

4 Erfassung des tektonischen Inventars

4.1 Definitionen und Methodik

Wie schon in Kapitel 2 erwähnt, wurde von der Fragestellung her hauptsächlich nach Lineamenten, tektonischen Strukturen und Schichtgrenzen gesucht.

Lineare bis kurvilineare Strukturen in Luftbildern werden als Photolineationen, solche in Satellitenbildern als Lineamente bezeichnet. Laut HOBBS (1912) sind Lineamente "*significant lines of landscape which reveal the hidden architecture of the rock basement ... They are the character lines of the earth's physiognomy*". Diese Definition wird sinngemäß auf Satellitenbilder übertragen, wobei die Begriffe in dieser Arbeit beibehalten werden sollen.

O'LEARY, FRIEDMAN & POHN (1976) diskutierten Ursprung und Verwendung der Begriffe *linear*, *Lineation* und *Lineament*, wobei ein Lineament als kartierbare lineare bis kurvilineare Eigenschaft einer Oberfläche definiert wird, deren Teile in einer geraden oder leicht gebogenen Beziehung zueinander stehen. Von entscheidender Bedeutung für die vorliegende Arbeit ist die Beobachtung, daß geologisch induzierte Lineamente als Intersektion zwischen der Geländeoberfläche und einer flächenhaften oder schichtartigen Struktur verstanden werden können. Die Interpretierbarkeit dieser Lineamente hängt nicht unwesentlich vom Einfallswinkel der ihnen zugrunde liegenden Struktur ab. Strukturen mit einem Einfallswinkel unter 60° sind meist nur sehr schwer oder gar nicht als Lineamente zu erkennen. Hohes Relief wie im Untersuchungsgebiet erleichtert jedoch die Interpretation.

Eine strukturgeologische Interpretation von Fernerkundungsdaten stützt sich auf die Unterscheidung von Merkmalen der Reflexion und ihrer räumlichen Verteilung im Hinblick auf die Identifizierung struktureller Eigenschaften wie Störungen und Klüftung, Schieferung und Schichtung, sowie Faltung. Dazu ist eine Abgrenzung lithologischer Einheiten notwendig, jedoch nur insoweit sie die Verfolgung von Leithorizonten als Informationen zur Schichtung der Gesteine ermöglicht.

Eine Landoberfläche stellt den Zustand dar, der aus der Summe aller klimatischen, lithologischen, hydrologischen und biologischen Einflüsse resultiert. Dabei bilden die geologischen Einheiten, die Morphologie und das Relief, die klimatischen und hydrographischen Bedingungen einhergehend mit dem Vegetationssystem ein interagierendes System, das sich in der Satelliten- oder Luftbildaufnahme durch Muster, Lineamente, Texturen und Reflektanzunterschiede abbildet.

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit liegt im tropischen Hochgebirgsbereich und besitzt ein arides Klima mit hohen Schwankungen zwischen den Tag- und Nachttemperaturen. Die Vegetation ist dementsprechend spärlich bis nicht vorhanden und besteht hauptsächlich aus Dornbüschen und Krüppelbäumen, Moosen und Flechten. Die Entwässerung erfolgt in ein abflußloses Becken, das fast den gesamten Raum des Altiplano bedeckt, in dem chemische und vor allem physikalische Verwitterung vorherrscht. Bodenbildung ist nur in eng begrenzten Bereichen der Täler zu beobachten. Die fehlende Vegetationsdecke erleichtert die Interpretation der strukturellen Merkmale und lithologischen Einheiten. Der Hochplateaucharakter der Region, der durch die andinen Kordilleren begrenzt und mit Vulkanbauten durchsetzt ist, verleiht dem Untersuchungsgebiet eine Zweiteilung in eine niedrig reliefierte Hochebene, dem Altiplano und einen hoch reliefierten Bereich, im Untersuchungsgebiet vertreten durch die Vulkanbauten und den zu ihnen gehörigen vulkanoklastischen Sedimenten, sowie tektonischen Hochgebieten. Diese Bereiche, sowie die Gebiete entlang von Störungen mit vertikalem Versatz, sind durch eine vorwiegend mechanische Verwitterung gekennzeichnet, die tektonisch angelegte Strukturen wie Faltenbau und Störungen hervorhebt.

Da eine große Auswahl an Daten verfügbar war, wurde eine für jeden Datensatz optimierte Darstellung erstellt, die als Grundlage für eine Interpretation der Lineamente diente (Tafel III). Die Landsat ETM+ 7 Daten wurden als Farbkompositenbilder der Kanäle 7, 4 und 1 mit dem neuen panchromatischen Kanal 8 höherer Auflösung durch *merging* dargestellt und Ratiobilder erstellt (siehe dazu Kapitel 3.3.1 und 3.3.2). Zur Heraushebung der Lineamente kamen Richtungsfilter zur Anwendung. Aus diesen Daten wurden Ausdrücke im Maßstab 1 : 300.000 hergestellt, die visuell interpretiert wurden. Anschließend wurde die Interpretation digital am Bildschirm eingegeben. Mit Hilfe dieser kleinmaßstäbigen Darstellungen konnten die Großstrukturen im Untersuchungsgebiet erfaßt werden. Es konnten dabei die der UKSZ zugehörigen Faltenzüge und Aufschiebungen im NNE-SSW Streichen erkannt werden. Über das Untersuchungsgebiet verteilt finden sich auch immer wieder großräumige sigmoidale Strukturen. Aus den vorhandenen Luftbildern der Region wurde ein Orthobildmosaik erstellt. Damit waren großmaßstäbige Interpretationen möglich. Unterstützt durch eine klassische Interpretation am Stereoskop wurde die Interpretation direkt am Bildschirm in eine digitale Form überführt. Aus diesen Daten konnte die genaue Lage der in den Satellitenbilddaten interpretierten Lineationen verfolgt werden, außerdem waren die Schichtausbisse sowie das Entwässerungsnetz besser erkennbar. Darüber hinaus konnte auf den Luftbildern ein Netz von Gängen erkannt werden (siehe Abb. 4-2). Statistische Aussagen über die Länge und Richtung des Entwässerungs- und Kluftnetzes waren schon in diesem Stadium der Arbeit möglich, dienten jedoch nur als Ergänzung der Ergebnisse der geometrischen Modellierung. Die geometrisch korrekte und hinreichend genaue Lineamentinterpretation war der erste Schritt für die Modellierung der den Lineamenten zuzuordnenden geologischen Trennflächen.

Die geplante geometrische Modellbildung erforderte als erstes die Erkennung und Interpretation von Störungssystemen und der Hauptdeformationsstrukturen sowie die Interpretation von lithostratigraphischen und, soweit möglich, chronostratigraphischen Horizonten. Die Nutzung von Bilddaten höchst unterschiedlichen Maßstabs stellte dabei ein Problem dar. Außerdem mußte sich die Detailtreue der geologischen Modellbildung in einem überschaubaren Rahmen halten. Daher wurde ein zweiphasiger Interpretationsansatz gewählt.

1. In der ersten Phase wurden die Satellitenbilddaten und ihre verschiedenen Derivate aus den Bildverarbeitungsoperationen interpretiert, um die regionalen Strukturen auszumachen, die schließlich in das geologische CAD-Modell integriert werden sollten (siehe dazu Kapitel 5 Abb. 5-1). Satellitenbilddaten und Bildverarbeitungsprodukte ermöglichen dabei die Interpretation von größeren geologischen Einheiten und Lineamenten. Die direkte Identifizierung einzelner stratigraphischer Einheiten aus den spektralen Signaturen ist jedoch aufgrund von sehr ähnlichen lithologischen Eigenschaften der Gesteinsformationen nicht möglich. Deshalb soll sich die Satellitenbildinterpretation auf die strukturgeologische Interpretation und somit die Erkennung von Lineamenten beschränken.
2. In der zweiten Phase wurde diese Interpretation zusammen mit der vorhandenen geologischen Kartengrundlage auf der Grundlage des Orthophotomosaiks an photogeologisch interpretierbare Strukturen im Detail angepaßt. Dabei wurden gezielt nur die zur Modellierung benötigten Strukturen interpretiert.

Eine Interpretation des Gang- und Kluftnetzes stellt nach wie vor einen unabdingbaren Bestandteil einer strukturgeologischen Untersuchung mit Hilfe von Fernerkundungsdaten dar. Deshalb wurden zusätzlich das Netz vulkanischer bis subvulkanischer Gänge aus dem Orthophotomosaik interpretiert, wobei die maximal mögliche Auflösung von 1 m Pixelgröße zur Anwendung kam, womit ein Interpretationsmaßstab von 1 : 10.000 gegeben war. Dort, wo Gänge und Klüfte nicht direkt meßbar oder im Luftbild erkennbar sind, kann auf die Interpretation des Entwässerungsnetzes zurückgegriffen werden. Die Signifikanz von

Entwässerungssystemen für die Erkennung der ihnen zugrunde liegenden geologischen Prozesse wurde als erstes von ZERNITZ (1932) erkannt. Die Klassifizierung von Entwässerungssystemen basiert im Wesentlichen auf den Arbeiten von HORTON (1945) und STRAHLER (1952, 1957, 1964), sowie auch SHREVE (1966, 1967). Außerdem konnten mehrere Autoren feststellen, daß das Entwässerungsnetz ein Abbild des Kluftnetzes einer Region liefert (z.B. LIST, 1969). In dieser Arbeiten wurde eine richtungsstatistische Auswertung der erkennbaren Gänge auf dem Orthophotomosaik durchgeführt. Dabei wurde die Länge der einzelnen Gangabschnitte gewichtet. Es kam jedoch keine Auswertung des Entwässerungsverlaufs zustande, da mit dem Gangnetz eine direktere Beobachtung zur Verfügung stand.

4.2 Tektonisches Inventar im Gelände und in Fernerkundungsdaten

Folgende strukturellen Elemente des Arbeitsgebiets wurden für die Modellierung berücksichtigt: Gänge, Störungen, und Falten. Schieferungen, die nur im Ordovizium auftreten, wurden nicht berücksichtigt.

4.2.1 Gänge

Gänge treten im Kern und in den Schenkeln der Ines-Antiklinale auf, sowie in den saigeren Schichten der Potoco- und San-Vicente-Formation westlich und südwestlich des San-Cristóbal-Vulkankomplexes. Die Gänge gehören wahrscheinlich zu zwei Populationen (Abb. 4-1). Die Gänge wurden im Luftbild beobachtet und ihre Streichrichtung eingemessen. Häufig sind die mit magmatischen Gängen durchschlagenen Gesteine durch Lockermaterial bedeckt, so daß die räumliche Verteilung der Gänge nicht gleichmäßig ist. Generell sind sie steil bis saiger, einige wenige sind kurvilinear. Sie sind durch ihre diskordante Lagerung im Luftbild gut erkennbar, abgesehen davon gehen die Gänge jedoch zuweilen in Sills über und zeichnen so die Schichtung nach (Abb. 4-2). Die durchschnittliche Länge der Gänge liegt bei etwa 80 m, die maximale Länge bei etwa 500 m.

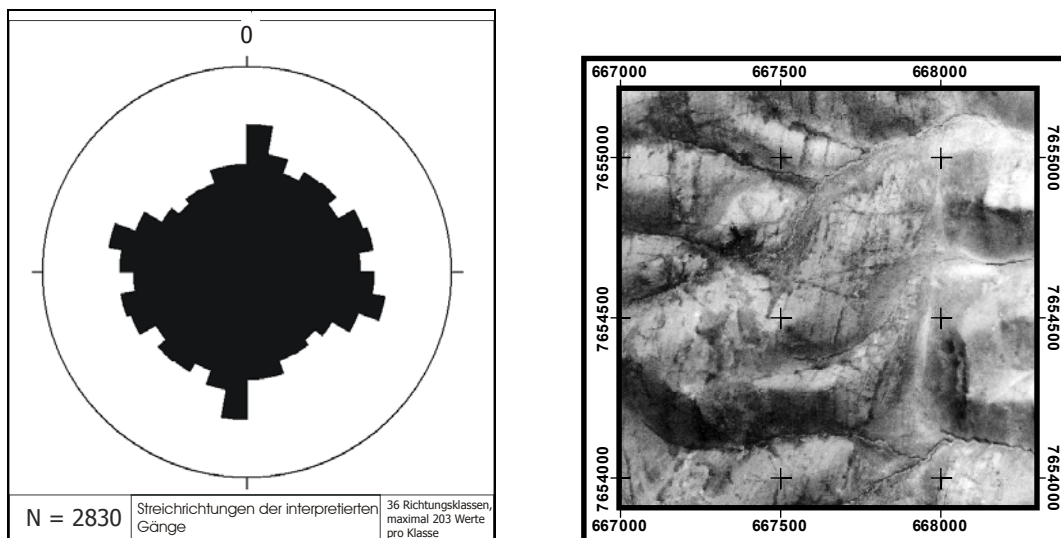


Abb. 4-1: Nach Länge der interpretierten Gänge gewichtete Darstellung der im Luftbild erkennbaren Gänge. Abb. 4-2: Bildbeispiel Ortholuftbild mit Gängen, 1 m Pixelauflösung. Koordinaten in UTM, Zone 19 S, Lokalität an der Ostflanke der Ines-Antiklinale.

Die Tatsache, daß der eine Teil der Gänge im Osten bereits steilgestellte Schichten der Potoco- und San-Vicente-Formationen durchgeschlagen hat, spricht dafür, daß diese Gänge auf die magmatische Tätigkeit um den Cerro San Cristóbal zurückzuführen sind. Dessen Vulkanite

wurden auf 7,4 bis 8,2 Ma Alter datiert (Datierungen durch APEXSILVER) und anhand von Proben als Dazite angesprochen (LEVENHAGEN, 2001). Im Gelände konnten diese Gänge jedoch nicht gefunden werden, da sie sehr schwer zugänglich oder nur aus dem Luftbild zu erkennen sind. Bemerkenswert ist aber, daß größere bekannte Erzkvorkommen und –lagerstätten, wie die Mina Cobrizos und die Mina Puntillas im Streichen der durchschlagenen Schichten gelegen sind. Dies spricht für einen genetischen Zusammenhang zwischen Vererzungen und diesen Gängen. Die Gänge der Ines-Antiklinale stehen vermutlich in Beziehung zu den mit 23-18 Ma datierten Intrusiva im Antiklinalkern (Datierungen Teilprojekt C1A).

Die Orientierung der Gänge ist relativ gleichverteilt mit zwei deutlicheren Maxima (Abb. 4-1). Zum einen ist die Richtung N bis NNE parallel zum Streichen der Schichtgrenzen deutlich erkennbar. Dies entspricht den in die Schichtfugen eingedrungenen Gängen. Das andere Maximum ist E bis ESE orientiert und entspricht damit dem Maximum der im Satellitenbild interpretierten Lineamente. Diese Lineamente werden als Transferstörungen oder ac-Klüfte der vorherrschenden Aufschiebungssysteme der UKSZ gedeutet.

4.2.2 Störungen

Für die Kartierung von Störungen wurden Luft- und vor allem Satellitenbilder benutzt. Da jedoch Lineamente und Photolineationen nicht immer eindeutig einer Störung zugewiesen werden können, soll hier zuerst nur auf die direkt im Gelände gemessenen Störungen eingegangen werden.

Die allergrößte Anzahl der Störungen streicht NNE und gehört damit zur Uyuni-Kehnayani-Störungszone (UKSZ). Diese Orientierung entspricht damit dem Streichen einer Haupttrichtung der Lineamentorientierungen aus der Satellitenbildinterpretation (Abb. 6-5 C). Diese Störungen wurden hauptsächlich an Kontakten zwischen den paläozoischen und den tertiären Einheiten beobachtet, an der San-Cristóbal-Störung auch innerhalb kretazisch/tertiärer Sedimente. Im Gebiet um den San-Cristóbal-Vulkankomplex handelt es sich dabei, wie aus dem Seismikprofil der YPFB zu erkennen ist (ELGER *et al.* 2001), um nach Osten gerichtete Aufschiebungen. Im Speziellen sind dies die San-Cristóbal-Störung, die Corregidores-Störung und die Uyuni-Kehnayani-Störung i. e. S.

Zwischen diesen drei Hauptzweigstörungen der UKSZ haben sich weite Synklinale gebildet, die mit Sedimenten der San-Vicente-Formation gefüllt sind (siehe z.B. Abb. 4-10). Die oberen Teile der San-Vicente-Formation wurden syntektonisch abgelagert, was an *growth strata* zu erkennen ist (Abb. 4-5). Die San-Vicente-Formation wird eingeleitet durch proximale grobe Klasten aus den vermutlich durch Abschiebung der westlichen Blöcke der UKSZ in Hochlage geratenen tertiären Sedimenten, wie der Potoco-Formation, sowie den paläozoischen Formationen (SILVA, pers. Komm., 2001).

Die zeitliche Abfolge der Aufschiebungen konnte an einigen datierbaren Tuffhorizonten zwischen 13-9 Ma (siehe Kapitel 1.3.3) festgemacht werden. Die Datierungen wurden im Rahmen des Teilprojekts C1A des SFB 267 durchgeführt.

1. San-Cristóbal-Störung (SCS)

Die San-Cristóbal-Störung taucht von Norden her kommend, westlich des Corregidores-Massivs, unter der holozänen Bedeckung auf, wird im Gebiet des San-Cristóbal-Vulkankomplexes teilweise von Vulkaniten und vulkanosedimentären Schichten bedeckt (Abb. 4-3) und taucht südlich des Vulkankomplexes wieder auf um nahe der Mündung des Rio Alota in den Rio Grande in die Uyuni-Kehnayani-Störung i. e. S. einzumünden (Tafel III). An ihr werden Sedimente der kretazisch/paläozänen Formationen und der Potoco-Formation im Westen über Ablagerungen der San-Vicente-Formation im Osten aufgeschoben.



Abb. 4-3: San-Cristóbal-Störung von Norden gesehen, links im Osten Sedimente der San-Vicente-Formation, rechts im Westen die Rotsedimente der Potoco-Formation. (Foto: LEVENHAGEN, 1999)

Die SCS ist saiger und streicht N-S. Daß es sich dabei um eine listrische Aufschiebung handelt, ist aus dem Seismikprofil erkennbar, in dem diese Störung in der Tiefe nach Westen einfällt und flacher wird (ELGER, ONCKEN & KUKOWSKI, 2001). Entlang dieser Störung konnte eine etwa 10 m breite Scherzone tektonischer Brekzien und Störungsletten beobachtet werden. Südlich des Cerro San Cristóbal geht dabei die tektonisch brekziierte San-Vicente-Formation graduell nach E hin in eine sedimentäre Brekzie über, die Klasten aus den aufgeschobenen Potoco-Sedimenten enthält. Daneben sind dort in die Potoco-Formation intrudierte Mikrodiorite zu finden. Entlang der San-Cristóbal-Störung wurden in steilgestellten kretazisch(?)/paläozänen Sedimenten Scherbänder beobachtet, die Blattverschiebungsbewegungen anzeigen. Der Schersinn ist einheitlich dextral (Abb. 4-4).



Abb. 4-4: Dextrales Scherband in kretazisch(?)/paläozänen Sedimenten nahe der San-Cristóbal-Störung nördlich des Cerro San Cristóbal (Foto: SCHEUBER 1999).

In der Region zwischen Agua Chica und der SCS konnte eine mächtige, saiger stehende und mit dem Top im Westen orientierte Abfolge von tertiären bis kretazisch(?)/paläozänen Formationen beobachtet werden. Aufgeschlossen ist eine kontinuierliche Serie beginnend mit paläozänen Sedimenten unsicherer Stellung im Liegenden, über Sedimente der Potoco-Formation und San-Vicente-Formation im Hangenden. Die Serie ist bis dahin konkordant. Hingegen zeigt die San-Vicente-Formation östlich der SCS im Top eine progressive Diskordanz (Abb. 4-5), das Schichteinfallen verringert sich von Agua Chica bis zur Estancia Cieneguillas über kurze Distanz nach Westen wie auch direkt östlich der SCS nach Osten ins Hangende hinein.

Zwischen der Estancia Cieneguillas und Agua Chica sind eine südliche Synklinale und eine nördliche Antiklinale zu erkennen. Beide verlaufen N-S bis NNE-SSW. Die Synklinale ist im Kern isoklinal und weitet sich nach N hin. Die Faltenachse taucht nach Süden (Tafel V). Im Süden ist sie von flacher lagernden Sedimenten der San-Cristóbal-Formation überdeckt. Die Antiklinale weiter nördlich enthält Gesteine eines vulkanischen Förderzentrums mit vulkanischen Brekzien, ihre Faltenachse taucht nach N hin flach ein (Tafel V). In der Antiklinale wurde lokal eine nach Norden einfallende Abschiebung hin beobachtet. Wenige km östlich stehen die Sedimente durchweg saiger mit Top nach W, mit synsedimentären, nach W einfallenden Aufschiebungen mit geringem Versatz. Aufgrund dieser Geometrie wird zwischen der Antiklinale und diesen Schichtpaketen eine korrespondierende Synklinale, eventuell in Verbindung mit einer Aufschiebung, vermutet. Das System von Auf- und Abschiebungen sowie die Richtung der Faltenachse weist auf eine Einengung in Richtung ESE hin. Diskordant über diesen saiger stehenden Sedimenten liegen Tuffe und dazitische Laven der San-Cristóbal-Formation söhlig auf.



Abb. 4-5: Progressive Diskordanz in der San-Vicente-Formation an der San-Cristóbal-Störung, Blick nach N (Foto: SCHEUBER, 1999)

An der Basis der syntektonisch abgelagerten und verstellten Sedimente östlich der San-Cristóbal-Störung wurden zwei verstellte Tuffhorizonte in der San-Vicente-Formation mit der K/Ar-Methode auf $13,7 \pm 0,4$ Ma und $12,9 \pm 0,3$ Ma datiert. Westlich der San-Cristóbal-Störung, wurde ein subhorizontal abgelagerter Tuff auf $11 \pm 0,3$ Ma datiert. Eine andere Datierung westlich der Störung in der diskordant flach überlagernden San-Cristóbal-Formation kommt ebenfalls zu einem Alter von $11 \pm 0,5$ Ma. Die Deformation entlang der San-Cristóbal-Störung fand also mindestens im Zeitraum zwischen 13,7 und 11 Ma statt.

Somit kann die SCS als Aufschiebung mit dextraler Seitenverschiebungskomponente angesprochen werden und ist somit eine dextrale transpressive Struktur.

2. Corregidores-Störung (CS)

Die Corregidores-Störung ist im östlichen Teil des Corregidores-Massivs aufgeschlossen (Abb. 4-6). Hier sind Paläozoikum, speziell silurische Sedimente, und altpaläozän/kretazische Sedimente im Westen über die Potoco- und San-Vicente-Formation im Osten aufgeschoben worden. Der Störungskontakt fällt mit 50° bis 60° nach SW ein. Auch hier zeigen Scherbänder in saiger gestellten Schichten eine Seitenverschiebungskomponente mit dextralem Versatzsinn an (Abb. 4-7). Die Sedimente der Potoco-Formation sind im Zuge der Überschiebung stark zerschert worden und zeigen enge, leicht nach N abtauchende Spezialfalten. Die Breite der durch Überschiebungsbewegungen deformierten Zone beträgt mindestens 670 m. Die San-Vicente-Formation lagert proximal mit deutlicher Diskordanz über der Potoco-Formation, mit einem Basiskonglomerat aus Potoco- bis paläozoischen Geröllen. Die San-Vicente-Formation ist leicht nach Osten verkippt.

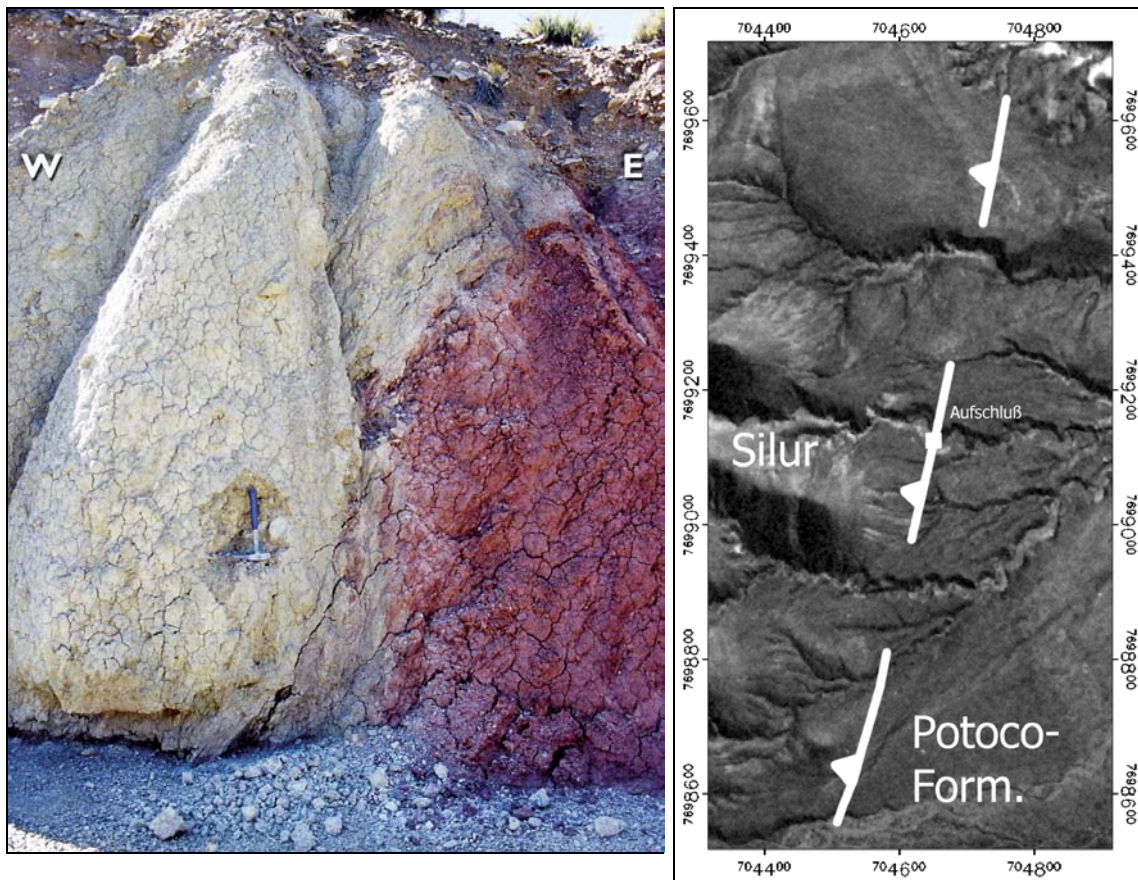


Abb. 4-6: Corregidores-Störung im gleichnamigen Höhenzug nahe der Estancia Corregidores. Im Foto im Westen zu erkennen silurische Sedimente nach Osten hin über Sedimente der Potoco-Formation aufgeschoben. Die Gesteine sind stark kataklasitisch beansprucht. Rechts der dazugehörige Ortholuftbildausschnitt mit UTM-Koordinaten. Gut zu erkennen ist das höhere Relief des Silurs.

Die silurischen Sedimente sind saiger und zeigen interne S-C-Gefüge, welche ebenfalls eine Überschiebungsbewegung nach Osten bezeugen. Die altpaläozänen, bzw. eventuell kretazischen Sedimente unklarer Einordnung sind am Westhang des Höhenzugs aufgeschlossen und fallen relativ gleichmäßig steil nach W ein. Zwischen dem Paläozoikum und den kretazisch/paläozänen Sedimenten wird durch ähnliches Schichteinfallen und annähernd parallele Lagerung eine nur schwache Winkeldiskordanz vermutet.

Die Corregidores-Störung taucht im Tal des Rio Grande unter Holozänbedeckung ab und ist wieder bei Oslaca aufgeschlossen, um sich dann nach Südwesten unter dem San-Cristóbal-

Vulkankomplex zu verlieren. An ihr ist bei Oslaca Paläozoikum nach Osten über neogene Sedimente im Westen aufgeschoben. Potoco- und San-Vicente-Formation zeigen eine ähnliche Deformation wie bei der Estancia Corregidores (LEVENHAGEN, 2001).

In der San-Vicente-Formation wurden wenige km östlich der Aufschiebung eingeschaltete Tuffe als Reliefausfüllung über der Potoco-Formation beobachtet und auf ein Alter von $9,4 \pm 0,2$ Ma datiert (Alle Datierungen durch Teilprojekt C1A des SFB 267 mittels K/Ar-Methode). Das Alter der Corregidoresaufschiebung kann durch eine Datierung eines verformten Tuffbandes in der Potoco-Formation zwischen $40,4 \pm 1,1$ Ma Maximalalter und $9,4 \pm 0,2$ Ma Mindestalter in der undefor mierten San-Vicente-Formation eingegrenzt werden. Die San-Vicente-Formation wird als syn- bis posttektonische Ablagerung der erodierten Sedimente des Corregidores-Höhenzugs gedeutet (Abb. 4-8).

Bei der Corregidores-Störung handelt es sich also wie schon bei der SCS um eine Aufschiebung mit dextraler Seitenverschiebungskomponente. Sie war vor mindestens $9,4 \pm 0,2$ Ma aktiv.

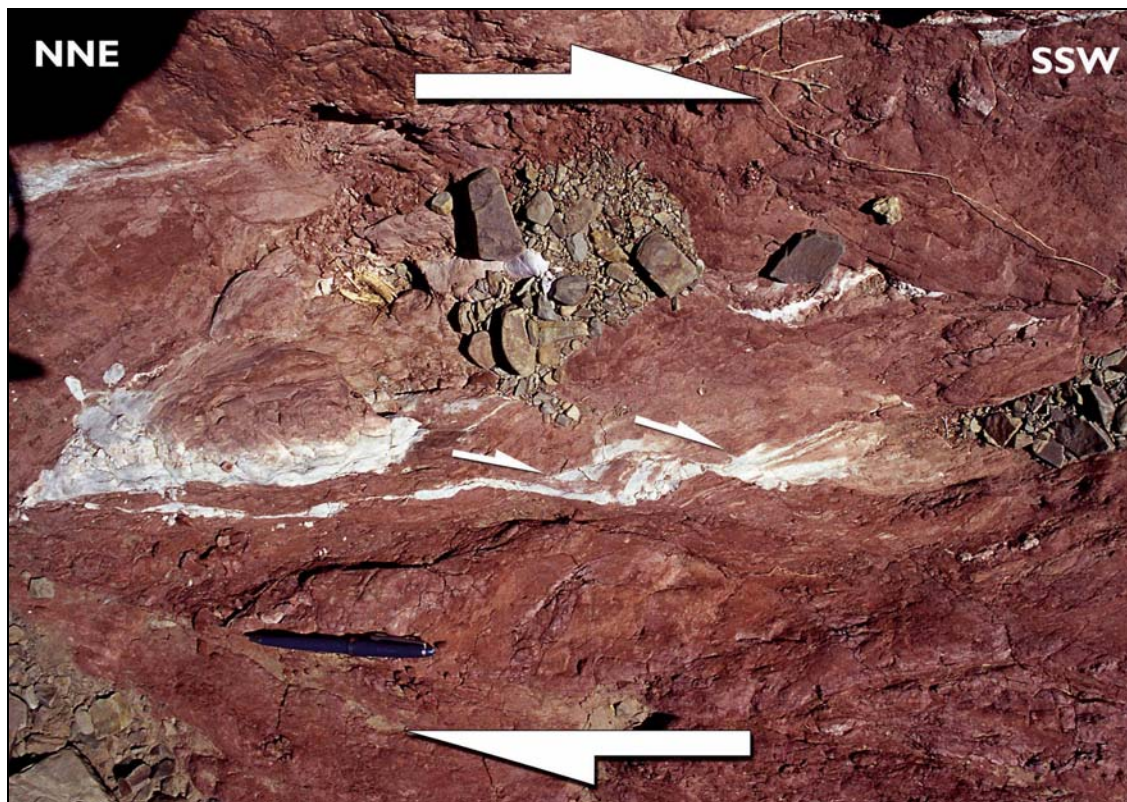


Abb. 4-7: Dextrales Scherband in der Potoco-Formation im Liegendblock der Corregidores-Störung (Foto: SCHEUBER, 1999)

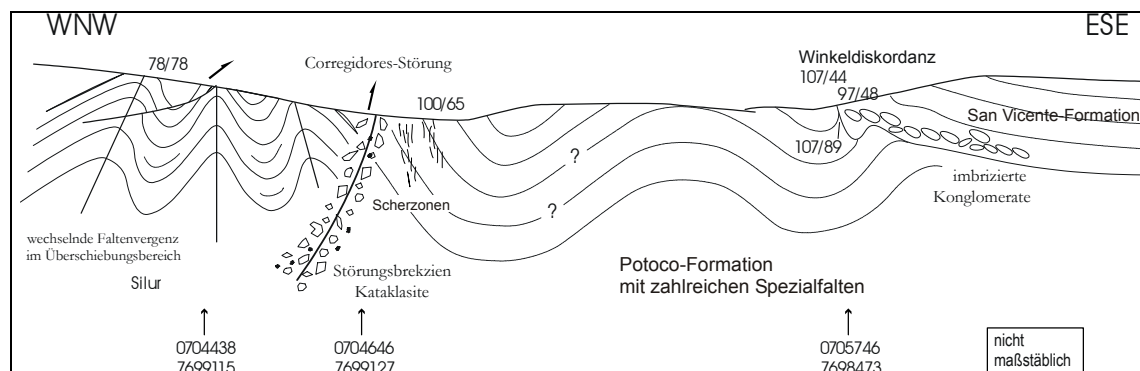


Abb. 4-8: Schematischer, nicht maßstäblicher Schnitt durch den Höhenzug Corregidores, modifiziert nach LEVENHAGEN (2001).

3. Uyuni-Kehnayani-Störung (UKS) im engeren Sinn

Direkt östlich der Paläozoikumsaufbrüche am Rio Grande ist die UKS i.e.S. aufgeschlossen (siehe dazu Karte Abb. 1-6 und Tafel III). Am Cerro Khala Huasi überschieben paläozoische Sedimente die Potoco- und San-Vicente-Formation. Letztere sind am Kontakt aufgesteilt bis saiger und verflachen nach E hin schnell. Sie zeigen am Kontakt Störungsletten. Die Störungsfläche fällt mit etwa 30° nach W ein (Abb. 4-9 und Profil Abb. 4-10), und ist somit flacher als die Störungen Corregidores und San-Cristóbal. Direkt östlich davon wurde jedoch eine Überschiebung nach W von Sedimenten der Potoco-Formation über die San-Vicente-Formation beobachtet (Abb. 4-9 und 4-10), die vermutlich als letzter Ausläufer der westwärts überschiebenden SVS anzusprechen ist. Diese Überschiebungsbahn fällt mit etwa 40° nach E ein. In der stark zerscherten Potoco-Formation sind kleine W-vergente Falten zu erkennen. Westlich der UKS i.e.S. sind an mehreren Stellen Rücküberschiebungen beobachtbar (Abb. 4-11).

Die San-Vicente-Formation ist über Paläozoikum diskordant abgelagert, was an einigen Aufschlüssen gut zu beobachten ist (Abb. 4-12). Das Paläozoikum ist am Cerro Khenayani aufgeschlossen. In den paläozoischen Sedimenten konnte die glaziale Cancañiri-Formation durch *dropstones* erkannt werden. Am Nordende des Cerro Khenayani bietet sich ein Bild der Lagerungsverhältnisse des Hangenden. Dort sind tertiäre Formationen, wie die San-Vicente-Formation, diskordant über die paläozoischen Sedimente gelagert, wie in Abb. 4-12 zu sehen ist (Alter etwa 100 m über San Vicente Basis $10,6 \pm 0,3$ Ma, Datierung Teilprojekt C1A).



Abb. 4-9: Uyuni-Kehnayani-Störung von Süden gesehen, rechts im Osten Sedimente der San-Vicente-Formation, westlich daneben die Rotsedimente der Potoco-Formation. Im Westen links die über die tertiären Sedimente geschobenen paläozoischen Sedimente (Foto: SCHEUBER, 2000)

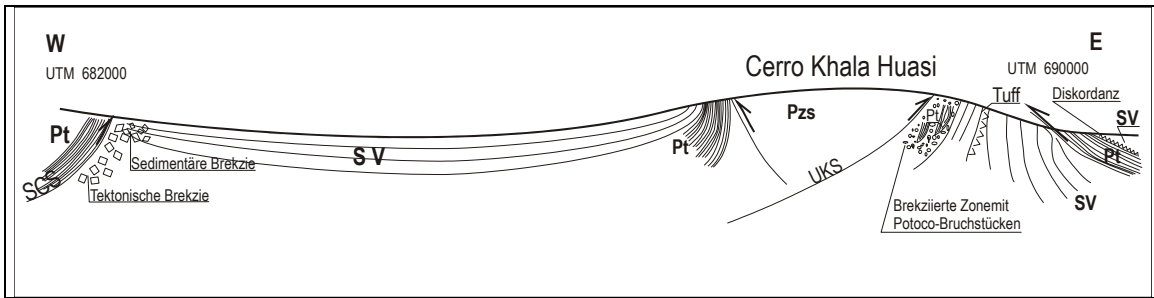


Abb. 4-10 Schematisches Profil (nicht maßstäblich) beim Cerro Khala Huasi entlang UTM 7655000 Hochwert zwischen der San-Cristóbal-Störung (SCS) und der Uyuni-Kehnayani-Störung (UKS). Pzs: Paläozoikum; Pt: Potoco-Formation; SV: San-Vicente-Formation.

Weiter südlich am Cerro Condor Huasi ist das Paläozoikum über kretazisch/paläozäne Formationen überschoben. Hier sind die jüngeren Schichten am Störungskontakt durch Schleppung ebenfalls stark aufgestellt bis überkippt. Die Aufschiebung selbst ist mit etwa 70° Einfallen nach WSW steiler als weiter nördlich orientiert. Hier konnten ebenfalls NNE-streichende dextrale Scherzonen als Hinweis auf einen dextralen Versatz an der UKS gefunden werden (Abb. 4-13).

Noch weiter südlich außerhalb des eigentlichen Arbeitsgebietes am Cerro Gordo sind ebenfalls Aufschiebungen von Paläozoikum über San-Vicente mit dextralem Versatz beobachtet worden. Hierbei wurde jedoch die Potoco-Formation mit auf die San-Vicente-Formation aufgeschoben. Außerhalb des Arbeitsgebietes nordöstlich Vila Vila ist die UKS i.e.S. noch einmal aufgeschlossen und zeigt dort ebenfalls dextrale orientierte Gefüge in einer Scherzone.

Die UKS i.e.S. ist demnach ebenso wie die SCS und CS als eine dextral transpressive Struktur anzusprechen.



Abb. 4-11 (oben): Überschiebung von Sedimenten der Potoco-Formation auf San-Vicente. Cerro Khala Huasi Osthang (Foto: SCHEUBER, 2000)

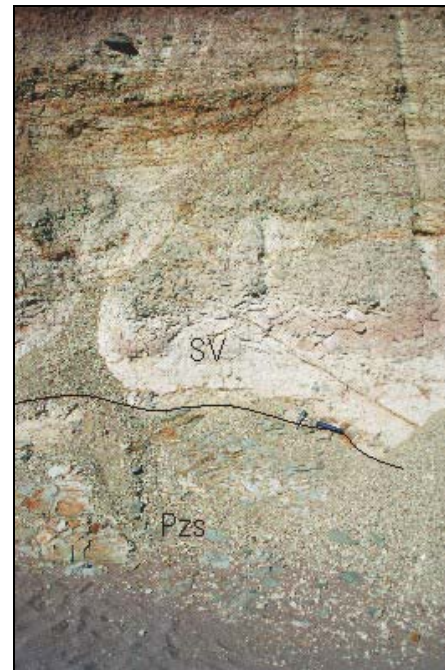


Abb. 4-12 (rechts): Diskordant auflagernde Sedimente der San-Vicente-Formation (SV) auf Silur (Pzs) am Westhang des Cerro Kehnayani bei Vila Vila. Der Hammer liegt auf der Diskordanz.

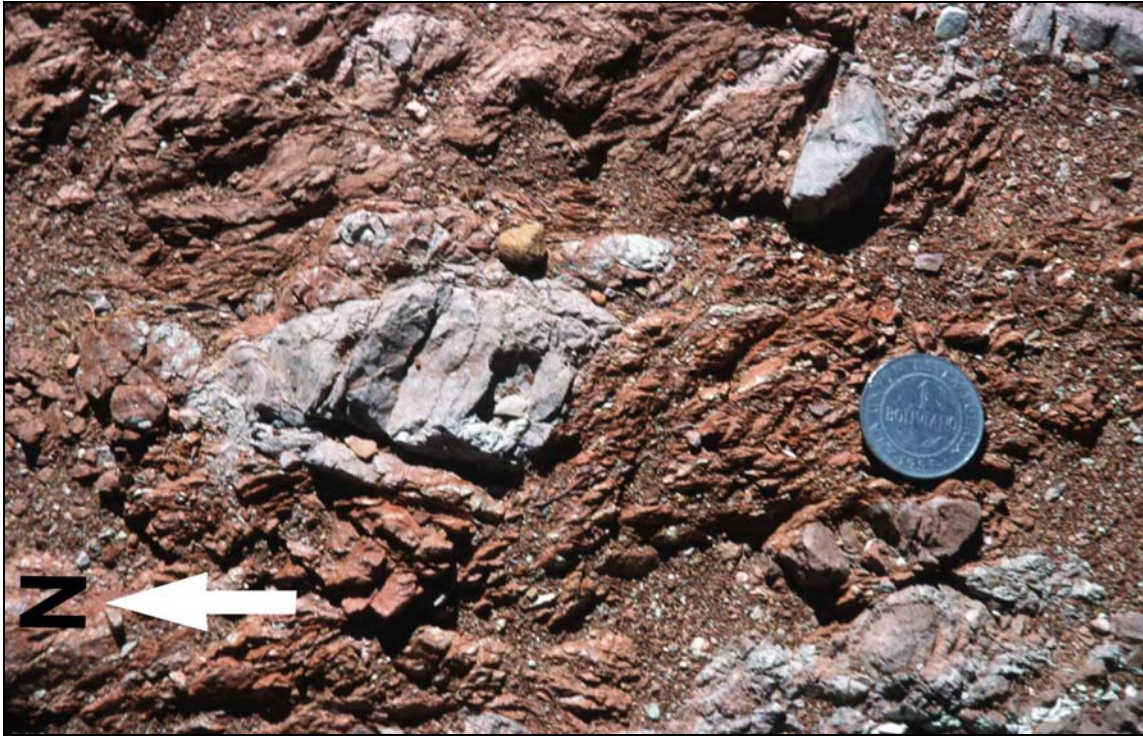


Abb. 4-13: Dextrales vertikales Scherband in der San Vicente-Formation am Cerro Condor Huasi (Draufsicht, Foto: SCHEUBER, 1999).

4.2.3 Falten

Im Arbeitsgebiet können Falten verschiedener Größenordnung unterschieden werden. Aufgenommen wurden nur Falten in tertiären Sedimenten, da nur diese der andinen Faltung eindeutig zugeordnet werden konnten. Generell sind die Achsen der weitspännigen Falten mit Wellenlängen im Bereich von 10-30 km in spitzem Winkel annähernd parallel zur UKSZ, das heißt in Richtung N-S bis NNE-SSW orientiert (Abb. 4-14 und Karte Tafel III). Diese Großstrukturen sind an die angelegten Aufschiebungen gebunden. Antiklinalen treten dabei im Bereich der Aufschiebungsrampen auf, während Synklinalen in den durch die Aufschiebungen begrenzten Becken angelegt wurden.

Die größte im Arbeitsgebiet beobachtbare Faltenstruktur ist die N-S-orientierte Ines-Antiklinale (Tafel IV), die durch umlaufendes Streichen bei Rio Grande zu erkennen ist. Im Norden taucht die Faltenachse mit etwa 10° nach N ab, während sie im S Teil nach Süden abtaucht. Etwas weiter westlich außerhalb des eigentlichen Arbeitsgebietes an der Julaca-Antiklinale ist eine NW-einfallende Überschiebung von Potoco- über San-Vicente-Formation zu erkennen (Abb. 4-15). Direkt nördlich der Ines-Antiklinale wurden mehrere nach N einfallende Überschiebungen beobachtet, eine davon schiebt Potoco-Sedimente über die San-Vicente-Formation. Der Versatzbetrag war nicht erkennbar. Die Schichten der San-Vicente-Formation fallen flach nach NW ein, während die der Potoco-Formation in östliche Richtungen flach einfallen. In der Westflanke der Antiklinale selbst sind Sedimente der Potoco-Formation und der San-Vicente-Formation konkordant übereinander abgelagert (pers. Komm. SCHEUBER, 2002). Im oberen Teil der San-Vicente-Formation kann man jedoch eine progressive Diskordanz erkennen (Abb. 4-16). Die Basis der San-Vicente-Formation zeigt sich hier als polymiktes Konglomerat mit sehr schlecht gerundeten Komponenten. Diese sind entweder vulkanischen Ursprungs, sowohl von saurem, als auch basischem Vulkanismus, Orthogneisen oder aber paläozoischen Sediment- und Granitklasten (Datierung durch Teilprojekt C1A mit K/Ar- Methode auf 256 ± 7 Ma). Im Kern der Antiklinale sind Potoco-Sedimente durch diapirische Phänomene in den Evaporiten und durch Intrusionen komplex verformt. Generell fallen die Sedimente flach nach S ein. Jedoch sind

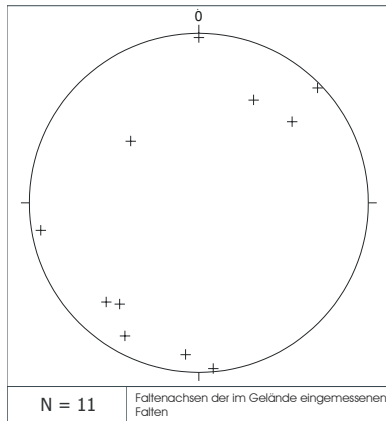


Abb. 4-14: Darstellung im Schmidt-Netz der Faltenachsen der im Gelände eingemessenen Falten in tertiären Sedimenten

auch verschiedene andere Orientierungen beobachtet worden. Es kann aus dem umlaufenden Streichen davon ausgegangen werden, daß die Antiklinalachse im Süden leicht nach Süden, im Norden dagegen leicht nach Norden abtaucht. Die Potoco-Sedimente sind von kleinen, alterierten mikrodioritischen Intrusiven durchschlagen, die für eine kleinräumige Kontaktmetamorphose gesorgt haben. In den Flanken der Ines-Antiklinale sind im Luftbild Gänge und Lagergänge erkennbar (Abb. 4-2). Sie müssen in die oberste Potoco-Formation oder die untere San-Vicente-Formation eingedrungen sein, sind im Gelände jedoch nicht beobachtet worden.

In der Größenordnung von wenigen km sind im Satelliten- und Luftbild ebenfalls noch Faltenstrukturen zu erkennen. Dabei handelt es sich um die Synklinal- und Antiklinalstruktur zwischen der Estancia Cieneguillas und Agua Chica (Tafel V) bis hin zu den kleineren Falten im Paläozoikum entlang der UKS. Bei der Struktur der Estancia Cieneguillas handelt es sich um Falten innerhalb der San Vicente-Formation. Hierbei handelt es sich um eine im Gelände beobachtete isoklinale Muldenstruktur im S, deren Faltenachse mit etwa 15° nach S abtaucht (siehe Abb. 4-14 und 4-17), während nördlich davon eine mit etwa 13° nach N abtauchende Antiklinalstruktur erkennbar ist (Abb. 4-18), in deren Kern Gesteine eines vulkanischen Förderschlotens mit verformt wurden.



Abb. 4-15: NW-einfallende Überschiebung von Potoco-Formation (links) über San-Vicente-Formation (rechts) (SCHEUBER, pers. Komm., 2001).



Abb. 4-16: Blick aus dem ausgeräumten Zentrum der Ines-Antiklinale nach Norden auf die Westflanke der Antiklinale. Gut erkennbar die progressive Diskordanz in den Sedimenten der San-Vicente-Formation (Foto: SCHEUBER, 2000).

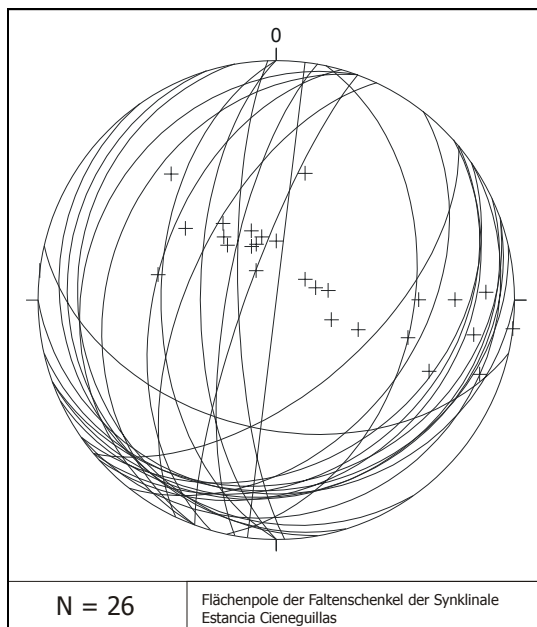


Abb. 4-17: Flächenpole und Flächengroßkreise der Faltenschenkel der Synklinallstruktur südlich der Estancia Cieneguillas

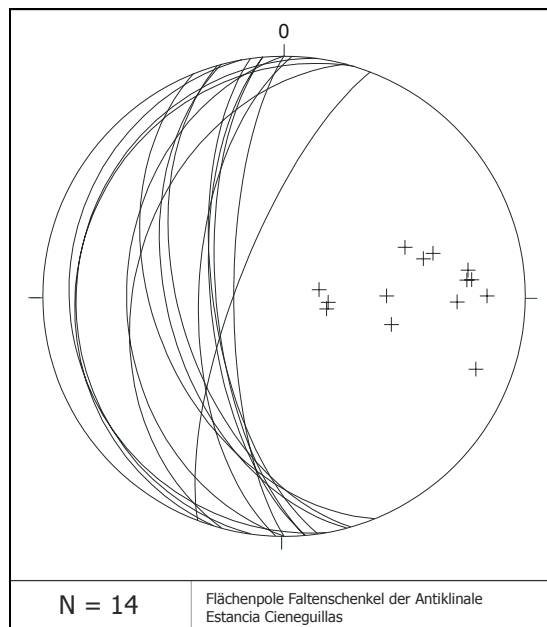


Abb. 4-18: An Faltenschenkel gemessene Flächenpole und Flächengroßkreise der Antiklinalstruktur südlich der Estancia Cieneguillas

Klein- und Spezialfalten konnten nur direkt im Gelände und deshalb nicht flächendeckend beobachtet werden. Entlang der Hauptaufschiebung der Corregidores-Störung wurden Falten eingemessen, deren Faltenachsen flach nach N oder S abtauchen. Den größten Teil der Deformation hat hierbei die Potoco-Formation aufgenommen. Im Höhenzug Corregidores und entlang UKS i.e.S. sind jedoch auch silurische Sedimente direkt an den Störungen kleinräumig gefaltet.

Auch die Fernerkundungsdaten zeigen Anzeichen für eine dextrale Transpression. In den Satelliten- und Luftbilder konnten zahlreiche S-förmige Strukturen erkannt werden, die als sigmoidal verbogene Druckrücken bei dextralem Bewegungssinn gedeutet werden (Abb. 4-19).



Abb. 4-19: Beispiel einer sigmoidalen Druckrückenstruktur (links) im Satellitenbild mit der dazugehörigen schematischen Darstellung des Verhaltens einer sigmoidal verbogenen Blattverschiebung mit dextralem Bewegungssinn. Lage des Ausschnittes siehe Verzeichnis der Abbildungstafeln.

4.2.4 Gesamtbild der Geländebeobachtungen

Im Gesamtbild ergibt sich folgende Situation: Die Uyuni-Kehnayani-Störungszone ist ein System von parallelen bis subparallelen ostvergenten Aufschiebungen mit dextralen Seitenverschiebungskomponenten, die N-S bis NNE-SSW streichen.

Während im Westen mehrere km mächtige Folgen kontinentaler Rotsedimente des Paläozäns bis jüngeren Miozäns aufgeschoben wurden, haben die weiter im Osten gelegenen Aufschiebungen immer ältere Sedimente mit erfaßt. So wurden an der Corregidores-Störung silurische bis kretazische Sedimente aufgeschoben, an der UKS i.e.S. im Süden auch ordovizische. Im Westen des Arbeitsgebietes wird die Deformation durch eine weitspännige Faltenstruktur aufgenommen. Zwischen den Hauptstörungen bilden die Sedimente der oberen Teile der San-Vicente-Formation Beckenfüllungen mit progressiven Diskordanzen. Zwischen SCS und Ines-Antiklinale

sind auch kleinräumigere Falten im Streichen der UKSZ vorhanden. Im Nordwesten des Arbeitsgebietes gibt es Hinweise auf eine weitere Aufschiebung, die eventuell zu der UKSZ mitzuzählen ist. An ihr wird ebenfalls Paläozoikum über Tertiär aufgeschoben.

Die Geländebefunde weisen für die Störungen der UKSZ auf Aufschiebungen in SSE-WNW Richtung bei gleichzeitiger dextraler Seitenverschiebung hin. Ihr Alter kann anhand von K/Ar-Datierungen von Tuffen über und unter Diskordanzen auf 13 bis 9,4 Ma eingegrenzt werden. Die Apatit-Fission-Track-Untersuchungen von EGE (in prep.) zeigen jedoch, daß die Bewegungen wahrscheinlich schon bei vor 20 Ma begannen. Alle Strukturen tauchen nach Norden hin zum Salar ab. Entlang der UKSZ sind im Arbeitsgebiet mehrere getrennte Höhenzüge zu beobachten, die aufgrund ihrer sigmoidalen Form auch eventuell als Druckrücken in einem dextralen Blattverschiebungssystem angesprochen werden können.

Neben diesen Großstrukturen wurden im Arbeitsgebiet im Gelände und in den Fernerkundungsdaten noch weitere kleinere Strukturen erkannt. Auch diese Strukturen weisen auf eine dextrale Transpression hin. Als Beispiel sei hier ein Höhenzug nordwestlich von Rio Grande genannt.

An diesem kleinen Aufbruch tritt Paläozoikum an die Oberfläche. Dies ist das westlichste Vorkommen paläozoischer Gesteine in Bolivien südlich des Salar de Uyuni. Das Paläozoikum im W ist durch eine N-S-streichende Störungszone von Sedimenten der San-Vicente-Formation getrennt. Dabei handelt es sich um eine nach E gerichtete flache Überschiebung von San-Vicente über Paläozoikum. Das Paläozoikum wird von der San-Vicente Formation im Osten wiederum durch eine weitere Störung getrennt. Diese ist im Gegensatz zu den anderen Überschiebungen und Aufschiebungen im Arbeitsgebiet weiter östlich nach W gerichtet (Abb. 4-20).

An der Basis der San-Vicente-Formation sind sehr grobe, unsortierte Brekzien und Störungsbrekzien mit subvulkanitischen Geröllen beobachtet worden. Diese werden als Schutt eines inzwischen im Salar versunkenen vulkanischen Hochgebiets angesprochen (pers. Komm. SCHEUBER, 2002). Da dieser Höhenzug sich isoliert am Rand des Salar de Uyuni erhebt und allseitig von quartären Sedimenten umschlossen ist, konnte die Überschiebung nicht nach S weiterverfolgt werden. Aus Mangel an weiteren Daten wurde daher auf eine Modellierung dieser Struktur verzichtet. Es sollte jedoch deutlich sein, daß auch diese Struktur einen Anteil am Betrag der finiten Gesamteinengung im südlichen Altiplano hat.

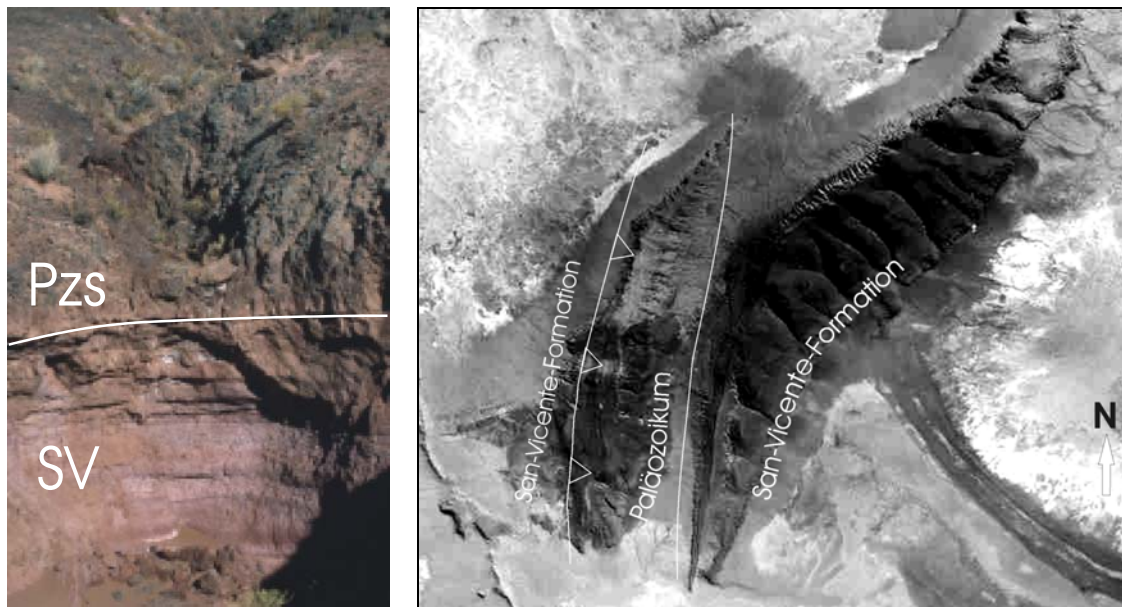


Abb. 4-20: Flache Überschiebung von Paläozoikum (Pzs) über San-Vicente-Formation (SV) nördlich der Ines-Antiklinale (Foto SCHEUBER, 2000). Daneben das Gebiet im Luftbild. Lage siehe Verzeichnis.