

4 ENTWICKLUNG

Die Küstenkordillere ist bei Taltal aus einem Ensemble von Krustenblöcken mit einem individuellen Strukturinventar aufgebaut. Diese Krustenblöcke werden durch Störungen unterschiedlicher Ausbildung und Intensität voneinander getrennt.

Anhand der bisher vorgestellten, neuen strukturgeologischen, petrologischen und geochronologischen Daten wird im folgenden Teil die Entwicklung dieses Ensembles modellhaft nachgezeichnet.

4.1 Präandine Entwicklung

4.1.1 Paläozoikum im Cifuncho- und Pingo-Block

Jungpaläozoische Sedimente und Magmatite sind mit den sedimentären Formationen Las Tórtolas und El Toco und den Plutonen der Cifuncho-Gruppe in der Küstenkordillere Nordchiles vertreten (s. Abb. 45). Die Formación Las Tórtolas repräsentiert "low density"-Turbidite einer distalen Fazies und die Formación El Toco "high density"-Turbidite einer proximalen Fazies. Beide Formationen wurden in demselben, etwa N-S-orientierten Sedimentbecken abgelagert; die Schüttungen erfolgten überwiegend vom Hochgebiet des "Arco Puneño" aus Ost und wurden innerhalb des Beckens von Nord nach Süd transportiert (BAHLBURG 1987b).

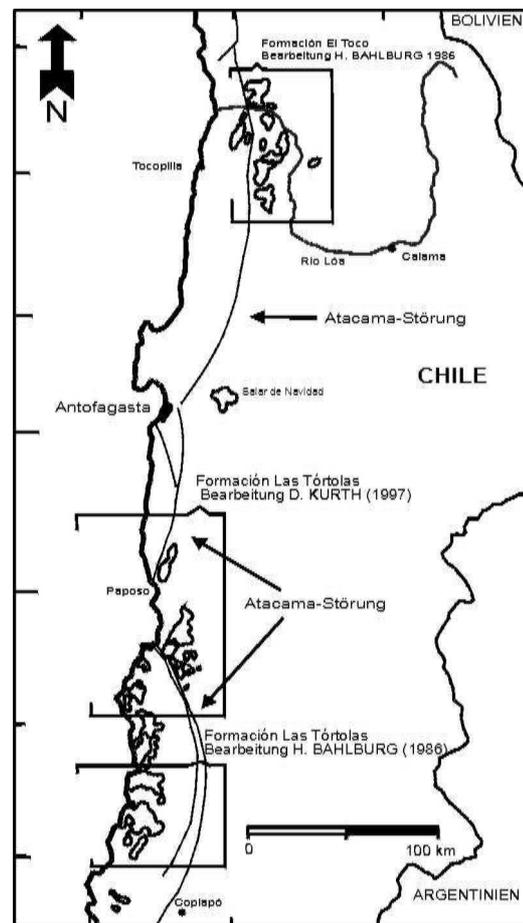


Abb. 45: Aufschlüsse der Formación Las Tórtolas und Formación El Toco

Noch im Karbon wird das Becken durch die sog. El-Toco-Orogenese (BAHLBURG & BREITKREUZ 1991) geschlossen. Es folgen die Intrusionen der paläozoischen, als "s-type" definierten Granite (Cifuncho-Pluton). Die unterdevonische Formación Las Tórtolas und der in diese intrudierte permische Cifuncho-Pluton bilden als älteste aufgeschlossene Gesteine das paläozoische "Grundgebirge" des Arbeitsgebietes sowohl im Cifuncho- wie auch im Pingo-Block.

Die im Arbeitsgebiet innerhalb des Cifuncho-Blocks aufgeschlossenen Gesteine - ca. 80% Phyllite und ca. 20% klastische Gesteine - korrelieren mit der Lithofazies bei Chañaral. Einen eigenen Typus bilden die Quarzite des Pingo-Blocks, die im regionalen Umfeld vergleichbar nur noch in der Formación El Toco auftreten (BAHLBURG 1987a). Paläogeographie und Tektonik der paläozoischen Einheiten im Arbeitsgebiet können anhand der neuen Untersuchungsergebnisse und nach den Literaturdaten folgendermaßen zusammengefaßt werden:

- ⇒ Die Formación Las Tórtolas im Gebiet von Taltal ist Teil eines oberdevonisch-unterkarbonischen, kontinentalrand-parallelen Beckens, dessen flyschartige Sedimente aus Westen und Osten geschüttet wurden.
- ⇒ Die Formación Las Tórtolas im Arbeitsgebiet kann in zwei durch die Atacama-Störungszone separierte Ablagerungsbereiche unterteilt werden, von denen die Serien im Cifuncho-Block das tiefere Ablagerungsmilieu darstellen.
- ⇒ Diese beiden Bereiche waren innerhalb des oberdevonisch-unterkarbonischen Beckens wahrscheinlich durch eine erheblich größere Distanz als die heute aufgeschlossenen, etwa 30 km Luftlinie, voneinander getrennt, da sie weder stratigraphisch noch faziell korreliert werden können.
- ⇒ Da an der Atacama-Störungszone um 141 Ma eine sinistrale Blattverschiebung stattfand, ist der Tiefwasserbereich der Formación Las Tórtolas (im Cifuncho-Block) wahrscheinlich aus einer früher nord-nordwestlich gelegenen Position in seine heutige Lage verschoben worden.
- Fazit: Ein Vergleich der paläozoischen Gesteine im Cifuncho-Block und Pingo-Block ergibt somit erste Anhaltspunkte für spätere, kontinentalrand-parallele Horizontalverschiebungen während des Andinen Zyklus.

4.1.2 Trias im Cifuncho-Block - Erste andinotype Entwicklungen

Trias-Vorkommen in Nordchile sind in Küsten- und Präkordillere weit verbreitet und auf zahlreiche, voneinander isolierte Vorkommen verteilt (CHARRIER 1979). Im Bereich der heutigen Küstenkordillere wurden fast ausschließlich terrestrische Sedimente abgelagert, im Bereich der heutigen Präkordillere lag offensichtlich ein flaches Binnenmeer mit entsprechenden marinen Sedimenten vor (v. HILLEBRANDT et al. 1986). Die Sedimentation erfolgte in einzelnen, en-echelon-artig angeordneten Becken (s. Abb. 46a, S. 95; PRINZ et al. 1994). Nach Untersuchungen von SÚAREZ & BELL (1992) in der Küsten- und Präkordillere zwischen 25°S und 29°S lassen sich insgesamt fünf verschiedene, größere triassische Becken mit zwei verschiedenen Sedimentationsbereichen unterscheiden (s. Abb. 46c, S. 95). In allen fünf Becken wurden abrupte Fazieswechsel und große Mächtigkeitsunterschiede festgestellt, die auf eine starke tektonische Aktivität während der Sedimentation hindeuten. Stratigraphische und sedimentologische Parameter weisen an den östlichen Begrenzungen des La-Ternerera- und des San-Felix-Beckens auf nach Westen einfallende Abschiebungen hin. Das marine San-Felix-Becken könnte nach BELL & SÚAREZ (1994) aufgrund des sedimentären Inventars und seiner Lage schräg zum Kontinentalrand in einem tektonisch aktiven Umfeld aus einem zwischen sinistralen Transformstörungen (an denen später Abschiebungen stattfanden) gebildeten pull-apart-Becken hervorgegangen sein. Einen weiteren Hinweis auf eine pull-apart-Entwicklung bietet die en-echelon-Anordnung der mesozoischen Sediment-Depositionszentren (PRINZ et al. 1994).

Zusammenfassend interpretieren die Autoren die triassische Becken-Entwicklung als Resultat eines kontinentalen Rift-Systems, das an eine subduktionsgebundene Extension oder einen strike-slip-Vorgang gekoppelt war. Eine Eingrenzung des tektonischen Regimes auf einen bestimmten Prozess gestaltet sich für die Trias relativ schwierig.

Triassische Gesteine sind im Arbeitsgebiet auf den Cifuncho-Block beschränkt und dort an insgesamt vier verschiedenen Lokationen aufgeschlossen (s. Abb. 46b, S. 95):

1. Cerros de Gritón / Quebrada Fuente de Arriero
2. Quebrada Gritón
3. Quebrada Cifuncho / Quebrada Buena Esperanza
4. Quebrada Tigrillo

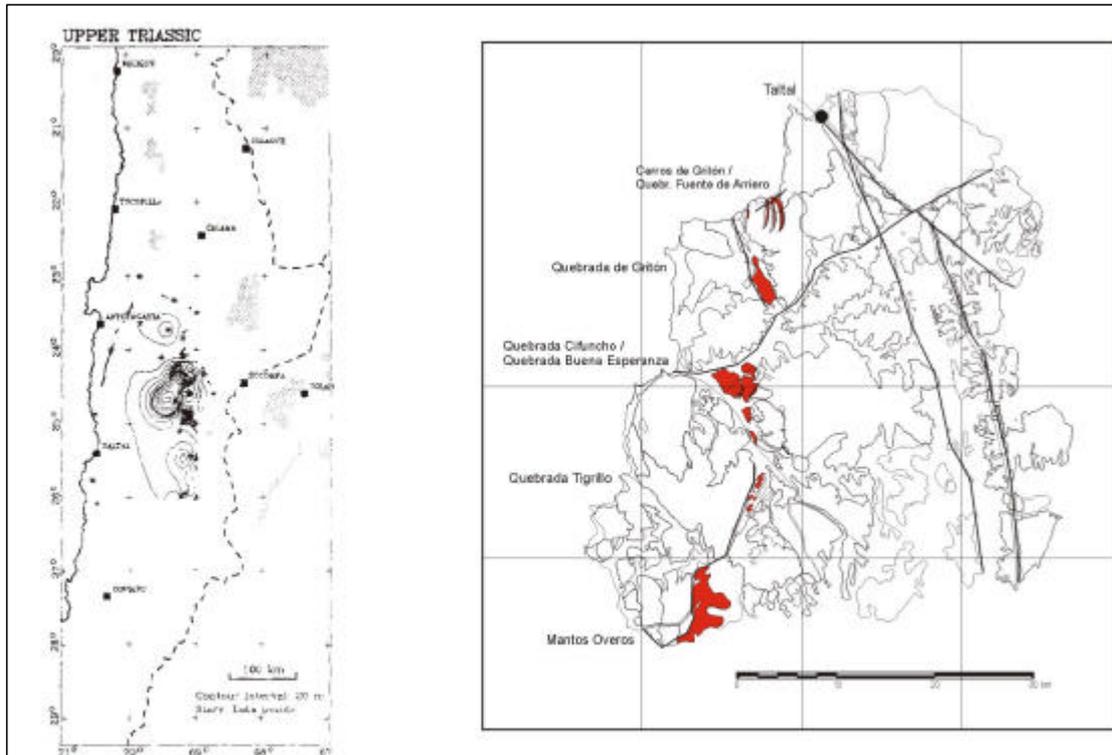


Abb. 46 a: En-echelon-artige Anordnung triassischer Depositionszentren nach PRINZ et al. (1994)

Abb. 46 b: Übersicht triassischer Serien im Arbeitsgebiet

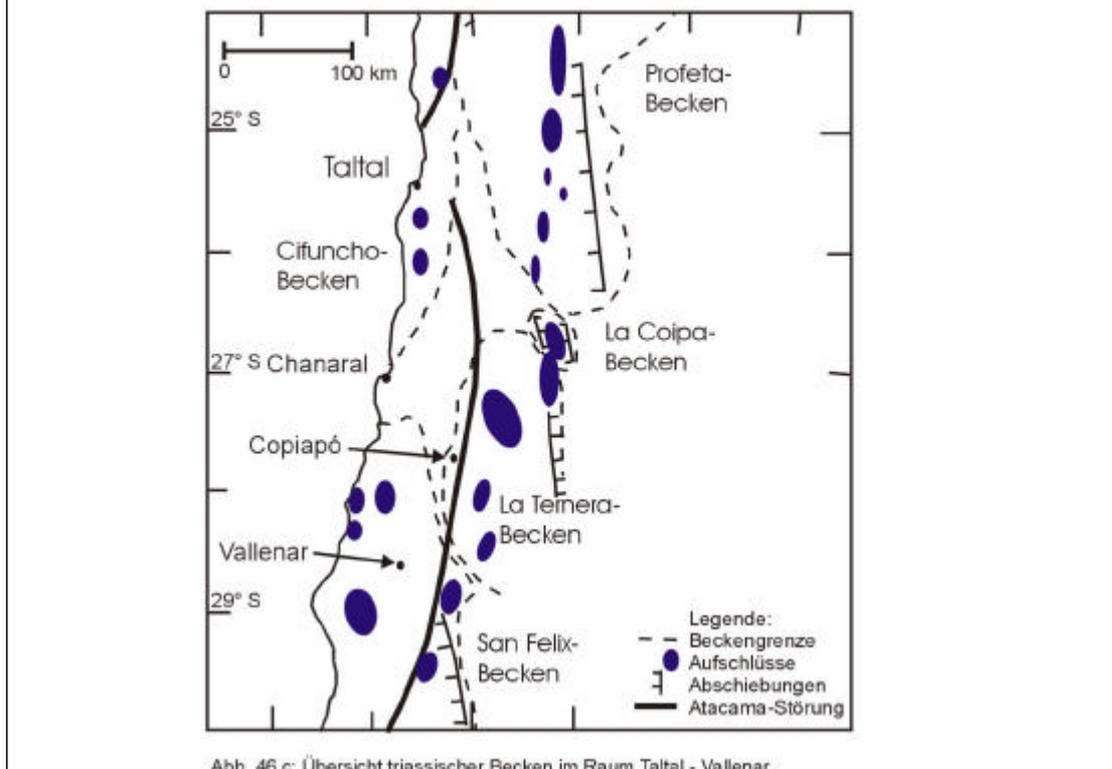


Abb. 46 c: Übersicht triassischer Becken im Raum Taltal - Vallénar

Abb. 46: Verteilung triassischer Aufschlüsse im Arbeitsgebiet und im regionalen Umfeld

Diese Aufschlüsse stellen zusammen mit einem Vorkommen bei Paposo (24°45'S) die westlichsten Vorkommen der Trias in Nordchile dar. Die Sedimentation der Trias im Arbeitsgebiet beginnt in allen Teilbereichen mit terrigenen, roten Konglomeraten und leitet schnell in eine für jedes Teilgebiet spezifische Entwicklung über, mit einem generellen Trend der Abnahme der Geröllgröße sowie einer Entwicklung des Ablagerungsmilieus von einer terrestrisch-fluviatilen hin zu einer marinen Sedimentation (s. Kap. 2.1.2, S. 21). Die Schüttungen erfolgten im wesentlichen aus West, teils auch aus Ost. Synsedimentäre Tektonik wird am deutlichsten angezeigt zum einen durch Rutschfalten in Peliten (s. Quebr. Buena Esperanza, KREMLER 1996), zum anderen durch lokale, kleinere Abschiebungen in einzelnen Horizonten. Abrupte Wechsel in der Sedimentation deuten auf stärkere tektonische Aktivität auch in den Liefergebieten. Die Trias lagert erosionsdiskordant auf dem Paläozoikum; nur im Küstenbereich in den Cerros de Gritón zeigt ein einzelner Aufschluß ein konkordantes Auflager. Triassische Vulkanite treten in allen Teilbereichen auf. Im Bereich der Quebrada Tigrillo (s. Abb. 46b, Teilgebiet 4) erreichen sie bis zu 100 m Mächtigkeit (pers. comm. BEBIOLKA). In der Quebrada Buena Esperanza ist ein wahrscheinlich triassischer Diorit mit einem $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -WR-Alter von 231 ± 34 Ma mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial von 0.7031 aufgeschlossen (kommerzielle Datierung selbst genommener Probe). Entsprechend der Aufgliederung des Arbeitsgebietes stellt die Trias zusammen mit dem marinen Jura die Bedeckung des Teilblocks C2 des Cifuncho-Blocks dar, der damit den Sockel eines frühandinen Sedimentbeckens verkörpert.

Ein weiterer triassischer Ablagerungsraum besteht am Cerro Yumbes bei 24°50'S (SCHEUBER 1994). Die Sedimente dort gliedern sich in einen basalen, pelitisch-kalkigen Teil (~ 200 m), einen mittleren konglomeratischen Abschnitt (~ 160 m) und in einen hangenden, vulkanischen Part (~ 400 m). Die Sedimente weisen synsedimentäre Abschiebungen und Falten in einzelnen Bänken auf. Auch dort sind schnelle Fazieswechsel vorhanden und das Vorkommen ist eng begrenzt. Die Genese und die Geochemie triassischer Plutonite sind noch nicht sicher zu interpretieren. Geochemische Untersuchungen an gabbroiden Stöcken und Gangschwärmen bei Hornitos, nördlich von Antofagasta (PICHOWIAK 1994), von denen einige bereits in der oberen Trias intrudiert sein können, zeigen im Spurenelement-Chemismus Affinitäten zu kontinentalen Basalten ohne Subduktionskomponente. Das Spektrum der triassischen Vulkanite in Nordchile reicht von Alkali-Basalten (RAMOS et al. 1991) über Andesite bis hin zu Daciten.

Neuere Untersuchungen an triassischen Vulkaniten in der Quebrada Tigrillo (BEBIOLKA 1995) ergaben mit einer negativen Nb-Ta-Ni-Anomalie eine geochemische Signatur, die typisch ist für Magmen, welche aus einem Subduktionsprozeß generiert sind.

Insgesamt bieten die Untersuchungsergebnisse der Gesteine der mittleren bis oberen Trias das Bild eines weitreichenden, lokal stark differenzierten Extensionsregimes am Westrand des alten Gondwana-Kontinentes. Wesentliche paläogeographische und tektonische Aspekte der Trias des Arbeitsgebietes sind:

- ⇒ Noch in der oberen Trias war ein Abtragungsgebiet existent, das westlich der heutigen Küstenkordillere gelegen war und wahrscheinlich aus den metasedimentären Gesteinen der Formación Las Tórtolas aufgebaut war. Die triassischen Gesteine im Untersuchungsgebiet sind aus den Abtragungsprodukten (überwiegend Quarziten) dieses ehemaligen Hochgebietes aufgebaut und zeigen entsprechende Schüttrichtungen nach Osten.
- ⇒ Das rezent westlich der Trias-Vorkommen gelegene, als Teilblock Cifuncho C1 bezeichnete, paläozoische Grundgebirge wurde frühmesozoisch bis auf ein plutonisches Stockwerk (plutonische Dachregion) erodiert. Während der Trias erreichte die Erosion noch nicht das plutonische Niveau, da in den Konglomeraten der Formación Cifuncho keine granitischen Komponenten des Cifuncho-Plutons zu finden sind.
- ⇒ Ein wesentliches Charakteristikum der Sedimente der Formación Cifuncho ist, daß sich die Ablagerungen (beispielsweise fluviatile Rinnen) nicht gegenseitig überschneiden oder aufarbeiten, sondern überlagern. Das deutet auf bereits in der Trias bestehende, erhebliche Subsidenzraten. Diese schufen mehr Akkomodationsraum, als von den nachgelieferten Sedimenten aufgefüllt werden konnte. Damit ist belegt, daß die Trias in einem aktiven Sedimentbecken zum Absatz kam.
- Fazit: Die Trias im Arbeitsgebiet stellt sich als lokal stark differenzierter, von einem paläozoischen Grundgebirge beliefertem Sedimentationsraum dar. Bereits während der Trias kam es zu erheblichen Subsidenz- und Hebungsbewegungen der Krustenblöcke im Cifuncho-Block .

- Die Tatsache, daß das rezent aufgeschlossene Niveau des Paläozoikums (Formación Las Tórtolas und der Cifuncho-Pluton) nicht als Liefergebiet der Formación Cifuncho interpretiert werden kann, deutet auf das Vorliegen eines - wenn auch nicht aufgeschlossenen - Störungskontaktes entlang der Quebrada Buena Esperanza. Es kann sich dabei um eine Abschiebung oder aber um eine Blattverschiebung handeln, an welcher das Paläozoikum des Cifuncho-Blocks bereits während der Trias entlangbewegt und / oder gehoben wurde und gegenüber dem mesozoischen Sedimentbecken dessen westliche Beckenflanke bildete.

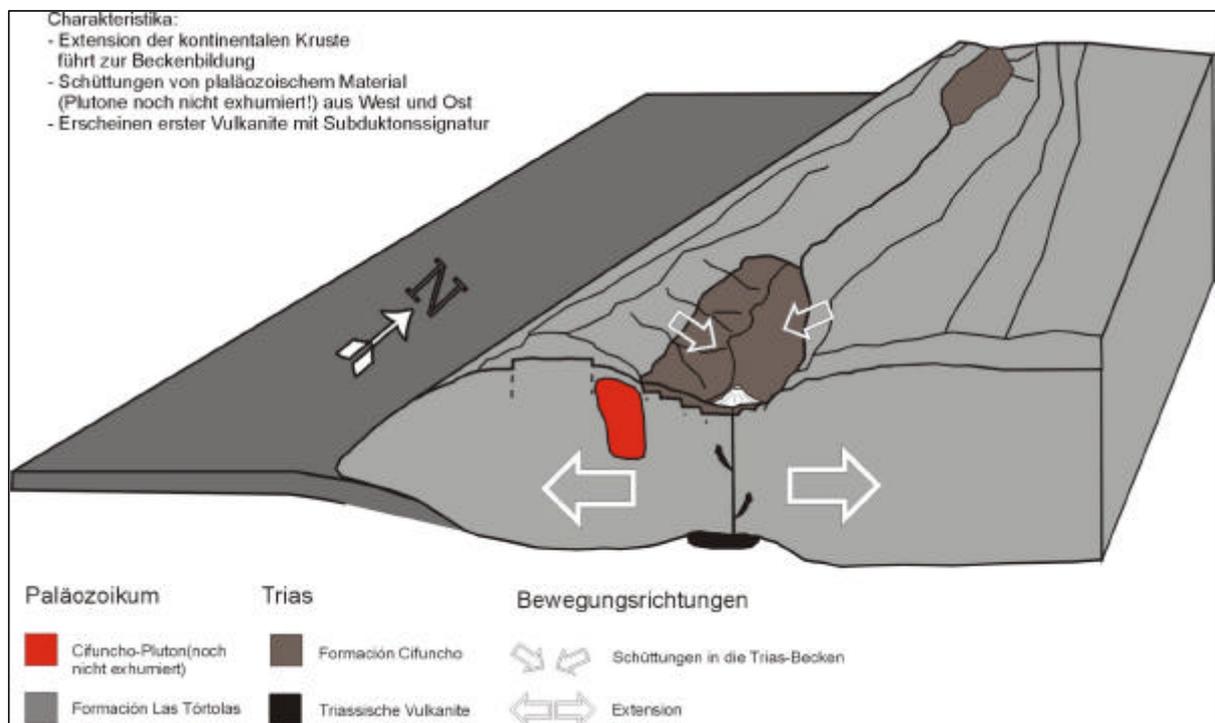


Abb. 47: Blockbild der paläogeographischen Entwicklung in der oberen Trias

4.2 Andine Entwicklung - Der jurassische magmatische Bogen

In der oberen Trias bzw. im unteren Jura war es im Bereich des heutigen Mittelamerika zum Durchbruch des Tethys-Rifts und zur Trennung des amerikanischen Superkontinents gekommen (JAILLARD et al. 1990). Diese Riftentwicklung, dokumentiert durch Riftvulkanismus im Bereich Costa Rica, führte zur Trennung der pazifischen Platte in die Farallon- und Phoenix-(Aluk-)Platte. Nach den Rekonstruktionen von LARSON & PITMAN (1972) und ZONENSHAYN et al. (1984) wurde im unteren Jura die Phoenix-Platte in süd-südöstlicher Richtung schief (etwa 45°) unter den südamerikanischen Kontinentalrand subduziert. Mit dieser Entwicklung war die Grundkonfiguration des Subduktionsregimes, das zur Entstehung der andinen magmatischen Bögen führte, vorgegeben. JARRARD (1986) ermittelte die Rahmenbedingungen für die Deformation der Oberplatte im System eines magmatischen Bogens. Wichtigstes Element dabei ist der Grad der Koppelung zwischen der ozeanischen Unterplatte und der kontinentalen Oberplatte. Wesentlichen Einfluß auf das Deformationsmuster in der Oberplatte hat auch die Konvergenzschiefe, wie FITCH (1972) für die dextralen Lateralbewegungen im Sunda-Arc nachwies, die auf der schiefwinkligen Konvergenz zwischen philippinischer und eurasischer Platte basieren. BECK (1983) präziserte die Rahmenbedingungen für eine Tektonik im magmatischen Bogen.

Rahmenbedingungen nach JARRARD (1986)	Modifikation nach BECK (1983)
Konvergenzrate	Konvergenzschiefe >20°-30°
Alter der ozeanischen Platte	
Absolutbewegung Oberplatte	
Einfallswinkel subduzierte Platte	flaches Einfallen der subduzierten Platte
Oberfläche subduzierte Platte (DALY 1989)	Reduktion der Festigkeit der Oberplatte durch Magmatismus

Tabelle 10: Rahmenbedingungen der Deformation in einem Subduktionsregime

Für die Konvergenzrate erstellten OTSUKI (1989) und OTSUKI et al. (1990) das empirische, für die heutige Plattentektonik als gültig angenommene "Gesetz der Konvergenzrate von Platten", nach welchem es - mit einer Vektorkomponente senkrecht zum Plattenrand - bei Konvergenzraten $>7,2$ cm/a zu einer Kontraktion in der Oberplatte, bei Konvergenzraten $<7,2$ cm/a zu einer Extension in der Oberplatte kommt. Die Geschwindigkeit von 7,2 cm/a kann als Standard-Konvergenzrate bezeichnet werden, bei welcher der Abtrieb der subduzierten Platte ("slab pull") und ihr Eintauchwiderstand ("slab resistance") ausbalanciert wird, so daß sich Kontraktion und Tension aufheben.

Die sich aus diesen Faktoren ergebenden Deformationsmöglichkeiten im magmatischen Bogen wurden von SCHEUBER & REUTTER (1992) in vier Stress-Regime unterteilt:

Konvergenzschiefe (a)	normaler Stress (s)	Scher-Stress (t)	Deformation
$a = 0^\circ$	$s_n = s_1$	$t = 0$	Krustenverkürzung / -verdickung
$0^\circ < a < 45^\circ$	$s_h < s_n < s_1$	$t < (s_1 - s_3)/2$	Transpression
$a = 45^\circ$	$s_n = s_h$	$t = (s_1 - s_3)/2$	Reine Blattverschiebungen
$45^\circ > a < 90^\circ$	$s_3 < s_n < s_h$	$t < (s_1 - s_3)/2$	Transtension

Tabelle 11: Übersicht über mögliche Stress-Regime im magmatischen Bogen und daraus resultierende Deformationen

Diese Tabelle zeigt, daß das Spannungsfeld im magmatischen Bogen wesentlich durch die Konvergenzschiefe beeinflußt wird. SCHEUBER (1994) weist darauf hin, daß es bei einer Konvergenzschiefe $<45^\circ$ zu Zeiten niedriger Konvergenzrate zu Extension kommt, während es zu Zeiten hoher Konvergenzrate zu Einengungen und Blattverschiebungen kommt (s. Abb. 48).

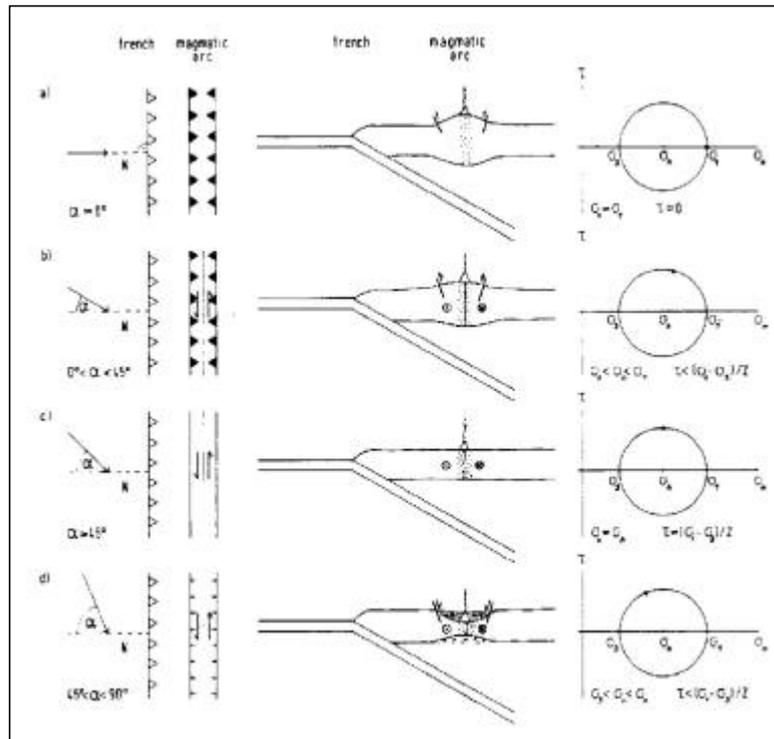


Abb. 48: Einfluß der Konvergenzschiefe auf das Deformationsregime im magmatischen Bogen (SCHEUBER & REUTTER 1992)

Die aus dem konvergenten Subduktionssystem resultierenden Deformationen konzentrieren sich auf den magmatischen Bogen selbst. Dieser ist aufgrund der Zufuhr von Magmen und Fluiden wärmer und dafür weniger fest als die ihn umgebenden, festen Oberplattenbereiche des Forearc und Backarc. Aufgrund des erhöhten Wärmeflusses liegt im Arc die Spröd-Duktil-Grenze höher (ca. 8 km) als in einer durchschnittlichen Kruste, wo man sie erst in einer Tiefe von etwa 15 km antrifft.

Sehr flache Intrusionen können diesen Übergang in ein noch flacheres Krustenniveau verlagern. Durch die Herausbildung regionaler, plattengrenzen-paralleler Störungen kommt es in der thermisch geschwächten Oberplatte zu einer weiteren Schwächung.

Entsprechend der für die Subduktion der Phoenix-Platte geforderten Konvergenzschiefe von $>45^\circ$ stellt sich somit (gesichert ab dem mittleren Jura) ein sinistral-transtensionales Spannungsfeld am Westrand des südamerikanischen Kontinents ein (s. Abb. 49).

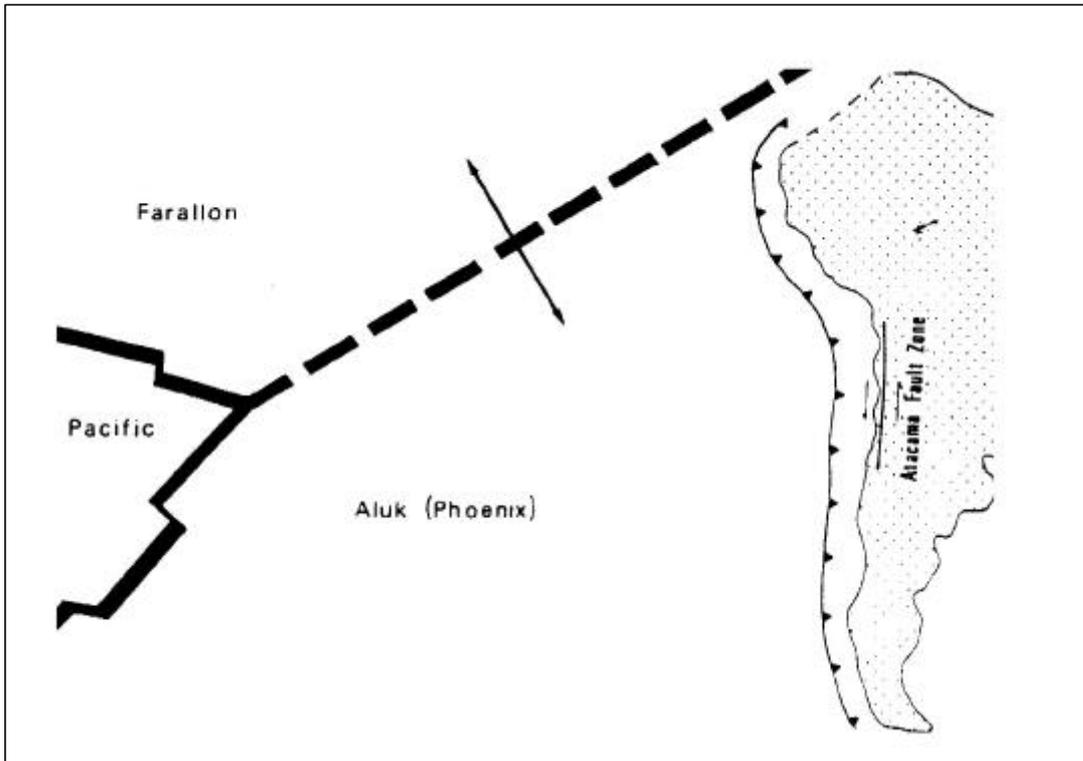


Abb. 49: Plattenkonfiguration im unteren Jura (nach SCHEUBER 1993)

4.2.1 Das Initialstadium (208-195 Ma)

Zu Beginn des Jura kommt es am nordchilenischen Kontinentalrand im Gebiet der heutigen Küsten- und Präkordillere zwischen 20° und 27°S zu einer weitreichenden Transgression des Jura-Meeres (v. HILLEBRANDT et al. 1986). Noch im Hettangium werden auch die bisher durch triassische, kontinentale Sedimentation geprägten Gebiete überflutet (QUINZIO 1987). Im Bereich der heutigen Küstenkordillere ist eine durchgängige, marine Entwicklung stratigraphisch bis in das Sinemurium gut belegt, im Bereich der heutigen Präkordillere wird die marine Entwicklung bis in das Kimmeridge fortgesetzt, mit teilweise erheblichen Mächtigkeitsunterschieden zwischen den Lokalitäten (v. HILLEBRANDT et al. 1986). Die jurassischen marinen Ablagerungen werden im wesentlichen weitflächig über die Grenzen der triassischen Depositionszentren hinaus abgelagert (PRINZ et al. 1994).

Eines der wenigen nicht vom Jura-Meer bedeckten Gebiete könnte der Pingo-Block gewesen sein, wo marine jurassische Ablagerungen völlig fehlen (s. Kap. 2.1.3, S. 28).

In allen fünf durch die Trias-Vorkommen definierten Beckenbereichen (s. Kap. 2.1.2, S. 21) im Arbeitsgebiet folgen die Serien des unteren Jura konkordant auf die triassischen Ablagerungen; sie sind durchweg marin ausgebildet. Analog zur Variabilität der triassischen Sedimente bestehen hinsichtlich der Mächtigkeit und der Faziesausbildung der jurassischen Sedimente deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Teilgebieten. Insgesamt ist eine Entwicklung von küstennahen, feinklastischen Ablagerungen im Liegenden bis hin zu karbonatischen, meist fossilführenden Schelfablagerungen im Hangenden erkennbar.

Die Formación Posada de los Hidalgo (s. Kap. 2.1.4) erreicht im Arbeitsgebiet insgesamt eine Mächtigkeit von bis zu 300 m. Die Laven dieser Formation zeigen in ihren geochemischen Daten wie die triassischen Vulkanite eine Subduktionskomponente (BEBIOLKA et al. 1996), bei einem insgesamt basischeren, mehr tholeiitischen Chemismus (pers. comm. BARTSCH). Somit zeigt mit der Formación Posada de los Hidalgo, wie die jüngere Formación La Negra, eine weitere vulkanische Formation eine subduktionsbezogene Herkunft. Tholeiite werden u. a. im magmatischen Bogen an der Front zum forearc generiert (WILSON 1989), was einen Hinweis auf die Position der Ablagerungen der Formación Posada de los Hidalgo geben kann.

Die Untersuchungen erbrachten weiterhin, daß sich südöstlich der Lokalität "Posada de los Hidalgo" ein ehemaliges Förderzentrum der Vulkanite befunden haben muß. Darauf deuten noch erhaltene Vulkanbauten und Pillowlaven, die dort gefunden wurden (KRAMER & EHRLICHMANN 1996). Ein weiteres Indiz ist die Existenz eines Plutonits in der Quebrada de la Cachina (intrudiert in einem flachen Stockwerk) mit einem $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -Alter an Hornblenden von 188 Ma (Dipl.-Arbeit GELFERT). Die überwiegend vulkaniklastische Formation ist auf das Vorkommen an der Lokalität "Posada de los Hidalgo" sowie weitere in der Umgebung von Chañaral beschränkt (NARANJO & PUIG 1984). Zwischen der Mündung der Quebrada del Bronce und dem Cerro Blanco bei der Punta de Taltal ist eine weitere vulkaniklastische Sequenz aufgeschlossen, die als Äquivalent zu den Ablagerungen der Formación Posada de los Hidalgo eingestuft wird (pers. com. BEBIOLKA). In den Gebieten Cerros de Gritón / Quebrada Fuente del Arriero, Quebrada del Gritón und Quebrada Buena Esperanza fehlt die Formación Posada de los Hidalgo völlig. Da in diesen Gebieten ein Hiatus in den jurassischen Sedimenten nicht erkennbar ist, dürfte die Formación Posada de los Hidalgo hier nicht abgelagert worden sein. Es dürfte also nur eine lokale Ablagerung stattgefunden haben.

Der Inselbogen-Vulkanismus wird von einem entsprechendem Plutonismus begleitet. Die ältesten Plutonite des Andinen Zyklus weisen sowohl einen tholeiitischen Charakter ohne Subduktionskomponente auf (PICHOWIAK 1993), wie auch bereits einen kalkalkalinen Charakter (KRAMER & EHRLICHMANN 1996). Die Plutonite der Hauptphase dagegen zeigen durchgängig einen kalkalkalinen Charakter und entstammen somit einem Subduktionsregime (ROGERS & HAWKESWORTH 1989). Die derzeit aufgeschlossenen Areale der heutigen Küstenkordillere bestehen zu etwa 77% aus jurassischen, magmatischen Gesteinen, mit einem Anteil der Plutonite von etwa 40% (SCHEUBER 1993). Eine Kompilation der Altersdaten und der geographischen Breite (SCHEUBER 1993) ergab, daß dieser Plutonismus relativ ortsfest war. Die Magmen intrudierten als Hochplutone in mittleren Krustenstockwerken zwischen 10 und 15 km Tiefe, was sich aus geothermo-barometrischen Bestimmungen (GONZÁLEZ 1996) ableiten läßt. Lediglich im Bereich der Halbinsel Mejillones bei Antofagasta und südlich davon, im Cerro-Bolfín-Komplex, sind plutonische Gesteine eines tieferen Stockwerks (15-20 km) aufgeschlossen (RÖßLING 1989, GONZÁLEZ 1996; s. auch Kap. 4.2.3, S. 109).

Entsprechend der unterschiedlichen Entwicklung der Teilgebiete im Arbeitsgebiet setzten die La-Negra-Vulkanite zu unterschiedlichen Zeiten ein.

Am Cerro Blanco an der Punta de Taltal folgen auf die Vulkaniklastika (mittleres Sinemur), die vermutlich der Posada de los Hidalgo zuzurechnen sind, Laven der Formación La Negra (pers. com. BEBIOLKA). Zum Hangenden hin sind fossilführende Sandsteine des Bajociums in die Laven der Formación La Negra eingeschaltet. Eine ähnliche Abfolge ergibt sich für den Bereich um die Lokalität Posada de los Hidalgo (Quebrada Tigrillo - Mantos Overos - Las Bombas), in welchem die La-Negra-Vulkanite noch im oberen Sinemurium auf den Vulkaniklastika der Formación Posada de los Hidalgo abgelagert werden (BEBIOLKA 1996). In den Teilgebieten Cerros de Gritón und der Quebrada del Gritón folgen über dem sedimentären Sinemurium weitere Sedimente, die jedoch biostratigraphisch nicht einzuordnen sind (pers. com. BEBIOLKA). Eine vulkaniklastische Serie fehlt.

Im Bereich der Quebrada Buena Esperanza setzen die La-Negra-Vulkanite erst über Sandsteinen, die durch ihre *Pelecypoden*-Fauna in das Bajocium gestellt sind, also deutlich später als in den vorher beschriebenen Teilgebieten ein.

Die Mächtigkeit der La-Negra-Vulkanite schwankt im Arbeitsgebiet zwischen etwa 3500 m im Norden (s. Profil Quebrada del Gritón) und 6000 m im zentralen Bereich (s. Profil Quebrada Buena Esperanza); nach Süden nimmt sie wieder ab. Marine Einschaltungen in den einzelnen Lavaflüssen, z. B. am Cerro Blanco westlich von Taltal und bei Las Bombas, zeigen - das galt übrigens schon für die Vulkanite der Formación Posada de Los Hidalgos - eine Effusion knapp unter dem Meeresspiegelniveau. Wie schon in der Trias, deuten sich damit auch hier unterschiedliche Senkungsbeträge für die Teilgebiete an.

Wie bereits in Kapitel 2.1.3, S. 32, dargestellt, weisen Inkohlungsuntersuchungen an jurassischen Sedimenten der Formación Pan de Azucar auf eine maximale Versenkungstiefe von lediglich 3-4 km hin. Unter den Bedingungen eines aktiven magmatischen Bogens mit einem erhöhten geothermischen Gradienten von ca. 50°/km wurden nicht die gesamten, im Arbeitsgebiet etwa 6 km mächtigen La-Negra-Vulkanite auf diesen Sedimenten abgelagert, sondern nur der basale Teil der Laven. Die Ablagerung des Hauptteils erfolgte weiter östlich.

Der jurassische Plutonismus ist mit den Granitoiden der Matancilla-Gruppe im Arbeitsgebiet vertreten. Die Magmen intrudierten sowohl das Paläozoikum des Pingo-Blocks (Sierra del Loro, Cerro del Pingo), als auch triassische und jurassische Sedimente (Quebrada de la Cachina) sowie die La-Negra-Vulkanite (Quebrada del Bronce). Die Plutonite sind tektonisch unbeanspruch.

Im Arbeitsgebiet können zwei Generationen jurassischer Plutone unterschieden werden (s. Kap. 2.2.2, S. 47): eine ältere Generation (190-170 Ma), die nur im Cifuncho-Block vertreten ist (Dioritstöcke an der Posada de los Hidalgo und in der Quebrada de la Cachina), und eine jüngere (160-150 Ma), die sowohl im Cifuncho-Block (Quebrada del Bronce) wie auch im Pingo-Block aufgeschlossen ist. Die ältere Generation ist kontemporär mit den La-Negra-Vulkaniten gebildet worden. Das Auftreten in vereinzelt Positionen und der sehr basische Modalbestand lassen möglicherweise eine Interpretation als restitische Differentiate zu.

Die zweite Generation jurassischer Plutonite ist nach der Hauptphase des Inselbogen-vulkanismus ab etwa 160 Ma generiert worden; die Magmen intrudierten die La-Negra-Vulkanite, so z. B. im Arbeitsgebiet in der Quebrada del Bronce. Die in dieser zweiten Phase intrudierten Magmen machen den weitaus größten Anteil jurassischer Plutonite in der Küstenkordillere Nordchiles aus.

Zwei weitere magmatische Ereignisse im Oberjura setzen wichtige Zeitmarken für die tektonischen Bewegungen im Arbeitsgebiet:

-
- a) Intrusionen dioritischer Lagergänge aus dem Oxford und Kimmeridge mit $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -Hornblende-Alter zwischen 164 und 155 Ma (s. Kap.2.3.1, S. 53) und
- b) Intrusionen andesitischer, saiger stehender Gänge mit NE- und NW-Orientierung, deren NE-Mitglieder ein Alter von 148 Ma aufweisen (s. Kap. 2.3.2, S. 55).

Im abschließenden Ergebnis der durchgeführten Untersuchungen stellen sich die Aktivitäten des magmatischen Bogens im Arbeitsgebiet wie folgt dar:

- Der Aufbau des vulkanischen Inselbogens der Formación La Negra beginnt in fast allen Teilgebieten im oberen Sinemurium, lediglich in der Quebrada Buena Esperanza im Bajocium. In diesem Gebiet stellt die Formación Posada de los Hidalgo offensichtlich einen Vorläufer der Formación La Negra dar.
- Der Plutonismus ist im Arbeitsgebiet zwischen Cifuncho- und Pingo-Block unterschiedlich entwickelt. Im Cifuncho-Block dominieren frühe Intrusionen (188 und 178 Ma), später folgen lediglich vulkanische Gänge. Im Pingo-Block setzt der jurassische Magmatismus - nach Daten aus dem Umfeld des Arbeitsgebietes - erst mit dem Callovium ein; vulkanische Gänge fehlen jedoch.

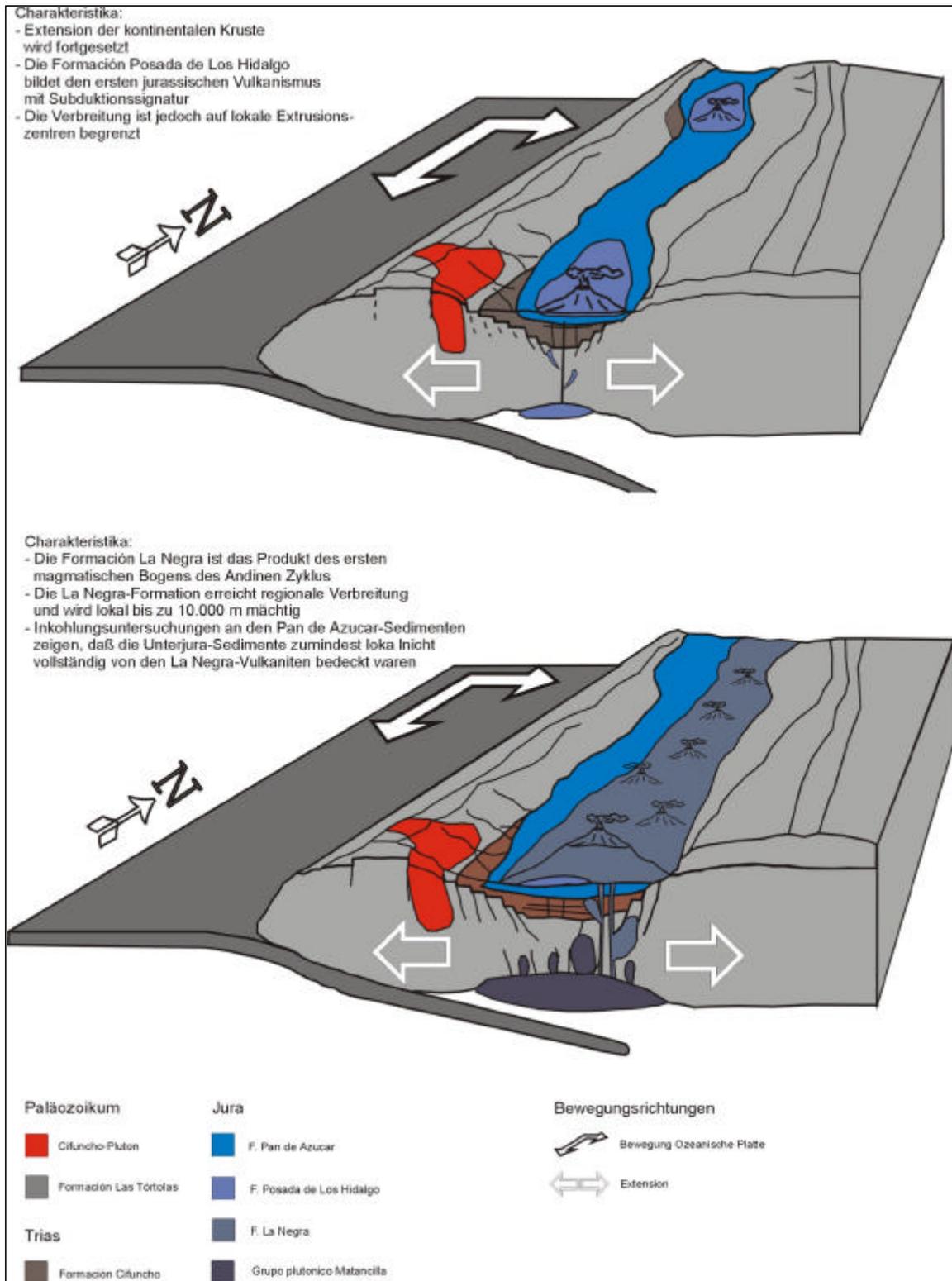


Abb. 51: Blockbilder der paläogeographischen Entwicklung im unteren Jura: Dargestellt ist die Anlage des Inselbogenvulkanismus.

4.2.3 Sinistrale Transtension (160-150 Ma)

Bereits im Callovium läßt der Inselbogenvulkanismus im Bereich der heutigen Küstenkordillere deutlich nach und kommt im Oxford zum Erliegen. Da für den letzten Abschnitt keine marinen Einschaltungen aus den La-Negra-Vulkaniten bekannt sind (v. HILLEBRANDT et al. 1986), ist von der Ausbildung einer durchgehenden Barriere gegen das Backarc-Becken auszugehen. Einen Teil einer solchen Barriere könnte das Areal des Pingo-Blocks repräsentieren, da hier die jurassischen Sedimente und Vulkanite fehlen. Im Backarc-Becken im Bereich der heutigen Präkordillere wird die marine Sedimentation fortgesetzt, lediglich lokal kommt es zu Transgressionen nach Osten (v. HILLEBRANDT et al. 1986). Die Schüttungen in dieses Becken erfolgen aus Ost (PRINZ et al. 1994), und im Oxford deuten Gipshorizonte auf eine eingeschränkte Zirkulation innerhalb des Beckens und einen eingeschränkten Zugang zum Ozean. Die jurassische Intrusionstätigkeit erreicht in diesem Zeitabschnitt die maximale Intensität, wie die Kompilation von Altersdaten von Plutoniten für den jurassischen magmatischen Bogen zeigt (SCHEUBER et al. 1994), und ist relativ ortsfest in der Küstenkordillere konzentriert. Mit der Araucanischen Phase (um 152 Ma) kommt es am Westrand beider Teile Amerikas zu intensiven tektonischen Bewegungen. Diese ist in Nordamerika dokumentiert durch die nevadische Orogenese mit der "Andockung" des Franciscan-Komplexes (CONEY 1989).

Falten, Ab- und Aufschiebungen werden im Arbeitsgebiet nach dem Ende des La-Negra-Vulkanismus unter dem Einfluß des aus der Subduktion resultierenden Spannungsfeldes im Oberjura in den triassischen und jurassischen Serien angelegt. Aufgrund der Orientierung untereinander und des Bewegungssinnes können die meisten der in Kapitel 3 beschriebenen Strukturen der gemeinsamen, sinistral-transtensionalen Deformationsgeometrie zugeordnet werden; sie sind somit wahrscheinlich syngenetisch entstanden. In der Kartendarstellung (s. Abb. 52, S. 110) ist die geometrische Anordnung der Störungen, Falten, sowie der Ab- und Aufschiebungen entsprechend der Lage des Strain-Ellipsoides erkennbar.

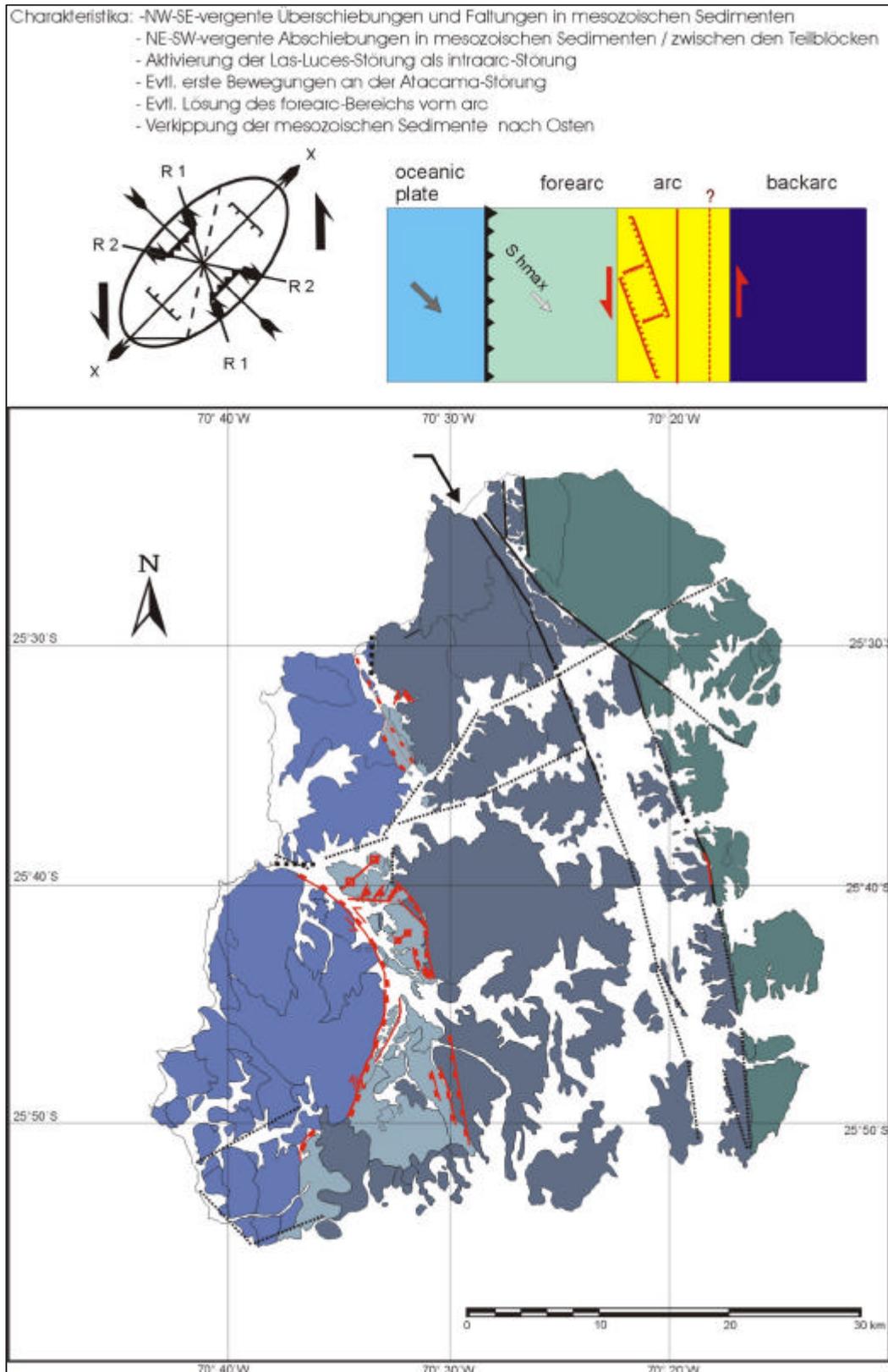


Abb. 52: Kinematik und Elemente der sinistralen Transtension im mittleren Jura im Arbeitsgebiet

Dieses quasi orthogonale System von Dehnung und Einengung umfaßt folgende Strukturen:

- Küstenbereich Bahía Isla Blanca: - nach Westen gerichtete, gestaffelte Abschiebungen
- Cerros de Gritón: - Falte mit NE-streichender Achse in Jura-Sedimenten
- SW-gerichtete Überschiebung in jurassischen Sedimenten
- nach Westen gerichtete Abschiebungen in La-Negra-Vulkaniten
- Trias Quebrada Cifuncho: - Falten mit NE-streichender Achse in roter und bunter Trias
- ehemalige Aufschiebungen, nach NW-gerichtete invertierte Abschiebungen
- Jura Quebrada Buena Esperanza: - Falten- und Mulden-Strukturen mit NE-streichenden Achsen
- Las Luces: - Abschiebungen in La-Negra-Vulkaniten nach Westen

Wie aus der Abb. 52 ersichtlich, nimmt der Teil der Kruste mit der Bedeckung durch die jurassischen Sedimente eine Position zwischen dem forearc, höchst wahrscheinlich bestehend aus paläozoischen Gesteinen, und dem eigentlichen arc mit den La-Negra-Vulkaniten ein. Die Deformationsgeometrie wird durch die Konvergenzschiefe (s. Abb. 48) vorgegeben. Das Maximalalter dieser Deformationen ergibt sich aus den in die triassischen Serien eingedrungenen Lagergängen (163-155 Ma, s. Kap. 2.3.1), die in die Faltung einbezogen wurden. Das Minimalalter wird, durch die die Strukturen kreuzenden vulkanischen Gänge mit einem Alter von 148 Ma gesetzt.

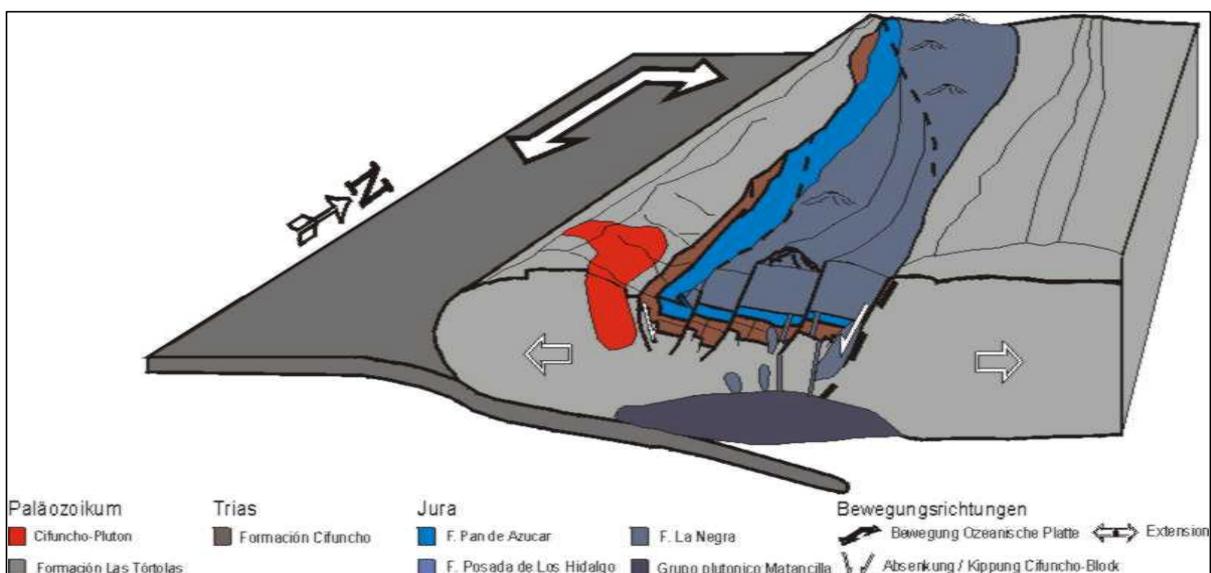


Abb. 53: Blockbild der Schollenkipfung im Arbeitsgebiet während der sinistralen Transtension

Parallel zu diesen frühen Deformationen im Bereich der oberen Kruste entwickeln sich im Bereich der mittleren Kruste sinistrale Scherzonen. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an synkinematisch gesprossenen Hornblenden amphibolitfazieller Scherzonen im Bolfin-Komplex südlich von Antofagasta ergaben ein Plateau-Alter von 152 ± 3 Ma (SCHEUBER et al. 1995).

In einem westlich der Atacama-Störungszone aufgeschlossenen Diorit sind Mylonite entwickelt, die eine erste Blattverschiebungsaktivität um 148 ± 7 Ma belegen (s. Kap 3.1.3, S. 62). Da die Atacama-Störungszone im engeren Sinne eine intra-arc-Störung des unterkretazischen magmatischen Bogens repräsentiert, erfolgten die Bewegungen offensichtlich an einer Vorläufer-Störung. Mit dieser Datierung ist also ein Hinweis auf eine möglicherweise alte Anlage der Atacama-Störungszone gegeben. Geobarometrische Bestimmungen (Al in Hornblende) für diesen Diorit ergaben ein Intrusionsniveau zwischen 24 und 12 km Tiefe, was in etwa dem Intrusionsniveau der Plutone im Bolfin-Komplex entspricht. Innerhalb der Fehlerbereiche sind damit die Coloso-Störung und der Beginn der Bewegungen an der Atacama-Störungszone zeitlich zu korrelieren (GONZÁLEZ 1996).

Die Las-Luces-Störung

Im Bereich der Küstenkordillere bei Antofagasta kommt es um 150 Ma zu einem synextensionalen Plutonismus, belegt durch die Intrusionen des Cerro-Cristales- und Cerro-Fortuna-Plutons (GONZALEZ 1996). Eine Folge dieser Intrusionen ist die Verkippung der La-Negra-Vulkanite in diesem Bereich. An der Las-Luces-Störung im Cifuncho-Block kann diese Entwicklung im Arbeitsgebiet bei Taltal nachvollzogen werden. Wie in Kap. 3.6.1 beschrieben, sind an der Las-Luces-Störung Abschiebungen entwickelt, die auf ein extensionales Regime schließen lassen. Ausdruck einer transtensionalen Bewegung sind die in wenigen Aufschlüssen des Las-Luces-Lineaments entwickelten subhorizontalen Strömungen, die auf Seitenverschiebungen hinweisen. Da einer der 148 Ma alten NW-Gänge bei seiner Intrusion eine Abscherbahn des Las-Luces-Lineaments benutzt hat, ist auch hier das entsprechende Minimalalter gegeben. Eine weitere Besonderheit des Ensembles im Cifuncho-Block stellt die Verkippung sowohl des Teilblocks C2 (mit den triassischen und jurassischen Sedimenten als Bedeckung) wie auch des Teilblocks C3 (mit den La-Negra-Vulkaniten als Bedeckung) nach Osten dar. In den Abschnitten nördlich 25°S der Küstenkordillere sind die La-Negra-Vulkanite nach Westen verkippt. Zeitlich läßt sich das Minimalalter beider Verkippungen durch die Intrusion der oberjurassischen Plutone fassen.

Für den Bereich des Bolfin-Komplexes konnte GONZÁLEZ (1996) nachweisen, daß die Verkipfung im Anschluß an die Intrusion des Cerro-Cristales-Plutons erfolgte, mithin um 152 Ma. Im Arbeitsgebiet ist der 160-150 Ma alte Matancilla-Pluton in die verkippten Teilblöcke intrudiert. Ein gemeinsames Charakteristikum der Areale nördlich und südlich von 25°S ist, daß lediglich die oberen Bereiche der Kruste verkippt sind, während die Gesteine tieferer Bereiche, wie z. B. des Bolfin-Komplexes mit 15-20 km Tiefe, ihre Orientierung beibehielten. Eine Verkipfung von Gesteinsschollen im magmatischen Bogen unter generell extensionalen Bedingungen wird entweder durch arc-normale Dehnung oder aber - bei stark schiefwinkliger Subduktion - durch Transtension ermöglicht.

4.2.4 Transtension und Extension (150-140 Ma)

In diesem Zeitraum wird der Bereich der heutigen Küstenkordillere von zwei Generationen vulkanischer Gänge durchdrungen. Die ältere Generation streicht NE-SW und wird von der jüngeren mit 148 ± 5 Ma datierten NW-SE-streichenden Generation geschnitten (SCHEUBER et al. 1994). Beide Ganggenerationen treten im Arbeitsgebiet ausschließlich im Cifuncho-Block auf, besonders markant im Cifuncho-Pluton an der Bahía Cifuncho und an der Süd-Zufahrt der Quebrada del Gritón in der "Sierra Vetado". Die Häufigkeit der Gänge wechselt im Arbeitsgebiet stark; eine sehr dichte Besetzung mit NW-orientierten Gängen weist dabei das Gebiet der Cerros de Gritón auf. Die rechtwinklig angeordneten Grate im Trias-Aufschluß an der Mündung der Quebrada Buena Esperanza in die Quebrada Cifuncho gehen ebenfalls auf diese Gänge zurück. Die andesitischen Gänge sind steil bis saiger und durchdringen alle bisher besprochenen Strukturen. Damit wird für alle diese Strukturen ein Minimalalter von 148 Ma gesetzt.

Vulkanische Gänge benötigen ein Extensionsregime senkrecht zu ihrer Streichrichtung für ihre Platznahme. Das bedeutet, daß es für die älteren, NE-SW-streichenden Gänge ein Deformationsregime mit einer Extensionskomponente NW-SE gegeben haben muß. Das entsprechende Deformationsellipsoid des Subduktionsregimes wäre um 90° zu dem vorigen gedreht (s. Abb. 54, folgende Seite). Die Orientierung der zweiten Generation der Gänge entspricht wieder dem ursprünglichen Spannungsfeld. Wie beschrieben, sind Art und Ausrichtung der Deformationen in einem Subduktionsregime bei einer entsprechenden Koppelung der Platten auch vom Konvergenzwinkel zwischen der abtauchenden Platte und der Oberplatte abhängig.

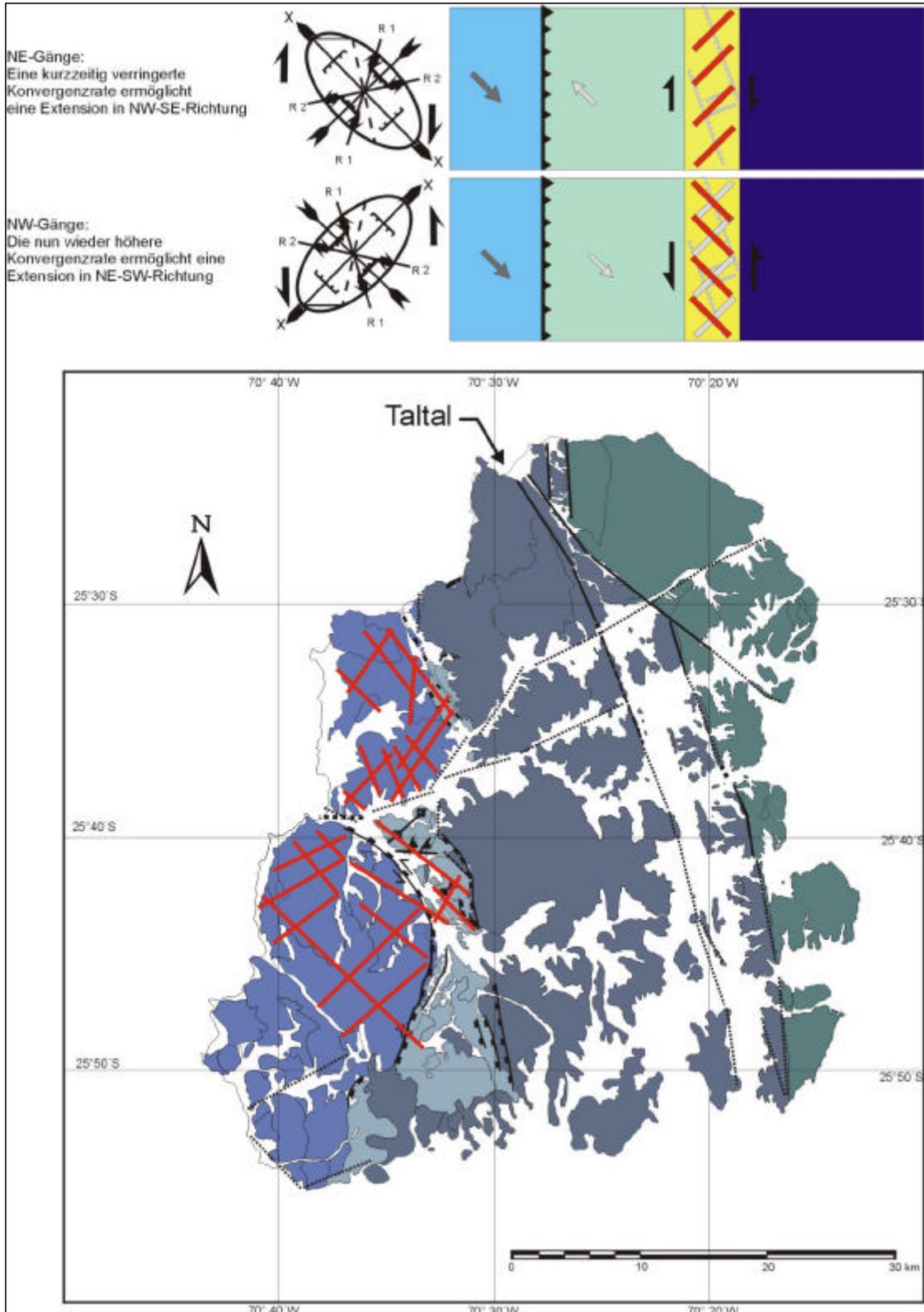


Abb. 54: Kinematik und Elemente der Intrusion zweier Ganggenerationen im mittleren Jura

Es ist jedoch nicht von einer Umstellung der Schiefe der Konvergenz in Bezug auf die Plattengrenze auszugehen, da die NE-streichenden Gänge ein sehr kurzfristiges Ereignis repräsentieren und es keine großräumigen Strukturen innerhalb des jurassisch-unterkretazischen magmatischen Bogens gibt, die das ebenfalls belegen könnten. Bei einem fortbestehenden sinistral-transtensionalen System kommt entsprechend der Kriterien der Spannungsübertragung im magmatischen Bogen als Auslöser für eine derartige Struktur eine relativ kurzfristig verringerte Konvergenzrate der Platten zueinander in Frage. Die Ursache dafür könnte ein "subduction rollback" sein, der eine Extension NW-SE zuließ.

Nach Intrusion der Gänge war die aktive Phase des jurassischen magmatischen Bogens beendet. Die Einheiten des Arbeitsgebietes konsolidieren und gelangen durch die fortschreitende tektonische Erosion in eine forearc-Position. Die Achse des magmatischen Bogens wandert somit nach Osten.

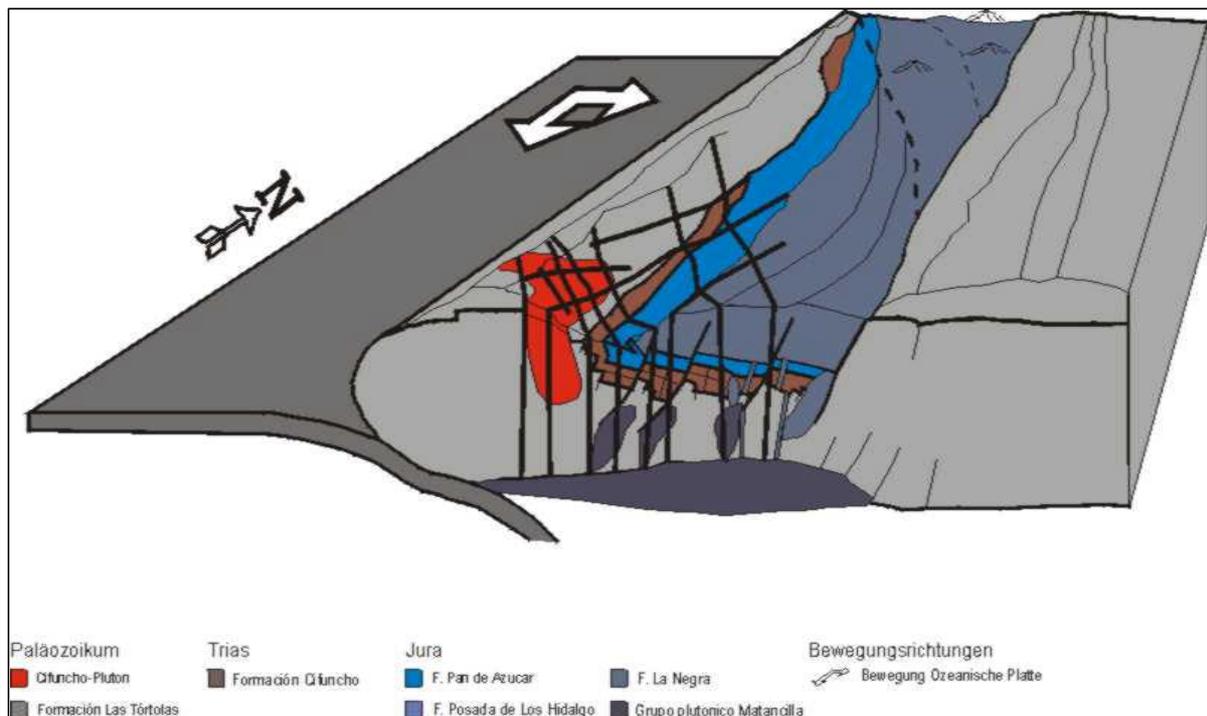


Abb. 55: Blockbild der Paläogeographie während der Intrusion der NE- und NW-Gänge

4.2.5 Der unterkretazische magmatische Bogen

Fast im gesamten Bereich der heutigen Küstenkordillere ist der arc-Magmatismus mit dem Beginn der oberjurassischen plutonischen Tätigkeit abgeschlossen. Erst in der oberen Unterkreide kommt es im Bereich des heutigen Längstals zur Anlage des kretazischen magmatischen Bogens, in dem - versetzt nach Osten - der arc-Magmatismus wieder unter ähnlichen Subduktionsparametern aufgenommen wird (SCHEUBER et al. 1994).

Im Arbeitsgebiet ist mit der Formación Aeropuerto ein unterkretazischer arc-Vulkanismus belegt. Die Formación Aeropuerto kommt sowohl im Osten des Cifuncho-Blocks wie auch im Pingo-Block vor. Im Cifuncho-Block folgen am Westrand der Pampa del Pingo über den Laven der Formación La Negra zunächst Konglomerate und Sandsteine (pers. comm. v. HILLEBRANDT), die in andesitische Laven überleiten. Im Pingo-Block lagern nach eigenen Untersuchungen diese Laven direkt auf den Quarziten des Paläozoikums; Konglomerate treten hier nicht auf. Verbunden mit diesem Vulkanismus ist auch hier wieder ein später einsetzender intensiver Plutonismus im Arbeitsgebiet durch die Granitoide der Cerro-del-Pingo-Gruppe vertreten.

Nach ersten geochemischen Untersuchungen (pers. comm. BARTSCH) zeigen die Laven der Formación Aeropuerto, analog zu den Laven der Formación Posada de los Hidalgo, in der Geochemie ihrer Hauptelemente wiederum einen tholeiitischen Trend, was für eine Extrusion an einer frontalen Lage des unterkretazischen magmatischen Bogens spricht. Auch in diesem magmatischen Bogen erfolgte die Ablagerung der Vulkanite in einem absinkenden Becken, wie marine Serien auf den Laven an der Mina Unión beweisen. Die in den Kalken gefundenen Fossilien (NARANJO & PUIG 1984), Bivalven sowie Ammoniten der Gattung *Olcostephanus*, belegen ein unterkretazisches Alter (Valendis). Die Kalke sind um N-S-streichende Faltenachsen verfaltet.

In der Entwicklung des unterkretazischen magmatischen Bogens zeichnet sich eine Analogie zu der des jurassischen magmatischen Bogens ab: Zunächst werden in einem Vorstadium am Westrand des späteren Bogens tholeiitische Magmen generiert und als Laven abgesetzt. Die kalkalkalinen Serien entstehen dann weiter östlich. Mit einer zeitlichen Verzögerung, wenn die Kruste durch Aufheizung mittels Intrusionen weich genug ist, beginnt die Bewegung an der intra-arc-Scherzone, in diesem Fall an der Atacama-Störungszone, die, wie bereits erwähnt, schon einmal im oberen Jura (152 Ma, Paposo-Segment) als trenchgebundene Seitenverschiebung aktiviert worden war.

4.2.6 Die Atacama-Störungszone (148-123 Ma)

Im Bereich der heutigen Küstenkordillere sind drei Segmente der Atacama-Störungszone aufgeschlossen (Tocopilla, Paposo, El Salado), die konvex nach Osten gebogen sind (s. Abb. 19, S. 59). Der im Arbeitsgebiet untersuchte Abschnitt der Atacama-Störungszone repräsentiert den nördlichen Part des El-Salado-Segments (25°-29°S) und zeigt durchgehend einen sinistralen Versatzsinn sowie Bewegungen, die zwei verschiedenen Zeitabschnitten zugeordnet werden können:

1. Am Cerro del Pingo ist am westlichen Randbereich der Atacama-Störungszone in einem jurassischen Diorit ein Relikt einer ersten oberjurassischen sinistralen Blattverschiebung und Mylonitisierung im Bereich der späteren Atacama-Störungszone aufgeschlossen, Datierungen mittels $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -Methode an Hornblenden aus mehreren Profilen (s. Kap. 3.1.3, S. 62) gewonnenen Proben zeigen teilweise innerhalb der Fehler gleiche Alter (148 ± 7 / 141 ± 6 / 138 ± 5 / 137 ± 5 Ma). Die höchsten Alter wurden aus den Myloniten mit der geringsten Korngröße und somit der intensivsten Deformation bestimmt. Die Alter verjüngen sich sukzessive Richtung Osten.
2. Die Analyse einer Probe aus den Myloniten des Cerro-del-Pingo-Intrusivs ergab ein Alter der Scherung von 123 ± 3 Ma (Bi) an der östlichen Spur der Atacama-Störungszone. Die Intrusionstiefe (Al in Hornblende) des Cerro-del-Pingo-Plutons war jedoch mit etwa 6-7 km deutlich geringer.

Der im Arbeitsgebiet befindliche nördliche Abschnitt des El-Salado-Segments repräsentiert somit zwei Phasen sinistraler Scherung im oberen Jura und in der unteren Kreide. Die diese Ereignisse dokumentierenden Gesteine liegen heute westlich und östlich der Störungsspur einander gegenüber. Entsprechend den Übergängen zum Nebengestein sind die Mylonite des Cerro-del-Pingo-Granodiorits an Ort und Stelle verblieben. Der mylonitisierte, jurassische Diorit ist jedoch als kleiner Block herangeführt worden und aufgestiegen.

Die im Arbeitsgebiet erhaltenen Alter entsprechen denen des Paposo-Segmentes (Übersicht s. Abb. 56, S. 118).

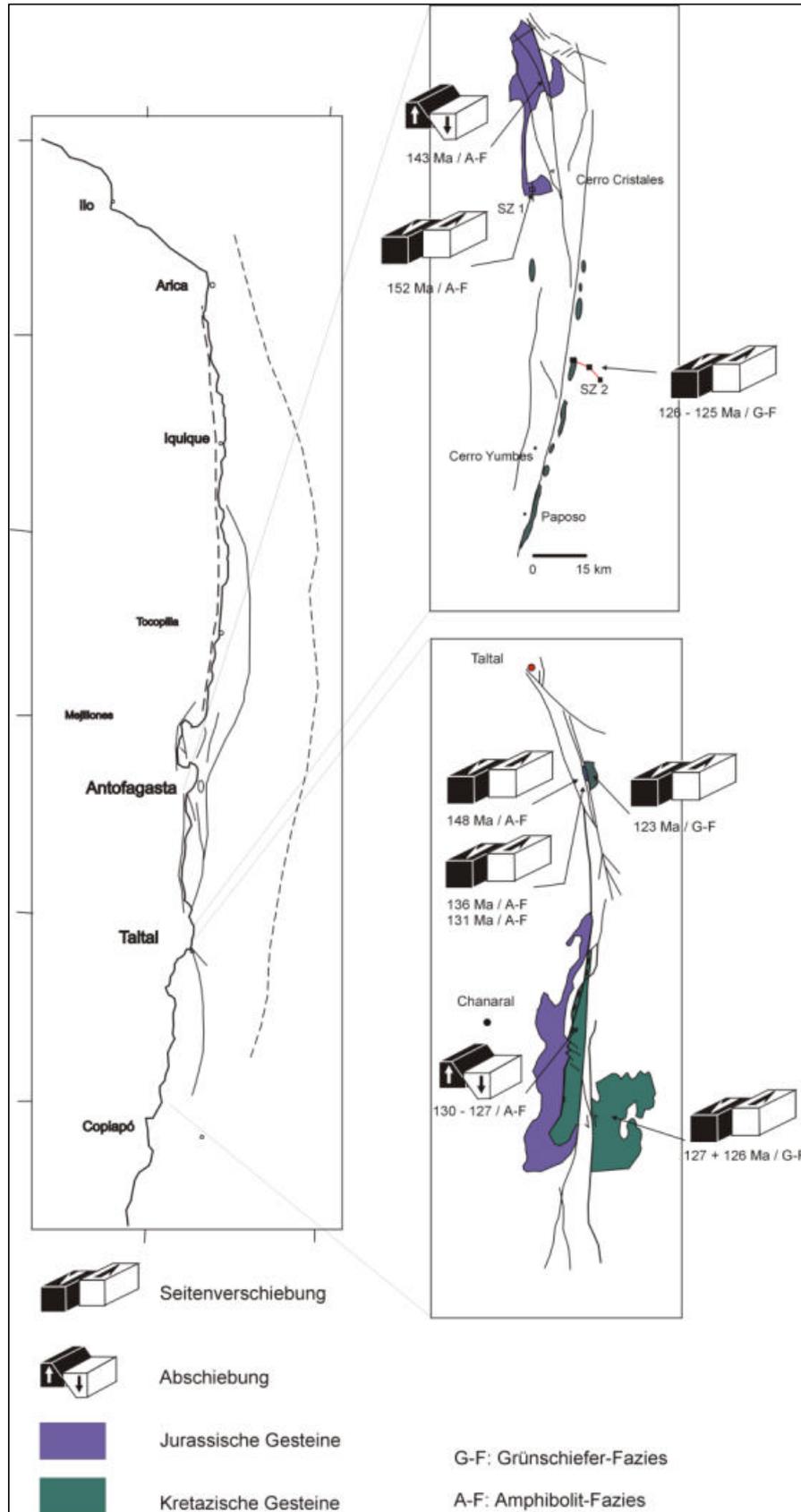


Abb. 56: Übersicht der Bewegungen an der Atacama-Störungszone: Dargestellt sind die Bewegungsrichtung, die Zeit und die metamorphe Fazies der untersuchten Mylonitgesteine.

Nach $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ - und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an Profilen im Bolfin-Komplex bei Antofagasta ergeben sich vom undeforinierten Protholithen bis in das Zentrum der Scherzone zwei Haupt-Deformationsereignisse. Um ca. 152 Ma kommt es zu ersten sinistralen Lateralbewegungen, dokumentiert durch dynamisch rekristallisierte Hornblenden aus dem Zentrum der Scherzone. Da plutonische Hornblenden aus dem Ausgangsgestein dasselbe Alter ergaben, wird diese Zeitmarke als Abkühlalter und somit als Minimalalter der Deformation interpretiert (SCHEUBER et al. 1995). Ein weiteres Indiz für ein Deformationsalter ergibt sich durch die Einbeziehung von La-Negra-Vulkaniten in die Scherung. Da die La-Negra-Vulkanite im Kimmeridge (s. voriges Kapitel) zwischen 155-152 Ma verkippt wurden, die Scherzone jedoch vertikal zur Achse der Verkipfung orientiert ist, fand die Scherung nach dem Kimmeridge statt. Teilweise wurden diese Blattverschiebungs-Bewegungen durch Abschiebungen, bei denen der östliche Block abgesunken ist, überprägt.

Die zweite Deformation in der amphibolitfaziellen Scherzone bei Antofagasta ist ebenfalls durch Vertikalbewegungen gekennzeichnet. Dynamisch rekristallisierte Biotite ergaben für diese Bewegungen ein Alter von 143 Ma (SCHEUBER et al. 1995).

Die Aufschlüsse am Cerro Yumbes im südlichen Bereich des Paposo-Segmentes zeigen grünschiefer-fazielle Scherzonen, die zwischen $24^{\circ}15'$ und $29^{\circ}15'S$ aufgeschlossen sind und die dem östlichen Teil der Atacama-Störungszone entsprechen. Der Deformationsgrad der Gesteine mit vertikaler Foliation und subhorizontaler Streckungslineation reicht von Kataklasiten bis zu Ultramyloniten mit einem durchgehend sinistralen Schersinn. Die Bandbreite der Deformation deutet auf eine Beanspruchung im Bereich des duktil-spröd-Überganges. Das Alter dieser Deformation wurde an rekristallisierten Biotiten mit 126-125 Ma bestimmt (SCHEUBER et al. 1995).

Im südlichen Abschnitt des El-Salado-Segments, zwischen der Quebrada Pan de Azucar und der Stadt Copiapó, verläuft die Atacama-Störungszone entlang der Randbereiche von oberjurassischen und unterkretazischen Intrusivkörpern (BROWN 1991, DALLMEYER et al. 1996). Am westlichen Rand eines oberjurassischen Plutons (Las Tazas) wurden Hornblenden aus Abschiebungszonen mittels $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ -Methode auf 130-127 Ma datiert. Nach Meinung der Autoren (DALLMEYER et al. 1996) repräsentieren diese Alter den Zeitpunkt der Abschiebungen. Da diese Alter jedoch als Abkühlungsalter interpretiert werden müssen, fanden die Abschiebungen wahrscheinlich schon zu einem früheren Zeitpunkt statt. An einem östlich der so datierten Vorkommen angeschlossenen Ast der Atacama-Störungszone wurden Alter von 127 Ma ($^{206}\text{U}/^{205}\text{Pb}$) und 126 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) für eine sinistrale Blattverschiebung am Rand

eines kretazischen Plutons gemessen (DALLMEYER et al. 1996).

Faßt man alle diese Datierungen zusammen, so wird deutlich, daß die ältesten bisher datierten Bewegungen (152 Ma bei Antofagasta, 148 Ma bei Taltal) eine sinistral-transtensionale Scherbewegung anzeigen. Diese Phase wird durch Abschiebungen abgelöst, die ein Alter von 143 Ma (Antofagasta) und 130-127 Ma (Chañaral) aufweisen. Im Arbeitsgebiet ist dieser Zeitraum jedoch weiterhin durch transtensionale Bewegungen gekennzeichnet.

Die verschiedenen Alter und unterschiedlichen Deformationen deuten auf eine starke Segmentierung des jurassisch-unterkretazischen magmatischen Bogens hin, in dem unter einem einheitlichen Deformationsregime - sinistral-transtensional - verschiedene Bewegungen verschiedener Segmente möglich sind.

Als Zeitspanne der Hauptaktivität der Atacama-Störungszone können 130-125 Ma unter positiver Einschätzung der Datierungen im Arbeitsgebiet gelten. Andere Autoren (SCHEUBER et al. 1995) kommen zu einer ähnlichen Einschätzung. Es kommt in dieser Zeit in allen drei Teilsegmenten zu sinistral-transtensionalen Bewegungen. Diese Eingrenzung der Hauptaktivität der Atacama-Störungszone deckt sich mit der im Arbeitsgebiet gemachten Beobachtung, daß für den jurassischen magmatischen Bogen das Las-Luces-Lineament als intra-arc-Scherzone fungierte.

Ein Problem bei der Betrachtung der Bewegungsabläufe an der Atacama-Störungszone bleibt der Betrag der Versatzweite, da keine geeigneten Marker senkrecht zum Verlauf der Atacama-Störungszone vorhanden sind. SCHEUBER (1994) postuliert aufgrund einer von MARRETT & ALLMENDINGER (1991) empirisch gewonnenen Formel, welche die Störungslänge und den Versatz in Beziehung setzt, einen lateralen Versatz-Betrag von ca. 200 km.

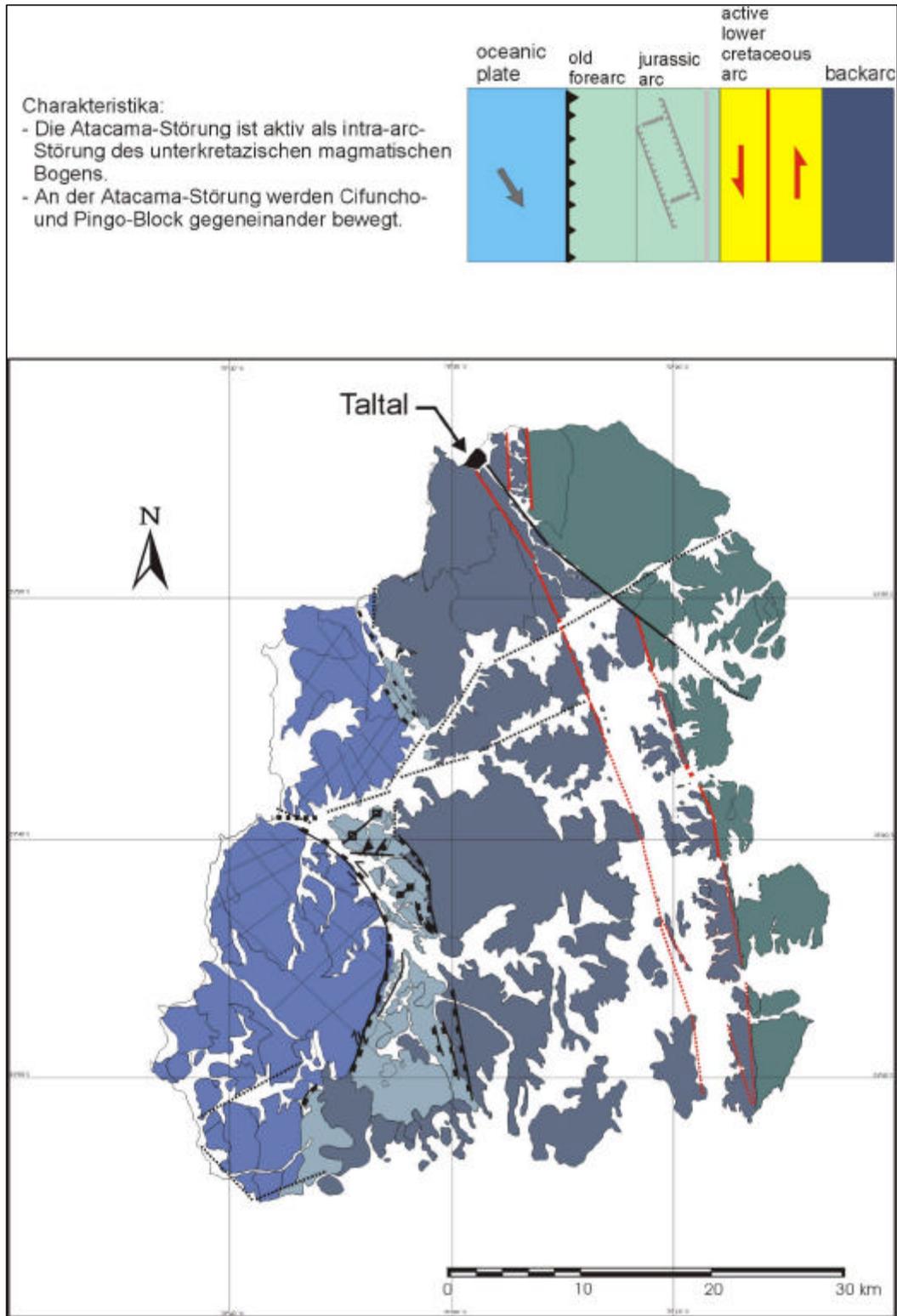


Abb. 57: Kinematik und Elemente der Bewegungen der Atacama-Störungszone in der unteren Kreide

4.2.7 Zusammenfassung

Die Atacama-Störungszone repräsentiert die intra-arc-Störungszone des unterkretazischen magmatischen Bogens im Arbeitsgebiet (s. Abb. 58, S. 123); sie wurde aktiv, als die Kruste des magmatischen Bogens durch Aufheizung entsprechend geschwächt war.

Die im Arbeitsgebiet sinistrale Atacama-Störungszone läuft parallel zur jurassischen Scherzone. Letztere zeigt ebenfalls einen sinistralen Versatz, ist jedoch deutlich tiefer positioniert.

Die Versatzweite der unterkretazischen Bewegungen ist nicht exakt zu ermitteln, scheint jedoch aufgrund des deutlich höheren Deformationsgrades der Störungsgesteine gegenüber der jurassischen Las-Luces-Störung erheblich zu sein.

Im Arbeitsgebiet zeigt der westlich der Atacama-Störungszone gelegene Cifuncho-Block gegenüber dem Pingo-Block einen völlig anderen geologischen Aufbau. Die Unterschiede zwischen beiden manifestieren sich in folgenden Punkten:

1. Für den Cifuncho-Block läßt sich eine kontinuierliche, in sich geschlossene mesozoische Entwicklung von triassischen Konglomeraten - inklusive eines Basalkonglomerats in der Quebrada del Gritón - bis hin zu kretazischen Vulkaniten feststellen, während im Pingo-Block ein Hiatus zwischen Paläozoikum und Kreide besteht. Hier folgen auf paläozoische Quarzite direkt kretazische Vulkanite (Cerro de Difunto an der Quebrada de la Peineta).
2. Die paläozoischen Serien bestehen in beiden Blöcken aus Gesteinen sehr unterschiedlicher Fazies: Eine Tiefwasser-Fazies überwiegt im Cifuncho-Block, eine Flachwasser-Fazies im Pingo-Block.
3. Wie beschrieben, werden die beiden Blöcke durch eine Störungszone mit sinistralen Schersinn voneinander getrennt. Die Atacama-Störungszone bildet die Suture zwischen den beiden Blöcken; diese folgt lokal jurassischen Vorzeichnungen.
4. Der Pingo-Block ist nicht von den tektonischen Bewegungen im Cifuncho-Block erfaßt worden. Die wahrscheinlich mittelkretazische Taltal-Störung ist die älteste Störung, die beide Blöcke schneidet.

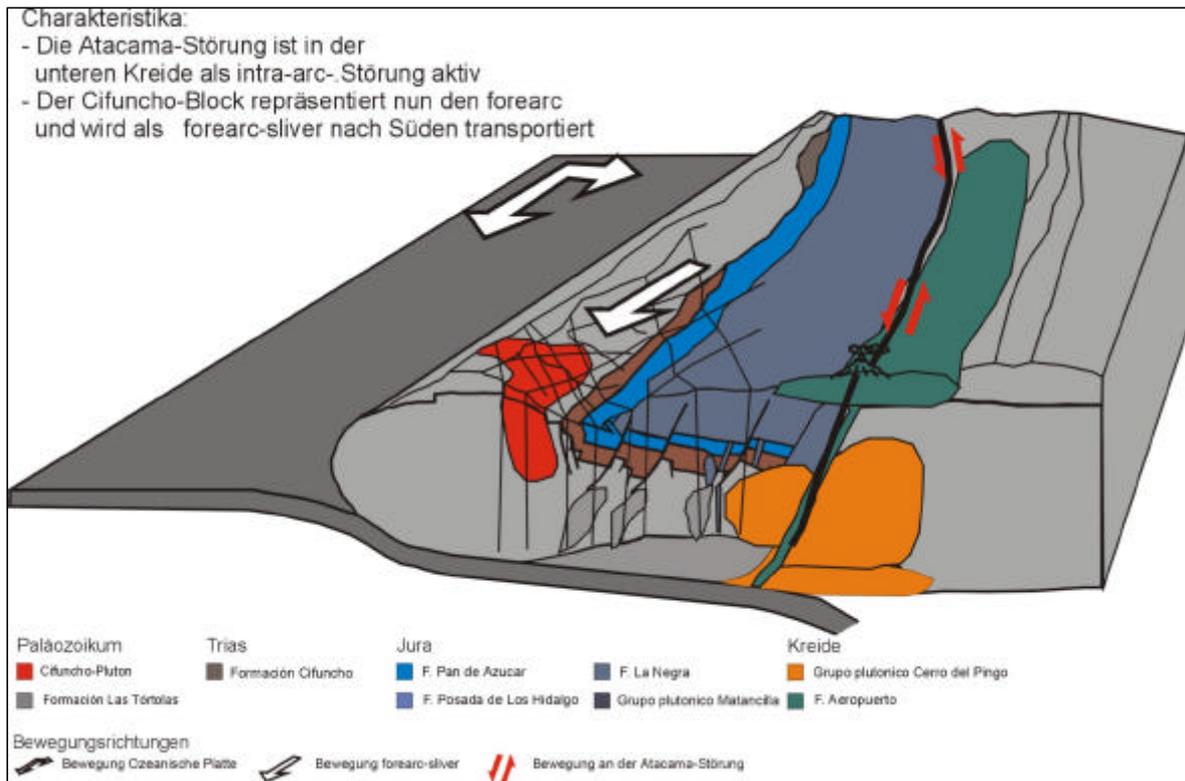


Abb. 58: Blockbild der paläogeographischen Entwicklung in der unteren Kreide: Zu dieser Zeit fungierte die Atacama-Störungszone als intra-arc-Störung.

4.3 Das Gebiet als forearc

Der im Arbeitsgebiet mit der Formación Aeropuerto vertretene unterkretazische magmatische Bogen hatte sein Zentrum im chilenischen Längstal der Küstenkordillere Nordchiles und kann am deutlichsten nördlich von 24°30'S vom jurassischen magmatischen Bogen unterschieden werden (SCHEUBER et al. 1994). Hiernach gibt es Parallelen zum jurassischen Bogen: Gefördert werden kalkalkaline Laven, die Ablagerung erfolgt auf Meeresebene auf einer absinkenden Kruste; wieder wird der Vulkanismus durch einen entsprechenden Plutonismus begleitet (SCHEUBER et al. 1994). Der mittelkretazische magmatische Bogen war bis zur peruanischen Phase aktiv, also etwa bis zur Umstellung des Subduktionsregimes. Mit dem Vorbeizug der Spreizungsachse zwischen Phoenix- (der bisherigen Platte) und der Farallon-Platte in der mittleren Kreide änderte sich die Konvergenzschiefe von >45° (Subduktion nach SE) auf <30° (Subduktion nach ENE).

Im Anschluß an diese Umstellung wird der Grad der seismischen Koppelung ebenfalls geändert. Im Zuge der fortschreitenden tektonischen Erosion der kontinentalen Oberplatte durch die ozeanische Farallon-Platte näherte sich die Tiefseerinne dem Cifuncho-Block aus westlicher Richtung an. Dieser nahm ab der mittleren Kreide, als der unter-kretazische Bogen voll entwickelt war, eine forearc-Position ein. Der Cifuncho-Block geriet dadurch zunehmend in den Einfluß der von der subduzierten Platte ausgehenden, seismischen Koppelung, d. h. der Bereich der Oberplatte, unter dem sich die Wadati-Benioff-Zone in einer Tiefe von ca. 20-60 km befindet (TICHELAAR & RUFF 1993).

Zwei Störungssysteme sind nach dem Ende der Aktivität der Atacama-Störungszone angelegt worden (s. Abb. 59, S. 126):

- Die NW-SE-streichende Taltal-Störung und weitere NW-Lineamente und NW-gerichtete Störungen im Cifuncho-Block, parallel dazu
- die NE-streichenden Störungen in den Cerros de Gritón und entlang der Quebrada Cifuncho, der Quebrada Tigrillo und der Quebrada de la Cachina.

4.3.1 NW-streichende Lineamente und Störungen

An der NW-SE-streichenden, sinistralen Taltal-Störung ist die Atacama-Störungszone um etwa 15 km versetzt worden. Das Maximalalter der Bewegung wird im Arbeitsgebiet durch die jüngsten Bewegungen an der Atacama-Störung mit 123 Ma vorgegeben, die am Cerro del Pingo in den Myloniten des Cerro-del-Pingo-Granodiorits konserviert sind. In einem überregionalen Rahmen läßt sich die Taltal-Störung als Lineament weiter nach SE verfolgen (ABELS & BISCHOFF 1996) und verläuft dann über die Mine von Potrerillos bis zum Maricunga-Salar in Nordchile. In jenem Bereich schneidet das "Taltal-Lineament" eozäne Strukturen.

Kleinere NW-SE-orientierte Lineamente sind in der Küstenkordillere zwischen Taltal und Chañaral auf Luft- und Satellitenbildern zu erkennen. Sie entsprechen einer Reihe weiterer NW-streichender Störungen mit sinistralen Versatz und wurden durch frühere Bearbeiter (BERG & BREITKREUZ 1983, DAMM & PICHOWIAK 1981) und eigene Arbeiten auskartiert. Diese Störungen segmentieren den beschriebenen Abschnitt der Küstenkordillere. Eine zeitliche Einordnung der Bewegungen ergibt sich lediglich aus der Segmentierung der mesozoischen Sedimente. Die saiger stehenden, oberjurassischen Gänge sind entlang der Lineamente innerhalb der mesozoischen Sedimente gegeneinander versetzt.

4.3.2 NE-streichende Lineamente und Störungen

Auch die NE-streichenden Störungen sind exemplarisch im Arbeitsgebiet belegt und im weiteren Umfeld als Lineamente sichtbar. In den Cerros de Gritón an der Bahía Isla Blanca wurden auf der nördlichen Seite einer NE-orientierten Blattverschiebung - erkennbar an dem Versatz eines Tuffbandes - paläozoische und triassische Sedimente gefaltet. Der Versatz beträgt etwa 500 m. Ein Maximalalter ist lediglich durch den Versatz des jurassischen Tuffbandes gegeben. Ähnlich den Verhältnissen an der Taltal-Störung ist die Abschätzung eines Minimal-Alters nicht möglich.

Ein deutliches, ENE-streichendes Lineament zeichnet sich in der Quebrada Cifuncho ab. Bereits 1970 auf Schrägaufnahmen einer Apollo-Mission als auffällig entdeckt (s. Abb. 33; SEGERSTROM 1970), verläuft dieses Lineament von der Bahia Cifuncho über die gleichnamige Quebrada, die Quebradas Zanjones und Taltal bis in die Hochkordillere zum Salar de Gorbéa. Ein möglicher dextraler Bewegungssinn ergibt sich aus dem Versatz des paläozoischen Granits und der Trias-Aufschlüsse.

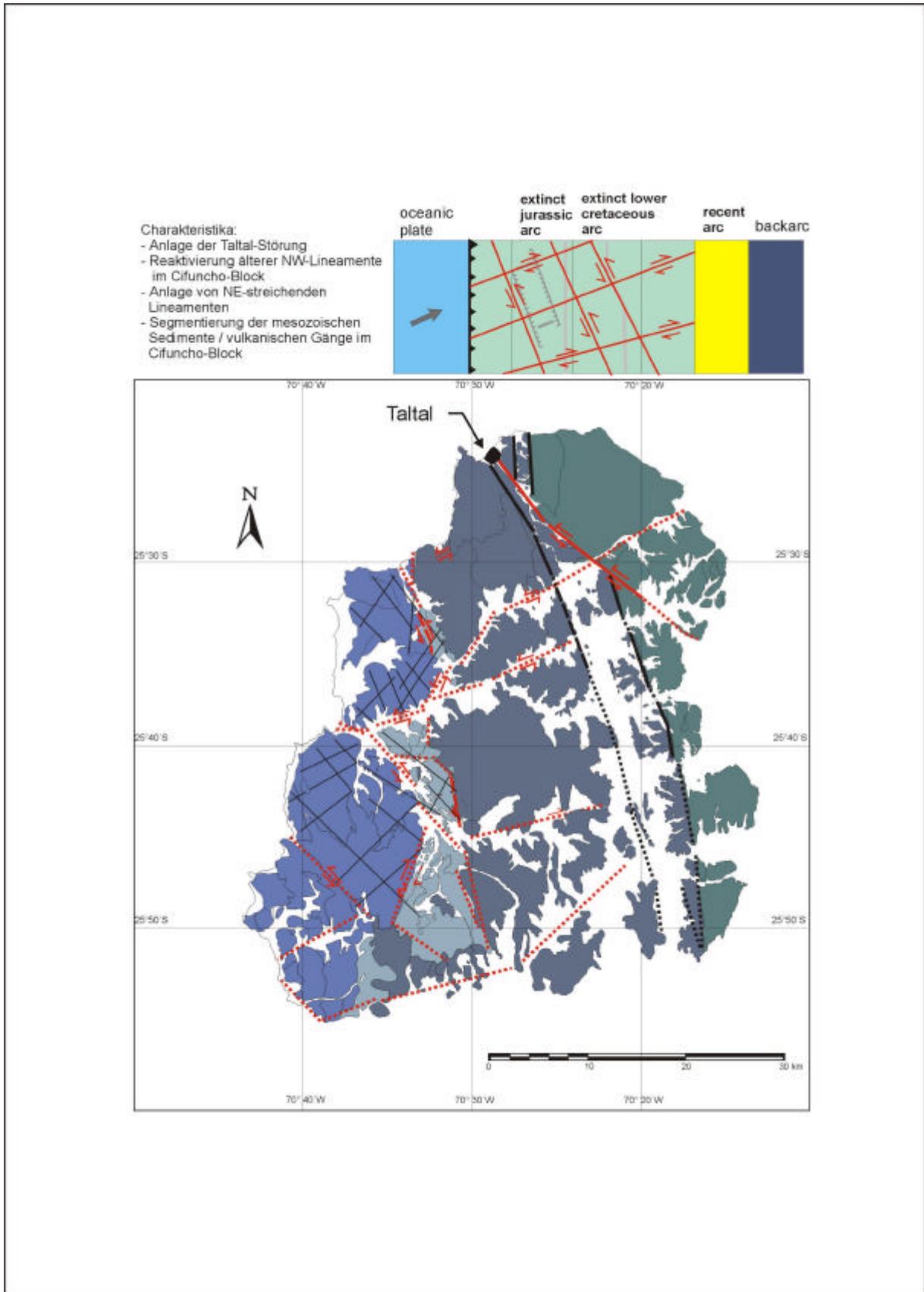


Abb. 59: NW- und NE-streichende Störungssysteme

Die Versatzweite würde etwa 5 km betragen. Sowohl auf der Apollo-Schrägaufnahme wie auch in den Satellitenbildern sind nach Süden und Norden weitere ENE-streichende Lineamente zu erkennen, so z. B. entlang der Quebradas de la Cachina, Pan de Azucar etc.

Ist an dem NW-streichenden Lineament entlang der Quebrada Cifuncho ein deutlicher dextraler Versatz erkennbar, so ist dies bei den anderen Lineamenten nicht eindeutig zu bestimmen. Ebenso ist eine zeitliche Abfolge der NW-SE- und NE-SW-streichenden Lineamente nicht mehr nachvollziehbar.

Im Arbeitsgebiet ist es wahrscheinlich ab dem Miozän zu einer Reaktivierung bereits vorhandener, NW-SE-streichender Störungen und Lineamente und zur Anlage neuer, NE-SW-streichender Störungen im Sinne konjugierter Störungen gekommen.