

## 2 Datengrundlage

Während der Geländekampagnen 1999 und 2000 wurden einerseits Überblicke über die regionale Geologie im Bereich der Uyuni-Kehnayani Fault Zone (UKSZ) im Raum Cerro San Cristóbal gewonnen und andererseits die vorläufigen Fernerkundungsinterpretationen im Gelände überprüft und ergänzt. Dazu wurden Gefügemessungen durchgeführt und Paßpunkte mit Hilfe eines GPS- Empfängers eingemessen. Die lithologische Ansprache der aufgefundenen Gesteine wurde in Zusammenarbeit mit der Arbeitsgruppe TP C1A des Sonderforschungsbereichs 267 unter Mitwirkung von Prof. Dr. K.-J. Reutter, Dr. E. Scheuber, Dr. D. Mertmann, P. Silva, H. Ege und K. Elger durchgeführt. Dünnschliffe und Laboruntersuchungen sowie Datierungen wurden von anderen Mitarbeitern der Arbeitsgruppe erstellt oder in Auftrag gegeben.

### 2.1 Luftbilder und topographische Karten

Vom Untersuchungsgebiet wurden nahezu flächendeckend Luftbilder beschafft. Das Gebiet wird mit 76 Bildern dort abgedeckt, wo Aufschlüsse aus dem Luftbild erkennbar waren. Das heißt, daß auf die Abdeckung der quartären Sedimente und des Salar de Uyuni verzichtet wurde, da diese Bereiche keine relevante Information über das Präquartär enthalten. Dennoch können sich rezent bis subrezent aktive Störungssysteme auch durch quartäre alluviale Sedimente hindurchpausen. Für die Erkennung solcher Strukturen eignen sich jedoch Satellitenbilder besser.

Die Generierung eines Ortholuftbildmosaiks entstand aus der Notwendigkeit, einen geometrisch korrekten Bilddatensatz hoher Auflösung zu erhalten, auf dem interpretierte Strukturen aus Luftbildern, Satellitenbildern oder anderen Bildverarbeitungsprodukten lagerichtig wiedererkannt und am Bildschirm digitalisiert werden konnten. Der erste Schritt hierzu war die strukturgeologische Interpretation der Luftbilder unter dem Stereoskop. Durch die Übertragung der interpretierten Daten auf den Bildschirm entfiel der zusätzliche Zwischenschritt über ein Umzeichengerät und das Digitalisieren am Brett.

Die verwendeten Luftbilder decken das Untersuchungsgebiet in 10 Flugstreifen ab und entstammen einer Befliegung aus dem Jahre 1964. Leider sind die Abzüge von allgemein nicht sehr guter Qualität, insbesondere mit hohen randlichen Helligkeitsabfällen. Dies macht sich in der Qualität des erstellten Ortholuftbildmosaiks bemerkbar. Da die Luftbilder außerdem höchst unterschiedlich sind, vor allem im Kontrast und in der Helligkeit, wurde auf eine Histogrammangleichung verzichtet, zumal keine digitalen Bildverarbeitungsoperationen, wie etwa eine Nutzung für einen *IHS-merge* mit den Luftbildern geplant waren. Die Bilder sind mit einer Fairchild Reihenmesskammer mit einer Brennweite von 152.446 mm aufgenommen. Die gleichen Luftbilder wurden für die Erstellung der bolivianischen topographischen Karte benutzt, so daß es sich hier um einen konsistenten Datensatz handelt.

Zu den Arbeitsschritten der Orthobildmosaikherstellung bietet das Handbuch der verwendeten Software PCI Geomatics 8.2 (1999) einen Überblick.

Die benutzten topographischen Karten sind die amtlichen vom Instituto Geográfico Militar Boliviens aus Luftbildern erstellten Topographischen Kartenblätter 1 : 50.000, Nr. 6131 I bis IV und 6130 I bis IV, mit Schichtlinien im 20 m-Intervall (zum Teil 10 m). Leider handelt es sich bei den Karten um Kopien, so daß mit einer Verzerrung durch den Kopiervorgang gerechnet werden mußte. Die Karten erwiesen sich jedoch als gut geeignet, zumal die auch hier verwendeten Luftbilder als Grundlage zur Erstellung dieser Karten dienten. Die Karten wurden eingescannt und die auf dem Leuchttisch abgezeichneten Höhenlinien und Höhenpunkte vektorisiert.

## 2.2 Digitales Höhenmodell (DHM)

Die Erstellung eines digitalen Höhenmodells (DHM) (Abb. 2-1) war einerseits notwendig, um die Luftbilder für die Generierung des Orthophotomosaiks zu entzerren, andererseits, um den interpretierten Lineamenten neben x- und y-Lagekoordinaten die dritte Dimension in Form von Höheninformation hinzuzufügen. Dabei kam es weniger auf die lokalen geomorphologischen Eigenschaften wie der Verlauf der Entwässerung, Grate und Hangneigung an, als vielmehr auf eine möglichst konservative Interpolation zwischen den bekannten Höhendaten, auch wenn dabei mit Treppenbildung zwischen Schichtlinien gerechnet werden mußte. Es wurden sowohl Höhenlinien als auch Höhenpunkte integriert.

Digitale Höhenmodelle können grundsätzlich auf zwei verschiedene Weisen dargestellt werden:

- Als **Triangulierte Irreguläre Netzwerke (TIN)**. Dabei werden die Höheninformationen, bestehend aus diskreten, irregulär verteilten Punkten, linear interpoliert. Die Nachbarschaftsbeziehungen ergeben sich in dieser Arbeit aus dem Delaunay-Algorithmus (DELAUNAY, 1934). Dabei wird ein Netzwerk aus Dreiecken gebildet, die die Höhenpunkte nach Kriterien der Voronoi-Zerlegung miteinander verbinden (VORONOI, 1907 bis 1909). Jedem Höhenpunkt wird damit ein Einflußbereich zugeordnet, in dem dieser Punkt die nächstgelegene Höheninformation darstellt. Vorteil dieser Methode ist die kurze Rechenzeit und die Möglichkeit, verschiedenste Höheninformationen (GPS-Messungen, Höhenpunkte auf Karten, Höhenlinien) zu integrieren. Nachteile ergeben sich aus der zum Teil ungünstigen Vermaschung der Höhenpunkte, bei der Dreiecke mit sehr spitzen Winkeln entstehen können, als auch aus Vermaschungen zwischen ein und derselben Höhenlinie, die zu treppchenartigen Artefakten im Höhenmodell führen. Solche Artefakte können durch das gezielte Einfügen von Dreieckskanten, sogenannten *breaklines*, vermieden werden. Ein TIN als Vektormodell bietet laut BIDO (1998) den Vorteil höherer Lagegenauigkeit und ist bei der Überlagerung linienhafter Strukturen, wie z. B. Lineamenten, von Vorteil.
- Als **Rastermodell**. Dabei wird ein reguläres Raster aufgebaut, dem durch ein Interpolationsverfahren Höhen zugeordnet werden. Dieses kann globaler Natur sein, wie z. B. *splines*, oder lokaler Natur, wie Kriging. Beide Verfahren sind exakte Interpolatoren. Rasterhöhenmodelle haben Vorteile bei der lokalen Betrachtung von Daten, bei der Verschneidung von Attributen sowie bei der Integration von anderen im Rasterformat vorliegenden Daten, wie zum Beispiel Satellitenszenen. Nachteile von Rasterhöhenmodellen sind der hohe Rechen- und Speicherbedarf.

Das im Zuge dieser Arbeit generierte Höhenmodell wurde mit dem Programmpaket SurpacVision von Surpac Australia als TIN mittels einer Delaunay-Triangulation erstellt. Wie schon erwähnt worden ist, werden bei der Erstellung von TIN aus Höhenlinien und Punkten oft sogenannte *breaklines* (Bruchlinien) eingefügt, die eine Interpolation zwischen derselben Höhenlinie verhindern. Aus der großmaßstäbigen Kartengrundlage ergab sich jedoch eine sehr hohe Dichte der Höhenlinien, so daß unerwünschte Interpolationen von vornherein auf ein Minimum reduziert waren. Des weiteren verursacht das Einfügen von *breaklines* zum Teil willkürliche Veränderungen der Oberflächentopologie. In das verwendete Höhenmodell gingen deshalb ausschließlich die auf den Karten vorhandenen Höheninformationen ein (Höhenlinien und Höhenpunkte). Somit können folgende Fehlerquellen bei der Höhenmodellerstellung aufgelistet werden:

- **Kartenimmanente Fehler:**
  1. Fehler durch Verzerrungen beim Kopieren der Originalkarten (wie erwähnt standen nur Fotokopien zur Verfügung)
  2. Potentielle Interpretationsfehler schon bei der Erstellung der Karte bei der Verfolgung der Linien gleicher Höhe aus dem Luftbild. Diese Fehlergröße ist nicht beurteilbar.
  3. Fehlmessung an trigonometrischen Punkten
  4. Aufgrund der Darstellung der Hangneigung durch Schichtlinien können diese Schichtlinien eventuell interpoliert statt ausgewertet sein.

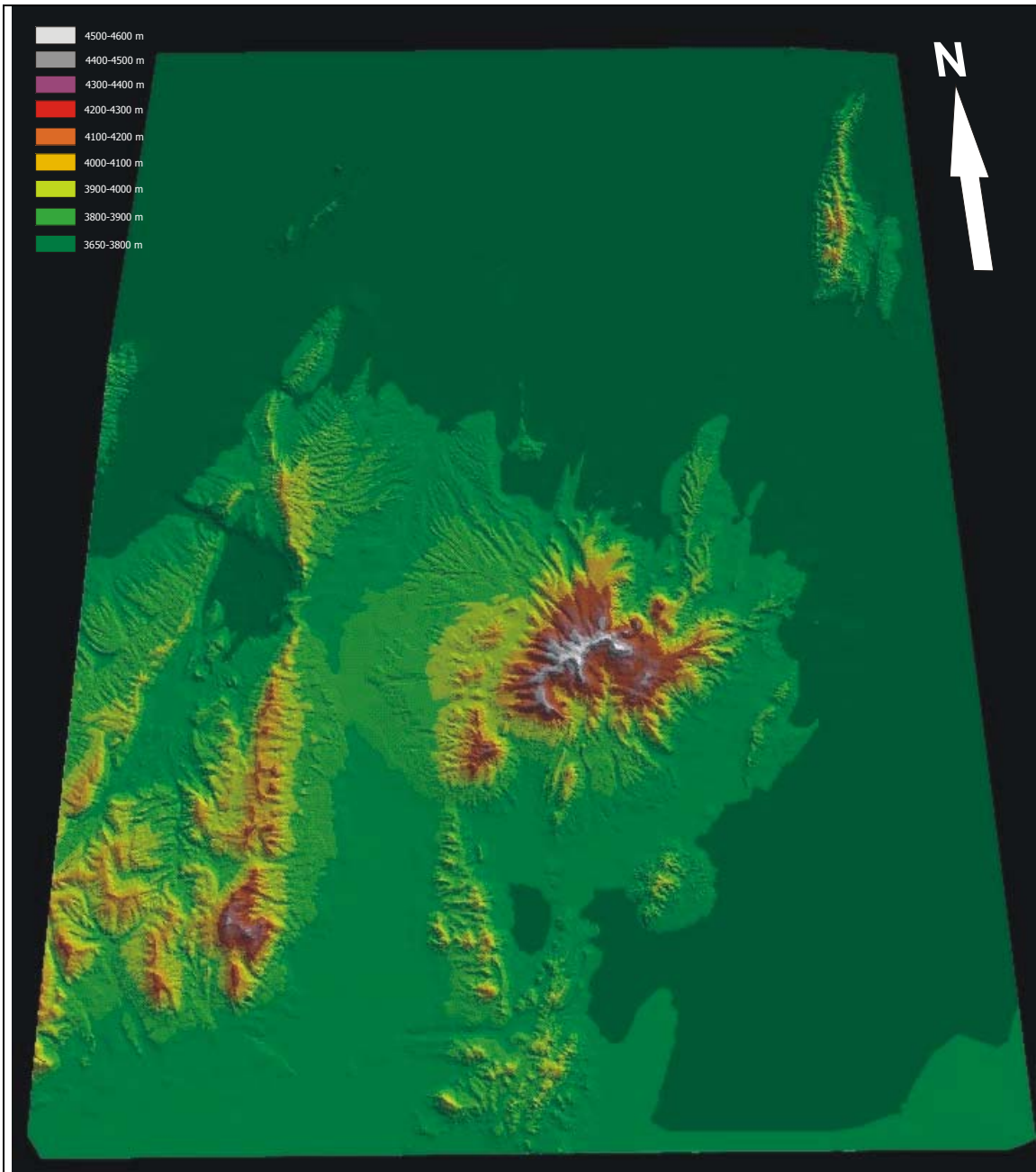


Abb. 2-1: DHM des Arbeitsgebietes als TIN, Aufsicht von oben aus Süden, nicht überhöht. Ausdehnung 50 mal 70 km (E-W und N-S).

- Fehler bei der Digitalisierung

1. Fehler und Ungenauigkeiten beim Abzeichnen der Höhenlinien und -punkte
2. Fehler und Ungenauigkeiten beim Korrigieren und Vektorisieren der gescannten Höhenlinien
3. Ungenauigkeiten bei der Entzerrung und Koordinatenzuweisung durch Lageabweichungen der als Paßpunkte benutzten Kartendetails wie beispielsweise Koordinatenschnittpunkte
4. Fehler und Ungenauigkeiten bei der Zusammensetzung der 4 Kartenblätter
5. Ungenauigkeiten durch Blattverzug beim Scannen

- Fehler bei der Interpolation durch den Delaunay-Algorithmus

Um die Vorteile der Rasterhöhenmodelle zu nutzen, wurde das DHM von einem TIN in ein Rastermodell überführt. Somit waren weitergehende Bildverarbeitung und Überlagerung mit anderen Rasterdaten erst möglich. Die wichtigste Anwendung für das Rastermodell war die Erstellung des Orthobildmosaiks, denn zur Entzerrung der Orthobilder wurde von der verwendeten Software ein DHM im Rasterformat benötigt. Schließlich war es möglich, auf das Höhenmodell Methoden der Bildverarbeitung anzuwenden, um bestimmte Informationen optisch herauszuheben. So konnte das DHM auch auf Lineamente hin interpretiert werden. Durch die Rasterung wurde eine weitere Fehlerquelle hinzugefügt, die Glättung der topologischen Kanten durch Interpolation. RÖBNER (1997) hat jedoch festgestellt, daß eine Rasterinterpolation aus einer Dreiecksvermaschung unabhängig von der Aufnahmepunktverteilung gegenüber anderen Methoden die geringsten Abweichungen zeigt und somit ein robustes Verfahren ist.

Die hochgenauen Höhendaten aus DGPS-Messungen (*Differential Global Positioning System*) der Arbeitsgruppe Geophysik wurden im Eingangsmodell zunächst nicht genutzt, um sie stattdessen als Referenz zur Fehlerschätzung der Höheninformation zu nutzen. Um die Genauigkeit in bezug zur realen Geländeoberfläche zu ermitteln, wurden die DGPS-Messungen als Soll-Höhe angenommen und mit dem interpolierten Höhenwert aus dem DHM verglichen. Dabei ließ sich feststellen, daß das Höhenmodell gut mit den DGPS-Messungen übereinstimmte. Hauptfehlerquelle scheint die Treppenbildung bei der Delaunay-Triangulation zu sein. Die mittlere Abweichung liegt mit 0,5 m erstaunlich niedrig, die Standardabweichung mit 16 m jedoch sehr hoch. Es sei bemerkt, daß diese Daten keine Aussage über die horizontale Lagegenauigkeit des Höhenmodells zulassen, und daß sie ausschließlich in relativ flachem Gelände gemessen wurden, so daß die Lokalisierung der DGPS-Messungen auf dem Höhenmodell schwierig und Abweichungen bei hohem Relief sich bemerkbar machen. Bei der Lokalisierung der größten Unterschiede zwischen DGPS-Messungen und Höhenmodell wurde klar, daß diese sich in Regionen mit besonders ausgeprägtem Relief konzentrieren, was diese These stützt. Unbeeinträchtigt dadurch kann jedoch davon ausgegangen werden, daß der relative Höhenfehler, d.h. eines Höhenwertes in Beziehung zu seinen Nachbarwerten, eher geringer ausfällt und somit auf die Modellierung keinen größeren Einfluß hat. Ein weiteres Kriterium zur Abschätzung der Qualität eines DHM ist die morphologische Schlüssigkeit (zum Beispiel treppenförmige Hänge, Verlauf von Wasserscheiden und ähnliches). In der Tat wird bei der TIN-Erstellung oft zwischen ein und derselben Schichtlinie interpoliert. Dies macht sich besonders an Graten und Einschnitten im Gelände durch treppchenförmige Absätze im Höhenmodell bemerkbar. Da die wissenschaftliche Fragestellung jedoch nicht geomorphologischer Art war, konnte dieser Effekt vernachlässigt werden. Vergleiche zur Fehlerdiskussion beim Erstellen von Geländemodellen RÖBNER (1997).

Neue Möglichkeiten zur Generierung hochauflösender DHM aus Fernerkundungsdaten bieten stereoskopische Satellitendaten (SPOT, MOMS-02), die jedoch sehr teuer und aufwendig zu prozessieren sind. Die neueste Entwicklung auf dem Gebiet sowohl der passiven als auch der aktiven Fernerkundungssysteme läßt jedoch erwarten, daß digitale Höhendaten sehr hoher Auflösung in naher Zukunft preisgünstig zur Verfügung stehen, wie sie etwa das ASTER-System. Als Beispiel sei hier das passive HRSC-A System genannt, aus dem flugzeuggestützt aus multispektralen Stereodaten Geländemodelle erzeugt werden können. Auf dem Gebiet der aktiven Sensoren sind an erster Stelle Radarsysteme wie ERS-1/2 und IRS-C zu nennen, sowie das "Mars-Surveyor" System, die respektive mit RADAR (**R**adio **D**etecting **A**nd **R**anging) und LIDAR (**L**ight **D**etecting **A**nd **R**anging) arbeiten. Neuere Daten in hoher Auflösung werden von der SIR-C/X-SAR Mission erwartet. Im April 2002 wurde SPOT 5 gestartet, der einen eigenen Sensor zur flächendeckenden Aufnahme von digitalen Geländemodellen in hoher Auflösung hat. Diese Daten stehen jedoch noch nicht kommerziell zur Verfügung.

## 2.3 Fernerkundungssysteme

### 2.3.1 Definition und geschichtliche Entwicklung

LANDGREBE (1978:1) definiert Fernerkundung (*remote sensing*) als *science of deriving information about an object from measurements made at a distance from the object, i.e. without actually coming into contact with it*. *Remote sensing* wird dabei die Methode genannt, die elektromagnetische Strahlung zur quantitativen Messung von Objekteigenschaften nutzt. Weiter wird die Messung aus einer gewissen Entfernung zum Untersuchungsobjekt und berührungsfrei durchgeführt. Geophysikalische Methoden fallen demnach nicht hierunter, da sie Potentialfelder, und nicht elektromagnetische Strahlung, messen, oder weil sie nicht berührungsfrei arbeiten. Ziel der Messungen ist die Ableitung von Information aus Interpretation der Daten, die zum Beispiel visuell oder durch Klassifizierung erfolgen kann.

Die klassische und älteste Methode der Fernerkundung ist seit den 1870er Jahren die Luftbildaufnahme. Neben dem sichtbaren Spektrumsausschnitt wird seit den vierziger Jahren des 20. Jahrhunderts das reflektierte (nahe) Infrarotspektrum im Bereich von 700 bis 900 nm benutzt. Stand der 50er und 60er Jahre ist die panchromatische Infrarotaufnahme, sowie die Farbaufnahme im visuellen Spektrumsbereich. Auch wurden für den Einsatz im Orbit photographische Systeme entwickelt und genutzt. Dies sind auf amerikanischer Seite zum Beispiel die Large Format Camera und Metric Camera der Space Shuttle Mission sowie die Mission Corona als unmittelbarer Vorgänger der Landsat-Systeme, auf russischer Seite die jetzt z.T. frei verfügbaren Spionagesatelliten KFA-1000 oder KWR-3000, die auch heute noch Aufnahmen liefern. In den 60er Jahren läuteten die ersten Erdbeobachtungssatelliten für den meteorologischen Einsatz wie TIROS (gestartet im April 1960) die Ära der multispektralen digitalen Fernerkundung aus dem Orbit ein. Ab diesem Zeitpunkt wurden Sensoren entwickelt, die den visuellen Bereich, den Spektrumsbereich des thermalen Infrarot, sowie auch den Mikrowellenbereich abdecken und zur Erdbeobachtung eingesetzt werden. Das amerikanische Landsat-Programm wurde Ende der 60er/Anfang der 70er gezielt zur Untersuchung der spektralen Eigenschaften der Erdoberfläche entwickelt und ist bis heute das wichtigste orbitale Fernerkundungssystem im Bereich der Geowissenschaften. Landsat-1 bis Landsat-3, gestartet ab Juli 1972, sind dabei mit dem opto-mechanischen MSS (*Multispectral Scanner*) ausgerüstet, der Strahlung mit 4 Kanälen im sichtbaren Bereich und im Bereich des **Nahen InfraRot** (NIR) aufnahm. Ab Juli 1982 wurde die zweite Landsat-Generation mit Landsat-4 und -5 zum Einsatz gebracht. Neben dem MSS war ein neuer, in spektraler und räumlicher Auflösung verbesserter Sensor an Bord, der TM (*Thematic Mapper*), ebenfalls ein opto-mechanisches System. Die jüngste Generation der Landsat-Familie ist der Landsat-7 Satellit, der mit dem Enhanced Thematic Mapper (ETM+) ausgestattet ist. Dieser Sensor besitzt neben einer höheren räumlichen Auflösung im **Thermalen InfraRot** (TIR) einen zusätzlichen panchromatischen Kanal höherer Auflösung im **visuell** sichtbaren Spektralbereich (VIS). Das Landsat-Programm liefert ein einzigartiges kontinuierliches Archiv der Erdoberfläche zu relativ geringen Kosten in einer guten spektralen Auflösung.

Demgegenüber wurde das französische *Système probatoire d'observation de la Terre* (SPOT) als Ergänzung und Alternative zum Landsat-Programm entwickelt und ab Februar 1986 zum Einsatz gebracht. Bei geringerer spektraler Auflösung ist die räumliche Auflösung höher. Daneben kann SPOT auch Seitwärtsaufnahmen machen und so ein und denselben Bereich in mehreren Erdumläufen hintereinander und aus verschiedenen Blickwinkeln aufnehmen. So sind nicht nur Stereoaufnahmen, sondern auch eine rasche Wiederaufnahme eines Bereichs möglich. Gestartet wurden 1986 bis 1993 SPOT 1 bis 3 mit je 3 multispektralen Kanälen im VIS und einem panchromatischen Kanal. SPOT 4 mit einem zusätzlichen Kanal im SWIR (*Short Wave InfraRed*) wurde 1998 gestartet, gefolgt von SPOT 5 im Jahr 2002 mit einem neuen Sensor und höherer räumlicher Auflösung. Als Detektoren wird im SPOT-Programm ein Zeilendetektor (CCD) genutzt.

Diese beiden Systeme sind die klassischerweise genutzten Systeme in Anwendungen der geologischen Fernerkundung. Sie bieten eine gleichermaßen spektral wie räumlich ausreichende Auflösung sowie eine großräumige Abdeckung der Erdoberfläche. Landsat TM und speziell ETM bieten dabei gegenüber SPOT den Vorteil der wesentlich geringeren Kosten und eines kontinuierlichen Archivs von Aufnahmen der Erdoberfläche. Außerdem besitzt der Landsat ETM-Sensor eine leistungsfähigere spektrale Auflösung. Dies war ausschlaggebend für die Wahl von Landsat ETM Daten für die vorliegende Arbeit.

Weitere hochauflösende optische Erdbeobachtungssysteme sind z. B. der indische IRS-1 C/1D und der japanische JERS-1 OPS, beides Zeilendetektorsysteme. Neuere Datums ist IKONOS, ein mit sehr hoher Auflösung im 1m-Bereich und multispektralen Detektoren arbeitendes System. Nachteile dieser Systeme sind die hohen Kosten und die diskontinuierliche zeitliche und räumliche Abdeckung der Erdoberfläche.

Daneben werden in der Erdbeobachtung auch aktive Abtastsysteme wie LIDAR und RADAR eingesetzt, sowie im regionalen Bereich flugzeuggestützte digitale, passive optische Aufnahmesysteme wie AVIRIS oder die HRSC-A. Sie ist jedoch nicht in einem regionalen Rahmen einsetzbar.

Einführungen in die Entwicklung der Fernerkundungssysteme, ihrer Sensoren und Anwendungen sind zum Beispiel bei KRONBERG (1985), SABINS (1997), CAMPBELL (1987), CRACKNELL & HAYES (1991), DRURY (1993), LILLESAND & KIEFER (1999) und TARANIK & CROSTA (1996) zu finden.

### 2.3.2 Physikalische Grundlagen

Die in Bilddaten zu beobachtende Wechselwirkung zwischen Materie und elektromagnetischer Strahlung wird einerseits durch die physikalischen Eigenschaften der Materie, andererseits durch die Wellenlänge der elektromagnetischen Strahlung gesteuert (z.B. SCHANDA, 1986). Der Welle-Teilchen-Dualismus wird durch folgende fundamentale Gleichung beschrieben:

$$E = h \nu$$

Dabei stellt E die Quantenenergie,  $h$  das Plancksche Wirkungsquantum und  $\nu$  die Frequenz dar. Das Plancksche Wirkungsquantum ist eine fundamentale Naturkonstante, von Max Planck 1900 entdeckt, und hat den Wert  $6,6256 \times 10^{-34} \text{ W s}$ , also die Dimension einer Wirkung. Entsprechend der Relation  $c = \lambda \nu$  kann obige Gleichung transformiert werden:

$$E = h c / \lambda$$

Dabei bezeichnet  $\lambda$  die Wellenlänge. Die Energie eines Quants ist also umgekehrt proportional zur Wellenlänge und direkt proportional zu seiner Frequenz.

Die von einer Quelle emittierte Elektromagnetische Strahlung hängt von der Körpertemperatur  $T_{\text{kin}}$  ab. Dabei wird zwischen der internen, kinetischen Energie oder auch Körpertemperatur und der abgestrahlten Energie (*radiant energy*) unterschieden.

Für einen Körper, der sämtliche einfallende Strahlung absorbiert, einen sogenannten Schwarzkörper, ist die kinetische Temperatur  $T_{\text{kin}}$  gleich der Strahlungstemperatur  $T_{\text{rad}}$ . Die Stärke des Strahlungsflusses eines Schwarzkörpers  $F_s$  wiederum wird durch das Stefan-Boltzmann-Gesetz bestimmt:

$$F_s = \sigma \cdot T_{\text{kin}}^4$$

Dabei ist  $\sigma$  die Stefan-Boltzmann-Konstante mit dem Wert  $5,6703 \cdot 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ . Aus diesem Gesetz ergibt sich, daß die abgestrahlte Energie mit der 4. Potenz der kinetischen Temperatur zunimmt.

Ein Schwarzkörper ist jedoch ein idealer Körper, den es in der Natur nicht gibt. Für reale Körper wurde deswegen der Emissionsgrad ( $\epsilon$ ) eingeführt, als Verhältnis zwischen dem realen Strahlungsfluß  $F_r$  und  $F_s$ . Der Emissionsgrad für einen Schwarzkörper ist 1, für alle realen Körper kleiner 1. Für alle natürlichen Körper, Graukörper genannt, ist sie wellenlängenabhängig. Mit dieser Größe kann das obenstehende Stefan-Boltzmann-Gesetz auf reale Körper ausgeweitet werden:

$$F_r = \epsilon \cdot \sigma \cdot T_{\text{kin}}^4$$

Kinetische Energie drückt sich als Bewegung von Materiepartikeln aus, die durch Kollision miteinander schnell wechselnde Energiezustände erfahren und diese Energie dann als Strahlung an die Umgebung abgeben. Die kinetische Temperatur ist ein Maß für die Dichte der kinetischen Energie, analog dazu die Strahlungstemperatur ein Maß für die Dichte des Strahlungsflusses. Dies ist die eigentliche Größe, die in der Fernerkundung gemessen wird.

Die Stärke des Strahlungsflusses variiert bei einer gegebenen Temperatur eines Körpers mit der Wellenlänge. Dieser Zusammenhang wird durch das Wiensche Verschiebungsgesetz ausgedrückt:

$$(\lambda_{\text{max}} = 2897 \mu\text{m} \cdot \text{K} / T_{\text{rad}})$$

Dabei ist  $2897 \mu\text{m} \cdot \text{K}$  eine physikalische Konstante und  $T_{\text{rad}}$  die Strahlungstemperatur in Kelvin. Dieses Gesetz besagt, daß bei Temperaturerhöhung eines Körpers die abgestrahlte Strahlungsenergie sich erhöht und das Maximum der Strahlungsenergie bei immer kürzeren Wellenlängen abgestrahlt wird. (Abb. 2-1) Daraus ergibt sich zunächst der Widerspruch, daß bei immer kürzeren Wellenlängen die abgestrahlte Energie gegen unendlich tendiert. Dieser Widerspruch wurde durch das Plancksche Gesetz aufgelöst:

$$F_\lambda = (\epsilon \cdot c^1) / (\lambda^5 (e^{c^2/\lambda T} - 1)) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$$

Wobei  $c^1 = 3.7413 \text{ W} \cdot \mu\text{m}^4 \cdot \text{m}^{-2}$  und  $c^2 = 1.4388 \cdot 10^4 \mu\text{m} \cdot \text{K}$  die Planckschen Konstanten sind. Aus dieser Gleichung ist erkennbar, daß die abgestrahlte Energie bei etwa 6000 K kinetischer Temperatur ein Maximum bei  $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$  erreicht, um dann bei kürzeren Wellenlängen rasch abzufallen.

Mit Hilfe von Radiometern bzw. dem TIR-Detektor werden Strahlungstemperaturen gemessen. Da bei einem Schwarzkörper  $T_{\text{kin}} = T_{\text{rad}}$  ist, kann folgende Formel kombiniert werden:

$$T_{\text{rad}} = \epsilon^{1/4} T_{\text{kin}}$$

Somit wird deutlich, daß die Unterschiede in der Stärke der detektierten Strahlung am Sensor hauptsächlich auf Unterschiede des Emissionsgrades  $\epsilon$  als Verhältnis zwischen Absorption und Reflexion von elektromagnetischer Energie zurückzuführen sind. Genauer kann dieser Zusammenhang durch die Strahlungsgleichung definiert werden:

$$\Sigma_{\text{tot}} = \Sigma_{\text{refl}} + \Sigma_{\text{trans}} + \Sigma_{\text{abs}}$$

Dieses Gesetz ergibt sich aus dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik über die Erhaltung der Energie. Diese Gleichung, auf die detektierten Objekte angewendet, zeigt, daß Reflexion und Absorption die beiden für die Fernerkundung entscheidenden Eigenschaften eines Objektes sind, da die Transmission bei Gesteinen gleich null gesetzt werden kann.

Die Strahlung interagiert auf der Erde jedoch nicht nur mit der Oberfläche, sondern auch mit der Atmosphäre. Strahlung wird von der Atmosphäre und der in ihr vorkommenden Materie transmittiert, reflektiert, absorbiert und gestreut, sowie auch emittiert. Die Reflexion wird je nach der Art der Rückgabe des Lichtstrahls durch den Reflektor als spiegelnd, diffus oder lambertisch

bezeichnet. Spiegelnd sind dabei Reflektoren, die einfallende Lichtstrahlen in nur eine Richtung zurückgeben, mit gleichen Einfallswinkel und Ausfallswinkel zur Reflektoroberfläche. Lambertische Reflektoren hingegen geben die einfallende Strahlung gleichmäßig in alle Richtungen als diffuse Reflexion ab (Abb. 2-2).

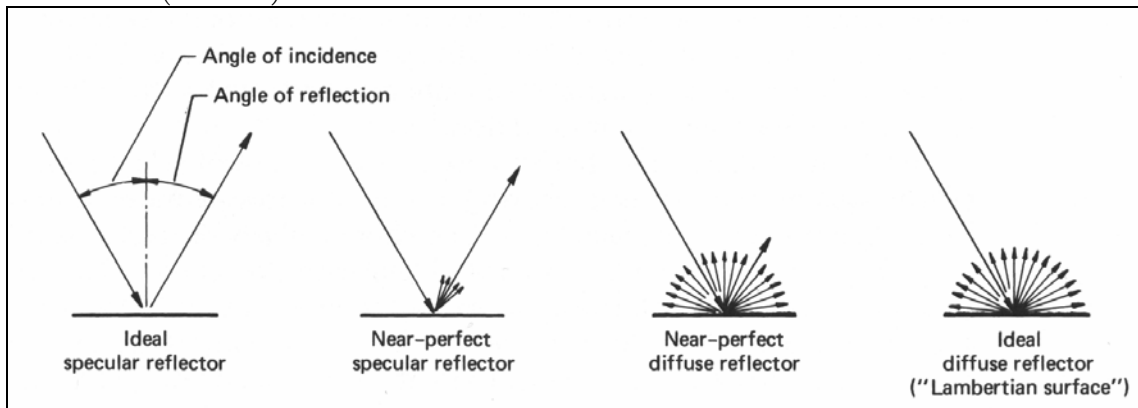


Abb. 2-2: Von links nach rechts: Idealer spiegelnder Reflektor, näherungsweise spiegelnder Reflektor, näherungsweise diffuser Reflektor, diffuser (Lambertischer) Reflektor. Aus LILLESAND & KIEFER (1999).

Der Transmissionsgrad der Atmosphäre ist wellenlängenabhängig, da die Transmission umgekehrt proportional zur Absorption von elektromagnetischer Strahlung ist. Moleküle und Aerosole in der Atmosphäre absorbieren einerseits Strahlung in bestimmten Wellenlängenbereichen (Abb. 2-3), andererseits werden Strahlen an Partikeln, abhängig von Wellenlänge und Größe der Partikel, auch gestreut. Diese Streuung sorgt dafür, daß vom Detektor aufgenommene Strahlung eventuell nicht vom beobachteten Punkt auf der Oberfläche, sondern scheinbar von einem benachbarten, ausgestrahlt oder reflektiert wird.

Es gibt zwei für die Fernerkundung relevante Arten von Streuung, die Rayleigh-Streuung und die Mie-Streuung. Rayleigh-Streuung findet an Inhomogenitäten im Medium, die, wie Luftmoleküle, signifikant kleiner als die Wellenlänge der elektromagnetischen Strahlung sind, und besonders bei kurzen Wellenlängen im VIS (blau) statt. Die Intensität des gestreuten Lichts ist indirekt proportional zur 4. Potenz der Wellenlänge:

$$I_{\text{Rayleigh}} \approx \lambda^{-4}$$

Dieser Effekt ist verantwortlich für das Himmelsblau und die Kontrastreduzierung im blauen Wellenlängenbereich, da kürzere Wellenlängen stärker gestreut werden.

Mie-Streuung findet an Partikeln statt, die etwa gleich groß oder größer als die Wellenlänge der elektromagnetischen Strahlung sind. Bei der Mie-Streuung werden alle Wellenlängenbereiche etwa gleich stark gestreut, so daß Wolken, die aus Wassertröpfchen bestehen, weiß aussehen. Sie ist ungleich komplizierter zu beschreiben. Die negativen Effekte von Streuung werden mit einfachen Methoden der Bildverarbeitung gemindert, jedoch nicht vollkommen unterdrückt. In der Tat ist die Atmosphärenkorrektur ein komplexes Problem, wie z.B. von CRIPPEN *et al.* (1988) dargestellt.

Damit ist klar, daß verschiedene Gase der Atmosphäre die Transmission von elektromagnetischer Strahlung wellenlängenabhängig schwächen oder komplett verhindern. Der für die Fernerkundung nutzbare Bereich ist also in atmosphärische Fenster gegliedert. Sie werden begrenzt durch die für die in der Atmosphäre vorhandenen Gase typischen Absorptionsbanden (Abb. 2-3).

Eine ausführlichere Erläuterung der physikalischen Zusammenhänge in der Fernerkundung kann z.B. bei SCHANDA (1986) gefunden werden.



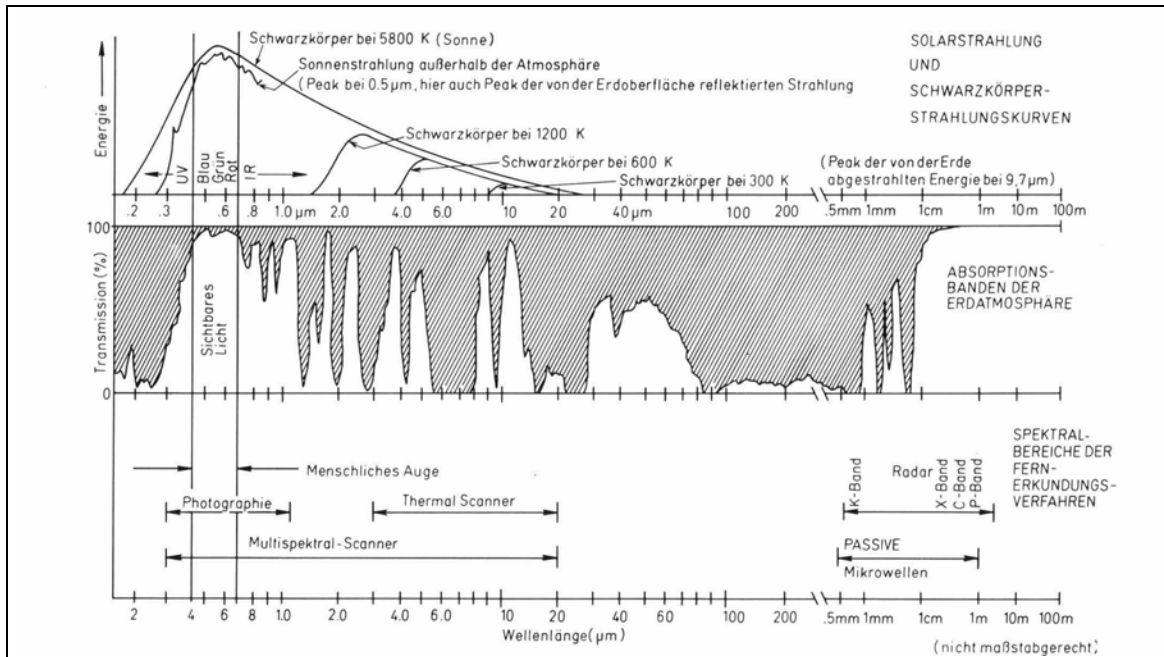


Abb. 2-3: Das elektromagnetische Energiespektrum, die Durchlässigkeit der Erdatmosphäre und die in der Fernerkundung genutzten Spektralbereiche (aus KRONBERG, 1985)

### 2.3.3 Die Sensoren und Aufnahmecharakteristika von Landsat ETM+ 7

Landsat ETM+ 7 wurde am 15. 4. 1999 gestartet und ist damit der jüngste Satellit der Landsat-Reihe. Er umkreist die Erde in 705 km Höhe in einem nahezu polaren, sonnensynchronen Orbit. Dies bedeutet, daß die lokale Aufnahmezeit immer die gleiche ist, etwa 10 h vormittags. Der Aufnahmezyklus, innerhalb dessen fast die gesamte Erdoberfläche abgedeckt wird, beträgt 16 Tage.

Die Bildgeometrie, die geometrische und die spektrale Auflösung des Systems hängen vom eingesetzten Detektor ab. Als Aufnahmesystem kommt bei Landsat ETM+ 7 ein sogenannter line-track-Scanner zum Einsatz. Bei diesem opto-mechanischen System wirft ein rotierender Spiegel die von der Erdoberfläche einfallende Strahlung auf die Sensoren. Dabei wird das Signal auf 16 Aufnahme-Detektoren pro Kanal gleichzeitig geworfen. Abweichungen in der Kalibrierung dieser Sensoren führen zum sogenannten "sixteen-line effect", der sich als störendes Streifenmuster bemerkbar machen kann.

Die räumliche Auflösung des Satellitenbildes wird von der Flughöhe, der Winkelauflösung des Sensors und der Anzahl der aufgenommenen Bildelemente bestimmt. Aus diesen ersten beiden Parametern resultiert ein momentanes Blickfeld (*Instantaneous field of view* - IFOV). Die Gesamtgröße des aufgenommenen Ausschnittes ergibt sich aus dem Scanwinkel des Spiegels. Die spektrale Auflösung beschreibt die Anzahl und die Bandbreite der aufgenommenen Strahlung jedes Sensors. Die radiometrische Auflösung wiederum beschreibt die Dynamik, das heißt die Datenmenge, die zur Darstellung der gemessenen elektromagnetischen Strahlung zur Verfügung steht. Diese Datenmenge wird in Bits angegeben und bestimmt die Anzahl der Zahlenwerte (*digital numbers* – DN) die für die Darstellung als Grauwert genutzt werden. Bei 8 bit stehen somit  $2^8$ , also 256 Werte von 0 bis 255 zur Verfügung. Die Sensoreigenschaften von ETM+ sind der nachfolgenden Tabelle zu entnehmen.

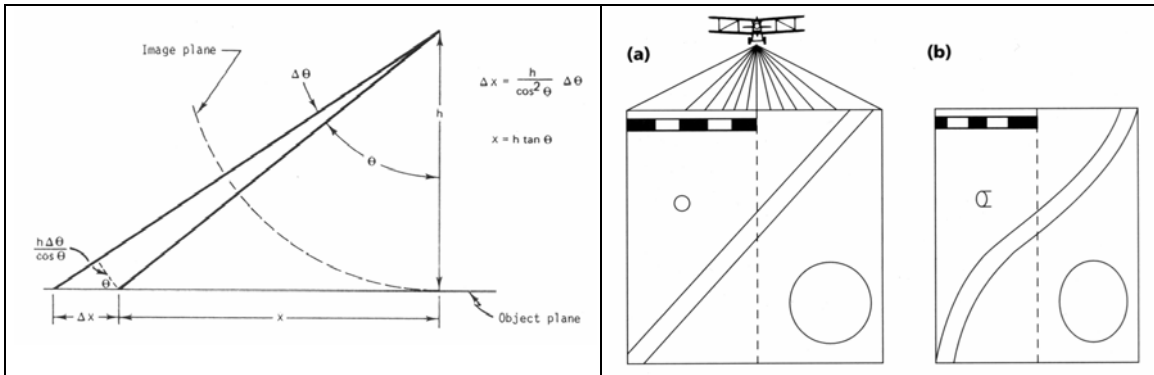


Abb. 2-4: Aufnahmegeometrie eines optomechanischen Scanners (*line-track-Scanner*). Während die Größe des IFOV (*Instantaneous Field of View*) konstant bleibt, wächst die Größe des abgebildeten FOV auf der Objektebene  $\Delta x$  mit zu zunehmender Entfernung  $x$  vom Nadir des Aufnahmesystems (linke Seite). Aus REEVES (1975). Rechts ist der dadurch entstehende Effekt der Panoramaverzerrung orthogonal zur Flugrichtung abgebildet. Da die Fläche, die durch den konstanten Scanwinkel abgebildet wird mit der Entfernung von der Aufnahmeplattform zunimmt (a) zeigt die Geometrie des gescannten Bildes einer Oberfläche (b) eine Maßstabsverkleinerung mit zunehmender Entfernung zur Aufnahmezentralinie.

Scanwinkel	14.9 °
Winkelauflösung	18.5 x 21.4/42.5/85 microrad
Dynamische Auflösung	Besten 8 von 9 bit
Momentanes Blickfeld (IFOV)	13 x 15/30/60 m
Zeilen pro Scan	32/16/8
Szenengröße	183 x 170 km;

Band 1 (VIS)	0.450 bis 0.515 $\mu\text{m}$	30 m Auflösung
Band 2 (VIS)	0.525 bis 0.605 $\mu\text{m}$	30 m Auflösung
Band 3 (VIS)	0.630 bis 0.690 $\mu\text{m}$	30 m Auflösung
Band 4 (NIR)	0.750 bis 0.900 $\mu\text{m}$	30 m Auflösung
Band 5 (SWIR)	1.55 bis 1.75 $\mu\text{m}$	30 m Auflösung
Band 6 (TIR)	10.40 bis 12.50 $\mu\text{m}$	60 m Auflösung
Band 7 (SWIR)	2.09 bis 2.35 $\mu\text{m}$	30 m Auflösung
Band 8 (VIS panchromatisch)	0.520 bis 0.900 $\mu\text{m}$	15 m Auflösung

Tab. 2-1: Sensorparameter des ETM+ von Landsat 7

Die spektralen Aufnahmebereiche wurden nach NASA Landsat User Notes (1982), NASA (1984) und NASA (1996) für folgende Ziele definiert:

ETM-Kanal 1: Küstenbereichsstudien, bathymetrische Aussagen in Flachwasserbereichen, Aussagen über Sedimentfracht; Differenzierung von Laub- und Nadelwald, von bewachsenem und unbewachsenem Boden; hohe Streulichtanfälligkeit durch Aerosole.

ETM-Kanal 2: Ermittlung der Vitalität von Vegetation, daraus ableitbar Aussagen zu Boden- oder Umweltfaktoren

ETM-Kanal 3: Unterscheidung von Pflanzenarten durch Chlorophyllempfindlichkeit; Differenzierung Fe-reicher Gesteine in Kombination mit Kanal 1

ETM-Kanal 4: Abgrenzung zwischen Wasser und trockener Oberfläche; Differenzierung innerhalb von Landflächen durch Wassergehalt; allgemeine Unterscheidung der Vegetationsverteilung

ETM-Kanal 5: Wassergehalt der Vegetation, von Böden und Gesteinen; Gesteinsdifferenzierung durch hohe Reflexion der Gesteine; Unterscheidung von Wolken und Schnee

ETM-Kanal 6: Thermale Kartierung von Oberflächen und deren Anomalien; Tiefenstrukturen; Stress der Vegetation; Wassergehalt von Böden

ETM-Kanal 7: Differenzierung von Gesteinen und Böden; Mineraldifferenzierung von Karbonaten und Schichtsilikaten

ETM-Kanal 8: Panchromatischer Bereich, deckt Kanäle 1 bis 4 ab; dient zur Erhöhung der Auflösung mittels *IHS-merge*

### 2.3.4 Einsatz von Fernerkundungsdaten in der Geologie

Fernerkundungssysteme machen sich die Eigenschaften der untersuchten Gebiete hinsichtlich Reflexion und Emission von elektromagnetischer Strahlung zunutze. Der in der Fernerkundung üblicherweise genutzte Spektrumsbereich reicht dabei vom visuellen Bereich (VIS) mit 0,4  $\mu\text{m}$  bis zum Mikrowellenbereich. Genutzt werden mehrere diskrete "atmosphärische Fenster", in denen elektromagnetische Strahlung von der Atmosphäre nicht wesentlich absorbiert oder gestreut wird (siehe Abschnitt 2.3.2).

Anwendung finden Fernerkundungsdaten in verschiedenen geowissenschaftlichen Teilgebieten. In der Geomorphologie werden hauptsächlich Landformen analysiert, so daß hier bevorzugt stereoskopische Daten aus Luftbildern oder, im regionalen Maßstab, u.a. auch SPOT-Stereodaten und JERS-1 OPS zum Einsatz kommen. Der verwendete Spektralbereich ist das VIS und Nahe Infrarot (NIR). Zu dieser Anwendung gehört auch die Analyse von Flußnetzsystemen, die in kleineren Maßstäben regional mit multispektralen Daten der TM und SPOT-Sensoren durchgeführt wird. Aktive Aufnahmesysteme werden ebenfalls für geomorphologische Fragestellungen eingesetzt, unter anderem mit den Systemen ERS-1, JERS-1 SAR, SIR-C und RADARSAT. Diese aktiven Systeme sind besonders dort von Vorteil, wo Wolkenbedeckung und Aerosole oder Vegetation die Oberfläche verdecken. Von Vorteil kann auch die höhere Eindringtiefe der Mikrowellenstrahlung in das zu untersuchende Gestein sein. Höhendaten zur Erstellung von DHM werden aus Radarinterferometrie, den schon erwähnten stereoskopischen Daten, und aus direkten Höhenmessungen mit LIDAR (*Light detecting and ranging*) und RADAR (*Radio detectind and ranging*) gewonnen.

Zu den geologischen Anwendungen zählt im Wesentlichen die geologische Kartierung aus Fernerkundungsdaten. Strukturgeologische Informationen können hier am besten aus stereoskopischen Daten und, abhängig von der Blickrichtung, mit RADAR-Daten erfaßt werden. Multispektrale Daten dienen zur Kartierung von Bildeinheiten. Diese Bildeinheiten vereinen texturelle und strukturelle Attribute der Oberfläche und die Art der Interaktion mit elektromagnetischer Strahlung, ausgedrückt in der Albedo und den spektralen Eigenschaften der Oberfläche. Diese Bildeinheiten werden anschließend lithofaziellen Einheiten zugeordnet. Die Erkennbarkeit lithofazieller Einheiten hängt in erster Linie von der spektralen Auflösung des Sensors ab. Multispektralsensoren, wie die von Landsat-TM, lassen hier aufgrund der Position im elektromagnetischen Spektrum und der spektralen Bandbreite ihrer Aufnahmeempfindlichkeit nur Identifizierungen einzelner Mineralgruppen, wie Hydroxide, Fe-Verbindungen und Karbonate zu, nicht jedoch die einzelner Minerale. Die nachfolgend beschriebenen Methoden der Bildverarbeitung dienen in erster Linie dazu, die spektralen Eigenschaften dieser Mineralgruppen im Satellitenbild hervorzuheben, so daß sie für das Auge des Betrachters sichtbar werden.

Jedes Mineral besitzt charakteristische Eigenschaften der Reflexion und Absorption elektromagnetischer Strahlung in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen, wodurch ein Mineral eindeutig identifiziert werden kann. Besonders gut eignet sich dafür der nahe bis mittlere Infrarotbereich. Meßbar sind diese Strahlungsabsorptionseigenschaften mit hochauflösenden abbildenden Spektrometern, wie zum Beispiel AVIRIS (*Airborne Visible InfraRed Imaging Spectrometer*) oder MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectrometer*), HIDIS (*High Resolution Imaging Spectrometer*) und ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Die hohe spektrale und räumliche Auflösung führt jedoch zur Aufnahme von so großen Datenmengen,

daß regionale Untersuchungen aus Mangel an Speichermedien nicht ohne weiteres möglich sind. Daraus ergibt sich, daß die meisten dieser Systeme nicht satelliten- sondern flugzeuggestützt sind, und daß daher keine kontinuierliche und flächige Abdeckung der Erdoberfläche gewährleistet ist. Dies macht diese Daten zudem auch teuer.

Die spektrale Signatur von Mineralgruppen ist insbesondere dazu geeignet, hydrothermale Alterationen in Satellitenbildern zu detektieren (FELDMAN & TARANIK, 1988 in DRURY), da diese eine Anreicherung von Mineralen mit OH-Gruppen darstellen. Zu diesem Zweck eignen sich auch die in dieser Untersuchung verwendeten multispektralen Aufnahmen von Landsat ETM+ 7. Die Anwendung in der Mineralisations- und Erzexploration stellt einen weiteren Schwerpunkt der Nutzung von Fernerkundungsdaten, und speziell multispektralen Daten, dar. Zu diesem Thema gibt es eine Anzahl von Studien und Fallbeispielen, wie zum Beispiel in DRURY (1993) zusammengetragen.

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist gekennzeichnet durch seinen extrem ariden Charakter und die große topographische Höhe. Durch die große topographische Höhe ist die überlagernde Luftsäule auch dünner, so daß atmosphärische Streuungen geringer sind. Die meist wolkenfreien ariden und semiariden Gebiete mit wenig oder gar keiner Vegetationsdecke eignen sich für die Anwendung von Methoden der Fernerkundung besonders gut (LIST, 1969). Im Untersuchungsgebiet treten Wolken gar nicht auf. Passive Sensoren, wie die des ETM+, sind daher das gewählte Aufnahmesystem, da sie eine hinreichende spektrale und geometrische Auflösung für eine regionale Untersuchung bieten. Zudem sind die Kosten gering. Problematisch ist in ariden Gebieten im Allgemeinen der Einfluß von Verwitterungskrusten. Dieser sogenannte Wüstenlack besteht aus Mg-Fe-Ausscheidungen, die sich über Gesteinen bilden und die eigentliche Gesteinszusammensetzung maskieren. Dieser Effekt tritt jedoch hauptsächlich bei kompakten Gesteinen auf, so daß im Untersuchungsgebiet mit seinen lockeren Sedimenten und an vielen Stellen frisch ausgewaschenen Aufschlüssen dieses Problem von untergeordneter Bedeutung ist. Auch tritt Wüstenlack in Bolivien generell wenig auf.

Da von der Fragestellung her hauptsächlich nach Lineamenten, tektonischen Strukturen und Schichtgrenzen gesucht wurde, konnte auf eine aufwendige digitale Klassifizierung verzichtet werden. Auch haben LIST, MEIBNER & PÖHLMANN (1990) gezeigt, daß die visuelle Interpretation von sorgfältig aufbereiteten Farbkompositenbildern und Bildverarbeitungsprodukten zur Erkennung geologischer Strukturen besser geeignet ist als eine digitale Klassifizierung.