

1 Einleitung

Nachdem rechnerbasierte Methoden in den letzten 30 Jahren einen immer stärkeren Einzug in die Geowissenschaften gefunden haben, kann die Geoinformatik als eigenständige Fachrichtung ihren Beitrag zur Lösung geowissenschaftlicher Probleme mit der Hilfe von Werkzeugen der digitalen Datenverarbeitung leisten. Die Verfügbarkeit ausreichender Hardware- und Datenressourcen ist dabei in zunehmendem Maße einfacher geworden. In den Anfängen der digitalen geowissenschaftlichen Erdbeobachtung stellte die geringe Verarbeitungskapazität der Rechnersysteme noch einen limitierenden Faktor dar. Die Verbesserung von Speicherkapazitäten und Rechnergeschwindigkeiten gingen seit der Ära von Landsat-1 mit verbesserten räumlichen, spektralen und radiometrischen Auflösungen einher, wie etwa bei Landsat TM und ETM, IRS-1C und dem SPOT System. Eine Grenze wird dieser Entwicklung nur durch die begrenzte Datenübertragungsrate vom Aufnahmesystem (am Satellit) zur Empfangsstation auf der Erde gesetzt. Flugzeuggestützte Sensoren drängen in diese Lücke. Es ist somit abzusehen, daß in Zukunft die unterschiedlichsten Fernerkundungsdaten in einer großen qualitativen Bandbreite und Auswahl verfügbar sein werden, wie hochauflösende panchromatische Bilddaten, Radardaten, Geländemodelle, oder Thermalbilddaten.

Die Entwicklung geeigneter Software ging mit dieser Entwicklung einher. So gehören digitale Bildverarbeitungssysteme und Geoinformationssysteme (GIS) mittlerweile zum Standardrepertoire. Da die Entwicklung von GIS im Bereich der Landnutzung mit geographischen Problemstellungen begann, arbeiteten (und arbeiten noch) die große Mehrzahl von GIS zweidimensional. Der zweidimensionale Charakter von Bilddaten hat eine Entwicklung dreidimensionaler GIS auch wenig gefördert. GIS hat sich vermehrt in den letzten Jahrzehnten zu einem Werkzeug zur Lösung geologischer Fragestellungen entwickelt, etwa in der Form eines regionalen oder interoperablen GIS. Der Schwerpunkt dieser Methoden liegt jedoch ebenfalls immer noch in der Auswertung und Ausgabe von 2D-Bild- und Kartendaten und in kartographischen Darstellungen. In den letzten Jahren wurden vermehrt Anstrengungen unternommen, um Daten unterschiedlichster Art und Herkunft in GIS zu integrieren, wie etwa geophysikalische Potentialfelddaten oder geologische Information. Dabei wurde schnell deutlich, daß der dreidimensionale Charakter geologischer Daten berücksichtigt werden muß. Ein erster Ansatz dazu ist die Erstellung perspektivischer Geländemodelle. Streng genommen handelt es sich bei diesen Darstellungen jedoch nur um Oberflächenmodelle. Eine Darstellung der geologischen Eigenschaften des Untergrundes ist damit nicht möglich. Daher erscheint die Integration von *Computer aided design* (CAD)-Funktionen in ein GIS angebracht.

Die rasche Entwicklung von Sensoren und Methoden auf dem Gebiet der zweidimensionalen Darstellung der Erde hat den räumlichen Charakter der Erde in den letzten Jahren etwas in den Hintergrund gedrängt. Dieser Charakter wird in klassischen Luftbildaufnahmen unter stereoskopischer Betrachtung am deutlichsten. Die Luftbildauswertung hat in der Ära vor der Satellitenfernerkundung Methoden und Erfahrungen zur Erkenntnis der dreidimensionalen Eigenschaften der Erdoberfläche und ihres Untergrundes geliefert, als Beispiel seien hier nur die Messung von Flächeneinfallen und die Erzeugung topographischer Karten aus Luftbildern genannt. Damit sind Luftbilder bis heute eine reiche Quelle an Information über den geologischen Bau eines Gebietes. Beschränkt wurde diese Quelle nur durch die relativ geringe Flächenabdeckung durch Luftbilder. Mit den heutzutage zur Verfügung stehenden Fernerkundungssystemen, mit ihren immer höheren räumlichen wie spektralen Auflösungen, wird der Anschluß an den Detailreichtum und Informationsgehalt von Luftbildern erreicht. Zusätzliche Sensoren für die Erfassung von Topographie in Form von digitalen Höhenmodellen leisten dazu ihren Beitrag. Aus diesem Grunde erschien es sinnvoll und angebracht, diese Daten mit den Methoden der photogeologischen Interpretation und Modellbildung zu verbinden, um

ein regionales geologisches Modell aus Fernerkundungsdaten zu erzeugen, das auch den oberflächennahen Untergrund umfaßt.

Sämtliche in der Arbeit genutzten geowissenschaftlichen Daten stammen aus dem SFB 267 „Deformationsprozesse in den Anden“, Teilprojekte Z2A und C1A. Dabei spielten die seismischen Daten aus dem Teilprojekt C1B eine ergänzende Rolle. Die Fragestellung des SFB 267 legt unter anderem besonderen Wert auf Erkenntnisse zu den oberflächennahen Anteilen der Gesamtverkürzung im Altiplano, sowie der Wanderung der Deformation in Raum und Zeit. Dazu sollte ein Testgebiet mit einem guten Datensatz untersucht werden. Das Arbeitsgebiet befindet sich im südlichen Altiplano in Südwestbolivien, in der Region Lipez Süd im Departamento Potosí. Es umfaßt die topographischen Kartenblätter 1 : 100.000 des Bolivianischen Instituto Geographico Militar 6130 und 6131 und deckt damit eine Fläche von etwa 3.500 km² ab. Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein umfangreicher Datensatz des südwestlichen bolivianischen Altiplano, bestehend aus topographischen Karten 1:50.000, geologischen Karten der YPFB (*Yacimientos Petroliferos Fiscales Bolivianos*), Luftbildern, Landsat ETM7+ Satellitenbilddaten und Daten aus Geländebegehungen, zusammengetragen und mit Hilfe digitaler Bildverarbeitungs-, GIS- und CAD-Methoden bearbeitet. Wegen der geplanten hauptsächlichigen Nutzung von Oberflächendaten können jedoch nur über oberflächennahe Strukturen Aussagen gemacht werden.

Es wurde im Rahmen des SFB 267 auch deutlich gemacht, daß kinematisch-strukturelle Untersuchungen auf dreidimensionale Modellierungsmethoden angewiesen sind, um an einem aktiven Kontinentalrand mit Subduktion, die in einem mehr oder minder schiefen Winkel und nicht orthogonal zum Plattenrand stattfindet, wie dies in den Anden der Fall ist, zum Beispiel Materialfluß entlang des Plattenrandes zu berücksichtigen. Die Anwendung von kinematischen Methoden, Bilanzierungen und Verformungssimulationen findet jedoch meist profilgebunden orthogonal zum Plattenrand statt, so daß Materialfluß aus der Profilebene oft schwer zu berücksichtigen ist.

1.1 Aufgabenstellung

Im Rahmen dieser Arbeit soll eine Arbeitsmethode vorgestellt werden, die durch visuelle Interpretation von Bilddaten und Geländedaten, durch digitale Bildverarbeitung, durch spezielle GIS-Modellierung mit CAD-Funktionalitäten und durch eine strukturgeologische Interpretation von Geländebeobachtungen ein dreidimensionales regionalgeologisches Modell ermöglicht. Dabei sollen in einer ersten Ebene der Interpretation die oben aufgezählten Ausgangsdaten interpretiert werden (Bild- bzw. Geländeinterpretation). In einem folgenden Schritt soll aus diesen Interpretationsresultaten ein geometrisches Modell einzelner geologischer Körper am Rechner erstellt werden. Durch Konsistenzprüfung und Integration topologischer Daten wird aus dem geometrischen Modell ein geologisches, welches seinerseits die Grundlage für eine Interpretation auf einer zweiten Ebene für eine Modellinterpretation bietet. Ein Arbeitsflußdiagramm, das die entwickelte Methodik graphisch darstellt, ist im Kapitel 5 (Abb. 5-1) und in Kapitel 5.2 dargestellt. Das entwickelte Modell soll zur Lösung der folgenden Probleme einen Beitrag leisten:

- **Verbesserung der Visualisierung geowissenschaftlicher Daten**

Die Wiedergabe geologischer Information in Karten- oder Bildform erlaubt nur eine zweidimensionale Darstellung dieser Information. Dreidimensionale Darstellungen beschränken sich dabei auf einzelne Profilebenen. Komplexe geologische Körper sind aus Karten, Profilen und Bildern nur mit großer Mühe interpretierbar. Wegen dieser Komplexität sind viele Inkonsistenzen aus diesen Darstellungsformen nur schwer erkennbar. Eine dreidimensionale

Darstellung der Geologie des Untergrundes bietet dagegen den Vorteil einer direkten Sichtbarkeit von Strukturen. Inkonsistenzen im geologischen Modell werden unmittelbar deutlich. Das am Rechner visualisierte Modell dient als anschauliche Grundlage für die Diskussion verschiedener geologischer Modellvorstellungen. Die 3D-Darstellung macht den Einsatz von CAD-Methoden im GIS notwendig, daher geht die Lösung dieses Problems mit der Bearbeitung der unten aufgeführten Probleme einher.

Es sollten perspektivische Geländemodelle mit Überlagerung von Luftbilddaten zu diesem Zweck erstellt werden, die eine verbesserte Interpretationsmöglichkeit geologischer Strukturen ergaben. Weiter ermöglichte die Modellierung eines geologischen Flächenmodells aus Fernerkundungs- und Geländedaten die Berechnung von Kurvatoren (Krümmungswerten) dieser Flächen und deren geowissenschaftliche Interpretation im geometrischen Modell unter Geländeoberkante.

- **Die Interpretation von linearen Elementen und Schichtgrenzen in Verbindung mit digitalen Geländemodellen**

Aus Fernerkundungsdaten interpretierte lineare Elemente und Schichtausbisse sind auf der Erdoberfläche aufliegende Linienzüge. Als Ausbisskonturen von Flächen besitzen sie eine Raumlage, die sich auf dem Relief verfolgen lässt. Modellierungen der Raumlage von Schnittkanten aus Lineamenten und digitalen Geländemodellen wurden schon in anderen Arbeiten durchgeführt (z.B. KOIKE *et al.*, 1998), jedoch nur für ebene Flächen aus linearen Zweipunktsegmenten. In dieser Arbeit sollen aus Bilddaten kurvilineare Elemente abgeleitet werden, die auf das Geländemodell aufgespannt werden, um damit gekrümmte Flächen zu erstellen. Damit wird es möglich, neben Streichrichtungen auch Fallrichtungen bei dem Vergleich von Flächenorientierungen zu berücksichtigen. Als Grundlage der Interpretation mußten sowohl Bildverarbeitungsprodukte aus Satellitenbilddaten erstellt werden, als auch ein Orthophotomosaik aus Luftbildern für die Detailinterpretation. Die interpretierten Lineamente sollen richtungsstatistisch ausgewertet und mit den Geländemessungen und den Ergebnissen der Modellierung verglichen werden.

- **Die Erstellung eines dreidimensionalen geologischen Flächenmodells in einer integrierten GIS- und CAD-Umgebung im regionalen Maßstab**

Aufbauend auf einem CAD-Werkzeug mit GIS-Funktionalitäten soll ein geologisches Flächenmodell erstellt werden. Dieses Modell integriert neben dreidimensional verorteten Lineamenten ebenfalls im Gelände gemessene Orientierungen von Flächen. Dieser Punkt umfaßt in einem GIS hauptsächlich die geometrische Modellierung, in diesem Fall von Schichtflächen und Störungsflächen. Dieses Modell ist echt dreidimensional, da es mit Punkten, Linien, Flächen und Körpern arbeitet, die in einem dreidimensionalen Koordinatensystem verortet sind. Ein solches geometrisches Modell bildet die Grundlage für thematische Abfragen, die zur Bearbeitung des untenstehenden Problems genutzt werden.

- **Der Vergleich von strukturgeologischen Interpretationen aus diesem Modell mit Geländebeobachtungen**

Zur Interpretation des geologischen Modells soll die Geometrie mit dem Geländebefund verglichen werden. Zusätzlich werden als Quantifizierung des geometrischen Modells Normalenvektoren und Flächenkurvatoren für jeden Flächenpunkt berechnet, die im Zusammenhang mit dem beobachtbaren geologischen Bau als Indikatoren für die strukturelle Entwicklung gedeutet werden können. Bestimmt werden sollen an jedem Punkt der Flächen die Werte maximaler Krümmung und deren Richtung. Aus dem Flächeninhalt der modellierten Schichtflächen und dem Flächeninhalt der in die Horizontale projizierten Fläche wird auf den

Wert der finiten Einengung an dieser Fläche geschlossen. Aus der Visualisierung von Kurvatoren sollen ebenfalls Lineamente interpretiert werden, die mit Oberflächenlineamenten in Verbindung gebracht werden. Die daraus abgeleiteten Störungsflächen sind zu modellieren und zu visualisieren.

Als Endprodukt soll damit ein möglichst umfassendes konzeptionelles geologisches Modell erstellt werden, das sowohl aus Fernerkundungsdaten als auch aus Geländedaten erstellt werden soll. Vorrangiges Ziel ist es, eine in sich plausible dreidimensionale Geometrie im Modell zu erreichen, und, wo dies nicht möglich ist, diese Bereiche zu benennen und Lösungsvorschläge für diese Problembereiche anzubieten.

1.2 Geologischer Rahmen

1.2.1 Plattentektonische Gegebenheiten

Die Strukturierung der zentralen Anden entstand im Laufe langandauernder Subduktion ozeanischer Lithosphäre der Aluk- (Phoenix-), Farallon- und Nazca-Platte unter die Südamerikanische Platte. Die Form der Anden wird dabei beeinflusst durch die Subduktionsbedingungen am Plattenrand im Laufe der Zeit. Diese Faktoren sind z.B. Änderungen der Konvergenzrichtung, Eintauchwinkel der subduzierten Platte, Konvergenzgeschwindigkeit der Subduktion und tektonische Erosion.

Abbildung 1-1 zeigt die Entwicklung der Plattensituation in den letzten 100 Ma und den rezenten Zustand der Subduktionsgeometrie. Die Struktur der südlichen zentralen Anden zwischen 20° und 26° S ist gekennzeichnet durch mehrere, parallel zum aktiven Kontinentalrand verlaufende morphotektonische Einheiten (Abb. 1-2). Diese sind von West nach Ost die Küstenkordillere, das Längstal, die Präandine Depression, die Westkordillere, der Altiplano und die Puna, die Ostkordillere, das Subandin und das Chaco-Vorland auf dem Brasilianischen Schild.

1.2.2 Geologie des südlichen Altiplano

Der Altiplano erstreckt sich im Norden von Süd-Peru nach Bolivien in Nordwest-Südöstlicher Richtung. Im Süden biegt er in Nord-Südrichtung um, zwischen 66° und 71° W und 15° und 23° S. Die Südgrenze des Altiplano und der Übergang in die Puna werden durch das Lipez-Hochgebiet an der Grenze zwischen Bolivien und Argentinien markiert. Der Altiplano nimmt als intramontanes Becken dabei eine Fläche von über 110.000 km² mit einer durchschnittlichen Höhe von etwa 3800 m ein. Die beiden flankierenden Kordilleren (Ost- und Westkordillere) erheben sich mit Gipfelhöhen von über 6000 m um dieses zweitgrößte Hochplateau der Erde herum (ISACKS, 1988). Dadurch ist der Altiplano ein endorheisch entwässerndes Becken, das den Abtragungsschutt der umliegenden Hochgebiete aufnimmt. In seinem Zentrum haben sich mächtige und ausgedehnte evaporitische Sedimente abgelagert. Westkordillere und Altiplano werden geologisch oft in eine Einheit zusammengefaßt, z.B. bei MASSON *et al.* (2000) und SUÁREZ-SORUCO (2000).

Die Westkordillere besteht hauptsächlich aus Gesteinen des heutigen subduktionsinduzierten vulkanischen Bogens. Die Westkordillere ist an ihrer Oberfläche durch andesitische bis dazitische Vulkanite und Ignimbrite miozänen bis holozänen Alters gekennzeichnet.

Der Altiplano zeigt einige geologisch-geophysikalische Besonderheiten. So ist aus seismischen, seismologischen, gravimetrischen und topographischen Untersuchungen für die zentralen Anden eine Krustendicke von ca. 75 km erschlossen worden (WIGGER *et al.*, 1994; ZANDT *et al.*, 1994). Aus diesen Untersuchungen geht jedoch auch hervor, daß die Krustendicke unter dem Altiplano um etwa 15 km geringer als unter Ost- und Westkordillere ist (BECK *et al.*, 1996). Krustendicken weiter östlich davon, im Bereich der Ostkordillere und im Subandin liegen bei etwa 35 bis 40 km.

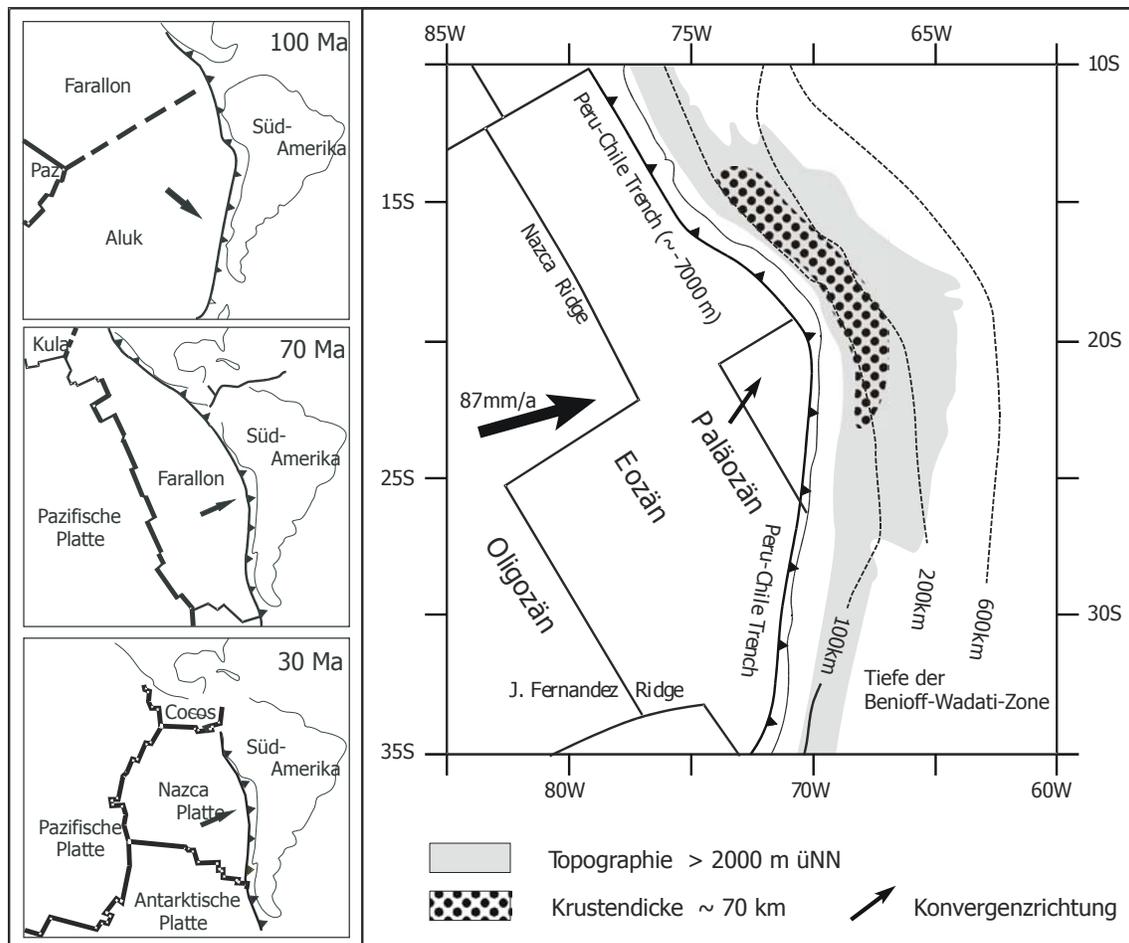


Abb. 1-1: Entwicklung der Plattensituation am Westrand Südamerikas (nach SCHEUBER *et al.* 2000), rechts daneben die aktuelle Plattenkonfiguration im Gebiet der zentralen Anden, mit Tiefenlage der Benioff-Wadati-Zone, angedeuteter Topographie und Krustendicke (nach LAMB & HOKE, 1997, modifiziert nach LEVENHAGEN (2001)).

Aus dem refraktionsseismischen Profil bei 21° S geht unter dem Altiplano eine Zone niedriger Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen (*Low Velocity Zone* LVZ) ohne scharfe Grenze zwischen Mantel und Kruste in etwa 50-60 km hervor (GIESE *et al.*, 1999). Das ANCORP'96-Experiment zeigt in etwa 20 km Tiefe unter dem Altiplano eine stark reflektive Zone, sowie eine darunter liegende 20 km mächtige Zone geringer Wellenausbreitungsgeschwindigkeit mit starker seismischer Dämpfung (YUAN *et al.*, 2002).

Diese Krustendicke bildet sich in der negativen Bouguer-Anomalie unter dem Altiplano ab. Sie ist mit etwa -450 mGal die zweitgrößte der Erde (GÖTZE *et al.*, 1997). Das Profil der Restfeldanomalie bei 21° S (Abb. 1-3 unten) zeigt drei Spitzen, die als intrakrustale Inhomogenitäten gedeutet werden (GIESE *et al.*, 1999). Die zentral unter dem Altiplano gelegene Restfeldanomalie von 30 mGal wird nach Deutung von KIRCHNER (1997) durch basische Gesteine mit einer Dichte von 2,81-2,88 g/cm³ in etwa 20-40 km Tiefe verursacht. Wichtig ist in diesem Zusammenhang, daß lokale Anomalien im südlichen Altiplano durch paläozoische Sedimente höherer Dichte im Untergrund verursacht werden können (GÖTZE & KRAUSE, 2002). Entlang der Uyuni-Kehnayani-Störungszone stehen diese Gesteine an der Oberfläche an.

Aus magnetotellurischen Messungen wird unter dem Altiplano zwischen 68° W und 66°30' W eine Zone extrem erhöhter elektrischer Leitfähigkeit in etwa 25 km Tiefe gefolgert (siehe dazu Abb. 1-3). Die Erhöhung der Leitfähigkeit in diesem Bereich wird allgemein durch die Präsenz partieller Schmelzen erklärt, die in einer felsisch-intermediären Kruste, Experimenten zufolge, auch zu einer Dichteerhöhung führen können (BRASSE *et al.*, 2001).

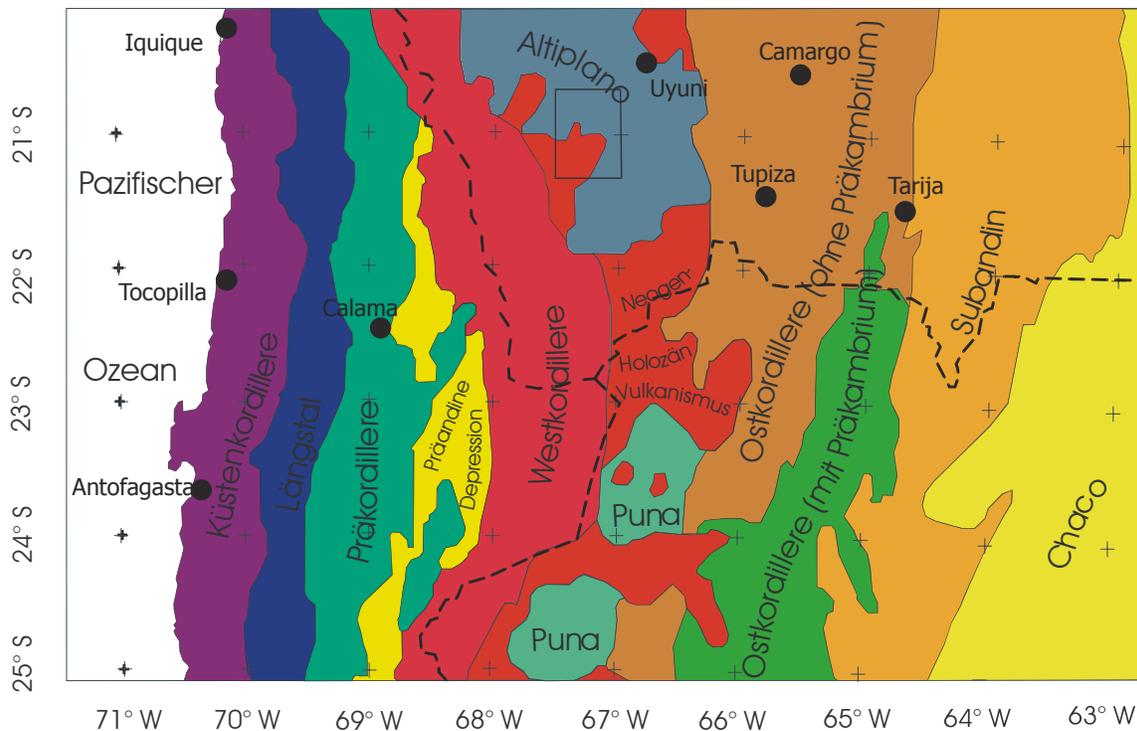


Abb. 1-2: Morphotektonische Gliederung der südlichen zentralen Anden nach REUTTER *et al.* (1988). Eingehrahmt ist das Untersuchungsgebiet.

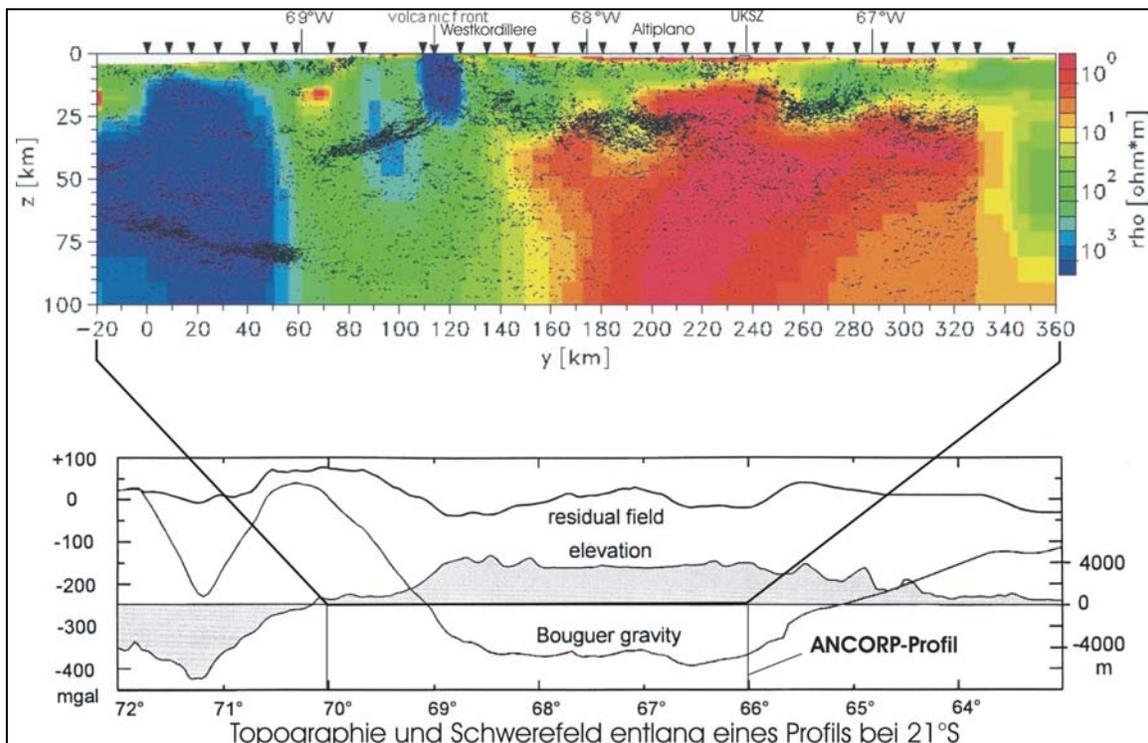


Abb. 1-3: Oben: ANCORP-Profil bei 21° S, Modellierung des elektrischen Widerstandes aus magnetotellurischen Messungen, überlagert die seismischen Reflektoren (BRASSE *et al.*, 2001)
 Unten: Darstellung der gravimetrischen Anomalien entlang eines Profils bei 21° S durch die zentralen Anden im Bezug zur topographischen Höhe (aus GIESE *et al.*, 1999)

Die Entstehung der mächtigen Kruste des Altiplanos wird im Allgemeinen auf Krustenverkürzung zurückgeführt. LAMB & HOKE (1997) kalkulieren jedoch für die beobachtete

Verkürzung der Oberkruste des Altiplano-Plateaus einen Fehlbetrag in der Krustendicke des Altiplano, der durch andere Mechanismen erklärt werden muß. Sedimentation von aus den Kordilleren erodiertem Material wird für 3-5 km der erforderlichen 14 ± 3 km Verdickung als Erklärung herangezogen. Der zweite zur Krustenverdickung herangezogene Prozeß ist magmatische Addition unter der Kruste. Aus Quellen zur Produktionsrate von Mantelschmelzen während der letzten 10 Ma (FRANCIS & HAWKESWORTH, 1994; AITCHESON *et al.*, 1993) wird eine Krustenverdickung von 16 ± 8 km durch diesen Mechanismus geschätzt. LAMB & HOKE (1997) schließen aus Berechnungen zur isostatischen Kompensation auf eine Dichte dieses Materials, das in der Tat ausschließlich Mantelschmelzen entspricht. Gestützt wird diese Hypothese durch die Beobachtungen von He-Isotopen, die auf Mantelschmelzen als Herkunft der magmatischen Förderprodukte in dieser Region hinweisen (HOKE *et al.*, 1994), weiter gestützt durch die große Anzahl von jungen ($< 5,5$ Ma) basaltisch-andesitischen Vulkankegeln im Altiplano.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß unter dem Altiplano in etwa 20 bis 40 km Tiefe eine bedeutende Inhomogenität zu beobachten ist, die wahrscheinlich durch das Vorhandensein eines Schmelzenanteils in der Kruste verursacht wird.

- Beckenentwicklung

Der heutige südliche Altiplano besteht aus einer Anzahl Becken (BABY *et al.*, 1990), die aus beiden Gebirgszügen der West- und Ostkordillere und zusätzlich aus altiplanointernen Hochgebieten mit Abtragungsschutt gefüllt wurden.

Während des Altpaläozoikums und Devons lag die Region des heutigen Altiplanos an einem passiven Kontinentalrand am Südrand eines sich nach NW vertiefenden Troges (SEMPERE, 1990). SUAREZ-SORUCO (2000) zufolge entwickelte es sich dieses Peru-Bolivien-Becken als *backarc*-Becken parallel zur pazifischen Küste. Zur Ablagerung kamen hauptsächlich Pelite. Diese Sedimente bauen flächendeckend die Ostkordillere auf, sind jedoch auch im Arbeitsgebiet untergeordnet an einigen Störungen, wie etwa der UKS, aufgeschlossen.

Im frühen Mesozoikum bis in den Jura ist das Gebiet des Altiplano durch fehlende Ablagerungen gekennzeichnet. Zu Ende des Mesozoikums (Kreide) war der heutige Altiplano zusammen mit der Ostkordillere Teil eines flachmarinen bis intertidalen Beckens in *backarc*-Position.

Während des Paläozäns bis ins frühe Oligozän ist die Region durch ein flaches Relief mit kontinentaler feinklastischer Sedimentation geprägt. Zu diesem Zeitpunkt war das Gebiet des heutigen Altiplano im Westen durch den magmatischen Bogen der Präkordillere begrenzt, während im Osten sandige Sedimentation in alluvialen Fächern und Sedimentationsrichtungen auf ein Liefergebiet in der heutigen Ostkordillere ("Protokordillere", LAMB *et al.* (1997) und ALLMENDINGER *et al.*, (1997)) hinweisen. BENJAMIN *et al.* (1987) datieren diese frühe Hebung des westlichen Randes der Ostkordillere durch die Apatit-Fission-Track Methode auf etwa 45 Ma.

Während des Paläozäns bis ins Untermiozän ist die Sedimentation und Deformation im Altiplano durch feinkörnige siliziklastische Sedimentation bei geringem Relief und tektonischer Ruhe gekennzeichnet. Während des Eozäns bis Miozäns kam eine mehrere 1000 m mächtige Beckenfüllung zur Ablage. In der Zeit vom Oberoligozän bis ins Mittelmiozän ist die Sedimentation durch eine Abschiebung, die spätere UKSZ, kontrolliert, die das südliche Altiplanobecken in zwei Teilbecken untergliedert. Im Osten zwischen der San Vicente Störung (SVS) und der UKSZ ist eines das Lipez-Becken, das von BABY *et al.* (1990) als Vorlandbecken der San-Vicente-Störung angesprochen wird. Westlich der UKSZ wird das Cristóbal-Becken gebildet (SILVA, in prep.). Von etwa 20 Ma bis 10 Ma (EGE, in prep.) wurde die NNE-SSW verlaufende UKSZ invertiert und ein Block westlich der UKSZ ostwärts aufgeschoben. Die Beckenfüllungen dokumentieren dies durch konglomeratische Sedimentation. Vom Mittel- bis Obermiozän (~ 9 Ma) ist die Sedimentation syntektonisch an die Aufschiebungen der UKSZ und SVS gebunden. Seit dem Obermiozän herrscht im südlichen Altiplano Boliviens tektonische Ruhe. Es fungiert als endorheisches Becken, in dem alluviale Sedimente, vulkanoklastische Zwischenlagen und Seesedimente abgelagert wurden.

- Struktur des südlichen Altiplano

Der südliche Altiplano ist im Osten durch die NS-streichende San Vicente Fault Zone (SVFZ) zur Ostkordillere hin begrenzt, nach Süden hin durch das Puna-Plateau und nach Westen hin durch die auf dem Altiplanorand aufsitzende Westkordillere. Nach Westen und Süden hin gibt es keine scharfe Begrenzung durch Störungszonen. Der Altiplano wird von mehreren großen Störungszonen durchzogen, die nördlich des Salar de Uyuni sinistral-transpressiv NW-SE streichen (SEMPERE, 1990), südlich davon streichen sie SW-NE und haben einen dextral-transpressiven Charakter (SEMPERE, 1990; SUÁREZ-SORUCO, 2000). Eine dieser Hauptstörungszonen im Süden ist die UKSZ.

Die UKSZ selbst ist eine Schar von sich nach Norden auffächernden transpressiven dextralen und nach Westen einfallenden Aufschiebungen. Westlich davon streichen parallel zu ihr mehrere großräumige Falten. Diese den Altiplano NE-SW bis NNE-SSW querende Störungszone wird im Südwesten durch junge Vulkanite komplett überdeckt, so daß sie nicht mehr weiter verfolgt werden kann. Im Westen des Altiplanos werden die Strukturen ebenfalls durch die Vulkane der Westkordillere überdeckt.

1.3 Lithologische Einheiten

Im Süden des Altiplano besteht die stratigraphische Abfolge aus siliziklastischen Sedimenten des Ordoviziums bis Devons, höchstens leicht winkeldiskordant gefolgt von teils karbonatischen Sedimenten der Kreide bis Paläozän, auf denen wiederum konkordant z.T. mehrere km mächtige kontinentale Rotsedimente in Form von Siltsteinen der Potoco-Formation zur Ablagerung kommen. Konkordant bis winkeldiskordant wird sie überlagert von der San Vicente-Formation aus Konglomeraten und Sandsteinen. Mehrere 1000 m dieser im späten Oligozän bis frühen Miozän abgelagerten Beckensedimente wurden stark vulkanisch beeinflusst. In Abbildung 1-4 sind diese Einheiten im größeren Rahmen der südlichen zentralen Anden erkennbar, Abbildung 1-5 zeigt die geologische Entwicklung im Arbeitsgebiet und dessen weiterer Umgebung. Die lokale Verteilung der Gesteine ist der Übersichtskarte Abbildung 1-6 sowie im Detail aus Tafel III zu entnehmen.

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich über eine Zone deformierter Sedimente, in die Vulkanite zum Teil synsedimentär eingelagert sind. Daneben gibt es subvulkanische Intrusionen und Plutone. Über paläozoischen Gesteinen beginnt die Sedimentation zwar in der obersten Kreide bzw. im Paläozän unsicherer Stellung. Die großen Mächtigkeiten sind aber känozoischen Alters (Potoco-Formation, San-Vicente-Formation). Die Vulkanite sind alle känozoisch, wobei der Vulkankomplex San Cristóbal ins oberste Miozän zu stellen ist, laut Datierung der Arbeitsgruppe Scheuber (Teilprojekt C1A) im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 267 und Altersdaten der Minenbetreiber der San-Cristóbal-Lagerstätte Apexsilver Ltd. Überlagert werden diese Gesteine durch obermiozäne bis quartäre Tuffe und Lockersedimente, in den Tieflagen zum Salar hin auch durch Evaporite.

1.3.1 Paläozoikum

Das Paläozoikum besteht im südlichen Altiplano im Besonderen aus Ordovizium, vor allem Silur und eventuell Devon. SUÁREZ-SORUCO (2000) unterscheidet für das Silur im Untersuchungsgebiet die in stratigraphischer Reihenfolge aufgeschlossenen Cancañiri-Formation, Llallagua-Formation, Uncía-Formation und Catavi-Formation. Das Ordovizium ist durch Sandsteine und Pelite eines *back arc*-Beckens vertreten (SUÁREZ-SORUCO, 2000). Sie wurden nur der ocolyischen Faltung unterworfen. Während die ordovizischen Sedimente geschiefert und meist steilgestellt sind, liegt das Silur mit einer deutlichen Winkeldiskordanz darüber. Das Silur besteht hauptsächlich aus Quarziten, die in einem *back arc*-Becken abgelagert wurden. An der Grenze vom Silur zum Ordovizium ist der markante Zapla-Horizont in Form eines Tillits zu erkennen. Die Aufschlüsse sind entlang der UKS i.e.S. aufgereiht und umfassen von Nordost nach Südwest im Untersuchungsgebiet selbst (Tafel III, Abb. 1-8) den Cerro Khenayani, Cerro

Khala Huasi und Cerro Condor Huasi. Außerdem stellen sie weite Teile des Höhenzugs Corregidores und einzelne Inseln im Südosten des Salar de Uyuni. Das westlichste bisher bekannte Vorkommen von Paläozoikum wurde nordwestlich von Rio Grande gefunden (SCHEUBER, pers.Komm. 2000).

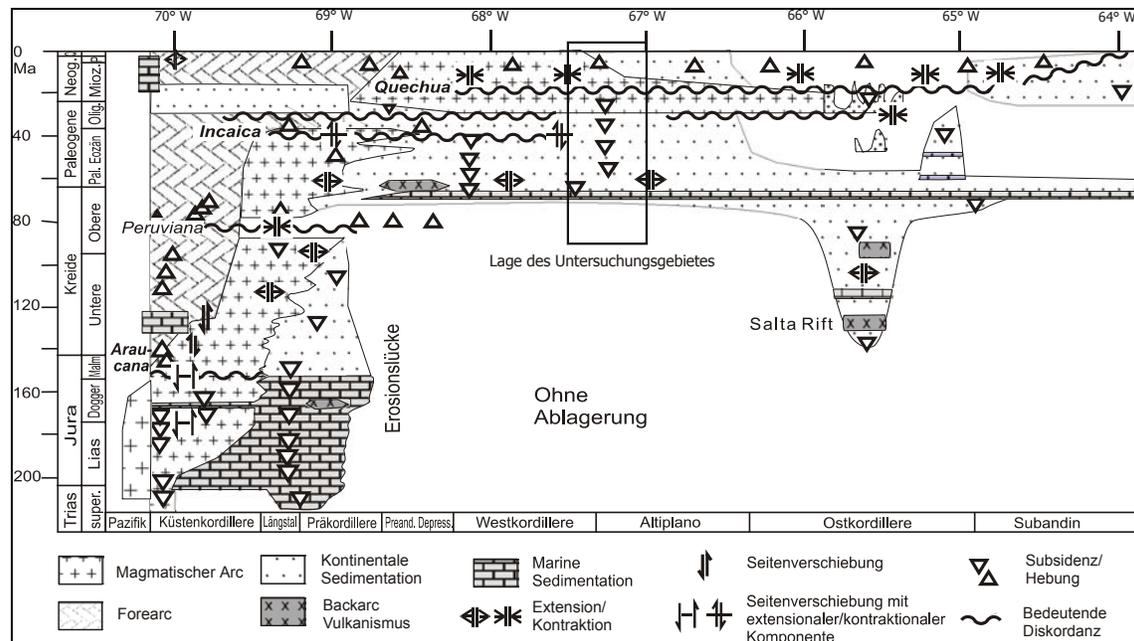


Abb. 1-4: Schematische Übersicht der Sedimentationsentwicklung von der Trias bis rezent entlang eines Profils bei 21° S (nach SCHEUBER (2000))

Im Untersuchungsgebiet sind die Aufbrüche von Paläozoikum immer an die junge (tertiäre) Überschiebungstektonik der UKSZ gebunden. Sie streichen parallel zur UKS. Am Höhenzug Corregidores, westlich der Corregidores-Störung ist eine Verkippung nach Westen ausgeprägt erkennbar. Das Top dieser stratigraphischen Abfolge ist durch eine Erosionsfläche begrenzt. Bei Corregidores liegen kretazische und tertiäre Sedimente mit nur leichter Winkeldiskordanz auf. Devon konnte im Untersuchungsgebiet nicht zweifelsfrei identifiziert werden.

Das Paläozoikum wird in der Modellierung als eine Einheit betrachtet, die das Grundgebirge vor der Ablagerung der kretazisch/paläozänen Formationen repräsentiert.

1.3.2 Kreide/ Paläozän (ungegliedert)

Die kretazischen und altpaläozänen Formationen tauchen im Arbeitsgebiet nur untergeordnet auf. Im Vergleich zur Ostkordillere, wo sie eine Mächtigkeit von m erreichen (FIEDLER 2002) sind sie faziell eher untypisch. Sie sind jedoch durch Verbreitungsmuster und Einfallen wichtige Indikatoren für eine Deformation. Auch ist die Abgrenzung zu der faziell sehr ähnlichen Potoco-Formation im Hangenden schwierig.

Aus der Literatur sind für das Untersuchungsgebiet die Formationen Chaunaca und El Molino (JARRANDILLA, 1988), sowie Santa Lucia (MARSHALL *et al.*, 1997) dokumentiert. Die Gesamtmächtigkeit dieser Formationen beträgt den Autoren nach in etwa 240 m. Die Cayara-Formation ist im Gelände nicht erkennbar (SILVA, in prep.). Die Kreide/Paläozän-Abfolge besteht

Zeit [Ma]	Serie	Formation	Tektonik	Vulkanismus	Sedimentation
1,64	Neozän Pliozän		Einsenkung der Kruste durch Auflast der Wassermassen des Paläosee Pucuyu, anschließend 'elastic rebound'	keine Anzeichen für vulkanische Aktivität im Bereich des Arbeitsgebiets	alluviale-fluviatile klastische Sedimente Seekalke und Küstenkonglomerate des Paläosee Pucuyu
5,3	Pliozän	San Cristobal	nur lokale durch die Intrusionen am Cerro San Cristóbal verursachte Deformationen	Laven und Fallablagerungen, Zentrum ist der Vulkan Cerro San Cristóbal, dazitische Intrusionen von 7,4-8,2 Ma	meist subhorizontale, streckenweise reliefausfüllende, sehr grobkörnige Vulkanoklastische Sedimentation
11Ma	Miozän	San Vicente	starke Überschiebungstätigkeit entlang der Störungen Corregidores und San Cristóbal, Ausbildung einer bivergenten Falten- und Überschiebungszone, starke dextrale Seitenverschiebungskomponenten	weiterhin sehr starker Vulkanismus, der sich im Arbeitsgebiet in zahlreichen Tuffen dokumentiert, erste Ignimbrite	die Sedimentation ist im Arbeitsgebiet an schmale Becken zwischen den Überschiebungen gebunden, Bildung syntektonischer 'growth strata'
20Ma	Miozän		? oligozäne-miozäne Extensionsphase ?		
23,7	Oligozän		am Ostrand des Altiplano bereits Überschiebungstektonik entlang der San Vicente-Störung, nördlich von Uyuni andesitische Dikes, die eine E-W-Extension anzeigen Hochgebiete entlang der UKSZ	zahlreiche Tuffablagerungen, Lahare, am Cerro Pabellón basaltische Laven Beginn des Vulkanismus am Cerro San Cristóbal,	grobklastische, stark vulkanisch beeinflusste Sedimentation in einem alluvial-fluviatilen Milieu, außerdem äolische Sedimentation, die sich in einem 150 m mächtigen Dünenhorizont äußert (San Vicente-Formation) Aufgliederung des Beckens, interne Schüttungen
30Ma	Oligozän		keine tektonischen Aktivitäten über einen Zeitraum von ~30 Ma erkennbar	keine Anzeichen für vulkanische Aktivität	Überwiegende Sedimentation von Silt aus einer stehenden Wassersäule, im Zentrum des Altiplanobeckens, Mächtigkeit der Abfolge erreicht bis zu 4500 m im Zentrum An den Rändern des Altiplanobeckens alluviale Fächer und fluviatile Sedimente
36,6	Eozän	Potoco			
56,5	Santon-Paläozän (ungegliedert)	Paläozän/Kreide ungegliedert unter anderem El Molino (~ 73 - 60, 2 Ma)	Während der Kreide Postriftphase des Saltariffs, thermale Subsidenz im Süden des Altiplano	keine Hinweise auf Vulkanismus vorhanden	siliziklastische Sedimente und Karbonate eines lakustrinen bis flachmarinen Bereiches Vorkommen an der Westseite von Corregidores und vereinzelt entlang der UKS i.e.S.
86					leichte Winkeldiskordanz
408,5	Chayantiano	Catavi	keine Deformationen in dieser Zeit zu verzeichnen	keine Hinweise auf Vulkanismus vorhanden	Flachmarine bis küstennahe Ablagerung von überwiegend Quarziten
410,7	Ludlow	Uncia			
424,0	Chayantiano	Llallagua Cancaniri	Ocloyische Deformationen, Faltung und Steilstellung		Winkel- und Erosionsdiskordanz
438,0	Ordovizium, nicht Differenziert			keine Hinweise auf Vulkanismus vorhanden	Flachmarine bis küstennahe Ablagerung von überwiegend Sandsteinen, die stellenweise mit grauen Peliten wechsellagern

Abb. 1-5: Stratigraphische Übersichtstafel der im Arbeitsgebiet vorkommenden Einheiten mit der dazugehörigen tektonischen, magmatischen und sedimentologischen Entwicklung (modifiziert nach LEVENHAGEN, 2001).

im Untersuchungsgebiet aus Sandsteinen bis Peliten mit einzelnen konglomeratischen Lagen und mergeligen Anteilen. Für die El-Molino-Formation wurden auch Mergel und oolithische Lagen beobachtet (MERTMANN, pers. Komm. 2002), sie ist außerdem noch am Cerro Condor Huasi mit Oolithen und Stromatolithen beobachtet worden.

Auch am Westhang des Höhenzugs Corregidores ist eine nicht differenzierbare Kreide/Paläozän-Abfolge im Gelände aufgeschlossen. Es handelt sich um Sedimente eines fluviatilen (Arenite) Ablagerungsraums.

Im Luftbild ist die Abfolge an der Westflanke des Corregidores-Massivs und am Zusammenfluß von Rio Alota und Rio Grande deutlich zu erkennen. Sie zeichnet sich durch hellere Grautöne aus. In Satellitenbilddaten sind sie im Hauptkomponentenbild (HK 2 3 4 RGB, siehe Abb. 6-3) in Rosa deutlich vom Paläozoikum zu unterscheiden. Während die Sedimente im Gebiet Corregidores steil stehen, sind sie im Süden des Untersuchungsgebietes nahe der Uyuni-Kehnayani-Störung relativ flach lagernd.

1.3.3 Tertiär

- Potoco-Formation

Die Potoco-Formation ist im Arbeitsgebiet als etwa 4500 m mächtige, homogene Abfolge von gut sortierten, rotbraunen bis roten Siltsteinen mit eingelagerten dünnen Sandsteinbänken abgelagert worden (SILVA, pers. Komm., 2000). Eingeleitet wird die Sedimentation durch weiße bis gelbe basale Sandsteinbänke, die im Bereich des Cerro San Cristóbal aufgeschlossen sind. An ihrer Typlokalität zeigt die Formation eine Mächtigkeit von 5000 m, in der Corque-Synklinale 6000 m (HAMPTON *et al.*, 2000) und bei Oruro sind es gar 6500 m (FERNANDEZ *et al.* 1972). Nördlich des Untersuchungsgebietes erreicht die Potoco-Formation nur 4000 m bei Chita (SILVA, pers. Komm., 2001). Zuerst beschrieben wurde die Formation von PÉREZ-MENDIETA (1963).

Die basale Sandsteinbank ist im Luftbild und Satellitenbild als helles, N-S streichendes schmales Band zu erkennen. In den Fernerkundungsdaten ist in dieser Formation die Schichtung erkennbar und über weite Teile der Formation interpretierbar.

Im Arbeitsgebiet besteht die Potoco-Formation überwiegend aus homogenen roten Peliten, in die gelegentlich helle Sandsteinbänkchen eingeschaltet sind. Das Arbeitsgebiet stellt ein Beckenzentrum dar, in dem die Ablagerung wahrscheinlich aus einer stehenden Wassersäule stattfand (MERTMANN *et al.*, 2001). An den Rändern dieses Beckens außerhalb des Arbeitsgebietes bei San Agustín im Westen und Ubina im Nordosten (östlich Pulacayo) wird die Formation grobklastischer. Ebenfalls wird sie an diesen Lokalitäten ins Hangende hinein gröber, mit Kornfraktionen bis in den Kies- und Konglomeratbereich (SILVA, in prep.). Die Kornvergrößerung deutet auf eine Erhöhung des Reliefs, wahrscheinlich durch die Aktivierung der Überschiebung von Ostkordillere über Altiplano entlang der San-Vicente-Störung, und /oder auf eine Annäherung des Liefergebiets hin. Die Faziesbedingungen im Arbeitsgebiet wandeln sich dabei von einer Playasedimentation zu einem fluviatilen Milieu mit einem von Ost nach West gerichteten Materialtransport (SILVA, in prep.).

In der Potoco-Formation wurde im Arbeitsgebiet ein vereinzelt auftretendes Tuffband beprobt und mit der K/Ar-Methode auf 40,4 ($\pm 1,1$) Ma aus Biotit datiert. 50 m über der Basis der konkordant anschließenden San-Vicente-Formation wurde ein Tuff auf 27,4 ($\pm 0,7$) Ma datiert. In der weiteren Umgebung wurden aus Datierungen mit der K/Ar-Methode in der San-Vicente-Formation ähnliche Alter ermittelt, 25,4 ($\pm 0,1$) Ma in der Corque-Synklinale (HORTON *et al.*, 2000) und 26,1 ($\pm 1,1$) Ma aus Biotit bei Chita 10 m über der Liegendgrenze (MERTMANN *et al.*, 2001). Die Liegendgrenze der Potoco-Formation wird von MARSHALL *et al.* (1997) durch K/Ar-Datierungen mit 58,2 Ma Alter angegeben, diese Daten beziehen sich jedoch auf das Potsí-Becken. Daher ist vom oberen Paläozän bis ins frühe Oligozän mit einer Phase relativer tektonischer Ruhe im Arbeitsgebiet zu rechnen. EGE (in prep.) schließt ebenfalls auf eine Phase tektonischer Ruhe.

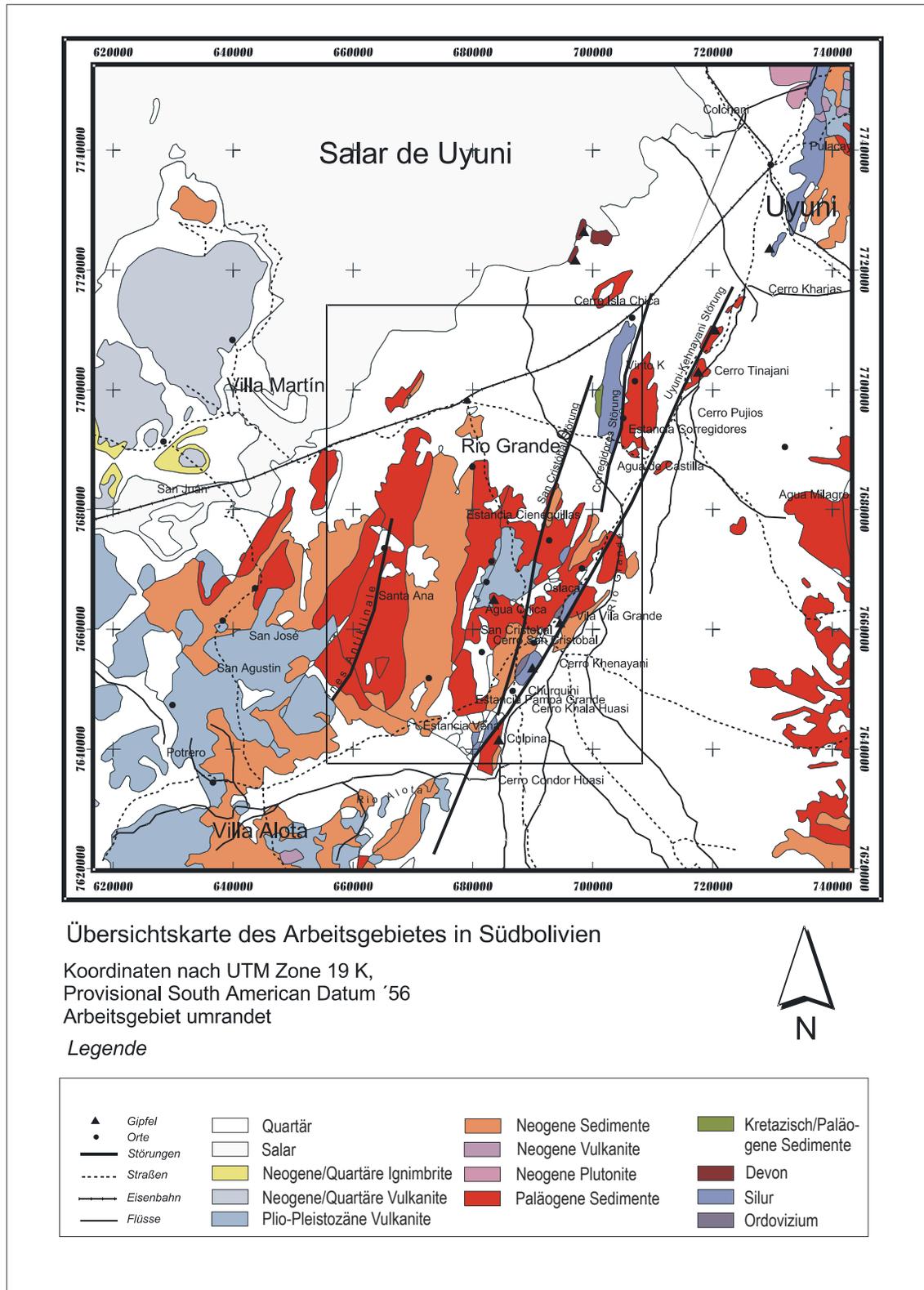


Abb. 1-6 : Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit Lokalitäten und vereinfachter Geologie (kompiliert nach REUTTER, DÖBEL, BOGDANIC & KLEY, 1994).

- San-Vicente-Formation

Diese Sedimente des Mittel-Oligozäns bis Mittel-Miozäns wurden von AHLFELD *et al.* (1960), FERNANDEZ *et al.* (1972) und JARRANDILLA (1988) beschrieben. Die Typlokalität befindet sich etwa 100 km südöstlich von Uyuni, am Westrand der Ostkordillere. Die Sedimente bestehen aus kontinentalen, roten Ablagerungen von mittlerer bis grober Korngröße, vereinzelt Peliten, sowie aus vulkanischen Ablagerungen, wie Tuffen, Tuffiten, Ignimbriten, Laven und Laharen. Die San-Vicente-Formation lagert konkordant auf der Potoco-Formation.

Im Gelände wurden mehrere Fazies beobachtet. Diese sind alluviale Fächer, Playasedimente, äolische Sedimente, fluviatile Ablagerungen und untergeordnet auch lakustrine Ablagerungen.

Für die Interpretation von Bedeutung ist die scharfe Liegendgrenze der San-Vicente-Formation. Hier findet sich ein basales Konglomerat, welches Rinnen in der pelitischen Potoco-Formation im Liegenden ausfüllt. Diese Grenze läßt sich gut durch das Gelände verfolgen, ebenso wie ein charakteristischer Dünensandstein, der helle morphologische Rücken bildet. Die Vulkanite der San-Vicente-Formation setzen sich zum einen aus hellen Tuffbändern zusammen, die markante Horizonte im Luftbild bilden. Zum anderen sind einige Blocklavahorizonte als morphologische Härtinge im Relief erhalten und somit auch mittels Fernerkundung gut erkennbar.

Die Schichtung innerhalb der San-Vicente-Formation ist im Luftbild indirekt gut aus Vegetationsbändern zu erkennen. Diese Anomalien erwachsen wahrscheinlich aus den unterschiedlichen Wasserspeichereigenschaften der pelitischen und grobklastischen Anteilen der Wechselfolge.

Die Konglomerate und Brekzien in der San-Vicente-Formation sind an Störungen gebunden. Da bei synsedimentärer Tektonik mit vertikalem Versatz die erhöhte Reliefenergie für eine Vergrößerung der Sedimente in der Nähe der Störungen sorgt, ist hier von einer syntektonischen Sedimentation auszugehen. Die Komponenten dieser Konglomerate und Sandsteine stammen aus den benachbarten Paläozoikumsaufbrüchen. Daneben wurden auch Potocosedimente erodiert und hauptsächlich resedimentiert. Das Paläozoikum kam vermutlich durch Abschiebungen (SILVA, in prep.) in Hochlage. Die Korngröße der Klasten nimmt mit zunehmender Distanz zu diesen Störungen ab (SILVA, in prep.). Ein weiteres Argument für synsedimentäre Tektonik, jedoch vermutlich jünger (EGE, in prep.), ist die Ausbildung von sogenannten *growth strata*, d. h. eine Verflachung des Schichteinfallens in eine Richtung in Form einer progressiven Diskordanz, hier bis zur söhligigen Lagerung. Diese *growth strata* zeigen sich im Arbeitsgebiet in asymmetrischen Synklinalen mit einem steilen und einem flach lagernden Schenkel. Westlich der San-Cristóbal-Störung ist dabei eine Synklinale geformt, die an der Störung saiger stehende Schichtung aufweist, während der andere Schenkel in einer weitgespannten Synklinale in die Ines-Antiklinale im Westen übergeht. Die jüngeren Schichten sind dabei diskordant über schon steilgestellten Schichtpaketen der gleichen Formation abgelagert worden. Östlich der San-Cristóbal-Störung bietet sich dem Betrachter ein symmetrisches Bild mit steilen Synklinalschenkeln im Westen und verflachter Lagerung im Osten, jeweils in der Chita- und in der Potrero-Synklinale (LEVENHAGEN, 2001).

Die in der San-Vicente-Formation zahlreich auftretenden Tuffhorizonte konnten mit der K/Ar-Methode zur Altersdatierung der Bewegungs- und Sedimentationsabfolge genutzt werden. Der oben erwähnte, direkt unter den ersten Laven dieser Formation auftretende Tuff konnte mit der K/Ar-Methode auf 27,4 ($\pm 0,7$) Ma datiert werden und markiert den Beginn der vulkanischen Aktivität nahe der Basis der San-Vicente-Formation. Unweit davon, ebenfalls westlich der San-Cristóbal-Störung, liegt eine im Top mit einer Winkeldiskordanz von 90° anschließende söhligige Lava an der Basis der San-Cristóbal-Formation. Sie wurde mit der K/Ar-Methode auf 11 ($\pm 0,5$) Ma datiert. Östlich der San-Cristóbal-Störung wurden in der San-Vicente-Formation verstellte Tuffe mit der K/Ar-Methode auf zwischen 13,7 ($\pm 0,4$) und 9,4 ($\pm 0,3$) Ma aus Biotit datiert. Dies bedeutet, daß die tektonischen Bewegungen, die zur Steilstellung der San-Vicente-Formation westlich der San-Cristóbal-Störung geführt haben, vor der Steilstellung im Osten der

Corregidores-Störung ihr Ende gefunden haben, jedoch insgesamt mindestens zwischen 13,7 und 9,4 Ma. Außerdem ist dies ein Hinweis auf eine diachrone Grenze zur vulkanischen San-Cristóbal-Formation im Hangenden. Der Beginn einer Reliefbildung kann jedoch schon für das Einsetzen der San-Vicente-Formation mit ihren Konglomeraten angenommen werden.

Fördergebiet der Tuffe ist wahrscheinlich ein Vorläufer des aktuellen San-Cristóbal-Vulkankomplexes. Sie stehen vermutlich im Zusammenhang mit Gesteinen eines 10 km nördlich des San-Cristóbal-Vulkankomplexes beobachteten Förderschlots. Basaltisch-andesitische Laven und mafische Gänge stammen von einem altiplano-internen Magmatismus.

Die San-Vicente-Formation zeugt in ihrem oberen Teil von einem höheren Relief, das an aktive Störungen und Falten gebunden ist.

- San-Cristóbal-Formation

Die Gesteine der San-Cristóbal-Formation wurden in der früheren Literatur (AHLFELD, 1946; CADIMA, 1976) und der YPFB-Karte noch als Chocaya-Formation bezeichnet. In der Vergangenheit wurde der Name Chocaya-Formation für 10-20 Ma Jahre alte subhorizontale Sedimente gebraucht, die ältere verstellte Tertiärsedimente überlagern. In der Region um den Cerro San Cristóbal herum liegt eine sowohl von der San-Cristóbal-Formation im historischen Sinne als auch von der San-Vicente-Formation deutlich unterscheidbare kartierbare Einheit vor. Sie wird vom Alter her der San-Vicente-Formation zugeschlagen, zeigt jedoch eine sehr abweichende Fazies (SILVA, in prep.) sowie eine typische 90°-Winkeldiskordanz zur unterlagernden San-Vicente-Formation.

Im Folgenden soll sich die Bezeichnung San-Cristóbal-Formation beziehen auf zum Teil deutlich jüngere, diskordant über der San-Vicente-Formation und der Potoco-Formation liegende Vulkanite und Vulkanoklastika, die dem Vulkanbau des San Cristóbal zugeordnet werden können.

Im Satellitenbild zeigt die San-Cristóbal-Formation in der Kanalkombination 7 4 1 RGB eine gräulich rote Farbe, die heller als die der San-Vicente- und Potoco-Formation ist (siehe Abb. 3-7). Im Liegenden begrenzt wird die San-Cristóbal-Formation durch ein im Luftbild deutlich erkennbares helles Basiskonglomerat, das zur Luftbildinterpretation der Formationsbasis herangezogen werden konnte. Weiter enthält die San-Cristóbal-Formation Konglomerate und Brekzien, deren Komponenten westlich der San-Cristóbal-Störung tertiären Ursprungs, östlich davon jedoch paläozoischen Ursprungs sind (SILVA, in prep.). Dies zeigt deutlich die jeweilige Hochlage von Tertiär- bzw. Paläozoikumsaufschlüssen zum Zeitpunkt der Sedimentation der Cristóbal-Formation. Es folgen im Hangenden die dazitischen Laven, in denen die Altersdatierung vorgenommen wurde.

Eine Altersdatierung mit der K/Ar-Methode ergab westlich von San Cristóbal ein Alter an der Basis von $11 \pm 0,5$ Ma, während östlich der Corregidores-Störung ein Alter von $9,4 \pm 0,3$ Ma in der im Liegenden anschließenden San-Vicente-Formation ermittelt wurde. Dies wird als Folge einer diachronen Formationsgrenze interpretiert.

Die flachen Lagerungsverhältnisse lassen den Schluß zu, daß die tektonische Aktivität im Gebiet vor der Ablagerung der Cristóbal-Formation zu ihrem Ende kam.

1.3.4 Quartäre Sedimente

Die pliozän-quartären Sedimente im Arbeitsgebiet sind vulkanischo-klastische, klastische, karbonatische sowie evaporitische Sedimente, die sich in den Flachgebieten des gesamten Altiplano wiederfinden lassen. Dabei lassen sich in der Stratigraphie dieser Sedimente verschiedene Stadien des Pocoyu-Sees beobachten. Dieses Gewässer bedeckte zeitweilig weite Bereiche des südlichen Altiplano.

In diesem südlichen Paläosee sind in den letzten 40000 Jahren drei Hochstände und zwei aride Zwischenphasen nachgewiesen. Dabei erstreckte sich das erste aride Zwischenstadium laut ARGOLLO & MOURGUIART (2000) von 24800 bis 14000 Jahren, das letzte von 10500 bis 3900.

Der Höchststand des Paläosees wurde zwischen 13000 und 12000 Jahren erreicht (SERVANT *et al.*, 1995). Neben Hangschuttmassen, fluviatilen und alluvialen Ablagerungen stammen aus dieser Epoche auch Seekalke, die sowohl stromatolithenförmige Krusten als auch domartige Bioherme gebildet haben. Im Luftbild sind diese Seekalke in den Flachlagen erkennbar.

Sehr deutlich sowohl im Luftbild als auch Satellitenbild zu erkennen sind Strandlinien des Paläosees. Bei seinem Rückzug nach dem Seehöchststand hat der Pocoyu eine große Anzahl solcher Strandlinien als Wälle zurückgelassen, die vor allem im Norden des Arbeitsgebietes zu beobachten sind. Da sie im Satelliten- und Luftbild sehr deutlich ausgeprägt sind, beeinflussen sie sämtliche Bildverarbeitungsoperationen stark und treten demgemäß in den Interpretationsvorlagen ebenso deutlich hervor. Daher müssen sie als solche erkannt werden, um sie nicht fälschlich mit anderen Gesteinen zu vermengen. Von Bedeutung ist auch die ehemalige Brandungslinie des Pocoyu-Sees. Sie äußert sich vor allem dadurch, daß das durch Erosion über dem alten Seepiegel gebildete Entwässerungsnetz an dieser Brandungslinie abrupt endet (siehe Tafel VI rechts unten). Unter der Brandungslinie sind die ehemals wohl vorhandenen Entwässerungsnetze durch Wellengang und Strandbildung abgetragen und das Relief verflacht. Die größten Entwässerungszweige reichen im Luftbild erkennbar nur wenige Meter unter die Brandungslinie. Dies ist auf die Erosion seit dem Rückgang des Seepiegels zurückzuführen. Die Brandungslinie liegt horizontal, ebenso wie einige Ausbisslinien von Formationen. Dort, wo diese beiden Linien benachbart auftauchen, muß zwischen ihnen unterschieden werden. Formationsgrenzen, in diesem Fall zum Beispiel das Basiskonglomerat der San-Vicente-Formation, sind daher besser durch Helligkeits- und Farbvariationen im Luftbild zu interpretieren, als durch Relief- und Texturunterschiede.

1.4 Mineralisationen und Lagerstätten

Das Untersuchungsgebiet im südlichen Altiplano liegt an der Schnittstelle zweier Vererzungsprovinzen, dem sogenannten "Belt of Bolivian Polymetallic veins" und dem "Belt of Porphyry copper deposits". Als Beispiel kann die Erzlagerstätte San Cristóbal dienen. Explorationsarbeit wurde zuerst von JACOBSON (1969) und der Empresa Minera Yana Mallcu S.A., die die Lagerstätte auch ausbeutete, geleistet. Heute wird diese Mine von Apexsilver Ltd. betrieben (ESCOBAR *et al.*, 1993 und RICHTER, 1992, sowie APEXSILVER LTD., ANNUAL REPORT 1998).

San Cristóbal gehört nach älterer Ansicht dem Typ der Ganglagerstätten an und wird mit einer subvulkanischen Intrusion in Verbindung gebracht, die am Cerro San Cristóbal ansteht. Oberflächennah gefördert wurde hauptsächlich Ag als gediegenes Silber aus Pyritgängen, sowie Blei und Zink als Beiprodukte. Weitere vorkommende Erze sind Hämatit, Baryt, Siderit, Chalkopyrit, Arsenopyrit und Pyrargirit. Gold und Zinn sind laut älterer Prospektierung nicht im Erz enthalten. Die Gehalte liegen bei 120 g/t Silber bei etwa 3 Megatonnen Reserven allein für die Toldos-Mine, einen in einem Dazitporphyr liegenden Tagebau. Das gesamte Abbaufeld erstreckte sich etwa über 4 mal 4 km.

Heute jedoch wird die San-Cristóbal Lagerstätte als epithermale Ag-Zn-Lagerstätte mit charakteristischen Alterationszonen interpretiert. Mehrphasige Vererzungen bildeten demnach eine Anreicherung von Buntmetallen, Silber und auch Gold in größerer Tiefe (>150 m). Hauptförderprodukt ist Silber mit 13,3 kt nachgewiesenen und wahrscheinlichen Silberreserven und 36,3 Mt Zinkreserven. Sie sind hauptsächlich an die Minerale Galenit, Argentit, Akanthit und Proustit gebunden. Die Firma Apexsilver Ltd. hat im Zuge der Explorationskampagne mehrere Hundert Bohrungen niedergebracht und detaillierte Oberflächenkartierungen durchgeführt. Leider waren diese Daten nicht verfügbar, da sie Firmengeheimnis sind. Radiometrischen Datierungen von Apexsilver Ltd. zufolge sollen die Vulkanite ein Alter zwischen 7,4 und 8,2 Ma haben (LEVENHAGEN, 2001).

Daneben gibt es im Arbeitsgebiet und dessen Umgebung noch eine Anzahl von schichtgebundenen Cu-Lagerstätten und -vorkommen, die in den tertiären Schichten der Potoco- und der San-Vicente-Formation auftreten. Die Reserven solcher Lagerstätten liegen typischerweise bei mehreren 1000 t, bei Gehalten zwischen 3,75 und 7,75 % Cu. Erze sind hier Chalkosit, Azurit, Malachit, Chrysokoll, und Tenorit, die in kleinen Linsen vorkommen. In der Region sind viele aufgelassene kleine Stollen zu finden. Es ist anzunehmen, daß diese kleineren Lagerstätten mit der Zirkulation hydrothermalen Lösungen im Bereich des San-Cristóbal-Vulkankomplexes zusammenhängen. Da die Mineralisationen bevorzugt in tektonisch beanspruchten Zonen auftreten, ist eine erhöhte Wegsamkeit in diesen Bereichen sowie eine eventuelle Verbindung entlang von Störungen in Verbindung mit Gangsystemen zum San-Cristóbal-Vulkankomplex anzunehmen.

Es scheint, daß beide Mineralisationstypen an den Vulkanismus der Region gebunden sind und vom Mineralbestand her hydrothermalen Ursprungs sind. Die Vorkommen hydrothermalen Alterationszonen sind aus den spektralen Anomalien im Satellitenbild lokalisierbar.