

1 Einleitung

Die Anden erstrecken sich über 7000 km entlang der Westküste Südamerikas. Die zentralen Anden sind bei 21°S zwischen Bolivien, Chile und Nord-Argentinien im Schnitt über 3,8 km hoch und über 800 km breit. Dort bestehen die zentralen Anden aus mehreren morphostrukturellen Einheiten (Fig. 1), das sind von West nach Ost: die Küstenkordillere, das Längstal, die Präkordillere, die präandine Depression, die Westkordillere, der Altiplano, die Ostkordillere, das Interandin und Subandin und der Chaco (Reutter et al. 1988). Eine weitere Besonderheit der zentralen Anden bei 21° S ist eine verdickte Kruste. Diese weist eine Mächtigkeit von bis zu 70 km auf (James 1971; Wigger et al. 1994; Zandt et al. 1996; Beck et al. 1996). Die Ursache dieser Krustenmächtigkeit wird vor allem einer Krustenverkürzung zugeschrieben (Isacks 1988; Sheffels 1990; Sempere et al. 1990 & 1997; Kennan et al. 1995; Kley & Monaldi 1998; Roeder 1988; Allmendinger et al. 1997).

Der Altiplano ist Teil des zentralandinen Hochplateaus mit einer durchschnittlichen Höhe von 3800 m NN. In einem subduktionsbezogenen Orogen gibt die Existenz eines solchen Plateaus viele Rätsel auf. Bereits mehrere Autoren bearbeiteten Teile dieses morphostrukturellen Elementes (Baby et al. 1990, Martínez et al. 1994; Sempere 1995; YPFB-Kartierung des S-Altiplanos 1992 und andere). Allerdings fehlte es bisher im S-Altiplano an umfassenden Arbeiten, die sowohl die Sedimente im gesamten Altiplano-Becken korrelierten wie auch das Zusammenspiel von Tektonik, Vulkanismus und Sedimentation untersuchten.

Aufgrund dieser Tatsache sollte im Rahmen des SFB 267 „Deformationsprozesse in den Anden“ diese Arbeit mit den anderen Arbeiten innerhalb des C1-Projektes durchgeführt werden. Die Entwicklung des Altiplano-Puna-Plateaus stellt den Schwerpunkt im diesem Projekt dar. Das Altiplano-Becken bildet eine große Struktur innerhalb des Plateaus. Aus diesem Grunde sollte die Beckenentwicklung in dieser Arbeit besonders untersucht und mit den gleichzeitig ablaufenden magmatischen und tektonischen Prozessen (Elger 2003) sowie der Hebungsgeschichte (Ege 2004) korreliert werden.

1.1 Ziel und Methodik der Arbeit

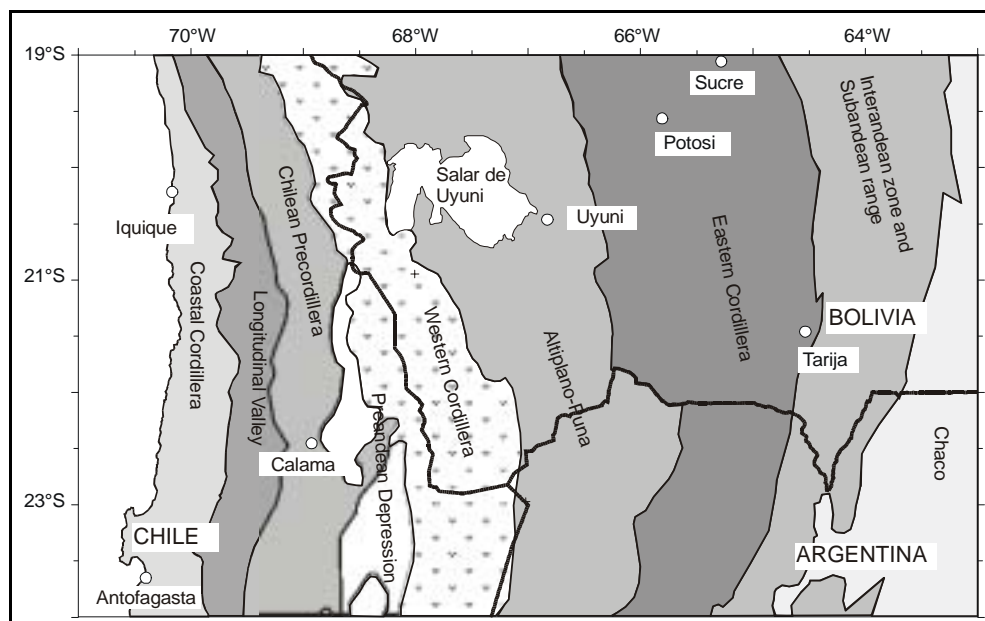
Die Beckenanalyse des Süd-Altiplano-Beckens hatte das Ziel, die tertiäre Beckenentwicklung zu rekonstruieren. Wichtig für die Beckenanalyse war u. a. die Aufnahme stratigrafischer Profile, die Faziesverteilung sowie die Charakterisierung der Abtragungs- und Ablagerungsräume. Dabei stand die Frage im Vordergrund, ob es zu einer komplexen Beckendifferenzierung innerhalb des Süd-Altiplano-Beckens gekommen war. Diese sollte im Zusammenspiel zwischen Tektonik und Sedimentation betrachtet werden. Weiterhin wurde die Rolle des Altiplano-Beckens bei der Entstehung des Altiplano-Puna-Plateaus untersucht.

Ein erster Schritt zur Untersuchung der Beckenentwicklung bestand in einer sedimentologischen Bearbeitung der tertiären Schichtenfolge. Dazu wurden an mehreren Lokalitäten Profile und einzelne Aufschlüsse aufgenommen. Die so gewonnenen Geländedaten beinhalten Angaben zu Mächtigkeiten, Paläoströmungsrichtungen, Klastenzusammensetzung, Faziesverzahnungen, Gesteinskontakten, Zyklen und Rhythmen. Mit ihrer Hilfe wurde die bestehende lithostratigrafische Gliederung überprüft und wenn nötig vervollständigt. Der Anteil des vulkanischen Materials wurde am Handstück im

Gelände aufgenommen und bei der petrografischen Untersuchung der Sandsteine nochmals unter dem Mikroskop genauer erfasst. Datierungen an Vulkaniten erlauben die chronostratigrafische Interpretation der Abfolgen, besonders in den oligo-miozänen Abfolgen (Anhang: Datierungen) und erstmalig gelang damit die Korrelation mit Abfolgen im zentralen und nördlichen Altiplano-Becken. Makroskopische und mikroskopische Untersuchungen der Sedimente mündeten in eine Faziesanalyse, die die lateral benachbarten sowie zeitlich aufeinanderfolgenden Ablagerungsräume zu erfassen sucht und die Transportmechanismen der Sedimente beschreibt. Über 100 Sandsteinproben wurden klassifiziert (pro Probe wurden 300 Einzelkörner gezählt und statistisch ausgewertet), und ihr Reifegrad bestimmt. Um die Herkunfts- bzw. Abtragungsgebiete genau zu rekonstruieren und damit Hinweise auf eine interne Strukturierung des Ablagerungsraumes zu gewinnen, wurde auch eine Liefergebietsanalyse an ausgewählten Sandsteinproben durchgeführt. Dazu gehören auch die Bestimmung der Klastenverteilung und Klastenlithologie der Konglomerate sowie die Paläoströmungsanalyse. Die erzielten Ergebnisse, kombiniert mit bisher unveröffentlichten Daten aus Bohrungen, erlauben es, die Absenkungsgeschichte des Süd-Altiplano-Beckens zu rekonstruieren. Dazu war es zusätzlich notwendig, Hinweise auf die Deformationsgeschichte anhand von Diskordanzen und Störungen auszuwerten. Es wurden sodann für verschiedene Lokalitäten Subsidenzkurven erstellt. Abschließend wurden die Daten in ein Beckenmodell integriert, das der polyphasen Entwicklung des Süd-Altiplano-Beckens während des Tertiärs Rechnung trägt und das im Zusammenhang mit angrenzenden Regionen Chiles, Argentiniens und N-Bolivians diskutiert wird.

1.2 Geografischer und geologischer Überblick

Südbolivien lässt sich bei 21° S morphostrukturell von West nach Ost in folgende Einheiten gliedern: die Westkordillere mit dem rezenten vulkanischen Bogen, den Altiplano, die Ostkordillere, das Interandin, das Subandin und den Chaco (Abb. 1.1).



vorherige Seite **Abb. 1.1** Morphotektonische Einheiten Südbolivians (umgezeichnet nach Reutter et al. 1988).

Der Begriff Altiplano beschreibt eine morphostrukturelle Einheit und wird in dieser Arbeit weiter benutzt. Als Ablagerungsraum der tertiären Sedimente wird der Begriff Süd-Altiplano-Becken eingeführt (Abb. 1.2). Das rezente Süd-Altiplano-Becken wird durch einzelne Hochgebiete untergliedert, die meist aus paläozänen und tertiären sedimentären Gesteinen sowie von tertiären Vulkaniten gebildet werden. Das Süd-Altiplano-Becken liegt im südlichen Altiplano, im bolivianischen Bundesstaat Potosí. Die mittlere Höhe des S-Altiplano-Beckens liegt bei 3700 m NN, einzelne Berge erreichen Höhen über 6000 m NN. Das rezente S-Altiplano-Becken wird nach Norden durch den Salar de Uyuni und nach Osten durch die Ostkordillere begrenzt. Nach Süden grenzt es an Argentinien, im Westen, markiert durch die Westkordillere, an Chile. In letzterer werden Höhen bis über 6000 m NN erreicht. Die Westkordillere ist entlang von 21° S etwa 150 km breit, das Süd-Altiplano-Becken etwa 200 km.

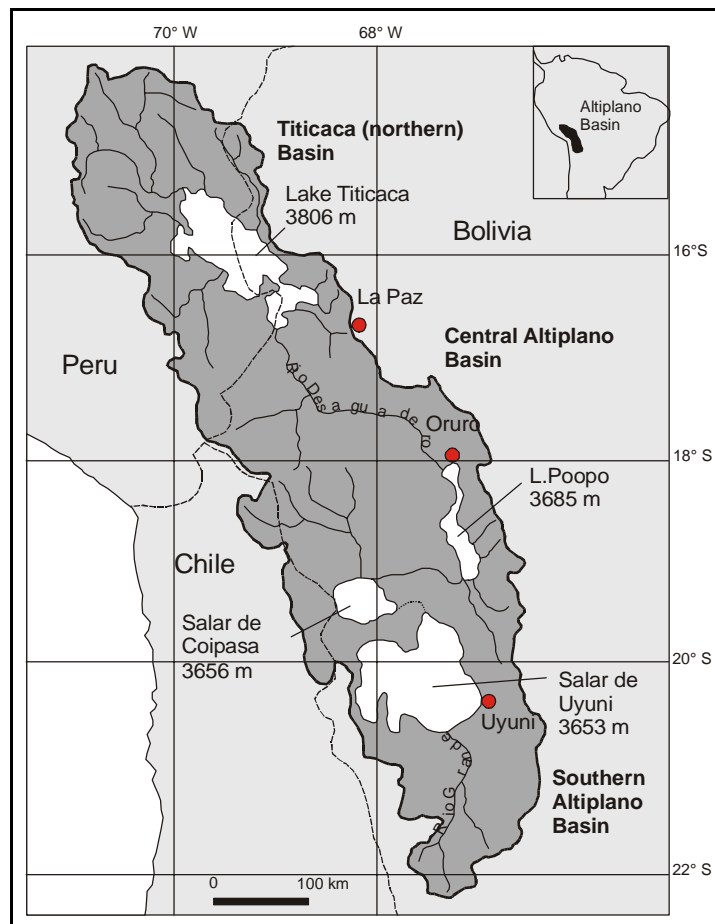


Abb. 1.2 Das rezente Altiplano-Becken; ein endorheisches Becken mit einer Fläche von ~ 200 000 km². Das nördliche Titicaca-Becken ist temporär über den Rio Desaguadero mit dem zentralen Becken verbunden. Letzteres ist wiederum in ein nördliches Teilbecken mit den Salaren de Coipasa und Poopo sowie ein südliches Teilbecken mit dem Salar de Uyuni gegliedert. Die Höhenlage der Seen bzw. Salare nimmt nach Süden deutlich ab (umgezeichnet nach Fornari et al. 2001).

Das wichtigste Element des südlichen Altiplano ist der Salar de Uyuni. Einziger größerer Fluss dort ist der Rio Grande de Lipez, der in den Salar de Uyuni mündet. Im Zentrum des Süd-Altiplano-Beckens liegt der erloschene Vulkan San Cristóbal mit einer Höhe von 4300 m. Größere Ortschaften sind Uyuni und Chita im Norden sowie San Vicente im Osten; im Süden liegt die Ortschaft San Pablo de Lipez und im Westen an der Grenze nach Chile die Grenzstadt Ollagüe/Avaroa. Kleinere Ortschaften sind die Minenstadt San Cristóbal und Julaca an der Bahnlinie Uyuni - Avaroa/Ollagüe. Während das Süd-Altiplano-Becken östlich von San Cristóbal zu einer Ebene wird, erhebt sich an der Ostgrenze die Ostkordillere mit Höhen von über 6000 m NN und stellt damit eine natürliche morphologische Grenze dar (Karte siehe Anhang).

Am SE-Rand des Süd-Altiplano-Beckens bildet die San Vicente-Störung (SVF: San Vicente-Fault) eine deutliche Grenze zur Ostkordillere. Nach Norden, etwa auf der Höhe von Atocha, zweigt die SVF in das Süd-Altiplano-Becken nach Westen ab. Das bedeutendste tektonische System im Süd-Altiplano-Becken wird durch die Uyuni - Khenayani - Störungszone (UKFZ: Uyuni - Khenayani - Fault - Zone) gebildet. Diese Störungszone zieht sich von SW nach NE durch das gesamte Süd-Altiplano-Becken. Entlang dieser Zone ändert sich die Morphologie des Süd-Altiplano-Beckens von flach im SE zu bergig im NW.

Der andine Zyklus gewann in den zentralen Anden bei 21° S im unteren Jura und setzte sich bis in das Känozoikum fort (Coira et al. 1982). Die Westseite des Orogens ist durch verschieden alte magmatische Bögen charakterisiert. Der älteste (Jura bis Unter-Kreide) lag in der Küstenkordillere Chiles. In Chile, im Gebiet des heutigen Längstals, entstand ab der mittleren Kreide ein neuer vulkanischer Bogen. Ein weiterer magmatischer Bogen entwickelte sich in der oberen Kreide im Gebiet der heutigen Präkordillere. Dieser blieb bis zum Ober-Eozän aktiv. Zu dieser Zeit entstanden bedeutende Störungssysteme, wie das Präkordilleren-Störungssystem, verursacht durch die in diesem Zeitraum nordwärts gerichtete Subduktion der ozeanischen Platte (Reutter et al. 1991). Möglicherweise diente als Ursache für die Entstehung dieser Strukturen ab dem Eozän eine erhöhte Konvergenzrate, die auch als Ursache für die Inkaische Deformationsphase angesehen wird.

Im Ober-Eozän (etwa 38 Ma) trat eine Phase magmatischer Ruhe ein. Dieser Zeitraum hielt etwa 10 Ma an. Ab dem Ober-Oligozän (bei etwa 29 Ma) entstand ein neuer vulkanischer Bogen. Dieser erstreckte sich im Laufe des Ober-Oligozäns und Miozäns von der West- bis zur Ostkordillere (Reutter et al. 1994).

In der weiter östlich liegenden Ostkordillere, die am Ostrand des S-Altiplano-Beckens an der SVF nach Westen auf das Süd-Altiplano-Becken überschoben wird, sind weitverbreitet ordovizische Sedimente aufgeschlossen. Im Westteil der Ostkordillere sind westvergente Überschiebungen mit den entsprechenden Rücküberschiebungen vorhanden (Müller 2000). Diese gehen auf einen gemeinsamen Abscherhorizont in einer Tiefe von etwa 30 km zurück (Müller 2000; Müller et al. 2002). Die Ostkordillere geht nach Osten über das Interandin und das Subandin in das Chaco-Vorland über. Das Interandin wird vor allem von silurischen und devonischen Sedimenten aufgebaut. Einzelne Aufschlüsse von jurassischen Gesteinen kommen vor. Das Subandin wird von karbonischen, jurassischen, triassischen und tertiären Gesteinen aufgebaut. Die älteren Gesteine kommen in den

Antiklinalkernen vor, während die tertiären Gesteine meist in den Synklinalen aufgeschlossen sind. Strukturell zieht sich das Subandin weit unter das Chaco-Vorland nach Osten als ein typischer Falten- und Überschiebungsgürtel. Das Chaco-Vorland wird von jungtertiären bis rezenten Sedimenten aufgebaut.

1.3 Geologische Entwicklung Südbolivians

Die geologische Entwicklung Boliviens kann in mehrere tektonisch-sedimentäre Zyklen untergliedert werden (Suárez Soruco 2000). Die wichtigsten sind der Brasilianische, der Tacsarische, der Kordilleren-, der Subandin- und der Andin-Zyklus (Steinmann 1929; Almeida et al. 1976; Suárez Soruco 1982, 1983). Die Grenze zwischen dem Subandin- und dem Andin-Zyklus kann mit dem Auseinanderbrechen von Gondwana vor etwa 200 Ma gezogen werden (Suárez Soruco 2000). Möglicherweise konzentrierte sich die känozoische Deformation oft an Terran-Grenzen (Abb. 1.3), weshalb in diesem Kapitel die Entwicklung Südbolivians ab dem Proterozoikum besprochen wird. Einzelne Terrane wurden während der einzelnen Zyklen an den brasilianischen Schild angegliedert (Suárez Soruco 2000). Ein wichtiges tektonisches Element im Süd-Altiplano-Becken bildet der Khenayani - Turuchinpa - Paläostrukturelle - Korridor (CPKT: Corridor - Paleoestructural - Khenayani - Turuchinpa) der in NE-Richtung diagonal durch das Süd-Altiplano-Becken verläuft (Sempere 1994). Dieser strukturelle Korridor kontrollierte in SE-Bolivien die Deformation und Sedimentation im gesamten Phanerozoikum (Sempere 1994). Auch die känozoisch aktive UKFZ (Uyuni-Khenayani-Fault-Zone) verläuft in diesem Korridor.

Ende Proterozoikum-spätes Kambrium

Im Proterozoikum bildeten die Ostseite des nordamerikanischen Kontinentes und Südamerika eine Einheit, die während des späten Proterozoikums bis ins frühe Kambrium auseinanderdriftete (Bond et al. 1984; Murphy & Nance 1991). So entfernte sich während des sog. Brasilianischen Zyklus im Raum Chile-Bolivien der Arequipa-Block vom Brasilianischen Schild; es entstanden dadurch Extensionsstrukturen (Suárez Soruco 1999). Die Ostbegrenzung des Arequipa-Terran verläuft in einem N-S-Streifen, etwa parallel der Grenze Chile-Bolivien (Mpodozis & Ramos 1990). Suárez Soruco (2000) schlug vor, das Arequipa-Terran um das Huarina-Gebiet im Osten zu erweitern und die Bezeichnung entsprechend in Arequipa-Huarina-Massiv zu ändern (Abb.1.3).

Die östliche Begrenzung des Arequipa-Huarina-Massivs liegt im Westteil der Ostkordillere. Zwischen dem Arequipa-Huarina-Massiv und dem Guaporé-Kraton, der zum brasilianischen Schild gehört, liegt das Cordillera Real-Aiquile-Tupiza-Störungssystem (Abb 1.3).

Andere Autoren deuten dagegen den Arequipa-Block als einen Mikrokontinent, der erst während des folgenden Tacsarischen-Zyklus an Südamerika angedockt wurde (Breitkreuz & Zeil 1984; Mpodozis & Ramos 1990). Durch diese Akkretion entstanden tiefe Becken, in denen die ordovizischen bis silurisch-devonischen Sedimente abgelagert wurden (Breitkreuz & Zeil 1984; Mpodozis & Ramos 1990).

Gesteine im Altiplano-Becken, die auf die Anwesenheit des Arequipa-Huarina-Massiv hindeuten, sind rezent am Cerro Urayani im zentralen Altiplano-Becken aufgeschlossen (Tröeng et al. 1994; Wörner et al. 2000). Die kristallinen Gesteine bei Cerro Urayani haben eine ähnliche geochemische Zusammensetzung wie die der Arequipa-Domäne und der kristallinen Gesteine, die im nördlichen Altiplano-Becken erbohrt wurden (Wörner et al. 2000). Im Süd-Altiplano-Becken werden aufgrund seismischer Interpretationen kristalline Gesteine östlich von Santa Inés in einer Tiefe von etwa 100 m vermutet (Aranibar 1997 in Suárez Soruco 2000). Kristalline Gesteine selbst sind im Süd-Altiplano-Becken nicht aufgeschlossen, sie kommen aber in den tertiären Sedimenten als Detritus vor.

Spätes Kambrium - Oberes Ordovizium

Während des Tacsarischen Zyklus (Kambrium-Ordovizium) entstanden tiefe Becken, die durch weitere Bewegungen des Arequipa-Huarina-Terrans verursacht wurden (Breitkreuz & Zeil 1984; Mpodozis & Ramos 1990; Bahlburg 1990; Sempere 1995; Avila Salinas 1996; Erdtmann & Suárez Soruco 1999). Im Gebiet des heutigen Altiplano-Beckens entstand somit zwischen dem Arequipa-Huarina-Massif und dem Brasilianischen Schild ein tiefes Becken, das weite Teile Südbolivians und Nordargentinians umfasste (Sempere 1995; Egenhoff 2000; Müller 2000).

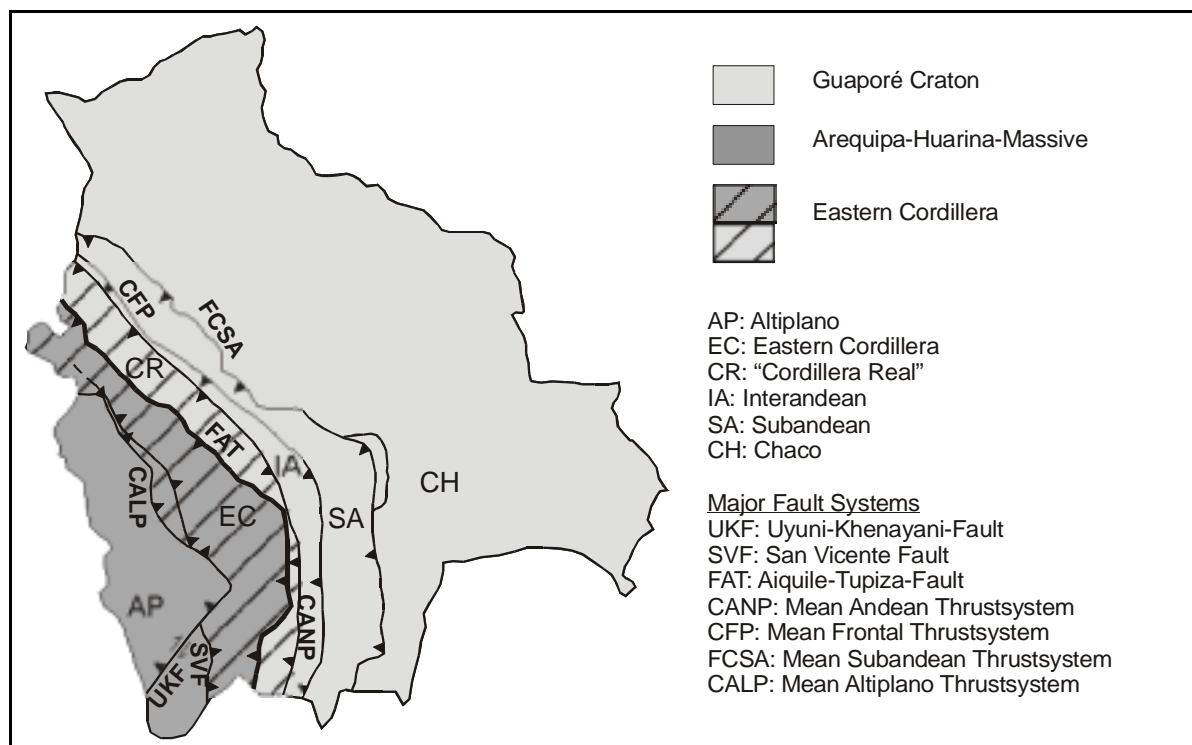


Abb. 1.3 Die Karte zeigt die Hauptstörungssysteme in Bolivien und die neue Definition des Arequipa-Huarina-Massivs und Guaporé-Kratons nach Vorschlägen von Suárez Soruco (2000). Nach dieser neuen Definition weist die Ostkordillere ein kristallines Basement aus dem brasilianischen Schild auf. Die FAT (Aiquile-Tupiza-Störung) liegt demnach über dieser alten Strukturgenze (umgezeichnet nach Suárez Soruco 2000).

Vor allem ordovizische Siliziklastika wurden darin marin abgelagert. Weit verbreitet sind Schelf- und Tiefseesedimente in der Ostkordillere; einige isolierte Aufschlüsse finden sich auch im Süd-Altiplano-Becken entlang der UKFZ (Aranibar Riguera et al. 1995; Egenhoff 1999; Suárez Soruco 2000; Müller et al. 2002).

Unteres Silur - unteres Karbon

Während des Kordilleren-Zyklus entwickelte sich das ordovizische Becken weiter fort (Suárez Soruco 2000). Möglicherweise wurden bereits an der Grenze Ordovizium-Silur wesentliche Strukturen angelegt, wie der CPKT und weitere Störungssysteme im Süd-Altiplano-Becken, die später reaktiviert wurden (Sempere 1995). Das Ende des Kordilleren-Zyklus wird durch die herzynische Orogenese bzw. die Anlage des Chiriguana-Orogens gekennzeichnet (Mégard 1973). Diese kompressiv geprägte Deformation kann von der Westküste Südamerikas über die Sierras Australes bei Buenos Aires bis nach Südafrika verfolgt werden (Suárez Soruco 2000). Das Alter der Metamorphose, verursacht durch diese herzynische Deformation, wird mit 320 bis 290 Ma angegeben (Jacobshagen et al. 2002).

Im Süd-Altiplano-Becken sind rezent Gesteine, die während des Kordilleren-Zyklus abgelagert wurden, entlang der UKFZ aufgeschlossen (siehe Karte Anhang). Allerdings sind sie nicht geschiefert, unmetamorph und lagern diskordant über dem Ordovizium. Typisch ist der basale Horizont des Silurs, die Cancañiri-Fm., die aus glazialen Ablagerungen zusammengesetzt ist (Koeberling 1919). Darüber folgen Sandsteine und Konglomerate der Llallagua-, Uncia- und Catavi-Formationen, die als massive Turbiditsequenzen interpretiert werden (Koeberling 1919; Vargas Cordava 1970; Sempere 1995; Egenhoff 2000).

Oberes Karbon - obere Trias

Der Subandin-Zyklus ist durch ein Becken, das sich östlich des Chiriguana-Orogens entwickelte, charakterisiert. Das Andocken von Terranen an der Westseite Südamerikas war am Ende des Perms beendet (Mpodozis & Kay 1992).

Gesteine im Süd-Altiplano-Becken, die auf diesen Zyklus Hinweise liefern, sind nicht aufgeschlossen.

Unterer Jura - Rezent

Der Andin-Zyklus kann in zwei Unter-Zyklen gegliedert werden (Oller-Viramendi 1992). Der ältere Andine Zyklus 1 ist durch das Auseinanderbrechen von Gondwana charakterisiert. Dadurch entstanden im heutigen Bolivien, Argentinien, Peru und Chile grosse Rift-Systeme (Salfity & Marquillas 1994; Welsink et al. 1992 & 1995).

Diese im wesentlichen jurassisch-kretazischen Riftstrukturen sind vor allem das Salta-Rift in N-Argentinien und das Peru-Rift. In Bolivien bildete das Potosí-Becken mit einer Füllung aus Siliziklastika, Karbonaten und vereinzelt Vulkaniten das Verbindungselement zwischen beiden Rifts (Sempere et al. 1990; Fiedler 2001). Die Entstehung des Salta-Rifts wird mit der Öffnung des Südatlantiks im Zusammenhang gebracht (Uliana & Biddle 1988). Das Salta-Rift und seine nördliche Fortsetzung wurden von mehreren Hochgebieten an den Rändern begrenzt sowie intern strukturiert.

In S-Bolivien ist dies das San Pablo de Lipez-Hoch, das sich bis in das Süd-Altiplano-Becken hinein erstreckte (Abb. 1.4). Das San Pablo de Lipez-Hoch bestand als solches bis zum Paläozän (Adelmann 2001). Danach wurde es mit tertiären Sedimenten zugeschüttet oder ging in die Ostkordillere über (Adelmann 2001; Fiedler 2001). Nördlich davon, im Ostteil des Süd-Altiplano-Beckens, wurden weitere Extensionsstrukturen mit Hilfe seismischer Linien interpretiert, die mit dem Salta-Rift in Verbindung gebracht werden (Welsink et al. 1995). In dieser Phase stellte das CPKT wahrscheinlich ein grabenbegrenzendes System dar (Sempere 1994). Nordwestlich des CPKT und rezent auch NW der UKFZ sind mächtige kretazische Sedimente erbohrt worden (Bohrung Colchani; Ugarte 1997), während SE davon die aufgeschlossenen kretazischen Sedimente wenige hundert Meter erreichen (Fig. 3 in Sempere 1994).

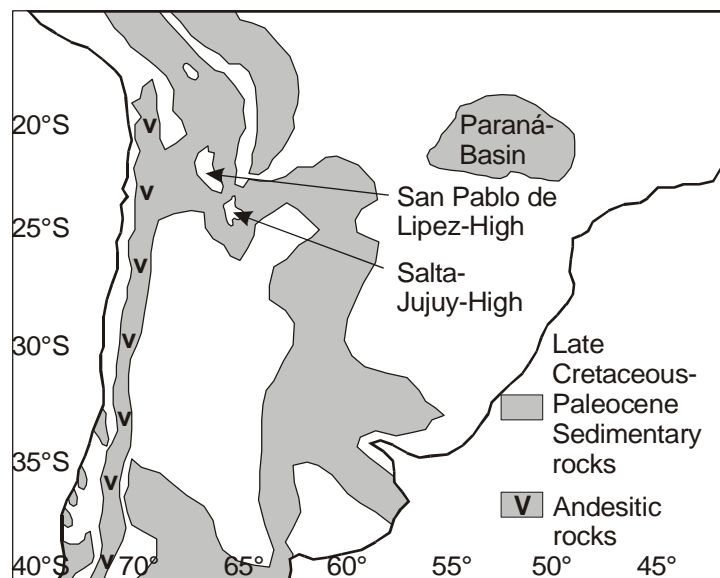


Abb. 1.4 Oberkretazisch-paläozäner Ablagerungsraum im Dreiländereck Argentinien-Bolivien-Chile. In diesem Ablagerungsraum wurden die Sedimente der El Molino-Fm. in Bolivien und ihre Äquivalente in Argentinien und Chile sedimentiert (Karte umgezeichnet nach Riccardi 1987). Die Karte gibt einen guten Überblick über das kretazisch-paläozäne Altiplano-Becken als Teil eines epikontinentalen Meeres.

Ein wichtiger Leithorizont in der finalen Riftentwicklung ist die El Molino-Fm. (Abb. 1.4, Maastricht-Paläozän). Ihre Karbonate entstanden in der Postrift-Phase zumindest teilweise in flachen Meeresarmen (Sempere et al. 1997; Marshall et al. 1997; Fiedler 2001). Ihre Äquivalente sind bis in das Subandin, nach Peru und nach Nordargentinien zu verfolgen (Sempere et al. 1997).

Die wichtigste Phase des Andinen-Zyklus für die Beckenentwicklung im Süd-Altiplano ist der zweite Abschnitt, der vom Ober-Oligozän bis ins frühe Miozän dauerte (Sempere et al. 1990; Hérial et al. 1994). Dieser zweite Zyklus steht im engen Zusammenhang mit der Subduktion der ozeanischen Farallon- bzw. Nazca-Platte (Suárez Soruco 2000).

Im Verlauf des andinen Zyklus änderte sich die Konvergenzrichtung, die Subduktionsgeschwindigkeit und der Eintauchwinkel der subduzierten ozeanischen Platte (Abb. 1.5, Pardo-Casas & Molnar 1987; Scheuber et al. 1994; Somoza 1998).

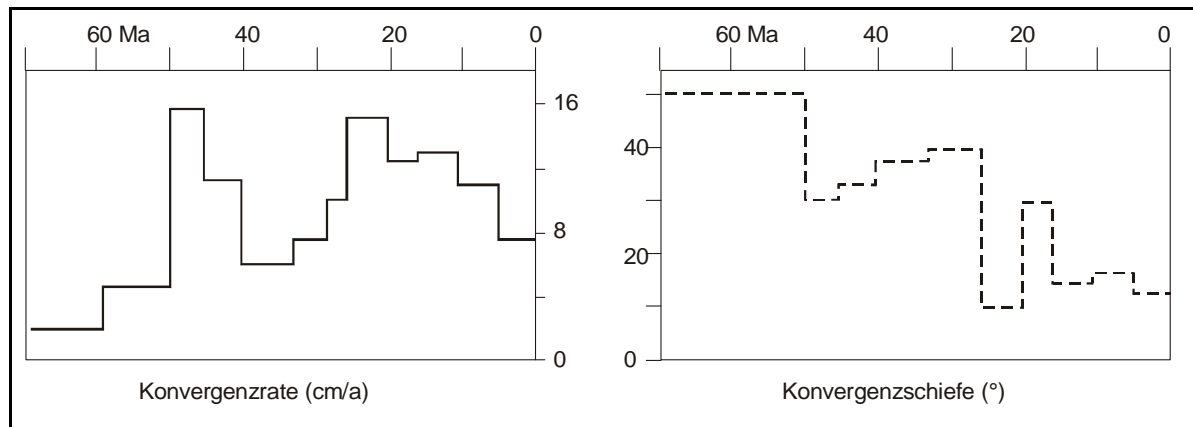


Abb. 1.5 Konvergenzrate und -schiefe der ozeanischen Platte. Deutlich steigt im Oligozän, bei ~ 30 Ma, die Konvergenzrate auf ein Maximum von 16 cm/a, während gleichzeitig die Konvergenzschiefe von 40° auf 10° abnimmt (Pardo-Casas & Molnar 1987; Somoza 1998).

1.4 Geophysikalische Daten aus dem Altiplano bei 21° S

Aus den zentralen Anden bei 21° S liegt eine große geophysikalische Datendichte vor, unter anderem gravimetrische, seismische und magnetotellurische Daten (Abb. 1.6). Entlang von 21° S wurde das ANCORP 96-Experiment durchgeführt, das zu einer umfassenden geophysikalischen Datensammlung führte.

Das Süd-Altiplano-Becken weist bei 21° S eine deutliche negative Bouguer-Anomalie mit maximalen Werten von -450 mGal auf (Götze & Kirchner 1997). Diese Anomalie kann durch die geringe Dichte der verdickten Kruste mit einem Wert von 70 km unter dem Altiplano-Puna-Plateau und der Ostkordillere erklärt werden. Dagegen zeigt die Restfeld-Anomalie unter dem Süd-Altiplano-Becken positive Werte von etwa 30 mGal (Abb. 1.6).

Durch das ANCORP-Experiment 96 wurde unter dem Süd-Altiplano-Becken ein starker Reflektor identifiziert. In 20 km Tiefe befindet sich eine Zone, die durch geringe Wellengeschwindigkeiten und starke seismische Dämpfung charakterisiert ist (low-velocity-zone; Asch et al. 2001). Diese Andean Low Velocity Zone (ALVZ) wurde durch „receiver functions“ erkannt und wird als ein Bereich partieller Schmelzen betrachtet (Yuan et al. 2000). Weitere Untersuchungen, wie geoelektrische Widerstandsmessungen und Magnetotellurik, zeigen in einer Tiefe von 20 km unterhalb des Süd-Altiplano-Beckens eine Zone von stark erhöhter elektrischer Leitfähigkeit (Brasse et al. 2002; Schilling et al. 1997). Erklärt wird diese Zone durch die Anwesenheit partieller Schmelzen in der Kruste unterhalb von ~ 20 km. Der Anteil dieser in einer felsischen bis intermediären Kruste existierenden partiellen Schmelze soll ~ 20 % betragen (Brasse et al. 2002).

Es fällt auf, dass alle diese Anomalien in einer ähnlichen Tiefe unter dem Süd-Altiplano-Becken liegen. Wenn diese geophysikalischen Anomalien von der Plateaubildung herrühren, können sie auf einen noch rezent andauernden Plateau-Bildungsprozess hindeuten.

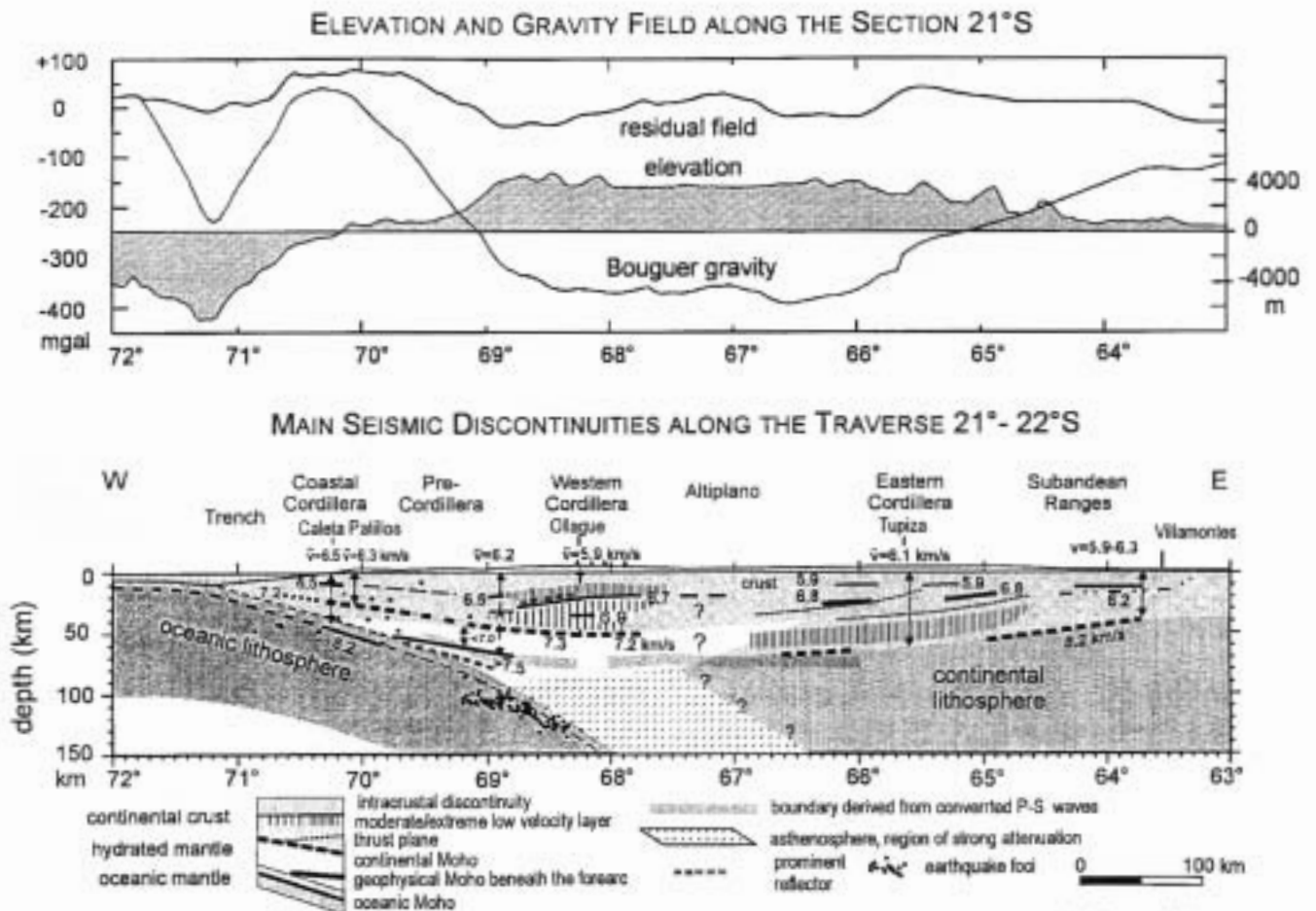


Abb. 1.6 Die gravimetrischen und seismischen Anomalien entlang der zentralen Anden bei 21°S (aus Giese et al. 1999).