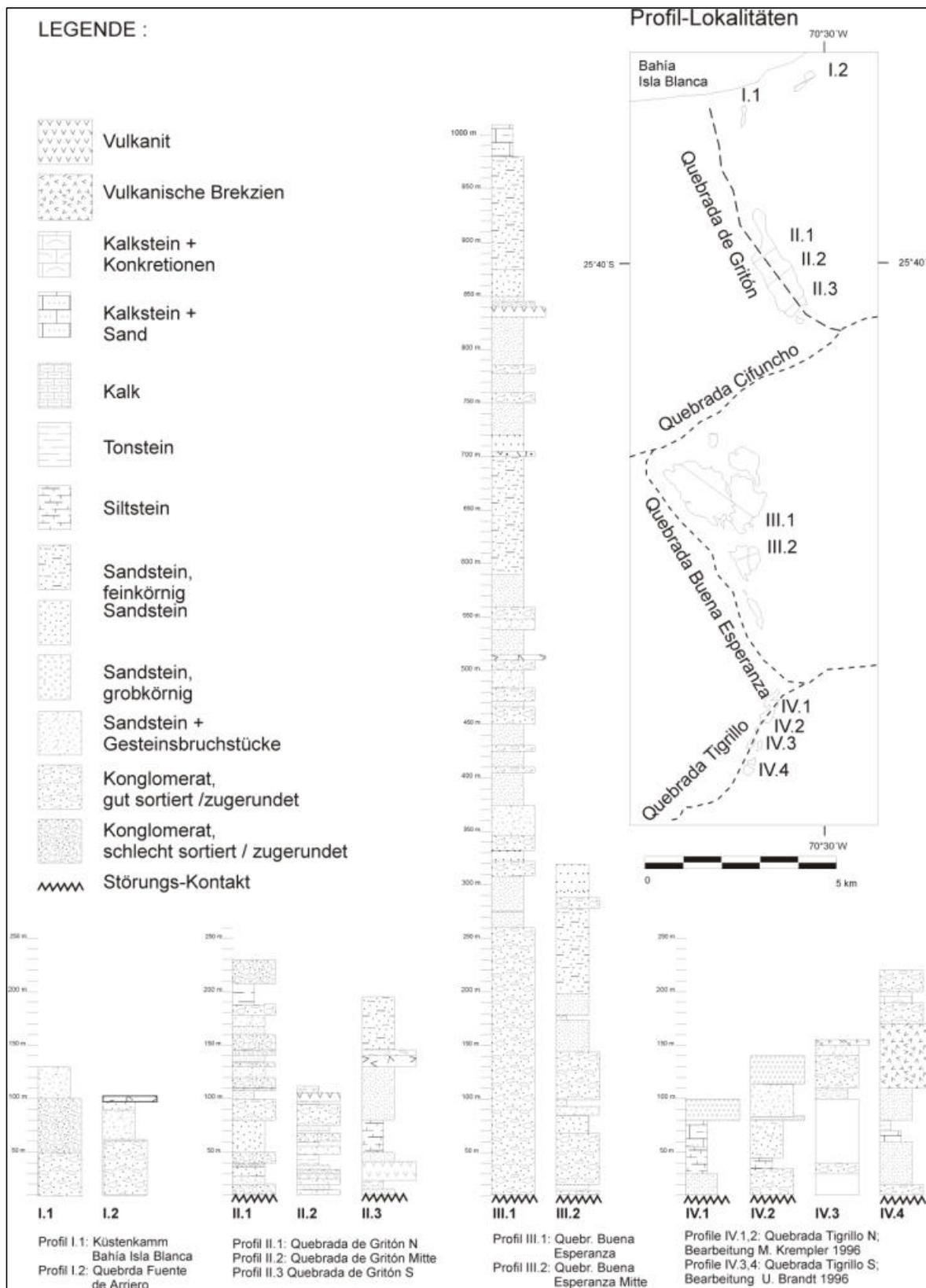


Abb.5 Lithologischer Aufbau der Formación Cifuncho im Cifuncho-Block; Säulenprofile aus den eingezeichneten Profillinien

Die Ausstrichbreite variiert dabei zwischen einigen zehn Meter bis zu Kilometer Breite an der Quebrada Cifuncho. Im Pingo-Block sind triassische Gesteine nicht vertreten. Die Grenzen zwischen der Las-Tórtolas-Formation und der Cifuncho-Formation sind winkeldiskordant und oft durch Störungen überprägt. Im gesamten Areal sind die triassischen Serien nach Osten verkippt.

An der Zusammenführung der Quebrada Buena Esperanza und der Quebrada Cifuncho ist die Trias zu einer weiten Antiklinale mit einer NE-streichenden Faltenachse verfaultet worden (s. Kap. 3.4.2). Die gesamte Trias wird von NE-SW- und NW-SE-orientierten, oberjurassischen, vulkanischen Gängen (nach SCHEUBER et al. 1994) durchschlagen. In den Cerros de Gritón ist die "Gang-Dichte" besonders groß, die NW-SE-Fraktion ist hier dominierend.

Auch die Trias läßt sich im Arbeitsgebiet in mehrere regionale Depozentren unterteilen, die Unterschiede in ihren Mächtigkeiten und der Lithologie aufweisen (s. Abb. 5, Säulenprofile, S. 22).

Cerros de Gritón (Profile I.1, I.2)

Das Profil I.1 wurde direkt am Steilabfall der Küste ($25^{\circ}30'070''\text{W}$ / $70^{\circ}33'280''\text{S}$) aufgenommen. Die Trias setzt konkordant über einem rot-grauen, geschieferten Sandstein des Paläozoikums ein. Die Abfolge wird aus einem basalen, rot-grauen Konglomerat (ca. 40 m mächtig) mit gut zugerundeten paläozoischen Geröllen (geschieferte Sandsteine, Quarzite), einem weiteren Konglomerat mit eckigen Komponenten (ca. 65 m Mächtigkeit, sowohl paläozoische wie triassische Komponenten) und einem roten Grobsandstein aufgebaut. Der Gesteinsbruchstücke enthaltende Grobsandstein erreicht ca. 20 m Mächtigkeit, das gesamte Profil damit ca. 125 m. Profil I.2 wurde ebenfalls direkt an der Küste ($25^{\circ}29'180''\text{S}$ / $70^{\circ}31'380''\text{W}$) aufgenommen. Die Quebrada Fuente de Arriero wird hier durch einen WSW-ENE-streichenden Höhenzug abgeriegelt. Auch hier bildet ein konkordant auf dem Paläozoikum lagerndes rotes Konglomerat mit gut zugerundeten, paläozoischen Geröllen die Basis (ca. 70 m), gefolgt von einem Sandstein mit Gesteinsbruchstücken. Abgeschlossen wird die Abfolge durch einen ca. 5 m mächtigen Tuff-Horizont. Sedimentstrukturen sind in beiden Profilen nicht erhalten.

Die Serien sind mit Werten um 25° nach Osten (85°) einfallend gelagert.

Quebrada del Gritón (Profile II.1 bis II.3)

Die Trias ist entlang der Piste in einem Areal von etwa 3,6 km Länge und bis zu 1,3 km Breite aufgeschlossen. Im Gegensatz zu den anderen Gebieten setzt die Trias an dieser Stelle mit einem feinkörnigen, roten Konglomerat (Geröll-Durchmesser 1-5 cm) ein, welches winkeldiskordant auf dem Paläozoikum liegt (s. Abb. 6). Kennzeichnend für die Abfolgen in der Quebrada del Gritón sind Wechsellagerungen von grau-gelben Konglomeraten mit großen Komponenten (Geröll-Durchmesser 20 cm) mit grau-gelben Sandsteinen (s. Profile in Abb. 5). Die einzelnen Horizonte umfassen trogförmige Rinnenfüllungen, die Sandsteinbänke können Schrägschichtung aufweisen. Innerhalb dieser Sandsteine treten drei markante Lutit-Horizonte mit ockergelber Verwitterungskruste auf, die etwa 1-2 m mächtig werden. In dieser Quebrada fallen die Serien mit im Mittel 20° nach Osten ein.

Quebrada Cifuncho (Profile III.1, III.2)

Im Dreieck zwischen Quebrada Cifuncho, Quebrada Buena Esperanza und der Piste zur Mine Las Luces stehen die Serien der Trias-Typlokalität weithin sichtbar und auffällig an (s. Karten-Inset in Abb. 5). Die Basis der Trias in der Quebrada Buena Esperanza bilden violett-rötliche Konglomerate mit einem relativ hohen Anteil an vulkanischem Material neben den üblichen Quarzit- und Schiefer-Komponenten. Ein Kontakt zum Paläozoikum ist nicht aufgeschlossen bzw. ist vermutlich unter den Schottern der Quebrada Buena Esperanza begraben. Abgelöst wird diese basale Serie durch rote Konglomerate, deren Gerölle fast ausschließlich aus Quarziten und Schiefen des Paläozoikums bestehen. Gegen das Hangende treten zunehmend Einschaltungen von roten Sandsteinen auf, die in eine Wechselfolge aus roten und gelben Sandsteinen überleiten. Weiterhin werden die hangenden Abfolgen durch Einschaltungen roter und grauer Konglomerate sowie basischer Lagergänge des ortstypischen jurassischen Vulkanismus und - zunehmend zum Hangenden - von silifizierten Kalken geprägt.

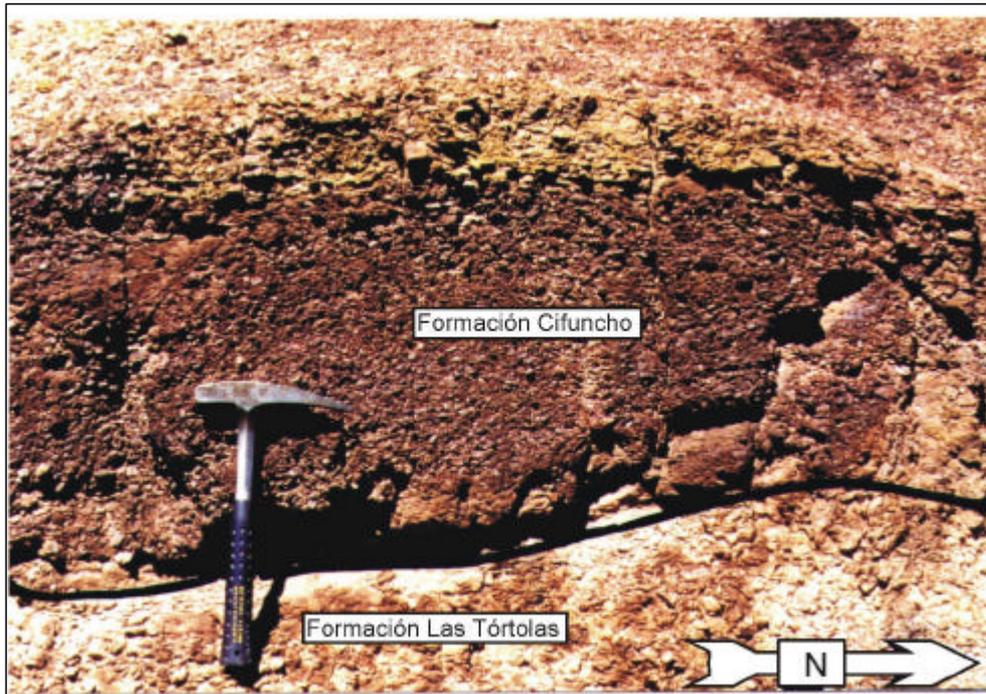


Abb.6 Konkordanter Kontakt zwischen Formación Las Tórtolas (Paläozoikum) und Formación Cifuncho (Trias) in der Quebrada del Gritón



Abb.7 Typlokalität Formación Cifuncho in der Quebrada Buena Esperanza (Cifuncho-Block)
Blick Richtung E auf trogförmige Rinnenfüllungen

Quebrada Tigrillo

Die Trias in der Quebrada Tigrillo ist lediglich in einem schmalen, NNE-SSW-streichenden Streifen aufgeschlossen. Die maximale Ausstrichbreite beträgt nur rund 250 Meter, die Triasabfolge ist hier in einzelnen Hügelketten aufgeschlossen. Im nördlichen Abschnitt im Übergang zur Quebrada Buena Esperanza ist ein Basalkonglomerat aufgeschlossen (KREMPLE 1996), welches winkeldiskordant die paläozoischen Phyllite überlagert. Es folgt eine ca. 130 m mächtige Wechsellagerung von Grauwacken, Areniten und Konglomeraten und vereinzelt auch Kalken. Das Hangende bilden verkieselte Algenlaminite (KREMPLE 1996). Im mittleren Abschnitt der Quebrada Tigrillo folgt über dem Basalkonglomerat eine Wechselfolge mit Konglomeraten, Sand- und Tonsteinen. Zu den Besonderheiten gehören Vorkommen von silifiziertem Holz und teilweise noch komplett erhaltenen Baumstämmen. Das Holz wurde als *Araucaryoxylon* (ZENTILLI 1974) bestimmt. Weiterhin wurden im mittleren Abschnitt der Quebrada Tigrillo bis zu 150 m mächtige, saure Vulkanite, meist Tuffe gefunden (BRANDT 1996).

Etwas nördlich der Wasserstelle Aguada Jacinto Diaz ist der Basalkontakt zwischen der Las-Tórtolas-Formation und der Cifuncho-Formation aufgeschlossen. Die roten Konglomerate sind dort entlang einer N-S-orientierten Störung zu einer Störungsbrekzie deformiert worden; das unmittelbar angrenzende Paläozoikum wurde von dieser Brekziierung nicht betroffen, ist allerdings verfaltet (s. Kap. 3.2.4).

Die Sedimentation der Trias im Arbeitsgebiet setzt in den bearbeiteten Profilen im wesentlichen mit Konglomeraten mit einer geröllgestützten Textur ein. Die Gerölle bestehen aus paläozoischen Phylliten, Quarziten und Vulkaniten. Bemerkenswert ist, daß keine paläozoischen Granite im Spektrum der Komponentenzusammensetzung auftreten. Die Ablagerung dieser basalen Konglomerate erfolgte in einem kontinentalen, fluviodeltatischen Milieu. In den triassischen Serien der Quebrada Buena Esperanza sind W-E-verlaufende, fluviatile Rinnen mit mehreren zehn Metern Breite quer angeschnitten. Im Profil sind im Zentrum solcher Rinnen Konglomerate bzw. konglomeratische Sandsteine abgelagert, aus denen sich lateral sandreiche point-bar-Sedimente entwickeln. Diese point-bar-Sedimente (s. Abb. 7, S. 25) fächern gegen den Rinnenrand in einzelne, dm-mächtige Sandsteinbänke auf. Die Hangendablagerungen solcher point-bar-Sedimente bilden rote bis dunkelgrüne Silt- und Tonsteine. Zwischengeschaltet sind immer wieder debris-flow-Ablagerungen, mit einem bimodalen komponentengestützten Gefüge. Auffallend an diesen Abfolgen ist, daß sie sich kaum gegenseitig aufarbeiten, sondern aufeinander folgend abgelagert werden. Dies gibt einen Hinweis auf erhebliche Subsidenzraten in der Trias, die mehr Akkomodationsraum geschaffen haben, als Sediment nachgeliefert wurde.

Auch Vulkanite meist tuffitischer Ausbildung können als Einschaltungen in den triassischen Serien auftreten. Über der konglomeratischen Basis entwickelt sich die Trias in allen Aufschlüssen im Arbeitsgebiet zum Hangenden zu feinkörnigeren Sedimenten, zeigt also einen großmaßstäblichen "fining-upward-cycle". Im Gelände zeigt sich dies an einem Übergang von Konglomeraten in zunächst kontinentale, später marine Sandsteine. Die Sandsteine weisen mit Schräg- und Rippelschichtung einen fluviatil-deltaischen Faziesbereich nach. Auch in den Sandstein-Abfolgen finden sich immer wieder Einschaltungen von sauren Tuffen. Das Hangende der Trias bilden feinkörnige, hellbeige und gut sortierte Sandsteine mit Rippelschichtung. Diese Sandsteine zeigen bereits ein randlich marines Milieu an und bilden damit ein fazielles Bindeglied zum marinen Jura der Formación Pan de Azúcar an (BEBIOLKA 1994).

Die Ablagerung der triassischen Sedimente geschah in einem tektonisch aktiven, durch stetige Subsidenz gekennzeichneten Becken. Die durch kontinentale Rotsedimente geprägten basalen Serien der Trias machen in allen Teilgebieten etwa 50% der Gesamtmächtigkeit aus. Eine derart homogene Ablagerung von Sedimenten – bei einer angenommenen gleichbleibend hohen Schüttungsrate – setzt demnach eine Kompensation durch eine entsprechende Subsidenz voraus. Der dann in den hangenden Bereichen der Trias zu beobachtende Übergang in fluviatil-deltaische Sedimentation und im weiteren in marine Serien zeigt, daß gegen Ende der Trias transgressive Bedingungen einsetzten, also bereits die Subsidenzrate höher war als die Sedimentationsrate.

2.1.3 Formación Pan de Azucar (Hettangium - Sinemurium)

Erstmals für die Küstenkordillere bei Taltal beschrieb DARAPSKY (1900) den sedimentären Jura der Sierra Esmeralda, der bei der ehemaligen Fuhrmannsschenke Posada de los Hidalgo "Fragmente *arieter Ammoniten*" enthalten und sich bis zur Quebrada de la Cachina erstrecken soll. Nachdem GARCIA (1959) die jurassischen Sedimente in der Quebrada Pan de Azucar als gleichnamige Formation definierte, stellte ORTIZ (1960) die Serien von Kalk-, Silt- und Sandsteinen bei der Quebrada Posada de los tres Hidalgos (genaue Lokalität nicht mehr zu ermitteln) zu jener Formation. NARANJO (1978) definierte dann als Pan-de-Azucar-Formation eine "homogene Sequenz sedimentärer, klastischer, mariner Gesteine, die, Fossilien enthaltend, gut geschichtet sind und in der Quebrada Pan de Azucar nördlich der Sierra Minillas anstehen". ULRIKSEN (1979) stellte dann auch die Serien der Sierra Esmeralda zu dieser Formation. Nach BEBIOLKA et al. (1995) transgrediert im gesamten Abschnitt südlich Taltals das untere Hettangium über die triassischen Serien. Im Zentralbereich des Arbeitsgebietes westlich der Mine Las Luces sind durchgehende Abfolgen bis in das mittlere Untersinemurium vorhanden, darauf folgen mit Schichtlücken Ablagerungen des mittleren Juras, die im Bajocium von der vulkanischen Formación La Negra abgelöst werden. Im Bereich Posada de los Hidalgo werden die Schichtfolgen des Untersinemuriums durch die vulkanoklastischen Ablagerungen der Formación Posada de los Hidalgo überlagert, die im Hangenden Flachwasserkalke führen. Auch hier setzt im Bajocium der La-Negra-Vulkanismus ein.

Analog zur Trias ziehen sich die Aufschlüsse der Pan-de-Azucar-Formation als etwa N-S-streichender Gürtel von der Bahía Isla Blanca über die Quebrada del Gritón, die Quebrada Buena Esperanza und die Quebrada Tigrillo bis zur Sierra Esmeralda hin, letztere wird komplett aus dieser Formation aufgebaut (s. Abb. 8, S. 29). Auch die Lagerungsverhältnisse entsprechen denen der Cifuncho-Formation, das mittlere Einfallen beträgt ca. 28° nach E. Die Pan-de-Azucar-Formation lagert konkordant auf der Cifuncho-Formation. Im Bereich der Quebrada Buena Esperanza, im Gebiet um die ehemalige Posada de los Hidalgo und in der Sierra Esmeralda gab es intensive Faltungen in der Formación Pan de Azucar (s. Kap. 3.6.2).

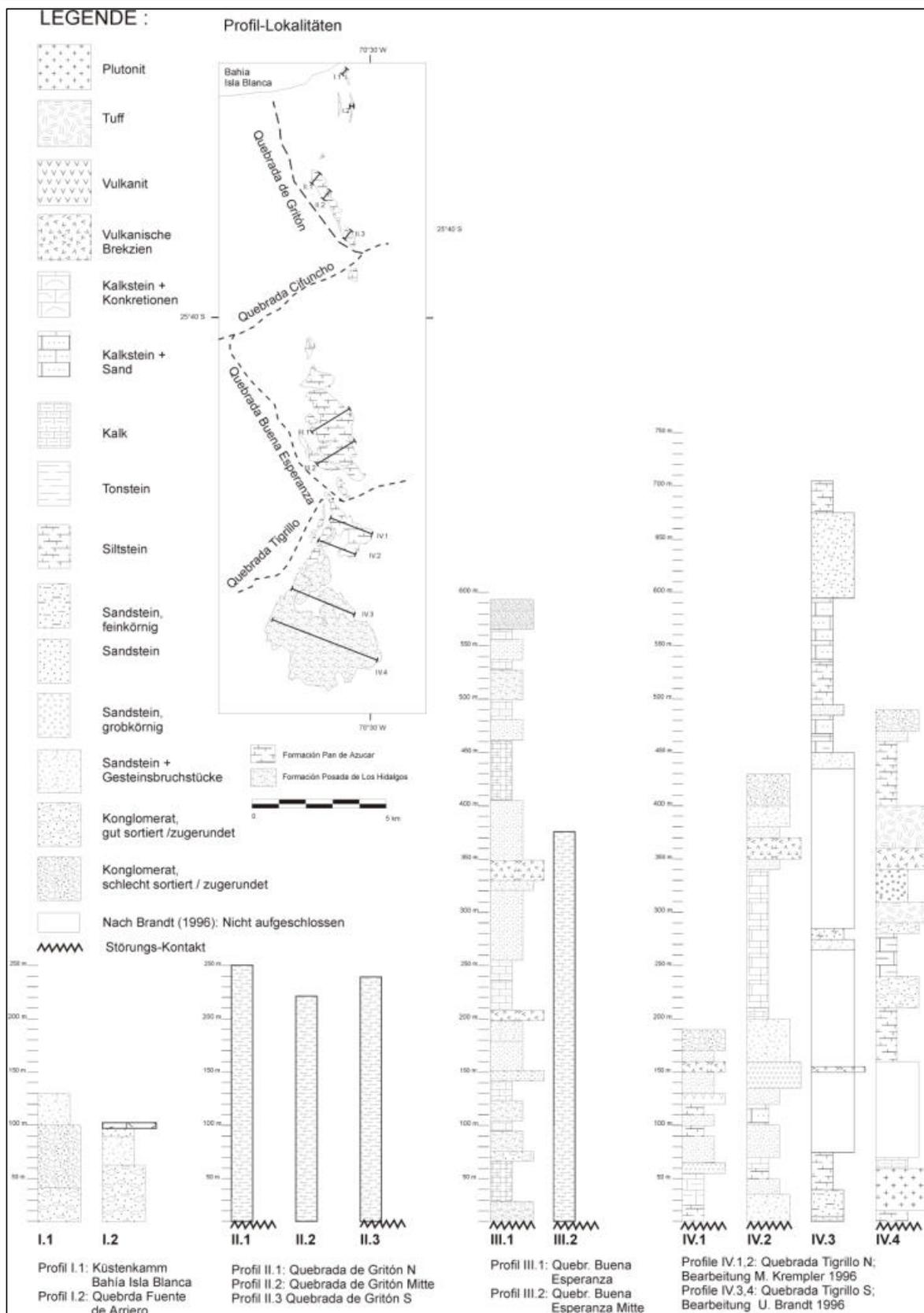


Abb.8 Lithologischer Aufbau der Formación Pan de Azúcar und Posada de los Hidalgo im Cifuncho-Block. Säulenprofile aus den eingezeichneten Profillinien

Cerros / Quebrada del Gritón

Die Formación Pan de Azúcar folgt im Bereich der Cerros de Gritón konkordant auf gelbe Sandsteine über einem zwischen 2 m und 5 m mächtigen triassischen Tuff-Horizont. Die Basis der Formación Pan de Azúcar bilden etwa 5 m mächtige, weiße Feinsandsteine. Zum Hangenden hin folgen Kalksandsteine und reine Kalkbänke in Wechsellagerung. In der Quebrada del Gritón fehlt dieser Tuff-Horizont; das Hangende der Trias bilden wiederum gelbe Feinsandsteine. Die Gesamtmächtigkeit in den Cerros de Gritón übersteigt nicht 150 m, in der Quebrada del Gritón erreicht sie dagegen ca. 250 m.

In den Cerros de Gritón bestehen die basalen Schichten des Jura oft aus grauen, harten Schill-Horizonten. Schnell wechselt die Lithofazies dann in Mittel- bis Feinsandsteine. Diese werden in der Regel durch fossilführende Kalke abgelöst, die häufig große Mengen an Abdrücken von *Arnioceras ceratites* (Leitfossil unteres Sinemurium) aufweisen. In den Cerros de Gritón konnte ein Bruchstück eines erheblich größeren Ammoniten gefunden und der Gattung *Dumortieria* sp. zugeordnet werden.

Quebrada Buena Esperanza

Im nördlichen Abschnitt, im Dreieck zwischen der Quebrada Cifuncho, der Quebrada Buena Esperanza und der Piste zur Mine Las Luces folgen analog zu den Cerros de Gritón marine, helle Feinsandsteine konkordant auf einen triassischen, 10 m mächtigen, weißen Tuff-Horizont. Die marinen Feinsandsteine gehen in Wechselfolgen dolomitischer Sandmergel mit gelben Feinsandsteinen einer hemipelagischer Fazies über. Es folgen etwa 10 m grüne Mergel, die von ca. 30 m mächtigen, dunkelgrauen Mergeln abgelöst werden. Diese dunkelgrauen Mergel enthalten eine marine Fauna mit einfachberippten Ammonoideen, Gryphaeen und Terebrateln des Hettangiums oder Sinemuriums. Über diesen Mergeln lagert ein erster andesitischer Vulkanit-Horizont, ca. 20 m mächtig. Nach diesen Vulkaniten folgen etwa 5 m Kalke mit organischen Karbonatpartikeln. Der nun folgende mittlere Abschnitt des Profils besteht aus einer ca. 40-50 m mächtigen Wechsellagerung aus grauroten Feinsandsteinen mit roten Siltsteinen. Die Serien fallen durch ihre gute Bankung sowie horizontale Schichtflächen ohne Strukturen auf. Abgelöst wird diese Abfolge durch rote, konglomeratische Sandsteine, die Siltstein- und Vulkanit-Gerölle (wahrscheinlich Aufarbeitungsprodukte des vorgenannten Vulkanit-Horizontes) führen. Diese Rotsedimente sind deutlich schräggeschichtet und deuten auf ein fluviatiles Milieu.

Der darüber liegende zweite Vulkanit zeigt wieder stratiforme Texturen und ist etwa 10-20 m mächtig. Abgelöst wird er von bunten Mergeln, etwa 50 m mächtig, mit roten, dunkelgrünen und gelblichen Gesteinsfarben. Darüber folgt ein dritter Vulkanit-Horizont, der ebenfalls als Andesit eingestuft werden kann. Mit diesen Vulkaniten beginnt die La-Negra-Formation (s. Kap. 2.1.5).

Die Ausnahme ist ein braun-gelbliches Konglomerat mit kleinen, gut zugrundeten Komponenten triassischer Gesteine, im zentralen Bereich der Quebrada Buena Esperanza.

Quebrada Tigrillo

Im nördlichen Abschnitt der Quebrada Tigrillo am Übergang in die Quebrada Buena Esperanza beginnt der Jura mit mittelkörnigen Sandsteinen, Grauwacken und Konglomeraten (KREMPLE 1996), im mittleren Abschnitt dagegen mit Kalksandsteinbänken, die rundliche Konkretionen aufweisen (BRANDT 1996). In beiden Abschnitten folgen kalkige oder auch sandige Sequenzen in unterschiedlichen Anteilen. Die Mächtigkeiten betragen zwischen ca. 250 und 400 Metern.

Im Basis-Konglomerat in der Quebrada Buena Esperanza sind aufgearbeitete, triassische Gerölle zu erkennen. Die gut zugerundeten Gerölle erreichen Durchmesser von 10 bis 50 mm und bestehen aus Quarziten, Areniten, und - seltener - aus paläozoischen, rekristallisierten Quarziten. Alle Gerölle sind von Calcit-Säumen umgeben, die zusammen mit Eisen-Konkretionen und Siderit die Matrix der jurassischen Basiskonglomerate bilden. Zum Hangenden nehmen die Korngröße und der Rundungsgrad der Gerölle ab. Die Sandsteine sind karbonatisch zementiert. Dünne Calcit-Äderchen sind ebenfalls zu beobachten. Der Mineralbestand unterscheidet sich nicht wesentlich von den triassischen Sandsteinen; zumeist werden arkosische Sandsteine gefunden.

Insgesamt kann im Unter-Jura des Arbeitsgebietes eine kontinuierliche Entwicklung vom fluviatilen Milieu der Trias über ein marines Flachwasserstadium in ein hemipelagisches Milieu verfolgt werden. Die Sedimente in diesem Absenkungsraum bestehen aus gut differenzierten, marinen Feinklastika, die eine extrem hohe Sedimentationsrate anzeigen. Nach einem Tiefwasserstadium (etwa in der Profilmittte aufgeschlossen) ändert sich das Milieu wieder zu flachmarinen Verhältnissen, was durch die Wechselfolgen grauer und grüner Mergel angezeigt wird, die lagunäre bis randlich marine Verhältnisse anzeigen. Noch in diesem marinen Milieu kommt es zur Extrusion erster andesitischer Laven, die durch intertidale Karbonate abgedeckt werden. Die darauffolgenden roten Pelite und Feinsandsteine kamen wahrscheinlich in einem meernahen Playasee oder einer Bucht zum Absatz.

Die wechselnden Faziesverhältnisse im unteren Jura deuten wiederum auf ein tektonisch aktives Umfeld hin, in welchem sowohl transgressive wie regressive Bedingungen herrschten. Ein Ausdruck tektonischer Bewegungen im unteren Jura sind auch synsedimentäre Rutschungsstrukturen, die im südlichen Bereich der Quebrada Buena Esperanza belegt sind (KREMPLE 1996).

Inkohlungsuntersuchungen an den Sedimenten der Formación Pan de Azucar an Proben aus der Quebrada Tigrillo ergaben Temperaturen zwischen 170°C (Probe I-17 II) und 220°C (Probe 1-6 I). Dies sind Eckwerte für die maximalen Temperaturen, denen die Sedimente infolge ihrer Versenkung in einem triassisch-jurassischen Sedimentbecken ausgesetzt waren.

Bei einem relativ hohen thermischen Gradienten von etwa 50°C/km, der einem aktiven magmatischen Bogen zugrundegelegt werden kann, erreichten diese Sedimente eine Versenkungstiefe von nicht mehr als etwa 3-4 km.

Die Formación Pan de Azucar bildet in der heutigen Küstenkordillere Nordchiles das Liegende der La-Negra-Formation. Nur im Arbeitsgebiet bei Taltal existiert mit der Formación Posada de los Hidalgo eine weitere, nahezu gleichaltrige Formation, die im Gebiet zwischen der ehemaligen Posada und Las Bombas die Formación Pan de Azucar ersetzt.

2.1.4 Formación Posada de los Hidalgo (Hettangium - Sinemurium)

Die Formación Posada de los Hidalgo wurde nachträglich aus der Pan-de-Azucar-Formation ausgegliedert. Erstmals erwähnte ORTIZ (1960) bei der "Posada-Hidalgos-Rinne" (offenbar an der heutigen Piste B-940 nach Las Bombas) eine von der Pan-de-Azucar-Formation abweichende Sequenz. GARCIA (1967) definierte als "Formación Posada de los tres Hidalgo" eine vulkaniklastische Sequenz mit Einschaltungen von Feldspat-Areniten, fossilführenden Kalken und andesitischen Vulkaniten. NARANJO (1978) beschrieb den partiell diskordanten Kontakt zur Pan-de-Azucar-Formation, welche bis in das untere Sinemurium reicht. NARANJO & PUIG (1984) paßten den Formationsnamen der heutigen Lokalität "Posada de los Hidalgo" an. Nach NARANJO & PUIG (1984) bleibt die Formación Posada de los Hidalgo auf das Untersinemurium beschränkt, nach BEBIOLKA et al. (1995) kann sie bis in das Bajocium reichen. Nach Angaben von BEBIOLKA (1995) folgt die Formación Posada de los Hidalgo mit ihren vulkaniklastischen Ablagerungen auf das mittlere Untersinemurium (*Semicostatum*-Zone) der Formación Pan de Azucar, die sonst bis in das Bajocium reicht. Die Formación Posada de los Hidalgo fehlt in den jurassischen Abfolgen der Quebrada del Gritón und der Quebrada Buena Esperanza westlich der Mine Las Luces, ohne daß jedoch ein Hiatus zu erkennen ist. Im Küstenbereich zwischen dem Cerro Blanco und der Mündung der Quebrada del Bronce ist sie wahrscheinlich vorhanden, die genaue Einstufung ist jedoch noch unsicher (pers. comm. BEBIOLKA).

Die Formación Posada de los Hidalgo ist in Nordchile auf das Arbeitsgebiet bei Taltal beschränkt. Sie überlagert dort erosionsdiskordant (belegt durch Xenolithe von Sandsteinen der Formación Pan de Azucar in den basalen vulkanischen Brekzien; KREMPLE 1996) die Formación Pan de Azucar zwischen der Quebrada Tigrillo und dem Abzweig von der Quebrada Tigrillo nach Las Bombas und erstreckt sich bis zur Quebrada de la Cachina (BRANDT 1996, KREMPLE 1996). In den nördlich gelegenen Gebieten mit marinem Jura ist die Formación Posada de los Hidalgo nicht vertreten. Im Südosten des mittleren Abschnitts der Quebrada Tigrillo wurde ein tektonischer Kontakt zwischen den beiden Formationen gefunden (BRANDT 1996).

Die Formación Posada de los Hidalgo kann grob in drei Abschnitte untergliedert werden: Die Basis bilden entweder vulkanische Brekzien mit Fragmenten von Laven, Tuffen und kalkigen Sandsteinen (KREMPLE 1996, s. Abb. 6, S. 25) oder aber eine "Übergangszone" mit wechsellagernden Sandsteinen, Tuffen, Laven und Konglomeraten (BRANDT 1996). Der größte Teil der Formación Posada de los Hidalgo in der Quebrada Tigrillo wird von graublau bis braunen vulkanischen Brekzien eingenommen. Die unsortierten und kaum zugerundeten Fragmente bestehen teils aus älteren Brekzien, teils aus Vulkaniten und Tuffen sowie kalkigen Sandsteinen und seltenen Kalken. Die Matrix ist aus andesitischen Tuffen aufgebaut. Eingeschaltet in diese vulkanischen Brekzien sind marine Horizonte mit einer mitteljurasischen Flachwasserfauna (BEBIOLKA et al. 1995). Im Nordabschnitt der Quebrada Tigrillo ist ein kleines Becken entwickelt (KREMPLE 1996). Das Hangende bildet eine Wechsellagerung von Sandsteinen, Tuffen, Laven und Konglomeraten. Darüber folgen die Laven der Formación La Negra.

Das Bild der Formación Posada de los Hidalgo in der Quebrada Buena Esperanza wird durch eine Wechsellagerung von vulkanischen Brekzien und marinen Sedimenten bestimmt. Über dem Liegendkontakt zur Pan-de-Azucar-Formation mit einem aus vulkanischem und sedimentärem Material bestehenden Basiskonglomerat treten Sandstein- und Mergelbänke auf. In Richtung auf die La-Negra-Formation wechselt die Grundfarbe in violett-grünlich, und es kommen vermehrt Brekzien von Vulkaniten und Sedimenten vor, in denen Teile der Formación Posada de los Hidalgo selbst aufgearbeitet wurden. In den Dünnschliffen des Basiskonglomerats bilden meist noch sehr eckige Sand- und Kalkstein-Fragmente der Formación Pan de Azucar den Hauptanteil. Daneben treten noch einzelne Quarz- und Feldspat-Körner auf. Die Matrix besteht aus Quarz- und Plagioklas-Körnern sowie sehr feinkörnigem, bereits chloritisiertem Material. Darüber hinaus ist sekundär entstandener Calcit als Zwickelfüllung zu beobachten. Die vulkanischen Brekzien bestehen in der Regel aus einer tuffitischen, chloritisierten Matrix und verschiedensten Bruchstücken, u. a. von Laven.

Die chloritisierte Matrix deutet auf "low-grade"-Metamorphose-Bedingungen. In der Nähe zum Basalkontakt halten sich sedimentäre und vulkanische Fragmente in etwa die Waage, zum Hangenden nehmen die sedimentären jedoch stark ab. Die unsortierten und sehr eckigen Bruchstücke erreichen zwischen 1 und 5 cm Durchmesser. Teilweise zeigen sie ausgefrante oder zackige Ränder. Die sedimentären Klasten entsprechen denen des Basiskonglomerats, dagegen bestehen die vulkanischen Fragmente aus Tuffen, Laven und Vulkaniklastiten. Die vergleichsweise unreinen Kalke der Formation Posada de los Hidalgo sind durch eine dichte, calcitische Matrix gekennzeichnet. Die Verunreinigungen bestehen aus Quarz- und Feldspat-Aggregaten und Siderit-Einlagerungen. Vorhandene Bioklasten bestehen aus Muschel- und Ammoniten-Schalenresten. In Richtung des Kontaktes zur Formación La Negra nehmen die Quarz- und auch Feldspat-Anteile wieder zu, die der Bioklasten wiederum ab.

Die Formación Posada de los Hidalgo vertritt im Gebiet zwischen der Quebrada Tigrillo und der Quebrada de la Cachina das untere marine Sinemurium der Formación Pan de Azucar. Das Liegende bilden marine Sedimente der Formación Pan de Azucar, im Hangenden stehen vulkanogene Brekzien mit liassischen Xenolithen sowie darüber rote Sandsteine an. Ob diese roten Sandsteine bereits dem Bajocium zugerechnet werden können ist nach BEBIOLKA (1995) aufgrund fehlender biostratigraphischer Kontrolle unsicher. Nach SUAREZ und BELL (1991) wird der Ablagerungsraum als "vulkanisches Fächerdelta" beschrieben.

2.1.5 Formación La Negra (Toarcium - Bathonium)

Eine der markantesten Formationen der Küstenkordillere Chiles wurde bereits von DARWIN (1876) als "Porphyrit-Formation" beschrieben. Bei dieser Bezeichnung beließen es auch nachfolgende Forscher. Die vulkanischen Gesteine wurden als "Porphyr" nach PHILIPPI (1860) oder "porphyrische Andesite" nach DARAPSKY (1900) erkannt. Als Formación La Negra (nach der Typlokalität 3 km südöstlich von Antofagasta) wurde die gesamte vulkanische Sequenz detailliert durch GARCIA (1967) definiert, als andesitische Laven mit Brekzien und Einschaltungen roter Arenite. Die Vulkanite, als tabulare Lavaflüsse von etwa 10-20 m Dicke, erreichen in der Küstenkordillere mittlere Mächtigkeiten von ca. 5.000 m, teilweise werden - z. B. südlich von Antofagasta - bis zu 10.000 m erreicht (BUCHELT & TELLEZ 1988). Im Gebiet von Taltal kommen nach NARANJO & PUIG (1984) noch Einschaltungen mariner, fossilführender Sedimente hinzu. Stratigraphisch ist der zeitliche Umfang der Formación La Negra durch Ammoniten in kalkigen Einschaltungen in den Laven bis in das Kimmerigde sicher bestimmt (BOBENRIETH 1980, NARANJO & PUIG 1984). ROGERS (1985) konnte an andesitischem Probenmaterial aus der Gegend von Arica (ca. 22°S) ein $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Gesamtgesteins-Alter von 186 ± 14 Ma ermitteln.

Die Formación La Negra erstreckt sich innerhalb des Cifuncho-Blocks in N-S-Richtung über das gesamte Arbeitsgebiet, von der Punta de Taltal in einem sich auf ca. 30 km verbreiternden Streifen an der Quebrada Cifuncho bis zur Quebrada de la Cachina. Im Arbeitsgebiet sind östlich der Atacama-Störungszone (innerhalb des Pingo-Blocks) keine eindeutig identifizierbaren La-Negra-Vulkanite gefunden worden.

Die Formación La Negra lagert in den Cerros de Gritón, der Quebrada del Gritón und der Quebrada Buena Esperanza konkordant auf den Pan-de-Azucar-Sedimenten aus dem Bajocium (s. Abb. 9, S. 36). Im Bereich der Quebrada Tigrillo bis Las Bombas lagert die Formación La Negra auf den Vulkaniten der zwischen Sinemurium und Bajocium abgelagerten Formación Posada de los Hidalgo (BRANDT 1996, KREMPLE 1996). Teilweise sind diese Kontakte später tektonisch überprägt worden. Im Hangenden wird die La-Negra-Formation durch die Aeropuerto-Formation (s. auch Kap. 2.1.6) abgelöst, jedoch ist die Abgrenzung beider voneinander noch umstritten. Der mögliche Kontakt ist durch die Atacama- und Taltal-Störung stark tektonisch überprägt. An der Punta de Taltal sind in die Formación La Negra Kalke eingeschaltet. Die in den paläozoischen Komplexen und mesozoischen Sedimenten vorhandenen markanten vulkanischen Gänge ziehen sich bis in die La-Negra-Vulkanite hinein, sind dort aber aufgrund von strukturell und texturell sehr ähnlich ausgebildeten Laven nicht mehr von diesen zu unterscheiden. Obwohl die Formación La Negra sehr gut aufgeschlossen ist, lassen sich Ablagerungsvorgänge räumlich und zeitlich nur in Teilprofilen erkennen. Kombinierte Profile im Gebiet zwischen der Quebrada Cifuncho und der Quebrada Portozuelo erlauben es aber, die Mächtigkeit der Formación La Negra im Taltal-Gebiet auf etwa 6000 m einzugrenzen. Die Formation La Negra ist im Gegensatz zu den Aufschlüssen in anderen Teilen der Küstenkordillere nach Osten verkippt.

Die Vulkanite der Formación La Negra zeigen eine braun bis hellbraune Verwitterungskruste und sind im Anschlag schwarzbraun gefärbt. Dichte, kompakte Laven wechseln mit stark verwitterten, grusartigen Partien. Das Texturspektrum der Laven reicht von sehr dichten, dunkelbraunen Vulkaniten mit kaum sichtbaren Einsprenglingen bis hin zu hellbraunen Okoiten mit cm-großen Plagioklasen und nur noch geringem Matrix-Anteil. Entsprechend der Variationsbreite in den Aufschlüssen sind auch die Mikrogefüge sehr variabel. Vorherrschend sind trachytische Gefüge, bei denen einzelne Plagioklase oder auch deren Aggregate in einer feinkristallinen Matrix schwimmen.

Fließgefüge oder Einregelungen sind nur selten zu beobachten. Die Plagioklase in diesem Typ erreichen mittlere Durchmesser von ca. 250 µm und können zonar aufgebaut sein. Die Zusammensetzung der Plagioklase reicht von Oligoklas bis Andesin. Zonar aufgebaute Plagioklase können einen anorthitischen Kern aufweisen.

Die Saussuritisierung ist durchgreifend. Vereinzelt treten Amphibol-(Hornblende)- oder auch Pyroxen-(Augit)-Einsprenglinge auf, die Pyroxene sind oft schon in ein Gemenge aus Chlorit, Biotit und Calcit umgewandelt (uralitisiert). Stark alteriert ist oft auch die Matrix; Chlorit, Biotit und Fe-Minerale sowie Quarz (auch sekundär) sind vorhanden.

Intersertale Gefüge stellen den zweiten, wesentlichen Phänotypus der Andesite. Die tafeligen Plagioklase in der Matrix erreichen 150 µm bis 250 µm in der Längsachse; daneben treten wesentlich größere Plagioklas-Einsprenglinge mit einem Durchmesser bis zu 700 µm auf. Die Anorthit-Gehalte bei diesem Typ liegen wiederum bei etwa 50%. Die Saussuritisierung der Plagioklase ist in diesem Phänotypus nicht so ausgeprägt. Die Amphibole sind in diesen Dünnschliffen auf die Matrix beschränkt, an Pyroxenen sind gelegentlich relativ große (Durchmesser 500 µm) Augit-Klasten zu beobachten. Der Erz-Anteil ist höher als in den trachytischen Laven.

Die Zusammensetzung der Plagioklase (An-Gehalte meist <50%) sowie der bei etwa 50% liegende SiO₂-Gehalt definieren die Vulkanite als Andesite.

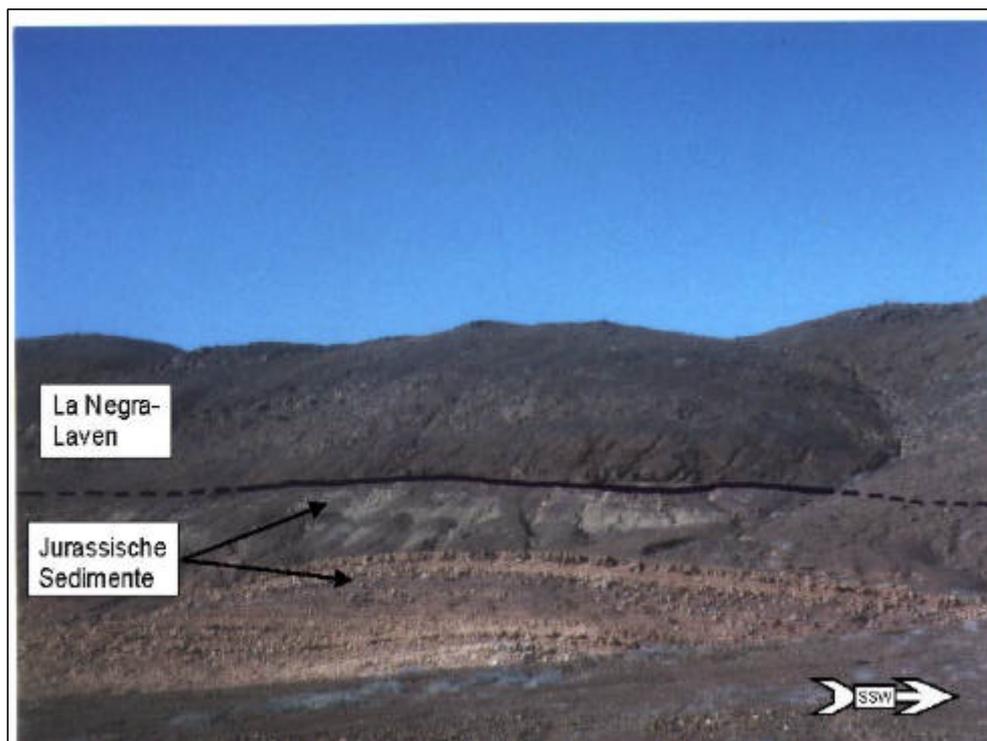


Abb.9 Basis der Formación La Negra im Gebiet von Las Bombas: Der Kontakt ist in der Mitte des Bildes am Übergang von den (hellen) jurassischen Sedimenten in die dunklen Vulkanite zu erkennen - Blick Richtung ESE

2.1.6 Formación Aeropuerto (Unterkreide)

Die Formación Aeropuerto wurde durch ULRIKSEN (1974) zunächst als informelle Einheit eingeführt, die er aufgrund eines Vorkommens von Vulkaniten in den Cerros de Florida (im SE des Blattes Taltal) mit einem wesentlich höheren vulkaniklastischen Anteil gegenüber der La-Negra-Formation in den Serien, sowie Einschaltungen von Sandsteinen und Kalken definierte. Nachdem ULRIKSEN zwei Gruppen unterschied, wurde diese Unterteilung durch NARANJO & PUIG (1984) wieder aufgehoben, die Formation als solche jedoch beibehalten. Nach diesen beiden Autoren ist die Basis der Formación Aeropuerto nicht aufgeschlossen, bzw. der Kontakt zur Formación La Negra ist durch die Atacama-Störungszone überprägt worden. Östlich der Atacama-Störungszone soll die Formación Aeropuerto winkeldiskordant auf der paläozoischen Formación Las Tórtolas lagern (NARANJO & PUIG 1984). Nach der von letztgenannten Autoren publizierten geologischen Karte erstreckt sich die Formación Aeropuerto zwischen der Formación La Negra und der Atacama-Störungszone entlang eines NNW-SSE-streichenden Gürtels von Taltal über die gleichnamige Quebrada und der Landepiste des Aeropuerto Bréas / Taltal nach Süden, der Pampa Pingo und der Pampa Cachina folgend. Östlich der Atacama-Störungszone gibt es im Bereich des Cerro-del-Pingo-Intrusivs lediglich vereinzelte Aufschlüsse. Rund 70 km weiter östlich ist im Bereich nördlich des Abbaugbietes Altamira nochmals ein größeres, zusammenhängendes Areal aufgeschlossen. In der geologischen Karte ist die Formación Aeropuerto als durch diverse Störungen beansprucht eingezeichnet. Dies betrifft im Westen den als NW-SE-streichend eingezeichneten Kontakt zur La-Negra-Formation. Die östlichen Kontaktbereiche im Norden zum Matancilla-Pluton (als Teil der Atacama-Störung) in der Quebrada Taltal zum Paläozoikum (als Teil der Taltal-Störung) und südlich des Flughafens zum Paläozoikum und zum Pingo-Pluton (wiederum als Teil der Atacama-Störungszone) sind ebenfalls mit einer entsprechenden Signatur versehen. Die Zuordnung zur unteren Kreide ergibt sich durch Fossilienfunde in den Vulkaniten auflagernden Kalken von Austern der Gattung *Exogyra* (ULRIKSEN 1973) südlich des Flughafens Taltal und Ammoniten der Gattung *Olcostephanus* (NARANJO 1978).

Die als Formación Aeropuerto definierte Einheit hat im Laufe der Bearbeitung der Serien bei Taltal eine zuvor nicht erkennbare Bedeutung erlangt, da sie die einzige vulkano-sedimentäre Formation ist, die sowohl im Cifuncho-Block wie auch im Pingo-Block abgelagert wurde. Sie repräsentiert damit ein Bindeglied zwischen der triassisch-jurassischen Beckenentwicklung im Cifuncho-Block und der davon offensichtlich abweichenden Entwicklung im Pingo-Block, in welchem vulkano-sedimentäre Einheiten der Trias und des Jura nicht vertreten sind, weil sie entweder nicht abgesetzt oder vor der Ablagerung der Formación Aeropuerto wieder abgetragen wurden.

Die Formación Aeropuerto wie auch die Formación Las Tórtolas stellen die einzigen beiden Formationen des Arbeitsgebietes dar, die sowohl durch die Atacama-Störungszone wie auch durch die Taltal-Störung deformiert wurden. Trotz dieser Bedeutung und der damit verbundenen Problematik ist die Formación Aeropuerto bisher durch andere Autoren nicht weiter bearbeitet worden. Auch im Rahmen dieser Dissertation war eine genauere Bearbeitung nicht vorgesehen. Gleichwohl werden verschiedene Entwicklungsmöglichkeiten diskutiert und es wird ein Interpretationsversuch vorgelegt.

Die Formación Aeropuerto im Cifuncho-Block

Im Cifuncho-Block heben sich die als Formación Aeropuerto bezeichneten Vulkanite im Bereich der Quebrada Taltal vom Erscheinungsbild der La-Negra-Formation (dunkel-hellbraune Verwitterungskruste, tabulare Lavaflüsse, s. Kap. 2.1.5) durch ihre violett-schwarze Färbung und ihre kompakten, rundlich-buckligen Aufschlüsse ab. Teilweise können einzelne Lavaflüsse unterschieden werden. Im Bereich des Flughafens und südlich davon ändert sich der Habitus. Die Farbe wechselt zu grünscharzen Tönen, die Aufschlüsse sind durchgreifend tektonisch brekziiert, Lavenkörper und / oder Schichtung sind nicht mehr erkennbar. Östlich der Quebrada Taltal nimmt der Anteil der Fragmente ab, es finden sich im wesentlichen mittel- bis feinkörnige Pyroklastite, bei denen einzelne pyroklastische Ströme unterschieden werden können, die leicht nach Osten einfallend gelagert sind.

Im westlichen Bereich der Quebrada Taltal, in der Nähe zum vermuteten Kontakt zur Formación La Negra, werden die Gesteine der Formación Aeropuerto aus vulkanischen Brekzien mit einer tuffitischen Matrix aufgebaut. Die La-Negra-Formation etwas westlich des Kontaktbereichs besteht aus kompakten Andesiten mit relativ kleinen Plagioklas-Einsprenglingen (mm-groß). Derartige Gesteine gibt es als Fragmente in den vulkanischen Brekzien der Formación Aeropuerto, jedoch zusammen mit wiederaufgearbeiteten vulkaniklastischen Fragmenten der Formación Aeropuerto, so daß eine eindeutige Zuordnung der Herkunft der Andesit-Fragmente nicht mit letzter Sicherheit möglich ist (s. Abb. 10, S. 39).



Abb.10 Basis der Formación Aeropuerto im Cifuncho-Block westlich der Quebrada Taltal
Die vulkanische Brekzie der Formación Aeropuerto führt Gerölle der Formación La Negra



Abb.11 Marine Serien der Formación Aeropuerto an der Mina Unión im Cifuncho-Block
Blick auf den Abbau und die hangenden Abschnitte Richtung E

Im Bereich des Flughafens sowie südlich davon bestehen die Vulkanite der Formación Aeropuerto innerhalb des Cifuncho-Blocks aus basaltischen Andesiten. Diese sind teils durch die Taltal-Störung (s. Kap. 3.5, S. 78), teils durch die Atacama-Störungszone (s. Kap. 3.1, S. 58) intensiv tektonisch beansprucht worden. Der Grad der Beanspruchung reicht von tektonischer Brekziierung bis zur Mylonitisierung. Die Vulkanite sind feinkörnig dicht mit sehr kleinen Plagioklas-Einsprenglingen und im wesentlichen von schwarzbrauner Farbe. Es können Areale mit einer intensiven Chloritisierung unterschieden werden, die dann eine Grünfärbung zeigen.

Bei $25^{\circ}35'580''\text{S}$ / $70^{\circ}23'110''\text{W}$ ist westlich der Panamericana innerhalb der Formación Aeropuerto ein gut sortierter, rot gefärbter Feinsandstein aufgeschlossen (s. Abb. 12, S. 41). Einzelne, erhaltene Bänke lassen eine nach Süden einfallende Lagerung erkennen. Die gute Sortierung, das Fehlen von fluviatilen Strukturen sowie in Ansätzen erkennbare, große (10m-foresets) Schrägschichtungskörper lassen einen Dünenkörper einer ehemaligen Landoberfläche vermuten. Dieser Sandstein findet sich auch östlich der Atacama-Störungszone (s. unter "Die Formación Aeropuerto" im Pingo-Block) und bietet so eine Korrelationsmöglichkeit über die Atacama-Störungszone hinweg (s. Abb. 12, S. 41).

Östlich der Panamericana (Mina Unión) erhebt sich, ca. 80 m über die Pampaebene aufragend, ein Aufschluß kretazischer mariner Sedimente (s. Abb. 14, S. 39). Es handelt sich um eine Wechsellagerung von Kalken, Dolomiten, Kalk-Mergeln und siliziklastischen Sedimenten mit Einschaltungen von Tuffen und Schill-Lagen. Die Kalke werden teilweise durch Hartgründe abgeschlossen, auf denen Kolonien von Austern der Gattung *Exogyra* zu finden sind. Der Aufschluß kann in einen Hauptaufschluß und einige kleinere, nach Süden anschließende Nebenaufschlüsse gegliedert werden. Die Sedimente des Hauptaufschlusses sind zu einer Synklinale, die Sedimente der Nebenaufschlüsse dagegen zu Antiklinalen verfaltet (s. auch Kap. 3.6.4). Ein Kontakt zu den Aeropuerto-Vulkaniten ist nicht aufgeschlossen. Im Faltenscharnier der Antiklinalen sind Konglomerate zu finden. Die Gerölle sind sehr gut zugerundet und bestehen aus Andesiten, wahrscheinlich denjenigen der Formación Aeropuerto, da sie den Andesiten im Umfeld der Mina Unión gleichen (s. Abb. 13, S. 42). Durch ihren Rundungsgrad und Sphärizität lassen sich die Gerölle als Strandgerölle ansprechen und deuten so auf eine Transgression der Unterkreide-Kalke. Dies steht im Einklang mit den im Hangenden folgenden marinen Serien.

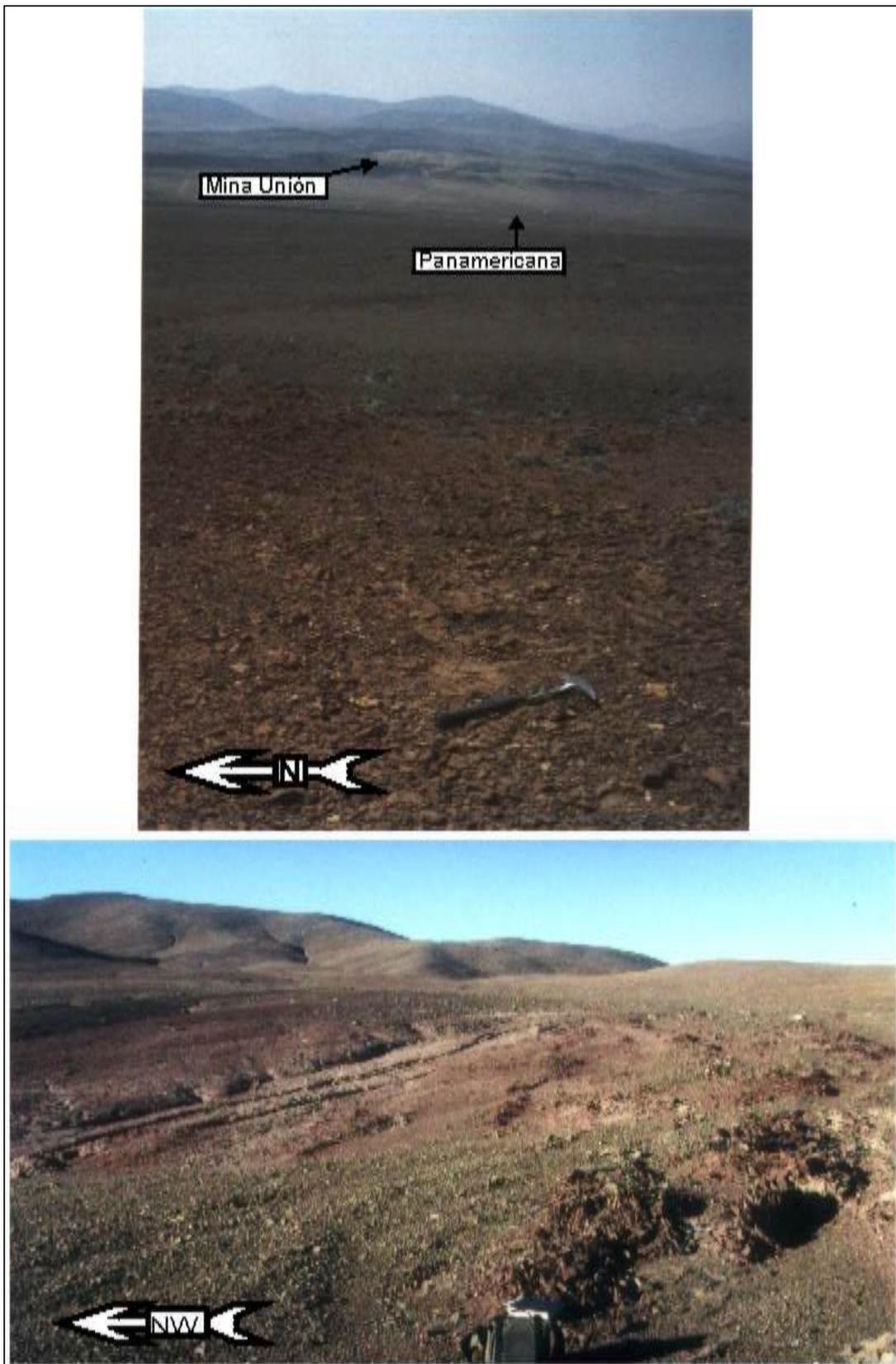


Abb.12 Feinsandstein eines Dünenkörpers innerhalb der Formación Aeropuerto
Oberes Bild: Aufschluß westlich der Atacama-Störungszone, im Cifuncho-Block gelegen, Blick Richtung Ost zur Mina Unión
Unteres Bild: Aufschluß im Pingo-Block, nördlich der Quebrada de la Peineta, Blick Richtung Nordost



Abb.13 Konglomerat in einer Antiklinale südlich der Mina Unión
Die sehr gut zugerundeten Gerölle sind als Strandgerölle und damit als Beleg einer Transgression in der Unterkreide zu werten



Abb.14 Übergangsbereich von der Formación Las Tórtolas zur Formación Aeropuerto im Pingo-Block:
Die hellen Quarzit-Klasten der Formación Las Tórtolas heben sich gut gegen die vulkanische Matrix der Formación Aeropuerto ab.

Die Formación Aeropuerto im Pingo-Block

Die Aufschlüsse der Formación Aeropuerto im bearbeiteten Teil des Pingo-Blocks sind auf vereinzelte Vorkommen verteilt. Nördlich der Quebrada de la Peineta stehen vulkaniklastische Serien an. Analog zu den Serien in der Quebrada Taltal zeigen sie eine violett-schwarze Färbung und eine tuffitische Matrix. Die Fragmente werden jedoch nur untergeordnet aus Vulkaniten gebildet. Den größten Anteil bilden Bruchstücke von gelblich-grauen Quarziten der paläozoischen Formación Las Tórtolas (s. Abb. 14, S. 42). Die wahrscheinlich kretazischen Vulkanite der Formación Aeropuerto lagern hier also erosionsdiskordant auf dem Paläozoikum. Ein direkter Kontakt ist jedoch nicht aufgeschlossen, ebensowenig konnte ein bei NARANJO & PUIG (1984) beschriebener winkeldiskordanter Kontakt gefunden werden. Etwa 300 m südlich der Fundstelle der vulkanischen Brekzien ist ein roter Fein- bis Mittelsandstein eingeschaltet. Er zeigt dieselben Merkmale (Schrägschichtungskörper in dm-Sets, gute Sortierung) wie der westlich der Atacama-Störung aufgeschlossene Sandstein. Südlich der Quebrada de la Peineta ist ein relativ großes Areal mit Aeropuerto-Vulkaniten aufgeschlossen. Die Formación Aeropuerto wird hier aus Basalten bis Andesiten aufgebaut. Das gesamte Areal ist tektonisch brekziiert worden. Laut geologischer Karte soll an der Südseite der Aufschlüsse ein Ausläufer der Taltal-Störung entlangziehen.

In den Dünnschliffen wird der Grund für die teilweise intensive Grünfärbung deutlich. Die Aeropuerto-Vulkanite bestehen aus einer dichten, basaltischen Matrix, die vollständig in ein Gemenge aus Chlorit, Sericit, Zoisit und Hämatit umgewandelt worden ist. Auffallend sind bis zu 300 µm im Durchmesser erreichende große Pyroxen-Körner oder auch Kumulate, die teilweise zu grüner Hornblende umgewandelt sind.

Die Formación Aeropuerto setzt über einer Diskordanz mit einem explosiven Vulkanismus ein. Sowohl im Cifuncho- wie auch im Pingo-Block sind im Bereich der Basis ältere Gesteine als Brekzien in den Vulkaniten zu finden. Im Bereich des Cifuncho-Blocks ist es aufgrund der ähnlichen Lithologie von La-Negra- und Aeropuerto-Formation (beide Serien können die als Fragmente vorliegenden Andesite führen) schwierig, eine genaue Abgrenzung vorzunehmen. Im Pingo-Block dagegen finden sich in den Aeropuerto-Vulkaniten aufgearbeitete Quarzite der paläozoischen Formación Las Tórtolas. Die in der Literatur beschriebenen Einschaltungen von Sandsteinen (die im Arbeitsgebiet durch die Dünensandsteine beiderseits der Atacama-Störungszone belegt sind) lassen ein zunächst terrestrisches Milieu der Ablagerung vermuten. Zumindest im Cifuncho-Block erfolgte später eine Transgression des Kreide-Meeres, wie die Aufschlüsse an der Mina Unión zeigen. Für den Pingo-Block ist eine Transgression nicht belegt.

2.1.7 Gravas de Atacama (Oligozän - Miozän)

Als "Gravas de Atacama" werden nach MORTIMER (1973) polymikte, teils unverfestigte, teils zementierte, schlecht sortierte Schotter definiert. Die als informelle Einheit bezeichneten Sedimente überlagern im Gebiet des Blattes Taltal winkeldiskordant die Ablagerungen der Formación Chile-Alemania und können als Einschaltungen Ignimbrite führen (NARANJO & PUIG 1984). Datierungen an diesen Ignimbriten stellen die Gravas de Atacama in das Oligozän bis Miozän. Entstanden sind die Gravas bei der Einebnung der alttertiären Landoberfläche, die nach MORTIMER in vier Phasen abgelaufen ist. Diese Phasen dokumentieren die Hebung der Küstenkordillere über den Meeresspiegel, wobei die Gravas de Atacama die dritte Phase repräsentieren.

Größere zusammenhängende Ablagerungen, die den Gravas de Atacama zugerechnet werden können, finden sich im Arbeitsgebiet südlich der Quebrada Tigrillo (BRANDT 1996), im Bereich der Quebrada Portezuelo, sowie im Bereich um den Aeropuerto Taltal. Die im allgemeinen mehrere zehn Meter mächtigen Gravas de Atacama bestehen aus polymikten Schottern und bilden im Gelände auffällige Verebnungsflächen, die das alttertiäre Erosionsrelief ausgleichen. Junge Erosionsrinnen schneiden sich in die Gravas ein. Gute Beispiele finden sich direkt westlich der Funkstation am Cero Breadal (s. Abb. 15, S. 45). Auf dem Bild ist gut die plane Oberfläche zu erkennen, die hier durch die rückschreitende Erosion der Quebrada Taltal und den dieses Tal beliefernden Seitenquebradas angeschnitten wird.

Vereinzelte, in der Karte nicht mehr darstellbare Aufschlüsse der Gravas de Atacama wurden im Bereich der Cerros de Gitón und an der Mündung der Quebrada Cifuncho gefunden. Auffallend an diesen beiden Aufschlüssen ist ihre gleiche Höhe von 90 Metern über dem derzeitigen Meeresspiegel sowie ein gleicher Fossilinhalt mit großen Pekten-Muscheln.

2.1.8 Quartäre Ablagerungen

Auf den Gravas de Atacama folgen quartäre Ablagerungen, die im Arbeitsgebiet im wesentlichen aus unverfestigten Schottern schlechter Sortierung bestehen (s. Abb. 16, S. 45). Sie entstehen aus der für die Atacama-Wüste typischen, intensiven physikalischen Verwitterung und können bei entsprechender Morphologie große Schuttfächer ausbilden. An der Oberfläche unverfestigt, kommt es in wenigen Metern Tiefe durch den Aufstieg von salzhaltigen Lösungen zu ersten Zementationserscheinungen. Der Abtransport zum Pazifik erfolgt durch fluviale Umlagerungsprozesse, die jedoch nur während periodischer Starkregenereignisse wirksam werden.

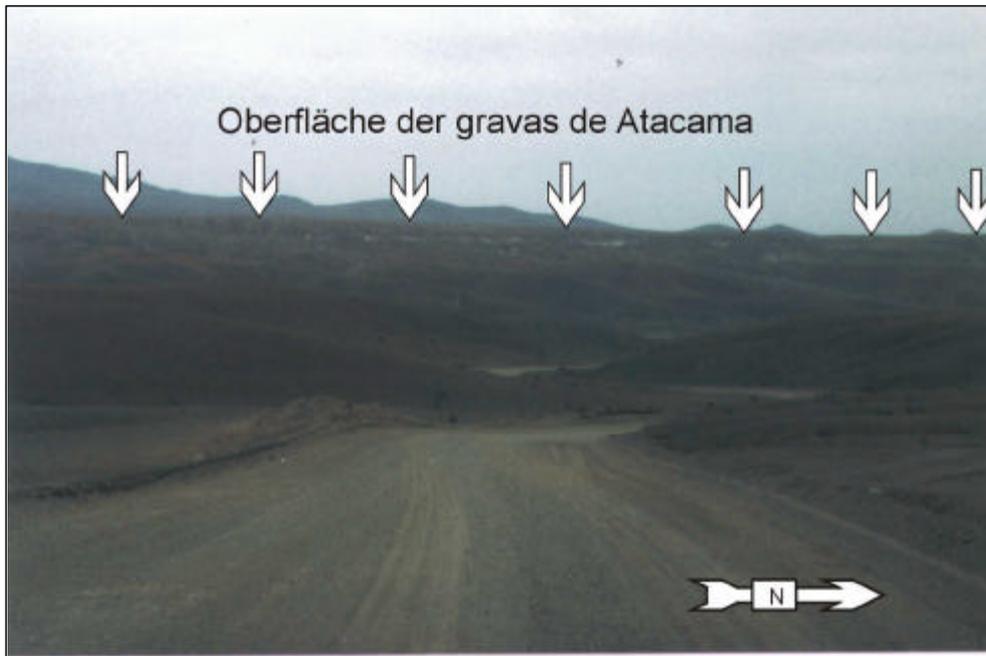


Abb.15 Grávas de Atacama am Aeropuerto Taltal, Blick nach W
Die Grávas de Atacama zeichnen sich durch ihre plane Oberfläche (Pfeile) aus; die Piste ist in die Schotter eingeschnitten



Abb.16 Quartäre Schotter an der Mündung der Quebrada Cifuncho in die Bahía Cifuncho
Blick nach SW

2.2 Plutonische und subvulkanische Intrusionen

2.2.1 Grupo Plutonico Cifuncho (Permo-Karbon)

Die paläozoischen plutonischen Gesteine entlang der Küste zwischen Caldera (27°S) und dem Morro Jorgillo (21° auf der Halbinsel Mejillones bei Antofagasta) und somit auch die Plutonite bei Taltal werden bereits von PISSIS (1875) als "Labradorite" erwähnt. DARAPSKY (1900) beschrieb den zunehmenden Glimmergehalt der Plutone südlich Taltal in der Gegend der Bahía Cifuncho und die daraus resultierende starke Verwitterung mit breiten Schuttfächern. Zu den ersten vorgenommenen Datierungen zählen u. a. Arbeiten von LEVI et al. (1963). Sie erhielten von Zirkonen aus einer Probe eines "Adamellits" aus der Quebrada Cifuncho ein $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 340 ± 40 Ma und von Zirkonen eines Granodiorits vom Cerro Vetado (ca. 150 km südlich der Bahía Cifuncho) ein $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 280 ± 50 Ma. ZENTILLI (1960) gab für eine Probe aus der Bahía Cifuncho (Granodiorit) ein $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -Alter an Biotiten von 273 ± 8 Ma an. ULRIKSEN (1971) definierte den von ihm als Cifuncho-Pluton bezeichneten Küsten-Batholithen bei Taltal als Leukogranit mit Vorkommen von "Biotit-Adamelliten" und erhielt aus einer $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung an Biotiten ein Alter von 259 ± 8 Ma. BERG et al. (1983) gaben ein Alter von 285 ± 17 Ma einer $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Gesamtgesteinsdatierung mit einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial-Verhältnis von 0.7054 an und weisen einen S-type-Chemismus aus.

Der Cifuncho-Pluton, der 50% des Paläozoikums im Cifuncho-Block einnimmt, ist im gesamten Arbeitsgebiet in die Serien der Las-Tórtolas-Formation eingedrungen und hat diese teilweise in größere Schollen zerlegt. Der Granit ist im Arbeitsgebiet weitständig geklüftet und bereits stark verwittert. Wie die paläozoischen Sedimentgesteine wird auch der Cifuncho-Pluton von vulkanischen, oberjurassischen Gängen durchschlagen. Dies ist besonders auffallend in der sog. "Sierra Vetada" nördlich der Quebrada Cifuncho zwischen der Bahía Cifuncho und der Quebrada Tigrillo gelegen. Das Paläozoikum des Pingo-Blocks enthält ebenfalls paläozoische Plutonite, ist jedoch in geringerem Umfang intrudiert als der Cifuncho-Block. Die Aufschlüsse beschränken sich hier auf kleinere "Inseln". Der Anteil des Cifuncho-Plutons am Paläozoikum beträgt hier nur etwa 10% der aufgeschlossenen Fläche.

Der Cifuncho-Pluton präsentiert sich im Gelände als grobkörniges, hell-gelblich-weißes granitisches Gestein. An der Typlokalität, der Bahía Cifuncho, sind weiße Alkali-Feldspäte vorherrschend. Teilweise treten relativ große Einsprenglinge auf. Quarz, ferner Biotite und Hornblenden und seltener Muskovit sind weitere Hauptgemengteile. Kleinere Adern mit Rest-Mobilisaten durchziehen das Gestein. Deren Zusammensetzung variiert zwischen granitisch und granodioritisch. Auffallend ist eine starke Verwitterung des Gesteins. Der Grus bildet z. T. große, quartäre Fächer vor den Granit-Aufschlüssen aus.

In den Dünnschliffen ist gut die körnige Textur des Cifuncho-Plutons zu erkennen. Vorherrschend sind tafelig-eckige Aggregate von Alkali-Feldspäten und Plagioklasen, diese sind durchweg stark sericitisiert. Quarz als zweite Hauptkomponente füllt die Zwischenräume mit unregelmäßig, buchtigen Kristallen aus. Undulöse Auslöschung tritt nicht durchgängig auf. Beide Minerale erreichen mittlere Korndurchmesser von ca. 500-1000 µm. Biotit tritt in filzigen Schuppen auf und ist meist zu Chlorit umgewandelt. Nebenbestandteile sind Hornblenden, Muskovit, Apatit und Titanit, vereinzelt auch Zirkone.

2.2.2 Grupo Plutonico Matancilla (Jura) - Überblick

Bereits von PHILIPPI (1860) als Syenite klassifiziert, werden die jurassischen Intrusive auch von DARAPSKY (1900) unter dieser Bezeichnung belassen. ULRIKSEN (1979) stufte den "Sierra-Esmeralda-Pluton" als Diorit ein. NARANJO & PUIG (1984) gaben der Gruppe unterjurassischer Intrusive den Namen "Matancilla" nach der Typlokalität im Süden ihrer Bearbeitung bei Chañaral. Nach diesen Autoren reicht die Zusammensetzung dieser Plutone von Granodioriten über Tonalite und Monzodiorite bis hin zu Syenograniten.

Die Matancilla-Granitoide stehen im Arbeitsgebiet in fünf verschiedenen Lokationen an. In der Quebrada del Bronce ist der Pluton in die La-Negra-Formation intrudiert und zeigt scharfe Kontakte und eine Vererzungszone mit Eisenerz, Pyrit, Arsenkies und etwas Gold (pers. comm. BOGDANIC). In der Sierra del Loro ist dieselbe Ausbildung wie in der Quebrada del Bronce aufgeschlossen, an den Kontakten zum Paläozoikum jedoch ohne Vererzungen. Östlich der Posada de los Hidalgo bzw. südlich der Mine Las Luces ist ein Plutonit-Stock aufgeschlossen. Im nördlichen Bereich steht er in tektonischem Kontakt zur Pan-de-Azucar-Formation, im Osten zur La-Negra-Formation. Eine Vererzungszone wie in der Quebrada del Bronce gibt es ebenfalls nicht. Die Kontakte nach Westen und Süden sind überschottet. Der Pluton, der die Sierra Esmeralda mitaufbaut, bildet den größten jurassischen Intrusivkomplex im Arbeitsgebiet. Er wird im Norden und Westen von triassischen, im Süden von paläozoischen Einheiten und im Osten von der jurassischen La-Negra-Formation begrenzt. Die Kontakte sind überwiegend scharf und ohne Überprägungen. Die nördlichen Randbereiche dieser Intrusion sind im Zuge der oberjurassischen Verfaltungen der Sedimente der Formación Pan de Azucar spröde deformiert worden.

In der Quebrada Buena Esperanza ist südwestlich der Wasserstelle "Agua de los Mantos" ein bisher nicht bearbeitetes Intrusiv aufgeschlossen, im folgenden "Los-Mantos-Pluton" genannt. Das Aufschlußbild läßt einen lakkolithartigen Intrusivkörper mit fast planer Basis und einem gewölbten Dach erkennen. Der Körper nimmt eine Fläche von 1,5 x 0,5 km ein. Die unterlagernden triassischen Konglomerate zeigen keine Anzeichen kontaktmetamorpher Überprägung. Gesteine aus dem Dachbereich des Intrusivkörpers wurden nicht mehr gefunden.

Das magmatische Gestein ist grau gefärbt; die Korngröße wechselt zwischen sehr fein- und mittelkörnig. Das Gestein erscheint im Anschlag frisch und ist von einer nur dünnen, braunen Verwitterungskruste überzogen. Das Gefüge variiert im Handstücksmaßstab von einem feinkörnig-homogenen Habitus über eine Varietät mit feinkörniger Matrix und Pyroxen-Einsprenglingen bis zu einem mittelkörnigen, eher plutonischen Habitus.

Nordwestlich des Cerro del Pingo ist an der Atacama-Störung eine nur wenige 100 m² umfassende dioritische Intrusion aufgeschlossen, die ebenfalls jurassischen Alters ist (s. Datierungen in Kap. 3.1.3, S. 62) und durch die Bewegungen an der Atacama-Störung überprägt wurde.

In allen vier Lokationen sind unterschiedliche Lithotypen der Matancilla-Gruppe vertreten. Allen gemeinsam ist das relativ frische Aussehen mit einer nur dünnen Verwitterungskruste. Das Spektrum der Zusammensetzung reicht von Dioriten über Quarz-Diorite bis hin zu Granodioriten. Die Gesteine sind meist fein- bis mittelkörnig und zeigen keine Mineral-Einregelungen. Plagioklas und Hornblenden sind immer vertreten, hinzu kommen Quarz, Biotit, und selten auch Pyroxene.

Die Gesteine des Quebrada-del-Bronce-Plutons zeigen einen allotriomorph-körnigen Kornverband granodioritischer Zusammensetzung. Die im Durchschnitt 300 µm großen Plagioklase sind stark saussuritisiert und haben rundlich-buchtige Kornformen. Die tafelig-leistenförmigen Biotite sind fast vollständig zu Chlorit umgewandelt. Vereinzelt auftretende Hornblenden sind bereits durch Verwitterung zersetzt. Quarz ist meist xenomorph und füllt die Zwickel aus und erscheint sehr frisch. An Akzessorien treten Fe-Erze und gelegentlich Apatit auf.

Recht unterschiedlich ist die Textur der Intrusion an der Posada de los Hidalgo. Ein intersertales Gefüge aus Plagioklas-Leisten und tafeligen Hornblenden zeigen Dünnschliffe von der Nordseite (gegenüber den verfalteten Sedimenten der Formación Pan de Azucar). Die einfach verzwilligten Plagioklase sind spröd zerbrochen worden, die Brüche sind teilweise mit Quarz "verheilt". Saussuritisierung hat nicht das gesamte Gestein ergriffen, sondern ist auf bestimmte Gesteinspartien (Inhomogenitäten wie Mikroklüfte o. ä.) beschränkt. Die Amphibole (Hastingsit) zeigen fransige, gezackte Umriss, sehr variable Kornformen und sind relativ frisch. Akzessorisch finden sich kleinere Pyroxene und Hämatit.

Dünnschliffe der Südseite zeigen hypidiomorph-körnige bis filzige Texturen. Plagioklase und Amphibole bleiben die bestimmenden Hauptkomponenten in wechselnden Anteilen. Die Plagioklase sind fast immer stark saussuritisiert. Die Amphibole (im allg. gemeine Hornblende) zeigen wechselnde Formen von hypidiomorph mit buchtigen Rändern bis hin zu fransigen Aggregaten. Quarz und Biotit treten nur untergeordnet auf.

Auch die Gesteine des Sierra-Esmeralda-Plutons weisen ein weites Spektrum an Texturen und Zusammensetzungen auf. Das Gefüge ist im allgemeinen hypidiomorph-körnig bis filzig ausgebildet. Kumulatstrukturen können auftreten. Hauptbestandteile sind Plagioklas, Alkalifeldspäte, Hornblenden, Quarz und Biotit. Myrmekitische Verwachsungen zwischen Alkalifeldspäten und Quarz sind häufig. Die Plagioklase sind in einigen Dünnschliffen saussuritisiert. Die Amphibole sind oft in ein Gemenge aus Biotit und Chlorit umgewandelt. Der Sierra-Esmeralda-Batholith ist etwas saurer als die übrigen Matancilla-Plutonite. Es überwiegen granodioritische Zusammensetzungen.

Die Dünnschliffe des Los-Mantos-Plutons zeigen eine dichte, verfilzte Matrix aus Plagioklas, Pyroxen, Hornblende und Biotit sowie in einigen Proben relativ große (100-200 μm) Einsprenglinge von Hornblende (Hastingsit) und Pyroxen (Augit). Entsprechend den Handstücksvarietäten wechselt die Textur von einer porphyrischen in eine panallotriomorphe. Das Gestein ist stark alteriert, was sich in der durchgreifenden Saussuritisierung der Plagioklase zeigt. Auch die Pyroxene sind teilweise stark uralitisiert; hinzu kommen randliche Umwandlungen in ein Gemenge aus Hämatit, Limonit und Biotit.

Das Schliffbild des unbeanspruchten Diorits an der Atacama-Störungszone zeigt ein klein-körniges, filziges Gefüge mit relativ großen Amphibolen (Durchmesser 300 μm) mit zerfransten Umrissen.

Weiterhin sind Plagioklase und untergeordnet Quarz und Biotit vorhanden. In Richtung auf die Atacama-Störungszone hin ist eine zunehmende Mineraleinregelung und Neubildung zu beobachten. In den Dünnschliffen, die direkt aus dem Deformationsbereich entnommen wurden, ist ein Ultramyonit entwickelt, der zu 90% dynamisch rekristallisiert ist. Dabei hat die Korngröße stark abgenommen, und die Quarz- und Plagioklas-Gehalte sind gegenüber dem Ausgangsgestein erhöht. Auch die Amphibole sind zu kleineren, länglich-tafeligen Aggregaten umkristallisiert. (Detailliertere Beschreibungen der Mylonitisierung werden in Kap. 3.1 gegeben).

2.2.3 Grupo Plutonico Matancilla: Altersverteilung im Arbeitsgebiet

An den verschiedenen Pluton-Körpern der Matancilla-Plutonit-Gruppe im Arbeitsgebiet wurden von diversen Bearbeitern Datierungen vorgenommen (s. folgende Tabelle 3).

BLOCK LOKATION	ALTER	METHODE	AUTOR(EN)
Los-Mantos-Pluton / Quebrada Buena Esperanza	231 ± 35 Ma	⁸⁵ Rb/ ⁸⁷ Sr-WR	KURTH 2000
Tigrillo-Pluton / Punta Ballena	198 ± 4 Ma	⁴⁰ K/ ³⁹ Ar an Bi	NARANJO & PUIG 1984
Cifuncho / Quebrada de la Cachina	188 ± 8 Ma	⁴⁰ K/ ³⁹ Ar an Bi	GELFERT 1997
Tigrillo-Pluton / Caleta Tigrillo	187 ± 6 Ma	⁸⁵ Rb/ ⁸⁷ Sr-WR	DAMM & PICHOWIAK 1981
Cifuncho / Posada de los Hidalgo	172 ± 8 Ma	⁴⁰ K/ ³⁹ Ar an Hbl	KURTH 2000
Pingo / Cerro del Pingo	148 ± 7 Ma	⁴⁰ K/ ³⁹ Ar an Hbl	KURTH 2000
Pingo / Sierra Calvarias	159 ± 3 Ma	⁴⁰ K/ ³⁹ Ar an Bi	NARANJO & PUIG 1984
Sierra Albayay	150 ± 2 Ma	⁸⁵ Rb/ ⁸⁷ Sr-WR	BERG & BREITKREUZ 1983
”	157 ± 3 Ma	⁸⁵ Rb/ ⁸⁷ Sr-WR	BERG & BREITKREUZ 1983
”	159 ± 2 Ma	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb an Zr	BERG & BREITKREUZ 1983

Tabelle 3: Übersicht von Datierungen an Gesteinen der Matancilla-Pluonit-Gruppe

Die durchgeführte $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Gesamtgesteinsanalyse an 7 Proben des "Los-Mantos-Plutons" ergab ein Alter von 231 Ma. mit einem offensichtlich durch den Verwitterungszustand bedingten relativ hohen Fehler von ± 35 Ma, das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial beträgt 0.7031. Der Los-Mantos-Pluton hat daher ein unterjurassisches Alter, was sich mit den Verbandsverhältnissen deckt.

Aus diesen Daten wird deutlich, daß es im Arbeitsgebiet und der näheren Umgebung offensichtlich zwei Generationen jurassischer Granitoide gibt, die in der geologischen Karte (NARANJO & PUIG 1984) als Grupo Plunico Matancilla zusammengefaßt wurden: Die Plutonite innerhalb des Cifuncho-Blocks zeigen unterjurassische Alter, die Plutonite im Pingo-Block und südlich des Arbeitsgebietes bei Chañaral dagegen oberjurassische Alter. Nach SCHEUBER (pers comm.) zeigen sich auch Unterschiede zwischen diesen beiden Gruppen hinsichtlich ihres Chemismus. Die unterjurassischen Plutonite des Cifuncho-Blocks westlich der Las-Luces-Störung könnten als Magmen-Kammern der La-Negra-Formation interpretiert werden, die Pluton östlich davon sind dagegen postvulkanisch. Grupo Plutonico Cerro del Pingo (Unterkreide)

Schon frühere Bearbeiter beschrieben die unterschiedlichsten Lithotypen der Pluton-Gruppe Cerro del Pingo. So erwähnte DARAPSKY (1900) Quarz-Diorite (auch Augit-führend), Hornblende-Diorite, Granodiorite und weitere Gesteine mit höherem SiO_2 -Gehalt. ULRIKSEN (1979) gab den kretazischen Intrusiven den informellen Namen Cerro-del-Pingo-Batholith, der dann von NARANJO & PUIG (1984) zu einer systematischen plutonischen Gruppe zusammengefaßt wurde. ULRIKSEN unterschied im wesentlichen Diorite und Granodiorite, nach NARANJO & PUIG (1984) treten auch Tonalite, Monzodiorite und Granite auf. Die von ULRIKSEN durchgeführten Mineral-Datierungen (überwiegend K-Ar-Datierungen an Hornblenden und Biotiten) ergaben Alter zwischen 124 und 109 Ma. Nach NARANJO & PUIG (1984) existieren drei Maxima der Intrusionstätigkeit bei 120, 116 und 110 Ma.

Die Granitoide der Cerro-del-Pingo-Gruppe nehmen rund 80% der aufgeschlossenen Gesteine im Pingo-Block ein. Ihre westliche Begrenzung bildet die Atacama-Störungszone, an der einige Abschnitte duktil geschert wurden. Die Cerro-del-Pingo-Granitoide intrudieren die Las-Tórtolas-Formation, den Cifuncho-Pluton und die Aeropuerto-Formation und zerlegen diese teilweise zu größeren, isolierten Schollen. Kontaktmetamorphe Überprägungen sind nicht aufgeschlossen, an einigen Aufschlüssen (so am Cerro del Peineta) ist eine durchgreifende Silifizierung des Nebengesteins zu beobachten.

Die Gesteine der Cerro-del- Pingo-Granitoide erscheinen im Arbeitsgebiet überwiegend als weißlich-beigefarbene Granodiorite. Sie sind fein- bis mittelkörnig, wobei die Anteile an Biotit und Hornblende stark wechseln können. Zum Teil treten auch Pyroxen-führende Granodiorite auf. Eine zweite Untergruppe wird durch Diorite gebildet, mit teilweise sehr hohem Hornblende-Anteil. In der Sierra Placeres stehen Turmalin-führende Diorite an, wie z. B. charakteristisch am "Punto del Diablo". In Richtung auf die Atacama-Störungszone zeigen die Granodiorite dieser Formation eine zunehmende Foliation, um schließlich in Mylonite überzugehen. Am Pingo-Massiv sind kleinere Harnisch-Flächen mit einem Epidot-Besatz versehen.

Die Dünnschliffe zeigen meist hypidiomorph-körnige Varietäten von Granodioriten bis hin zu Dioriten. Biotit und Amphibole sind die wesentlichen mafischen Minerale, Plagioklas und Quarz die wesentlichen hellen Gemengteile. Die Biotite sind tafelig bis splitterig-faserig ausgebildet, zwischen 50 µm und 350 µm groß und nur selten in Chlorit umgewandelt. Die Amphibole zeigen sehr unregelmäßige Formen, von tafelig-rautenförmig bis unregelmäßig zerfrant. Umwandlungen bestehen oft in Hämatit-Biotit-Säumen.

Einen Überblick über an verschiedenen Mineralseparaten von Proben der Cerro-del-Pingo-Gruppe durchgeführten Datierungen gibt Tabelle 4.

PROBE	Entfernung von der Atacama-Störung	GESTEIN	METHODE	Mineral	ALTER
Pi 31	ca. 150 m / NW-Bereich	Granodiorit	fission-track	Apatit	90 ± 9 Ma
Pi 31	ca. 150 m / NW-Bereich	Granodiorit	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$	Hornblende	123 ± 3 Ma
Di E 1	ca. 25 m / NW-Bereich	Diorit	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$	Biotit	125 ± 5 Ma
Pi C 1	ca. 50 m / SW-Bereich	Granodiorit	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$	Hornblende	133 ± 5 Ma
Pi C 2	ca. 50 m / SW-Bereich	Granodiorit	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$	Hornblende	136 ± 5 Ma

Tabelle 4: Datierungen granitoider Gesteine (Mineralseparate) des Cerro-del-Pingo-Granodiorits

Die Mineralseparate wurden aus undeformierten Partien des Cerro-del-Pingo-Granodiorits gewonnen und repräsentieren so die Abkühlungsalter der jeweiligen Mineral-/Isotopen-Systeme. Die hier ermittelten Alter sind etwas älter als die bisher von ULRIKSEN (1974) ermittelten Daten für die Cerro-del-Pingo-Gruppe. Das erstmalig für diese Formation bestimmte Apatit-Alter zeigt die Abkühlung unter die 100°-Isotherme um 90 Ma.

PROBE	Entfernung von der Atacama-Störung	GESTEIN	METHODE	Mineral	ALTER
Pz 5	ca. 500 m	Phyllite	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$	Biotit	128 ± 3 Ma
Pz 15	ca. 600 m	Phyllite	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$	Biotit	126 ± 3 Ma
Pz 16	ca. 800 m	Phyllite	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$	Biotit	130 ± 3 Ma
Pz 16	ca. 800 m	Phyllite	fission-track	Apatit	135 ± 9 Ma

Tabelle 5: Datierungen am Nebengestein (Formación Las Tórtolas)

Die quarzführenden Phyllite des Paläozoikums sind durch die Intrusion des Cerro-del-Pingo-Plutons kontaktmetamorph überprägt worden. Unter anderem wurde dabei das K-Ar-System der Biotite zurückgesetzt. Das fission-track-Alter ist offenbar unbeeinflusst geblieben.

2.3 Gänge und Stöcke

2.3.1 Jurassische Lagergänge und Stöcke in der Formación Cifuncho

In die Hangendabfolge der Cifuncho-Formation zwischen der Quebrada Cifuncho und der Quebrada Buena Esperanza sind vier Lagergänge in die bunte Trias eingedrungen (s. Abb. 17, S. 54). Östlich der Piste nach Las Luces ist ein kleinerer Diorit-Stock aufgeschlossen. Die Lagergänge sind nicht an bestimmte Horizonte der triassischen Serien gebunden. Die kleineren Gänge erreichen Meterdicke, der größte Gang ist 3-4 m mächtig. Sie bestehen aus feinkörnigem, mittel- bis dunkelgrauem Diorit und führen mm-große, idiomorphe Hornblende-Einsprenglinge. Die Kontakte zu den umgebenden Sedimenten zeigen weder "chilled margins" (durch Temperaturunterschiede zum kalten Kontaktgestein abgeschreckte, mikrokörnige Randzonen) im Diorit noch kontaktmetamorphe Überprägungen in den Sedimenten.

Während Matrix und Einsprenglinge der Lagergänge einen relativ frischen Eindruck machen, erscheint der kleine Diorit-Stock stärker von der Verwitterung angegriffen; teilweise sind die Hornblenden bereits herausgewittert. Die Dünnschliff-Ansichten sind durch die feinkörnig-filzige dioritische Matrix und einzelne, in dieser Matrix "schwimmende" Hornblenden- und Pyroxen-Einsprenglinge gekennzeichnet. Die feinkörnig-filzige Matrix besteht aus weiteren Hornblenden, aus saussuritisierten Plagioklasen und etwas Quarz.



Abb.17 Lagergang in der Cifuncho-Trias, ca. 1,5 m mächtig, Blick nach SW. Mit einem $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -Hornblende-Alter von maximal 163 Ma setzen diese Lagergänge den frühest-möglichen Zeitpunkt der Verkippung der triassischen Serien

Hämatit und seltener Biotit. Sowohl die Matrix wie auch die Klaster sind bereits alteriert. Die tafeligen Hastingsit-Xenokristen erreichen bis zu 150 μm in der Längs- und etwa 50 μm in der Quererstreckung und sind lediglich randlich zu Hämatit und Biotit umgewandelt.

Diese Lagergänge wurden mit in die Faltung der Cifuncho-Trias (s. Kap. 3.6.2, S. 86) einbezogen, sind also prädeformativ in die Serien eingedrungen und setzen somit eine wichtige Zeitmarke. Dementsprechend wurden die Hornblenden dieser Lagergänge mittels der $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -Methode datiert. Sie ergaben folgende Alter (s. Tabelle 6):

PROBE	LOKATION	GESTEIN	METHODE	ALTER
4/9/94 - 3	Bunte Trias	Hbl-Diorit	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ an Hornblende	164 \pm 6 Ma
Hbl Di 2	Bunte Trias	Hbl-Diorit	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ an Hornblende	154 \pm 6 Ma
Hbl Di 4	Bunte Trias	Hbl-Diorit	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ an Hornblende	163 \pm 6 Ma
Hbl Di 5	Bunte Trias	Hbl-Diorit	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ an Hornblende	131 \pm 5 Ma
SILL	Bunte Trias	Hbl-Diorit	$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ an Hornblende	155 \pm 5 Ma

Tabelle 6: Datierungen jurassischer Lagergänge

Aufgrund ihres Alters sind die Lagergänge eher in die Phase des oberjurassischen Plutonismus als zur Formación La Negra zu stellen, die ja Alter um 186 Ma (ROGERS 1985) aufweist.

2.3.2 Jurassische dykes

Das Paläozoikum und das sedimentäre Mesozoikum des Cifuncho-Blocks werden von zahlreichen vulkanischen Gängen, eine Gruppe NE-SW-streichend orientiert, die anderen NW-SE-streichend durchzogen. Sowohl die NE- wie die NW-streichenden Gänge stehen saiger und durchschlagen alle Strukturen sowohl der paläozoischen wie auch der mesozoischen, sedimentären Einheiten. Beide Generationen bestehen aus basaltischen Andesiten. Das Gefüge ist sehr variabel, es kommen sowohl feinkörnig dichte Varianten wie auch ophitische Varietäten vor. Die NE-streichenden Gänge werden durch die NW-streichenden geschnitten, so daß die ersteren die ältere Generation repräsentieren. An einigen Stellen wurden die NE-Gänge durch Bewegungen entlang der NW-Gänge versetzt (pers. comm. SCHEUBER). Die jüngere Generation wurde durch SCHEUBER (1994) auf 147 Ma ($^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -Methode an Hornblenden) datiert.

Zwischen den beiden Gang-Generationen bestehen petrographisch keine Unterschiede. Im Aufschluß zeigen die Gänge ein feinkörnig-dichtes Gefüge, selten mit Plagioklas-Einsprenglingen. Größe und Anteil der Plagioklas-Einsprenglinge sind, wo vorhanden, variabel. Ophitische Varietäten kommen nicht vor. Auch der Verwitterungsgrad ist Schwankungen unterworfen und nicht auf die Ganggeneration bezogen. Das Gefüge der Vulkanit-Gänge wird durch ein sperriges Plagioklas-Gefüge geprägt. Die Hornblenden sind kleiner als die Plagioklase und nadel-leistenförmig gestreckt.